

MODELO HIDROGEOLÓGICO DE LA CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA

Informe

Modelo Hidrogeológico Conceptual
y Numérico



Enero 2021

Versión Final

En bibliografía, este informe será citado como sigue:

Amphos 21. 2021. Modelo Hidrogeológico de la Cuenca del Salar de Atacama. Informe Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico.

Amphos 21 Consulting Chile Ltda.

Av. Nueva Tajamar, 481. WTC-Torre Sur- Of. 1005. Santiago (Chile)

+56 2 27991630

www.amphos21.com

Preparado por	Revisado por	Validado por
Claudio Ávila Johana Botero Matthieu Delaunay Angello Negri María Pool Domenico Sciolla Victor Parra	Luciano Achurra Pau Barceló	Juan Castaño

Resumen Ejecutivo

Los Salares Altoandinos del norte de Chile han adquirido una gran relevancia a nivel de país producto del alto interés económico que presentan las elevadas concentraciones de litio, potasio y boro disueltos en las salmueras, y de la creciente demanda de estos elementos para la fabricación de baterías recargables y otros productos.

El Salar de Atacama, ubicado en la Región de Antofagasta, es reconocido como uno de los sitios con mayores reservas de litio a nivel mundial. Actualmente, existen operadores que extraen tanto la salmuera, como el agua dulce, desde distintas zonas del Sistema Acuífero de la Cuenca del Salar de Atacama. Sin embargo, esta explotación de los recursos de salmuera y agua dulce se debe compatibilizar con el resguardo de los sistemas lagunares, objeto de protección ambiental que se desarrollan en los bordes del Salar (zona Marginal), los cuales tienen una relevancia ambiental debido a su biodiversidad, relación con el patrimonio cultural y como puntos de gran interés turístico.

Los distintos operadores que explotan la salmuera y extraen el agua dulce desde la cuenca del Salar de Atacama tienen sus propias herramientas hidrogeológicas numéricas que han sido el sustento para la evaluación de sus proyectos y la proyección del comportamiento de los niveles de agua subterránea. Sin embargo, a la fecha no existe una herramienta única, que integre a todos los operadores y permita evaluar la respuesta del sistema hidrogeológico, frente a la extracción conjunta de los diferentes operadores y/o a variaciones de la recarga natural.

Como parte de los trabajos que Corfo ha realizado los últimos años en el Salar, en 2018 se inició la elaboración de un modelo numérico integrado de la cuenca del Salar de Atacama, a partir de la actualización del modelo conceptual que estaba disponible a la fecha y que había sido anteriormente elaborado por el Comité de Minería de no Metálica de Corfo. El ejercicio numérico consistió en un modelo de flujo 3D a escala de cuenca y 3 modelos numéricos 2D de flujo con densidad variable en los sectores de Aguas de Quelana, Peine y La Punta-La Brava.

Posteriormente, se produjeron algunos cambios de relevancia en la situación de extracción del sector sur de la cuenca y se actualizó la información disponible que permite mejorar la caracterización hidrológica de la cuenca.

En cuanto a los cambios, el más relevante es el asociado a la situación extractiva del sector sur de la cuenca debido a que “Minera Escondida Limitada”, a inicios del año 2020, desistió del procedimiento de evaluación de impacto ambiental del “Proyecto Monturaqui”. En cuanto a la actualización de la información hidrogeológica, cabe destacar la recepción por parte de Corfo de nuevos antecedentes técnicos aportados por uno de los operadores mineros que desarrolla su actividad en el salar, además de antecedentes actualizados de los Planes de Seguimiento

Ambiental. Por tanto, resultó necesario incorporar dicha información al estudio de modelo hidrogeológico de Corfo en sus componentes conceptual y numérica. Lo anterior, con el objeto de contar con un modelo y escenarios predictivos que representaran de manera más ajustada, tanto el funcionamiento del sistema hídrico como los futuros caudales de extracción de agua dulce en la cuenca del Salar de Atacama.

En consecuencia, durante el año 2020, Amphos 21 incorporó al estudio del modelo hidrogeológico, tanto la nueva situación extractiva en la cuenca, como los nuevos antecedentes técnicos, y se terminó de desarrollar el modelo de flujo 3D construido en MODFLOW-USG que abarca un área de 10.175 km², y 3 modelos 2D de flujo con densidad variable que fueron construidos en SEAWAT 2000 y que se sitúan en el sector de Aguas de Quelana con una longitud de 16 km, en el sector de Peine con una longitud de 15 km, y en el sector de La Punta-La Brava con una longitud de 12 km. Toda esta información se detalla en el presente Informe de Modelo Hidrogeológico de la Cuenca del Salar de Atacama.

Modelo conceptual

La elaboración del modelo conceptual se basó en una revisión y actualización del modelo hidrogeológico previamente desarrollado por Amphos 21 para el Comité de Minería no Metálica de Corfo. La información utilizada se obtuvo de los estudios desarrollados o encargados por las empresas que extraen agua dulce y salmuera desde la cuenca, de otros estudios realizados por instituciones públicas, investigaciones científicas, datos de los Planes de Seguimiento Ambiental, así como también de una campaña de terreno realizada a fines del año 2018.

Por lo tanto, a partir de los antecedentes mencionados se desarrollaron las siguientes actividades:

- Revisión de antecedentes y elaboración de una base de datos documental, elaboración de bases de datos de niveles, hidroquímica y extracciones hasta fines del año 2020.
- Análisis e interpretación de la información geológica de superficie y subsuperficie, hidrológica, geofísica, hidroquímica e hidrogeológica.
- Definición y caracterización de unidades hidrogeológicas (UH), que se utilizaron como base para la construcción de un modelo 3D simplificado.
- Confección de una piezometría a nivel de cuenca con los niveles de agua dulce corregidos a salmuera.
- Elaboración de un balance hídrico integrado y de un balance hídrico diferenciado entre sistema salmuera y sistema agua dulce-salobre.

De esta forma, se identificaron los principales elementos necesarios para la definición del funcionamiento hidrogeológico del sistema acuífero de la cuenca del Salar de Atacama, los cuales se resumen a continuación.

La cuenca del Salar de Atacama corresponde a una cuenca endorreica, con una extensión de 17.000 Km² y una morfología elipsoidal, cuyo eje mayor de orientación N-S tiene una longitud cercana a 250 Km. La altitud mínima de la cuenca es de 2.300 m.s.n.m., mientras que la máxima es superior a 6.200 m.s.n.m.

En el estudio se definen 9 zonas dentro de la cuenca, que según su ubicación geográfica corresponden a: zona Norte, zona Noroeste, zona Suroeste, zona Cordillera (en el extremo oriental), zona Borde Este (al oeste de la zona Cordillera y este del Salar), zona Marginal (entre la zona Borde Este y la zona Núcleo Salar), zona Núcleo Salar (al centro de la cuenca), zona Cordón de Lila (al sur del Salar) y zona Monturaqui-Negrillar-Tilopozo (MNT, en el extremo sureste del Salar).

El clima de la cuenca es de tipo desértico marginal de altura, con precipitaciones que ocurren principalmente durante los meses de diciembre a marzo e influenciadas fuertemente por el régimen cíclico asociado al fenómeno del niño-niña (ENSO). La distribución espacial de las precipitaciones dentro de la cuenca es heterogénea, ya que se incrementan a mayor altitud y según la dirección noreste. En la zona Núcleo Salar, la precipitación media es menor a 25 mm/año, mientras que, en las subcuencas aportantes se sobrepasan los 100 mm/año. Un porcentaje de la lluvia que cae en las áreas montañosas escurre superficialmente y el resto de la lluvia se infiltra y discurre sub-superficialmente hacia las zonas más deprimidas.

Geológicamente, el origen de la cuenca es tectónico, en un ambiente compresivo, y está delimitada por la Cordillera de Domeyko por el oeste y la Cordillera de los Andes al este. La cuenca está formada por un conjunto de rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias del Paleozoico Inferior hasta la actualidad, que constituyen el basamento hidrogeológico y un relleno sedimentario compuesto por sedimentos clásticos y evaporíticos en la zona Núcleo Salar, que se han acumulado desde el Mioceno Superior hasta la actualidad. La zona Núcleo Salar se encuentra cortado por el Sistema de Falla Salar (SFS), que corresponde a una estructura de carácter inverso y orientación NNO-SSE, con buzamiento al oeste, que ha generado un alzamiento de más de 400 m del bloque occidental desde el Paleógeno y se encuentra activo en el presente.

A partir de las unidades geológicas y parámetros hidráulicos (conductividad hidráulica, K, y coeficiente de almacenamiento, S) se definieron 6 unidades hidrogeológicas (UH), que se resumen a continuación:

- UH 1: se compone de gravas, arenas, con intercalaciones de arcillas y limos, que se ubican en la zona Norte, Borde Este y MNT, con una K entre 0,2 y 200 m/d y S entre 10^{-4} y 10^{-1} . En la zona Borde Este, además, se reconocen niveles de granulometría más fina, entre los depósitos aluviales, que generan cierto grado de confinamiento sobre los niveles inferiores.
- UH 2: formada principalmente por evaporitas, compuestos por halita y yeso, en la zona Núcleo Salar, y de gravas y arenas en la zona MNT. En el sector occidental de la zona Núcleo Salar los valores de K varían entre 0,1 y 500 m/d y de S entre 10^{-3} y 10^{-1} , en cambio, en la zona MNT los valores de K fluctúan entre 0,2 y 100 m/d y el S es de 10^{-1} .
- UH 3: está formada por halitas fracturadas y karstificadas en la zona Núcleo Salar, al este del SFS, y por costras salinas de sulfatos y cloruros en el sector sureste de la zona Marginal. Tiene valores de K entre 0,01 y 169.000 m/d, con S 10^{-3} y 10^{-1} .
- UH 4: se compone principalmente de halitas compactas en la zona Núcleo Salar, que subyacen a la UH5, tanto al este como al oeste del SFS, y por ignimbritas en la zona MNT. En la zona Núcleo Salar tiene una K entre 0,01 y 6 m/d, con S de 10^{-3} y 10^{-1} , mientras que, en MNT una K de 0,5 m/d y S de 10^{-1} .
- UH 5: corresponde a rocas volcánicas (ignimbritas) en la zona Norte y sedimentarias (clásticas y evaporitas) en la zona Núcleo Salar, que de forma general tienen una menor conductividad hidráulica que las unidades que se encuentran sobre y bajo esta (en el caso de la zona Norte y zona Marginal UH1 tanto arriba como abajo), lo que genera cierto grado de confinamiento de las unidades inferiores. Los valores de K varían entre 0,1 y 1 m/d en la zona Norte y entre 10^{-2} y 1 m/d en la zona Núcleo Salar. El almacenamiento es del orden de 10^{-2} y 10^{-1} .
- UH 6: está constituida por rocas intrusivas, volcánicas, volcano-sedimentarias y sedimentarias de muy baja permeabilidad (menor a 10^{-4} m/d), que no presentan recursos de agua subterránea y conforman el basamento impermeable del sistema acuífero.

Con la información geológica, geofísica y de modelos previos de la cuenca se construyó un modelo 3D en el software Leapfrog Works 3.1 que representa la geometría de las UHs. Los volúmenes generados con este software corresponden a la base del modelo numérico que se ha construido para todo el acuífero de la cuenca Salar de Atacama. Las 5 primeras UHs se agruparon y distribuyeron en 3 capas dentro del dominio modelado, según criterios estratigráficos y de comportamiento hidrogeológico. Además, se definió una cuarta capa sólo en la zona MNT. El área y potencia de las capas abarca las zonas de mayor interés hidrogeológico para efectos del

modelo numérico y, por lo tanto, en algunos casos incluye parte de las UHs definidas anteriormente.

En términos generales, la capa 1 está constituida por todas las UHs superficiales, que corresponden a la UH 1 (superior) en los bordes del Salar, UH 2 en la zona Núcleo Salar al oeste al SFS y UH 3 en la zona Núcleo Salar al este del SFS. La capa 2 se compone de la UH 1 en la zona Borde Este, UH 5 en la zona Núcleo Salar y UH 4 en la zona MNT. La capa 3 incluye a la UH 1 (inferior) en la zona Norte y Borde Este, UH 4 en la zona Núcleo Salar y UH-2 en la zona MNT. En la zona Núcleo Salar, la capa 3 tiene una potencia de 20 a 30 m, con su base entre 40 y 50 m de profundidad al oeste del SFS, y una potencia de 350 m al este del SFS, donde su base llega a los 400 m de profundidad. Bajo las profundidades indicadas, la conductividad hidráulica de la UH 4 disminuye, por lo que no se ha incluido en el modelo. Por último, en la zona MNT, se representó la base de la UH 2 compuesta por los Estratos de Tilocalar en la capa 4 del modelo, debido a su comportamiento hidrogeológico diferenciado.

Con respecto a la piezometría de la cuenca, la dirección general del flujo de agua subterránea es concéntrica y va desde las zonas elevadas de la cuenca (zonas Cordillera, Borde Este, Norte, Noroeste y MNT), donde ocurre la mayor parte de la precipitación y recarga, hacia las zonas más deprimidas (zonas Núcleo Salar y Marginal), donde ocurre la descarga por evaporación y evapotranspiración, respectivamente. En la zona Núcleo Salar, la recarga ocurre principalmente por la infiltración directa de las precipitaciones, ya que la gran densidad de la salmuera no permite la entrada lateral subterránea de las subcuencas aportantes.

Acorde con la dirección de flujo, en las zonas altas de la cuenca, el agua es diluida ($<0,3$ mS/cm) y empobrecida isotópicamente ($\delta^{2}\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$), mientras que, en las zonas bajas, la conductividad eléctrica aumenta hasta valores superiores a 200 mS/cm y se enriquece isotópicamente. Lo anterior, se produce debido a procesos reiterativos de evaporación que ocurre desde un nivel freático somero (menor a 2 m de profundidad) en la zona Marginal y Núcleo Salar. Esta concentración genera, además, un aumento en la densidad y un flujo descendente (celdas convectivas) producto del mayor peso de la salmuera. Por su parte, la composición en iones mayoritarios del agua subterránea es principalmente bicarbonatada cálcica en las zonas altas y clorurada sódica en las zonas bajas de la cuenca.

La interacción entre la salmuera de alta densidad ($\sim 1,2$ gr/cm³), que se ubica en la parte más baja de la cuenca, y el agua dulce-salobre de los bordes del Salar genera una zona de mezcla, que se ubica principalmente en la zona Marginal. En profundidad, la base de la zona de mezcla está dominada por una salmuera, mientras que, en superficie, aflora el agua de menor salinidad y densidad y se forman sistemas lagunares de especial importancia ambiental. Esta zona de mezcla, cuña o interfaz salina se extiende desde la zona Núcleo Salar hacia el Borde Este y

sureste del Salar por debajo del agua dulce-salobre. En la zona Norte, Noroeste y Suroeste, la identificación de la cuña salina resulta ser más compleja debido a la falta de información.

Con la información geofísica, perfiles verticales de conductividad eléctrica (CE) e hidroquímicas históricas, obtenidos de antecedentes y levantados por Amphos 21 en terreno, se realizó una corrección de los niveles de agua dulce-salobre a niveles de salmuera. Adicionalmente, se referenciaron todos los niveles según un único valor altitudinal, obtenido de un modelo de elevación digital de la superficie del terreno (SRTM 90). Con los niveles corregidos, se generó un mapa de isopiezas para el período 1986-1994, que representa la situación en equilibrio (sin mayor influencia de las extracciones) y otro con los niveles del año 2019, que representa la situación con extracción.

Con respecto a las explotaciones antrópicas de salmuera, se han observado dos conos de depresión producto del bombeo. El primer cono de depresión se ubica al noroeste de la zona Cordón de Lila, donde se encuentran los pozos de bombeo de SQM, en el cual se identificó un descenso máximo de 9,8 m (entre 1996 y 2019) respecto a la situación sin bombeo. El segundo cono de depresión se encuentra al este de la zona Cordón de Lila, donde se ubican los pozos de extracción de Albemarle, en el cual se reconoció un descenso de 4 m (entre 2001 y 2019).

En la zona de MNT, donde se extrae agua dulce, se identifica un cono de depresión en la parte alta del acuífero (sector Monturaqui) con un descenso de 32 m desde 1997 a 2019 en el sector de los pozos de bombeo de MEL. Por último, en la zona Borde Este también se observan conos de depresión en el entorno de los pozos de bombeo de agua dulce-salobre de SQM, con un descenso total registrado de aproximadamente 1 m entre el año 2008 y 2019.

Los niveles ubicados en la zona Marginal, donde se encuentran los sistemas lagunares, no se han visto afectados por el bombeo de salmuera o agua dulce. Su registro histórico muestra oscilaciones estacionales naturales, y una rápida respuesta ante eventos de precipitación estivales.

La diferencia en la salinidad y densidad entre el agua dulce y salmuera, además de una menor permeabilidad en sectores de la zona Marginal, permiten realizar una evaluación diferenciada de la disponibilidad de estos recursos, así como sus variaciones en el tiempo debido a las extracciones. Sin embargo, la existencia de una zona de mezcla donde interactúan ambos fluidos, además de los objetos de protección ambiental superficiales relacionados a su funcionamiento, determinan que el sistema requiera ser tratado en su conjunto y no de forma independiente. En efecto, cualquier modificación en el funcionamiento de la interfaz salina, producto del stress hídrico en el dominio de salmuera o agua dulce, podrían tener un efecto en el entorno de los objetos de protección ambiental, lo que debe continuar siendo objeto de estudios específicos y monitoreo permanente.

Se estableció un balance hídrico de largo plazo para el sistema acuífero bajo un escenario de régimen natural (previo al año 1990) y uno de explotación (2000 a 2019).

En régimen natural, las entradas son similares a las salidas y en total se encuentran dentro de un rango de 5.200 a 7.025 l/s. Las mayores salidas corresponden a la evaporación en el Salar y la evapotranspiración en áreas con vegetación.

Para el régimen de explotación, las salidas del sistema aumentan debido a las extracciones de salmuera y agua dulce. Este aumento en las salidas ha producido una variación negativa de almacenamiento de salmuera de 775 a 825 l/s y de agua dulce-salobre de 1.450 a 1.625 L/s (calculada entre el año 2000 y 2019), que de forma global suman 2.250 l/s a 2.450 l/s. Finalmente, cabe destacar que MEL desistió al EIA de Monturaqui, con lo que ha dejado de bombear 1.400 l/s de agua dulce desde diciembre de 2019.

Modelo Numérico de flujo 3D

En concreto, se han construido cuatro modelos numéricos que permiten: integrar las UHs y su geometría, evaluar el balance hídrico, reproducir los datos históricos de niveles piezométricos y evaluar posibles efectos en el sistema de acuífero debido a las extracciones antrópicas y a las modificaciones en la recarga al sistema.

El primero, corresponde a un modelo de flujo 3D construido con el código MODFLOW-USG, con la interfaz gráfica Groundwater Vistas v7. La extensión del dominio es de 10.175 Km² de los cuales 4.533 Km² corresponden a celdas activas. La discretización horizontal se ha realizado con celdas de 500 x 500 m² refinando en la zona Marginal con celdas de 250 x 250 m², lo que entrega un total de 255.816 celdas, de las cuales 95.742 son celdas activas.

Primero, se ha definido un modelo estacionario representando la condición natural previa a los bombeos antrópicos. El resultado de la calibración del modelo estacionario muestra una distribución de permeabilidades, piezometría y evaporación coherentes con el modelo conceptual.

Posteriormente, se ha construido un modelo transitorio para el periodo comprendido entre 1986 y 2019, con periodos de stress mensuales para representar de forma adecuada la estacionalidad de la recarga, evaporación y los bombeos.

Siguiendo las recomendaciones del SEA (2012), se ha utilizado el 70% de los datos de nivel piezométrico para el modelo de calibración y el 30% para el modelo de validación, de forma de evaluar la capacidad predictiva del modelo.

Los resultados del modelo numérico cumplen claramente con los criterios definidos por el SEA en todos los aspectos considerados en la calibración. Los parámetros hidráulicos calibrados (conductividad hidráulica y almacenamiento) y el balance hídrico son coherentes con el modelo conceptual. Además, se han obtenido errores medios cuadráticos de 0,8% para el modelo estacionario, de 2,7% para el modelo transitorio y de 1,9% para el modelo de validación. Por último, de forma general, se logran reproducir satisfactoriamente las tendencias históricas de los niveles del acuífero.

Dada las importantes dimensiones del modelo 3D, su uso como apoyo para la gestión de recursos debe entenderse a escala regional. Para evaluaciones y análisis a una escala de detalle se deben desarrollar y utilizar herramientas numéricas locales que permitan dar soluciones acordes a esa escala.

Se ha realizado un análisis de sensibilidad de la conductividad hidráulica, para evaluar la respuesta del modelo ante su variación y las zonas más vulnerables. Los resultados indican que la zona MNT es la más sensible a este parámetro, debido a que dicha zona está bastante individualizada del resto. Así, al aumentar la conductividad hidráulica el gradiente disminuye hacia la zona Núcleo Salar y los niveles piezométricos descienden del orden de 400 m. Por el contrario, cuando la conductividad hidráulica disminuye, el gradiente aumenta, así como los niveles piezométricos, llegando a estar 200 m sobre los niveles del modelo calibrado.

Con respecto a las otras zonas del modelo, se observa que al disminuir la conductividad hidráulica aumentan los descensos debido a la extracción tanto de salmuera como de agua industrial, y se subestiman las fluctuaciones estacionales. Por otra parte, al aumentar la conductividad hidráulica los descensos son menores que los observados y el modelo simula variaciones estacionales mayores que las observadas en realidad.

Modelos Numéricos de densidad variable 2D

Adicionalmente, se han construido tres modelos numéricos 2D para la simulación de flujo con densidad variable en las inmediaciones de los sistemas lagunares de Aguas de Quelana, Peine y La Punta - La Brava. Estos perfiles tienen el objetivo de evaluar posibles efectos producidos por la explotación de salmuera y de agua dulce/salobre. En el sistema lagunar Soncor el flujo regional tiene una componente tridimensional muy marcada, por lo que se ha considerado que su representación en un modelo bidimensional no sería representativa descartándose su modelación numérica.

Los tres modelos 2D se construyeron con el código SEAWAT-2000, con la interfaz gráfica Groundwater Vistas v7 y los perfiles se definieron donde el flujo fuese paralelo o sub-paralelo al flujo regional para una correcta representación. La geometría de los modelos se definió en base

a los perfiles geológicos presentados en los modelos conceptuales locales. Los valores de recarga, de evaporación, así como los valores iniciales de conductividad hidráulica considerados para los perfiles SEAWAT son los previamente definidos en el modelo conceptual y modelo tridimensional de flujo.

El perfil de Quelana tiene una extensión areal total de 800.000 m² con un total de 11.904 celdas con 32 capas en la vertical. El perfil de Peine tiene una extensión areal total de 748.000 m² con un total de 13.396 celdas con 34 capas en la vertical. Por último, el perfil de La Punta-La Brava tiene una extensión total de 596.000 m² con un total de 12.750 celdas con 34 capas en la vertical.

Una vez establecidas las condiciones de borde, se definieron modelos cuasi-estacionarios por 204 años, que permiten una representación estable de la interfaz salina. Dichos modelos sirvieron para: (1) calibrar las conductividades hidráulicas de manera que permitan una adecuada representación del gradiente general del flujo, así como de la interfaz salina; y (2) definir la condición inicial de los modelos transitorios.

El resultado de la calibración de los modelos cuasi-estacionarios muestra una distribución de permeabilidades coherentes con el modelo conceptual, con una permeabilidad menor en la Zona Marginal donde se ubican los sistemas lagunares, respecto a los depósitos aluviales y la Zona Núcleo del Salar. Los gradientes obtenidos se ajustan satisfactoriamente a los datos observados, que muestran un flujo subterráneo hacia la Zona Marginal del Salar.

Para los modelos transitorios se definieron periodos mensuales de tiempo, con el paso de tiempo máximo para transporte de 1 día, permitiendo así una discretización temporal adecuada para representar la estacionalidad de las recargas y evaporación, minimizando fenómenos de dispersión numérica. Los modelos transitorios han permitido representar la dinámica histórica del sistema (1986-2019).

Los resultados de la calibración de los modelos transitorios son adecuados en todos los aspectos, ya que: (1) se logran buenos ajustes de los niveles, con errores medios cuadráticos menores del 5% en todos los perfiles, (2) se reproducen las tendencias de niveles observadas en el período de simulación, (3) existe una coherencia de los parámetros hidráulicos calibrados, como la conductividad hidráulica, con el modelo conceptual; y (4) se logra un buen ajuste de la interfaz salmuera – agua dulce, según su comparación con perfiles verticales de conductividad eléctrica en pozos y distribución de resistividades en secciones geofísicas TEM.

Respecto a los modelos numéricos presentados en este informe se debe tener en consideración que corresponden a herramientas que simplifican un modelo conceptual, en cuanto a la integración de las unidades hidrogeológicas y sus propiedades, así como los fenómenos relevantes del balance hídrico. Además, la modelación numérica de sistemas hidrogeológicos, y

principalmente a escala de cuenca, conlleva un cierto grado de incertidumbre asociado que depende, fundamentalmente de: (1) la información disponible para la construcción del modelo y (2) las simplificaciones adoptadas en dicha modelación. Para minimizar el grado de incertidumbre asociado a los modelos presentados, tanto conceptuales como numéricos, éstos deben ser complementados y actualizados con mayores datos geológicos, geofísicos, hidrogeológicos e hidroquímicos, acorde se genere más información.

Por lo tanto, el modelo de flujo tridimensional debe ser considerado para simular procesos a una escala regional, en términos de tendencias generales en los niveles piezométricos y con una precisión vertical métrica.

Respecto a los modelos de flujo con densidad variable, se debe considerar que corresponden a una simplificación bidimensional de un funcionamiento tridimensional, por lo tanto, también llevan implícita algunas aproximaciones. Estos modelos permiten evaluar, de forma general, las tendencias en los niveles y ordenes de magnitud de posibles desplazamientos de la interfaz salina, pero no deben ser utilizados para la obtención de valores específicos a una escala de pocos centímetros. La evaluación de efectos específicos en los sistemas de protección ambiental debe ser realizada con herramientas más complejas que incluyan la interacción de agua superficial y subterránea, procesos en la zona no saturada y flujo con densidad variable. Para la construcción de estos modelos, se debe considerar la recolección de información con mayor grado de detalle sobre la distribución de niveles y concentraciones, y una caracterización más exhaustiva sobre la disposición de la interfaz y ancho de mezcla tanto en planta como en vertical.

Índice

Resumen Ejecutivo	3
1. Introducción.....	35
1.1 Objetivos del estudio	37
1.2 Situación geográfica.....	38
1.3 Sitios de protección ambiental.....	42
1.4 Historia de las operaciones en el Salar de Atacama.....	45
1.5 Metodología de trabajo.....	47
1.5.1 Recopilación y análisis de antecedentes	47
1.5.2 Trabajos de terreno.....	52
1.5.3 Catastro de puntos.....	53
1.5.4 Caracterización de la cuenca	54
1.5.5 Análisis hidrogeológico.....	55
1.5.6 Análisis hidroquímico e isotópico.....	61
1.5.7 Integración de la información en un proyecto SIG	62
1.5.8 Balance hídrico	63
1.5.9 Modelo numérico de flujo	63
1.5.10 Modelos numéricos de densidad variable.....	65
2. Síntesis de Revisión de Antecedentes	67
3. Caracterización Hidrológica.....	72
3.1 Caracterización hidrográfica.....	72
3.2 Caracterización morfológica	76
3.3 Análisis hidrológico	78
3.3.1 Análisis de la precipitación	78
3.3.2 Distribución espacial de las precipitaciones	86
3.3.3 Análisis de escorrentía	91
3.3.4 Evaporación	95
4. Caracterización Geológica	101
4.1 Marco geomorfológico.....	101

4.2	Marco geológico.....	104
4.3	Unidades geológicas.....	107
4.3.1	Depósitos No Consolidados.....	107
4.3.2	Rocas Estratificadas.....	109
4.3.3	Rocas Intrusivas.....	116
4.4	Geología Estructural.....	121
5.	Caracterización Hidrogeológica.....	126
5.1	Parámetros hidráulicos.....	126
5.1.1	Información disponible.....	126
5.1.2	Caudales específicos.....	128
5.1.3	Conductividad hidráulica y Transmisividad.....	132
5.1.4	Coeficiente de almacenamiento.....	137
5.2	Unidades Hidrogeológicas.....	139
5.2.1	Unidad Hidrogeológica 1 (UH 1).....	139
5.2.2	Unidad Hidrogeológica 2 (UH 2).....	140
5.2.3	Unidad Hidrogeológica 3 (UH 3).....	141
5.2.4	Unidad Hidrogeológica 4 (UH 4).....	141
5.2.5	Unidad Hidrogeológica 5 (UH 5).....	142
5.2.6	Unidad Hidrogeológica 6 (UH 6).....	143
5.2.7	Perfil hidrogeológico conceptual Salar de Atacama.....	147
5.3	Geometría del sistema acuífero integrado.....	149
5.3.1	Prospecciones geofísicas.....	149
5.3.2	Volúmenes 3D en Leapfrog.....	170
5.3.3	Geometría de la base del modelo.....	173
5.4	Piezometría.....	177
5.4.1	Inventario de puntos de agua.....	177
5.4.2	Evolución de niveles.....	179
5.4.3	Funcionamiento del flujo en la zona de estudio.....	195
5.5	Sectores Hidrogeológicos de Aprovechamiento Común.....	211
6.	Caracterización Hidrogeoquímica e Isotópica.....	213

6.1	Información disponible	213
6.2	Clasificación de los puntos de agua y sectorización	213
6.3	Validación de los datos	216
6.4	Parámetros fisicoquímicos	217
6.5	Componentes mayoritarios y facies hidroquímicas.....	223
6.6	Evolución de las aguas y su relación con la geología.....	227
6.7	Isótopos	238
6.7.1	Relación $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$	240
6.7.2	Evolución temporal $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$	244
6.8	Modelo hidrogeoquímico conceptual	252
7.	Modelos Conceptuales Locales.....	257
7.1	Interfaz salina y contexto hidrogeológico de la Zona Marginal.....	257
7.2	Sistema Laguna Soncor	262
7.3	Sistema lagunar Aguas de Quelana	267
7.4	Sistema lagunar de Peine	275
7.5	Sistema lagunar de La Punta La Brava	284
7.6	Síntesis del funcionamiento de la zona Marginal.....	291
8.	Determinación de Flujos de Entrada y Salida	294
8.1	Recarga por precipitación	294
8.2	Recarga por escorrentía.....	299
8.3	Balance hidrometeorológico	302
8.4	Comparación de entradas y caudales aforados.....	304
8.4.1	Caudales de aforos traspuestos.....	304
8.5	Evaporación en el Salar	308
8.5.1	Profundidad del nivel freático	309
8.5.2	Curvas de evaporación contra profundidad	314
8.5.3	Salinidad y evaporación potencial	322
8.5.4	Metodología de cálculo	322
8.5.5	Variaciones anuales y de largo plazo	323
8.6	Evapotranspiración en áreas con vegetación	327

8.7	Sectores de explotación y derechos de agua	330
8.7.1	Derechos de agua.....	330
8.7.2	Caudales de aprovechamiento aprobados ambientalmente	333
8.7.3	Extracciones de salmuera aprobadas ambientalmente	337
8.7.4	Resumen.....	339
9.	Balance Hídrico del Sistema de Acuífero	341
9.1	Resultados del balance hídrico global	341
9.1.1	Entradas al sistema.....	344
9.1.2	Salidas del sistema	344
9.1.3	Variación de almacenamiento (ΔS)	348
9.2	Balance por área aportante	354
9.3	Discusión de los resultados.....	359
10.	Modelo Numérico de Flujo	362
10.1	Proceso de modelación numérica	362
10.2	Código para el desarrollo del modelo numérico.....	364
10.3	Dominio del modelo y discretización	364
10.3.1	Límite del dominio del modelo.....	364
10.3.2	Discretización espacial.....	364
10.3.3	Geometría 3D del modelo	366
10.4	Régimen de simulación y discretización temporal	373
10.4.1	Tiempo de referencia para el modelo estacionario	373
10.4.2	Intervalo de simulación para el modelo transitorio y discretización temporal	373
10.5	Condiciones de contorno.....	373
10.5.1	Flujo Nulo.....	374
10.5.2	Recarga	374
10.5.3	Evapotranspiración.	379
10.5.4	Evaporación	383
10.5.5	Lagunas (Dren)	385
10.5.6	Extracciones	387
10.6	Zonas de parámetros hidráulicos	390

10.6.1	Conductividad hidráulica	390
10.6.2	Coeficiente de almacenamiento	394
10.7	Puntos de observación utilizados	395
10.7.1	Modelo estacionario	395
10.7.2	Modelo transitorio.....	397
10.8	Calibración	401
10.8.1	Indicadores de calibración.....	401
10.8.2	Resultados de la calibración del modelo estacionario.	402
10.8.3	Resultados de la calibración del modelo transitorio.....	405
10.8.4	Parámetros Calibrados.....	409
10.8.5	Modelo de Validación	415
10.8.6	Balance numérico de entradas y salidas	418
10.9	Análisis de sensibilidad	428
10.10	Limitaciones.....	431
11.	Modelo Numérico de Densidad Variable.....	432
11.1	Construcción de los perfiles	432
11.1.1	Localización y dominio de los perfiles	432
11.1.2	Discretización espacial.....	435
11.1.3	Consideraciones conceptuales de los perfiles.....	437
11.1.4	Régimen de simulación y discretización temporal	438
11.1.5	Condiciones de contorno.....	439
11.1.6	Zonas de parámetros hidráulicos	449
11.1.7	Parámetros de transporte.....	452
11.1.8	Condiciones iniciales.....	453
11.1.9	Puntos de observación.....	455
11.2	Calibración	458
11.2.1	Indicadores de calibración.....	458
11.2.2	Medidas de comparación del transporte.....	459
11.2.3	Resultados de la modelación de los modelos cuasi-estacionarios.....	459
11.2.4	Resultados de la calibración del modelo transitorio.....	467

11.3	Limitaciones	481
12.	Análisis de Brechas de Información	482
13.	Conclusiones	485
14.	Recomendaciones	492
14.1	Geología	492
14.2	Hidrología y Meteorología	492
14.3	Geofísica.....	494
14.4	Hidrogeología.....	496
14.5	Hidroquímica.....	498
14.6	Modelos numéricos	499
15.	Referencias	500

Índice de Anexos Digitales

Anexo I. Terreno

- Apéndice A Fichas de puntos
- Apéndice B Perfiles de conductividad eléctrica
- Apéndice C Aforos

Anexo II. Antecedentes y BBDD

- Apéndice A Antecedentes
- Apéndice B Catastro
- Apéndice C Hidroquímica Isótopos
- Apéndice D Niveles
- Apéndice E Parámetros Hidráulicos
- Apéndice F Columnas geológicas
- Apéndice G Geofísica
- Apéndice H Hidrología
- Apéndice I Conductividad Eléctrica
- Apéndice J Profundidad de los pozos
- Apéndice K Cribas

Anexo III. Geología

- Apéndice A Columnas litológicas individuales
- Apéndice B Perfiles geológicos individuales

Anexo IV. Hidrogeología

- Apéndice A Perfiles Geofísica
- Apéndice B Parámetros Hidráulicos
- Apéndice C Leapfrog
- Apéndice D Perfiles Conductividad
- Apéndice E Perfiles Hidrogeológicos

Anexo V. Hidroquímica Isótopos

- Apéndice A Mapas y láminas
- Apéndice B Diagramas Piper
- Apéndice C Isótopos
- Apéndice D Relaciones iónicas

Anexo VI. Balance Hídrico

- Apéndice A Anexos Hidrología
- Apéndice B Mapas y láminas
- Apéndice C Gráficos de extracciones

Anexo VII. GeodataBase SIG

- Apéndice A Información Mxd
- Apéndice B Geodatabase
- Apéndice C Cartografías

Anexo VIII. Modelo 3D Flujo

- Apéndice A Bases Digitales
- Apéndice B Estacionario
- Apéndice C Transitorio Calibrado
- Apéndice D Transitorio Validación
- Apéndice E Pozos utilizados en la calibración
- Apéndice F Ajustes de la calibración y validación
- Apéndice G Ajustes Análisis de sensibilidad

Anexo IX. Perfiles

- Apéndice A Perfil Peine
- Apéndice B Perfil Punta Brava
- Apéndice C Perfil Quelana

Anexo X. BBDD Densidad

Índice de Tablas

Tabla 1-1: Valoración de la información de antecedentes.	51
Tabla 2-1: Resumen de la información nueva entregada por SQM y recopilada de los PSAH.	68
Tabla 2-2. Valoración de antecedentes según el número de registros, la distribución de éstos y la información disponible.....	70
Tabla 3-1: Parámetros morfológicos principales de las 17 subcuencas.....	77
Tabla 3-2: Estaciones meteorológicas.....	79
Tabla 3-3: Disponibilidad de información pluviométrica.	82
Tabla 3-4: Estadígrafos principales de la precipitación anual.	85
Tabla 3-5: IUA calculado en cada estación.....	87
Tabla 3-6: Estaciones fluviométricas.....	91
Tabla 3-7: Disponibilidad de información fluviométrica.	92
Tabla 3-8: Estaciones con medición de evaporación de tanque.....	97
Tabla 3-9: Disponibilidad de información de evaporación de tanque.	98
Tabla 3-10: Evaporación de tanque media anual en estaciones DGA.....	99
Tabla 5-1: Distribución espacial del caudal específico.	128
Tabla 5-2: Transmisividades por zonas de la cuenca Salar de Atacama.	132
Tabla 5-3: Permeabilidades por zonas de la cuenca Salar de Atacama.	133
Tabla 5-4: Coeficientes de almacenamientos por zonas de la cuenca Salar de Atacama.....	137
Tabla 5-5: Resumen Unidades Hidrogeológicas.....	144
Tabla 5-6: Levantamientos geofísicos recopilados para el análisis hidrogeológico.....	151
Tabla 5-7: Rango referencial de resistividades utilizadas para la interpretación de materiales y acuíferos en el Salar de Atacama.....	157
Tabla 5-8: Tasa de descenso promedio (m/año) del periodo 2005-2015, para la zona de MNT.....	192
Tabla 6-1: Tipos y subtipos de punto para clasificación hidroquímica.	214
Tabla 6-2: Clasificación de aguas según SDT.	220
Tabla 8-1: Valores del coeficiente de infiltración (C_{ID} y C_{IL}) en función de la permeabilidad cualitativa..	295
Tabla 8-2: Parámetros para la estimación de C_{ID} y C_{IL} en las subcuencas del Salar de Atacama.	298
Tabla 8-3: Estimación de la recarga por precipitación.	298
Tabla 8-4: Estimación de escorrentía en el área de estudio.	300
Tabla 8-5: Resultados del balance hidrometeorológico.....	303
Tabla 8-6: Entradas y salidas en subcuenca aportante a estación río San Pedro en Cuchabrachi.	305
Tabla 8-7: Flujo subterráneo bajo estación río San Pedro en Cuchabrachi.	308
Tabla 8-8: Rango de profundidad adoptado por banda de profundidad del nivel freático.....	313
Tabla 8-9: Evapotranspiración estimada en el área de estudio.	329

Tabla 8-10: Derechos de agua subterránea obtenidos de la base de datos en cuenca Salar de Atacama.	331
Tabla 8-11: Caudales aprobados históricamente v/s proyecciones futuras.	340
Tabla 9-1: Resumen de las fuentes utilizadas y la metodología empleada para calcular los componentes del balance hídrico.	342
Tabla 9-2: Balance hídrico en el sistema acuífero en régimen natural (previo a 1990).....	345
Tabla 9-3: Balance hídrico en el sistema acuífero en régimen de explotación (promedios y tasas representativas del periodo 2000 a 2019).	345
Tabla 9-4: Variación del volumen de almacenamiento del acuífero de salmuera para el periodo 2000- 2019.....	349
Tabla 9-5: Variación del volumen de almacenamiento de agua dulce-salobre para el periodo 2000-2019.	353
Tabla 9-6: Definición de sectores.	354
Tabla 9-7: Balance hídrico por área aportante para el régimen natural.....	357
Tabla 9-8: Balance hídrico por área aportante para el régimen operacional (2000 a 2019).	358
Tabla 9-9: Comparación con balances históricos (régimen natural).....	359
Tabla 10-1: Zonas de recarga directa por precipitación en el modelo numérico con respecto a las subcuencas.	375
Tabla 10-2: Zonas y valor de recarga lateral en el modelo numérico con respecto a las subcuencas.	378
Tabla 10-3: Zonas y caudal de evapotranspiración por vegetación el modelo numérico con respecto a las subcuencas.	382
Tabla 10-4: Número de pozos de extracción tanto de salmuera como agua industrial (dulce-salobre) según operador, incorporados en el modelo numérico.....	388
Tabla 10-5: Zonas y rango de conductividad hidráulica (m/d) definidas en la capa 1.	392
Tabla 10-6: Zonas y rango de conductividad hidráulica (m/d) definidas en la capa 2.	393
Tabla 10-7: Zonas y rango de conductividad hidráulica (m/d) definidas en la capa 3.	393
Tabla 10-8: Zonas y rango de conductividad hidráulica (m/d) definidas en la capa 4.	394
Tabla 10-9: Rango de coeficiente de almacenamiento específico (m^{-1}) definidos en el modelo numérico como información previa.	395
Tabla 10-10: Indicadores para la calibración del modelo estacionario.....	402
Tabla 10-11: Indicadores para la calibración del modelo transitorio.	406
Tabla 10-12: Conductividades hidráulicas (m/d) iniciales y calibradas para la capa 1.	409
Tabla 10-13: Conductividades hidráulicas (m/d) iniciales y calibradas para la capa 2.	411
Tabla 10-14: Conductividades hidráulicas (m/d) iniciales y calibradas para la capa 3.	411
Tabla 10-15: Conductividades hidráulicas (m/d) iniciales y calibradas para la capa 4.	412
Tabla 10-16: Coeficiente de almacenamiento específico (m^{-1}) inicial y calibrado para la capa 4.....	412

Tabla 10-17: Indicadores para el modelo de validación del modelo transitorio.	415
Tabla 10-18: Indicadores para el modelo de calibración y validación (en conjunto) del modelo transitorio.	415
Tabla 10-19: Balance hídrico promedio calculado a partir del modelo numérico para distintos períodos.	422
Tabla 10-20: Resultado del balance hídrico (L/s) según el Modelo Conceptual y el resultado del Modelo Numérico.	423
Tabla 10-21: Comparación de Balance hídrico en régimen natural del Modelo Conceptual y Numérico	425
Tabla 10-22: Balance hídrico promedio (L/s) calculado a partir del Modelo Numérico para distintos períodos para los SHAC A, B, C, N y F.	425
Tabla 10-23: Balance hídrico (L/s) calculado a partir del modelo numérico y del modelo conceptual para el régimen natural (estacionario) para los SHACs A, B, C y N.....	427
Tabla 10-24: Balance hídrico promedio (L/s) calculado a partir del modelo numérico para distintos períodos para los SHACs A, B, C, N y F.....	427
Tabla 10-25: Variación de almacenamiento de salmuera y agua dulce (L/s) obtenidas a partir del modelo numérico (2000-2019) y conceptual (2000-2018).....	428
Tabla 11-1: Zonas de recarga directa por precipitación en los perfiles SEAWAT con respecto a las subcuencas.	443
Tabla 11-2: Zonas de evaporación en los perfiles SEAWAT.	443
Tabla 11-3: Zonas de conductividad hidráulica y valor inicial para el perfil de Quelana.	451
Tabla 11-4: Zonas de conductividad hidráulica y valor inicial para el perfil de Peine.....	451
Tabla 11-5: Zonas de conductividad hidráulica y valor inicial para el perfil de La Punta–La Brava.	452
Tabla 11-6: Rango de coeficiente de almacenamiento específico (m^{-1}) definidos en los perfiles SEAWAT con respecto a las capas del modelo numérico tridimensional de flujo.....	452
Tabla 11-7: Zonas de conductividad hidráulica valor inicial, rango y valor calibrado para el perfil de Quelana.	460
Tabla 11-8: Zonas de conductividad hidráulica valor inicial, rango y valor calibrado para el perfil de Peine.	460
Tabla 11-9: Zonas de conductividad hidráulica valor inicial, rango y valor calibrado para el perfil de La Punta–La Brava.....	461
Tabla 11-10: Indicadores para la calibración de los modelos cuasi-estacionario para los perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava.	461
Tabla 11-11: Errores de balance para los modelos cuasi-estacionarios y transitorios de cada perfil.	464
Tabla 11-12: Indicadores para la calibración de los modelos transitorios para los perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava.	467
Tabla 14-1: Métodos de obtención de una topografía.	498

Índice de Figuras

Figura 1-1: Cuenca del Salar de Atacama.....	39
Figura 1-2: Zonificación general del Salar de Atacama.	40
Figura 1-3: Sectorización de la zona de Monturaquí.....	41
Figura 1-4: Mapa de ubicación de zonas de protección ambiental.	44
Figura 1-5: Esquema de componentes de la corrección y unificación de niveles.....	57
Figura 1-6: Clasificación de las unidades hidrogeológicas según Struckmeier y Margat.	59
Figura 3-1: Ubicación de las 17 subcuencas definidas para el área de estudio.	74
Figura 3-2: Ubicación y red hidrográfica.	75
Figura 3-3: Ubicación de las estaciones meteorológicas.....	81
Figura 3-4: Serie de tiempo de precipitación anual (periodo año hidrológico 1975-2020).	83
Figura 3-5: Relación de IUA contra precipitación media anual.....	88
Figura 3-6: Mapa de ubicación del norte de Chile con los gráficos de frecuencia de precipitación media mensual estandarizada. La precipitación media anual se muestra entre paréntesis.	89
Figura 3-7: Isosuperficie de precipitación media anual.	90
Figura 3-8: Ubicación de estaciones fluviométricas en el área de estudio.	93
Figura 3-9: Curvas de variación estacional de caudales para distintas probabilidades de excedencia (%).	94
Figura 3-10: Gradiente de la evaporación media anual.	96
Figura 3-11: Evaporación media mensual en estaciones DGA.....	100
Figura 4-1: Morfoestructuras presentes en la zona de estudio.....	103
Figura 4-2: Grandes unidades geológicas que delimitan la cuenca del Salar de Atacama.	104
Figura 4-3: Geología Cuenca del Salar de Atacama.....	119
Figura 4-4: Leyenda del mapa geológico de Cuenca Salar de Atacama.	120
Figura 4-5: Geología estructural.....	125
Figura 5-1: Puntos de agua con información de parámetros hidráulicos.	127
Figura 5-2: Distribución espacial del caudal específico En el fondo se presenta el mapa geológico, la leyenda se encuentra disponible en la Figura 4-4.....	131
Figura 5-3: Distribución espacial de la conductividad hidráulica a menos de 50m de profundidad. En el fondo se presenta el mapa geológico, la leyenda se encuentra disponible en la Figura 4-4.....	135
Figura 5-4: Distribución espacial de la conductividad hidráulica a más de 50 metros de profundidad. En el fondo se presenta el mapa geológico, la leyenda se encuentra disponible en la Figura 4-4.....	136
Figura 5-5: Distribución espacial del coeficiente de almacenamiento. En el fondo se presenta el mapa geológico, la leyenda se encuentra disponible en la Figura 4-4.....	138
Figura 5-6: Mapa hidrogeológico de la cuenca Salar de Atacama.	146
Figura 5-7: Perfil hidrogeológico conceptual de la cuenca de Salar de Atacama.	148

Figura 5-8: Perfiles geofísicos (SGA, 2015). Se diferencia parcialmente la interfaz salina y la proyección de algunos perfiles de conductividad para comprobar la profundidad de la interfase. La escala de colores está asociado a los perfiles de conductividad.	150
Figura 5-9: Información geofísica recopilada y analizada para la cuenca Salar de Atacama.	152
Figura 5-10: Perfiles Sísmicos del centro del Salar.	154
Figura 5-11: Interpretación de perfiles sísmicos de la cuenca de Salar de Atacama.	155
Figura 5-12: Perfiles TEM L1 y L2 del margen oriental del Salar. Perfiles provenientes de DGA (2015). .	159
Figura 5-13: Perfiles geofísicos del margen nororiental del Salar de Atacama (Geodatos SAIC – DGA, 2015) con estratigrafía de pozos cercanos. Se observa correlación entre respuesta de baja resistividad y facies ricas en arcillas y resistividades intermedias con depósitos volcánicos e ignimbritas.	160
Figura 5-14: Ubicación de perfiles TEM en el borde oeste del Salar de Atacama. Campañas de 2004 (amarillo), 2006 (azul) y 2007 (rojo).	162
Figura 5-15: Perfil TEM L1 del margen oeste del Salar de Atacama.	163
Figura 5-16: Identificación de la interfaz de agua dulce-salobre y salmueras al sureste del Salar de Atacama mediante perfiles TEM. Ubicación de los perfiles en Figura 5-9.	165
Figura 5-17: Campaña electromagnético Norte del Salar de Atacama.	166
Figura 5-18: Ubicación del trazado del perfil TEM L9, en la parte central del Salar.	167
Figura 5-19: Perfil TEM L9 del sector central del Salar. Ubicación del perfil en Figura 5-9 y Figura 5-18.	169
Figura 5-20: Distribución en profundidad de las capas del modelo.	170
Figura 5-21: Perfil esquemático E-O en las zonas Núcleo Salar y Borde Este. El color verde representa la capa 1, el color naranja la capa 2 y el color azul la capa 3.	171
Figura 5-22: Perfil esquemático SO-NE en la zona de Monturaqui. El color verde representa la capa 1, el color naranja la capa 2, el color azul la capa 3 y el café la capa 4.	173
Figura 5-23: Perfiles hidrogeológicos del norte de la cuenca del Salar de Atacama.	175
Figura 5-24: Geometría de las unidades A (acuífero), AB (acuitardo) y B (acuífero) en la zona del Núcleo del Salar y detalle del efecto de la falla del Salar en la geometría de las unidades.	176
Figura 5-25: Perfiles hidrogeológicos de la zona Monturaqui.	176
Figura 5-26: Catastro de pozos con registro de nivel de agua.	178
Figura 5-27: Ubicación de los pozos analizados en la evolución temporal del nivel de agua.	180
Figura 5-28: Evolución temporal de la cota piezométrica en el borde sureste del Salar de Atacama (zona Marginal).	181
Figura 5-29: Evolución temporal de la cota piezométrica en el borde sureste del Salar de Atacama. zona Marginal (L12-2 y TPZ-11A) y Núcleo (pozo 2018, 1001 y SOPM-12C).	182
Figura 5-30: Evolución temporal de la cota piezométrica en la zona Marginal centro del Salar de Atacama (Aguas de Quelana).	183

Figura-5-31: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona Marginal norte del Salar de Atacama (Laguna Chaxa).	184
Figura-5-32: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona Marginal norte del Salar de Atacama (Barros Negros).	184
Figura 5-33: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona Marginal centro del Salar de Atacama y Núcleo (SOPM-9, L5-4).	185
Figura-5-34: Evolución temporal de la cota piezométrica en el acuífero aluvial Salar de Atacama (inmediaciones del Pozo Mullay-1).	186
Figura 5-35: Evolución temporal de la cota piezométrica en el acuífero aluvial Salar de Atacama (inmediaciones del Pozo Allana).	187
Figura 5-36: Evolución temporal de la cota piezométrica en el acuífero aluvial Salar de Atacama (inmediaciones del Pozo Camar-2).	187
Figura-5-37: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona de influencia del cono de bombeo generado por SQM.	188
Figura 5-38: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona limítrofe entre el sector Tilopozo y el sector Callejón, en la zona de MNT.	190
Figura 5-39: Gráfico con la variación de las cotas piezométricas en los pozos TP-2 y TP-3.	190
Figura 5-40: Tasa de descenso del nivel freático (m/año), en la zona MNT, para el periodo 2005-2015.	193
Figura 5-41: Ubicación de los pozos estudiados en la zona de MNT.	194
Figura 5-42: Mapa piezométrico del nivel de salmuera (m s.n.m.) a 12-08-1986.	196
Figura 5-43: Esquema de la corrección de nivel para sistemas con interfaz abrupta.	198
Figura 5-44: Esquema de la corrección de nivel para sistemas con zona de mezcla.	199
Figura 5-45: Distribución de la profundidad de las isosuperficies de EC de 200 y 100 mS cm ⁻¹ , y cortes verticales mostrando el espesor de la zona de mezcla.	201
Figura 5-46: Profundidad de perforación de los puntos de observación elegidos para definir la piezometría del estado estacionario (1986-1994).	202
Figura 5-47: Relación entre conductividad eléctrica y densidad medida en campo. Se muestra la ecuación de correlación, así como el error cuadrático.	203
Figura 5-48: Casos considerados para la aplicación de la corrección de densidad.	204
Figura 5-49: Piezometría del Salar de Atacama en régimen estacionario (antes del inicio de la explotación intensiva) con los niveles corregidos al DEM y por densidad (salmuera equivalente).	205
Figura 5-50: Mapa piezométrico de la Cuenca Salar de Atacama 2019. Equidistancia de 1 y 50 m. Niveles corregidos por DEM y densidad.	209
Figura 5-51: Mapa piezométrico del Núcleo del Salar de Atacama y el acuífero del Borde Este 2019. Equidistancia de 1 y 50m. Niveles corregidos por DEM y densidad.	210
Figura 5-52: Mapa de ubicación de sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común.	212

Figura 6-1: Tipos de puntos con datos de hidroquímica por zonas de la cuenca Salar de Atacama.	215
Figura 6-2: Relación entre el valor de pH y la CE.....	218
Figura 6-3: Relación entre la conductividad eléctrica (CE) y los sólidos disueltos totales (SDT)	219
Figura 6-4: Relación entre la razón CE/SDT y los SDT. Líneas segmentadas muestran tendencias.	219
Figura 6-5: Distribución espacial de la conductividad eléctrica.	222
Figura 6-6: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona MNT.	224
Figura 6-7: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Cordillera.	224
Figura 6-8: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Borde Este.....	224
Figura 6-9: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Marginal.....	225
Figura 6-10: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Norte.....	225
Figura 6-11: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Cordón de Lila	225
Figura 6-12: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Núcleo Salar.	226
Figura 6-13: Diagrama de evolución de las aguas por evaporación.....	228
Figura 6-14: Distribución superficial de las costras del Salar de Atacama siguiendo la secuencia evaporítica carbonatos-sulfatos-haluros.....	229
Figura 6-15: Relaciones iónicas entre distintos componentes de las aguas de la cuenca Salar de Atacama. Línea segmentada gris representa relación equimolar (1:1) entre los componentes del gráfico. Línea segmentada negra representa saturación mineral.	230
Figura 6-16: Distribución espacial de la razón Ca/SO ₄	233
Figura 6-17: Distribución espacial de la concentración de litio (Li).....	235
Figura 6-18: Resumen de los criterios para determinar cualitativamente las vías evolutivas de las aguas de aporte.	236
Figura 6-19: Relación entre las razones HCO ₃ /Ca, HCO ₃ /(Ca+Mg) y (SO ₄ +HCO ₃)/Ca en función de la salinidad de las aguas (SDT). Línea segmentada representa valor constante e igual a 1.	237
Figura 6-20: Mapa de localización de los puntos con datos isotópicos. Se muestra el valor promedio de δ ¹⁸ O para cada punto disponible.....	239
Figura 6-21: Relación entre δ ¹⁸ O y δ ² H de la molécula de agua de las muestras disponibles del Salar de Atacama.....	241
Figura 6-22: Relación entre δ ¹⁸ O y δ ² H de la molécula de agua de la zona Marginal y Núcleo Salar, clasificados por zona y por tipo de punto.	243
Figura 6-23: Relación entre el δ ¹⁸ O y los SDT (mg/l).	244
Figura 6-24: Localización de los puntos analizados para la zona de zona MNT, Borde Este, Cordón de Lila y Cordillera.	246
Figura 6-25: Localización de los puntos de muestreo de aguas subterráneas de la zona Marginal.	247
Figura 6-26: Localización de los puntos de agua superficial analizados de la zona Marginal.....	248
Figura 6-27: Localización de los puntos analizados de agua subterránea de la zona Núcleo Salar.	249

Figura 6-28: Evolución temporal de $\delta^{18}O$ de las aguas superficiales de la zona Marginal.	250
Figura 6-29: Variación temporal isotópica de la Laguna La Punta.	251
Figura 6-30: Evolución temporal de $\delta^{18}O$ de las aguas subterráneas de la zona Núcleo Salar.	252
Figura 6-31: Esquema conceptual del funcionamiento hidrogeoquímico-isotópico de la cuenca del Salar de Atacama.....	256
Figura 7-1: Distribución superficial de la costra del Salar de Atacama.	259
Figura 7-2: Localización de los sistemas lagunares.	261
Figura 7-3: Mapa de ubicación de las lagunas del sistema Soncor.	262
Figura 7-4: Ubicación de los puntos de monitoreo de niveles e hidroquímica y los puntos con información litológica Sector Soncor.	263
Figura 7-5: Sección geológica oeste-este y sur-norte ubicada al sur-sureste de la laguna Barros Negros.	264
Figura 7-6: Registro de CE en el punto Chaxa Reglilla.	265
Figura 7-7: Modelo conceptual del funcionamiento de las lagunas del sistema Soncor.	266
Figura 7-8: Mapa de ubicación de las lagunas del sistema Aguas de Quelana.	267
Figura 7-9: Ubicación de los puntos de monitoreo de niveles e hidroquímica y los puntos con información litológica Sector Aguas de Quelana.	268
Figura 7-10: Sección geológica simplificada del sistema Aguas de Quelana.	270
Figura 7-11: Análisis de la variación de la cota piezométrica a partir de la distancia al punto de extracción de agua industrial Camar-2.	271
Figura 7-12: Curvas de isoconductividad eléctrica superficial-somera en el entorno del sistema Quelana.	272
Figura 7-13: Registro de CE en punto L4-10, reglilla en laguna sector Quelana.	273
Figura 7-14: Perfiles verticales de CE en pozos del sector Quelana.	273
Figura 7-15: Esquema del funcionamiento de las lagunas de Quelana.	274
Figura 7-16: Mapa de ubicación de las lagunas del Sistema Peine.	275
Figura 7-17: Ubicación de los puntos de monitoreo de niveles e hidroquímica y los puntos con información litológica Sector Peine.	276
Figura 7-18: Sección geológica simplificada del sistema lagunar de Peine.	277
Figura 7-19: Análisis de la variación de la cota piezométrica a partir de la distancia al punto de extracción de agua industrial de Tilopozo.	279
Figura 7-20: Niveles en multipiezómetro MPS-AA y MPS-AB en el sector de Peine.	280
Figura 7-21: Curvas de isoconductividad eléctrica superficial-somera en el sector de Peine.	281
Figura 7-22: Registro histórico de SDT en laguna Salada (estación Reglilla Salada CONAF).	281
Figura 7-23: Perfiles verticales de CE históricos en sector Peine.	282
Figura 7-24: Esquema del funcionamiento de las lagunas de Peine.	283
Figura 7-25: Situación de las lagunas La Punta-La Brava.	284

Figura 7-26: Ubicación de los puntos de monitoreo de niveles e hidroquímica y los puntos con información litológica Sector La Punta La Brava.	285
Figura 7-27: Sección geológica simplificada del sistema lagunar de Punta La Brava.	286
Figura 7-28: Análisis de la variación de niveles a partir de la distancia al punto de extracción de agua industrial de Tilopozo.	287
Figura 7-29: Niveles en multipiezómetro MP-03A y MP 03B en el sector de Punta La Brava.	288
Figura 7-30: Curvas de isoconductividad eléctrica superficial-somera para el sector La Punta-La Brava.	289
Figura 7-31: Perfiles verticales de CE en pozos del sector La Punta-La Brava.	289
Figura 7-32: Esquema del funcionamiento de las lagunas de La Punta La Brava.	290
Figura 7-33: Perfiles verticales de CE en pozos de la zona Marginal.	292
Figura 7-34: Niveles de las lagunas de la Zona Marginal entre 2012 y 2019.	293
Figura 8-1: Sistema hidrometeorológico simplificado de la precipitación al caer al suelo.	303
Figura 8-2: Aforos traspuestos y escorrentía normalizada por las entradas de agua.	305
Figura 8-3: Cuenca aportante a estación río San Pedro en Cuchabrachi.	306
Figura 8-4: Ubicación de la estación río San Pedro en Cuchabrachi.	308
Figura 8-5: a) Imagen satelital, b) Índice de humedad (TCWI) y c) Reclasificación.	310
Figura 8-6: Profundidad contra índice de humedad (TCWI).	312
Figura 8-7: Clasificación de bandas de profundidad del nivel freático y rango de profundidad estimado.	313
Figura 8-8: Ejemplos de curvas de evaporación contra profundidad propuestas en el Salar de Atacama.	316
Figura 8-9: a) Imagen satelital, b) Índice de brillo (TCBI) y c) Reclasificación.	318
Figura 8-10: Evaporación normalizada contra índice de brillo (TCBI).	319
Figura 8-11: Curvas de evaporación contra profundidad en suelo con alta dependencia (ZE1).	320
Figura 8-12: Curvas de evaporación contra profundidad de suelo con baja dependencia (ZE2).	321
Figura 8-13: Curvas de evaporación contra profundidad de zona de vegas (ZE3).	321
Figura 8-14: Variación interanual de la evaporación.	324
Figura 8-15: Variación mensual del índice de humedad.	325
Figura 8-16: Variación anual del índice de humedad.	326
Figura 8-17: Derechos de agua subterránea en cuenca Salar de Atacama.	332
Figura 8-18: Extracciones y caudales aprobados ambientalmente para MEL.	334
Figura 8-19: Extracciones y caudales aprobados ambientalmente para CMZ.	335
Figura 8-20: Extracciones y caudales aprobados ambientalmente para SQM Salar.	336
Figura 8-21: Extracciones y caudales aprobados ambientalmente para Albemarle.	337
Figura 8-22: Extracción de salmuera de SQM y aprobación ambiental.	338
Figura 8-23: Extracción de salmuera de ALB y aprobación ambiental.	339

Figura 9-1: Vista esquemática del balance hídrico del acuífero en régimen natural (previo a 1990).	346
Figura 9-2: Vista esquemática del balance hídrico del acuífero en régimen de explotación (promedios y tasas representativas del periodo 2000 a 2019).	347
Figura 9-3: Áreas de influencia del bombeo en el acuífero de salmuera.	350
Figura 9-4: Áreas consideradas para el cálculo de variación del almacenamiento de agua dulce en el acuífero sectores Monturaqui y Roca volcánica-Negrillar-Callejón.	352
Figura 9-5: Comparación de SHAC y áreas aportantes definidas en el presente estudio.	355
Figura 9-6: Vista esquemática de flujos en áreas aportantes. ZM: Zona Marginal.	356
Figura 9-7: Isopropfundidades del nivel freático.	361
Figura 10-1: Diagrama del proceso de modelación.	363
Figura 10-2: Área total de simulación y celdas activas en el modelo numérico definido.	365
Figura 10-3: Discretización horizontal del dominio. Dimensiones de las celdas: Blanco: 500 x 500 m ² , Azul: 250 x 500 o 500 x 250 m ² , Verde: 250 x 250 m ²	366
Figura 10-4: Distribución en profundidad de las capas del modelo numérico.	367
Figura 10-5: Cortes verticales del modelo numérico que muestran la discontinuidad de la Falla Salar con la variación de espesor del bloque este de la falla.	368
Figura 10-6: Esquema tridimensional de la distribución de las capas en el modelo numérico que muestra la extensión y el efecto de la Falla Salar.	369
Figura 10-7: Perfil esquemático E-O en la zona Núcleo Salar en el que se presenta de forma sintética la definición de las capas con respecto a las UHs.	370
Figura 10-8: Perfil esquemático SO-NE en la zona MNT en el que se presenta de forma sintética la definición de las capas con respecto a las UHs.	371
Figura 10-9: Mapas de isobatas de las capas definidas en el modelo numérico.	372
Figura 10-10: Zonas de Recarga por precipitación en el modelo numérico. La escala de color muestra el número de subcuenca que representa cada zona de recarga.	376
Figura 10-11: Señal adimensional para distribuir la precarga directa en la subcuenca 17 mostrando los episodios de lluvia y la respuesta el nivel medido en un punto de observación ubicado en la zona Núcleo Salar.	377
Figura 10-12: Zonas de recarga lateral por percolación y escorrentía indicando el número de pozos asignado a cada subcuenca de aporte.	380
Figura 10-13: Pozos implementados en el modelo numérico para representar la evaporación inducida por la vegetación.	381
Figura 10-14: Ejemplo de función temporal de evapotranspiración para la subcuenca 14.	382
Figura 10-15: Curvas de evaporación y distribución de zonas de evaporación en el modelo numérico.	384
Figura 10-16: Funciones temporales para la evaporación para los modelos transitorios (modelos de calibración y validación).	385

Figura 10-17: Celdas definidas con la condición de contorno tipo dren para representar la interfaz salina y zona de lagunas y valores adoptados para la elevación del dren en el modelo estacionario.	387
Figura 10-18: Caudales de extracción totales tanto de salmuera como de producción industrial de cada una de las operaciones. Las extracciones de SQM corresponden al valor neto extraído (caudales bombeados-caudales reinyectados).	387
Figura 10-19: Localización de los pozos de bombeo implementados en el modelo.....	389
Figura 10-20: Zonación de la conductividad hidráulica en las cuatro capas del modelo numérico.	391
Figura 10-21: Distribución espacial de pozos para régimen estacionario en el área de modelación.....	396
Figura 10-22: Puntos de observación utilizados para la calibración del modelo estacionario para las distintas capas: capa 1 puntos en verde, capa 2 en naranja y capa 3 en azul.	397
Figura 10-23: Puntos de observación utilizados para la calibración del modelo transitorio para las distintas capas: capa 1 puntos en verde, capa 2 en naranja y capa 3 en azul.	398
Figura 10-24: Distribución espacial de pozos para régimen transitorio en el área de modelación.....	399
Figura 10-25: Puntos de observación utilizados para la validación del modelo transitorio para las distintas capas: capa 1 puntos en verde, capa 2 en naranja y capa 3 en azul.....	400
Figura 10-26: Histograma. Análisis cuantitativo del proceso de calibración del modelo estacionario. ...	403
Figura 10-27: Relación de niveles medidos y simulados en el modelo estacionario.	403
Figura 10-28: Piezometría para el periodo 1986-1994 a partir de mediciones en puntos de observación (izquierda) y la piezometría aparente calculada (derecha) junto con los puntos de observación en la calibración del modelo en estacionario.	404
Figura 10-29: Distribución espacial de residuales en la calibración del modelo en estacionario.....	405
Figura 10-30: Histograma. Análisis cuantitativo del proceso de calibración del modelo transitorio.	407
Figura 10-31: Ejemplo de ajuste entre niveles calculados y niveles medidos en el pozo L3-16 ubicado en la zona Marginal. La línea amarilla indica el modelo estacionario, y la línea verde indica la predicción del modelo de validación a partir del 2009.....	407
Figura 10-32: Ejemplo de ajuste entre niveles calculados y niveles medidos en el pozo MSW-306 ubicado en la zona del Núcleo. La línea amarilla indica el modelo estacionario, y la línea verde indica la predicción del modelo de validación a partir del 2009.....	408
Figura 10-33: Ejemplo de ajuste entre niveles calculados y niveles medidos en el pozo MX-5 ubicado en el sector de Monturaqui. La línea amarilla indica el modelo estacionario, y la línea verde indica la predicción del modelo de validación a partir del 2009.....	408
Figura 10-34: Ejemplo de ajuste entre niveles calculados y niveles medidos en el pozo P-3 ubicado en el sector de Negrillar-Callejón. La línea amarilla indica el modelo estacionario, y la línea verde indica la predicción del modelo de validación a partir del 2009.....	409
Figura 10-35: Distribución espacial de las zonas de conductividad hidráulica con los valores obtenidos a partir de la calibración para las distintas capas. En la capa 1 se han sacado de la escala de color las	

zonas que representan la halita karstificada y fracturada debido al alto valor de conductividad hidráulica obtenida en estas zonas (10.000 m/d).....	414
Figura 10-36: Histograma. Análisis cuantitativo de la validación del modelo transitorio.	416
Figura 10-37: Mapas piezométricos calculados para los tiempos 01/01/1995, 01/01/2010, 01/08/2013 y 31/12/2019 a partir del modelo de validación para la capa 3.	417
Figura 10-38: Resumen del balance hídrico obtenido a partir del modelo transitorio mostrando las principales entradas y salidas al sistema.....	419
Figura 10-39: Valor absoluto de las entradas y salidas promedio y variación del almacenamiento para los periodos de 1986-1990, 1990-1995, 1995-2000, 2000-2005, 2005-2010, 2010-2015 y 2015-2019.	420
Figura 10-40: Vista esquemática del balance en el modelo estacionario que muestra la condición natural previa a los bombeos.	421
Figura 10-41: Niveles medidos y calculados a partir del modelo de validación, y a partir del análisis de sensibilidad aumentando y disminuyendo la conductividad hidráulica en un factor de 5 y 2, respectivamente, en un punto de observación ubicado en la zona Marginal.	429
Figura 10-42: Niveles medidos y calculados a partir del modelo de validación, y a partir del análisis de sensibilidad aumentando y disminuyendo la conductividad hidráulica en un factor de 5 y 2, respectivamente, en un punto de observación ubicado en la zona Núcleo Salar.	430
Figura 10-43: Niveles medidos y calculados a partir del modelo de validación, y a partir del análisis de sensibilidad aumentando y disminuyendo la conductividad hidráulica en un factor de 5 y 2, respectivamente, en un punto de observación ubicado en la zona MNT.....	430
Figura 11-1: Localización de los tres perfiles definidos para los modelos de flujo con densidad variable, mostrando los puntos de observación definidos para cada perfil.	433
Figura 11-2: Geometría de los perfiles definidos para los modelos de flujo con densidad variable, mostrando las distintas unidades acuíferas definidas a partir de las secciones geológicas definidas en el modelo conceptual.	434
Figura 11-3: Malla del perfil Quelana, mostrando las tres capas definidas.	435
Figura 11-4: Malla del perfil Peine, mostrando las tres capas definidas.....	436
Figura 11-5: Malla del perfil La Punta–La Brava, mostrando las tres capas definidas.	436
Figura 11-6: Relación densidad de fluido y total de sólidos disueltos (SDT) medida en puntos de observación.	437
Figura 11-7: Conceptualización de las entradas y salidas, así como condiciones de contorno (BC) y condiciones iniciales para los tres perfiles.	438
Figura 11-8: Zonas de recarga en el modelo tridimensional de flujo que permiten la zonación de recarga en los perfiles SEAWAT.....	441
Figura 11-9: Zonas de recarga para cada uno de los perfiles SEAWAT.	442
Figura 11-10: Zonas de evaporación para cada uno de los perfiles SEAWAT.	445

Figura 11-11: Condición de contorno de nivel fijo en los límites oeste y este del perfil de Quelana.....	447
Figura 11-12: Condición de contorno de nivel fijo en los límites oeste y este del perfil de Peine.	447
Figura 11-13: Condición de contorno de nivel fijo en los límites oeste y este del perfil de La Punta–La Brava.....	448
Figura 11-14: Zonas de conductividad hidráulica definidas para cada perfil SEAWAT.	450
Figura 11-15: Condición inicial de concentración para los perfiles en los modelos cuasi-estacionarios..	454
Figura 11-16: Ejemplo de variación de densidad y nivel calculado para diferentes profundidades (pero la misma x) de uno de los perfiles SEAWAT.	455
Figura 11-17: Área total de simulación y celdas activas en los perfiles definidos.	457
Figura 11-18: Relación de niveles medidos y simulados en los modelos cuasi-estacionarios para los perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava.	463
Figura 11-19: Errores de balance del modelo transitorio de cada perfil.	465
Figura 11-20: Distribución de concentraciones para los tres perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava para los modelos cuasi-estacionarios tras 204 años de simulación.....	466
Figura 11-21: Comparación de niveles medidos y simulados por el modelo transitorio del perfil de Quelana.	468
Figura 11-22: Comparación de niveles medidos y simulados por el modelo transitorio del perfil de Peine.	469
Figura 11-23: Comparación de niveles medidos y simulados por el modelo transitorio del perfil de La Punta–La Brava.....	470
Figura 11-24: Distribución de concentraciones para los tres perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava para los modelos transitorios al fin de la simulación (diciembre 2019).	471
Figura 11-25: Proyección en planta de los tres perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava para los modelos transitorios.....	472
Figura 11-26: Comparación de distribución vertical de conductividad eléctrica medida (Rockwood Lithium) y simulada para el perfil de Quelana.	473
Figura 11-27: Comparación de distribución vertical de conductividad eléctrica medida (Rockwood Lithium) y simulada para el perfil de Peine.	474
Figura 11-28: Comparación de distribución vertical de conductividad eléctrica medida (Rockwood Lithium) y simulada para el perfil de La Punta–La Brava.	475
Figura 11-29: Comparación de distribución concentración simulada para noviembre de 2005 y perfil geofísico Q3 (DICTUC) para el perfil de Quelana.	478
Figura 11-30: Comparación de distribución concentración simulada para abril de 2013 y perfil geofísico L3 (Rockwood Lithium) para el perfil de Peine.	479
Figura 11-31: Comparación de distribución concentración simulada para marzo de 2013 y perfil geofísico L2 (Rockwood Lithium) para el perfil de La Punta-La Brava.....	480

Figura 14-1: Propuesta de instalación de los anillos de infiltración..... 494

1. Introducción

El Salar de Atacama, ubicado en la Región de Antofagasta, es el depósito salino más grande de Chile y una de las reservas de litio, potasio y boro más importante a nivel mundial. Estos metales de creciente interés económico se encuentran principalmente disueltos en aguas con elevada salinidad (salmuera) almacenadas en los depósitos salinos del Salar. Su obtención se efectúa mediante pozos de extracción de salmuera, donde la solución bombeada se transporta por canaletas a distintas pozas de evaporación solar para su mayor concentración y posterior procesamiento químico.

En la cuenca Salar de Atacama existen una serie de ecosistemas que se desarrollan en los bordes del Salar (Zona Marginal), los cuales corresponden a objetos de protección ambiental debido a su biodiversidad, relación al patrimonio cultural y como puntos de interés turístico. Estas zonas corresponden a los sistemas lagunares de La Punta–La Brava, sistema Peine, sistema Aguas de Quelana, sistema Soncor y las reservas nacionales de los flamencos (correspondiente a un área de SNASPE).

Actualmente, existen distintos operadores que explotan la salmuera y extraen el agua dulce desde la cuenca del Salar de Atacama. Cada uno de los proyectos en ejecución han sido sometidos al Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental (SEIA) y cuentan con las aprobaciones respectivas a través de las Resoluciones de Calificación Ambiental (RCA) vigentes. Sin embargo, para la evaluación y aprobación ambiental de dichos proyectos, así como para la gestión de los recursos de agua dulce y salmuera, cada operador ha desarrollado sus propias herramientas numéricas. Lo anterior, sumado a la relevancia de compatibilizar la explotación de los recursos con el resguardo de los objetos de protección ambiental ubicados en los bordes o zona Marginal del Salar ha puesto en evidencia la necesidad de implementar una herramienta numérica de gestión única que integre todas las componentes relevantes de la cuenca y las extracciones conjuntas de los distintos actores.

De esta manera, Corfo ha desarrollado una serie de estudios a partir del año 2017 (iniciados a través del Comité de Minería No Metálica de Corfo), que han tenido como principal objetivo mejorar y contribuir a la gestión integral de los recursos de agua dulce y salmuera en el Salar de Atacama, considerando la preservación de los objetos de protección y los intereses de los actores implicados.

En este contexto, en el año 2018, Amphos 21 Consulting Chile (en adelante Amphos 21) inició la elaboración de un modelo numérico integrado de la cuenca del Salar de Atacama, a partir de la actualización del modelo conceptual que estaba disponible a la fecha y que había sido inicialmente elaborado por el Comité de Minería de no Metálica de Corfo. En concreto, el modelo numérico integrado consistió en un modelo numérico de flujo y 3 modelos numéricos de flujo con

densidad variable. En estos modelos se evaluaron diversos escenarios predictivos que simularon la explotación conjunta de salmuera y agua dulce de los distintos operadores que desarrollan actividades en la cuenca, así como también variaciones en la recarga.

Posteriormente, a raíz del análisis técnico de nuevos antecedentes hidrogeológicos, así como del nuevo escenario de explotación del salar que se produjo por la decisión de Minera Escondida Ltda. de desistir del Estudio de Impacto Ambiental (EIA) del Proyecto Monturaqui, resultó necesario incorporar dicha información al mencionado estudio del modelo hidrogeológico en sus componentes conceptual y numérica. Lo anterior, con el objeto de contar con un modelo y distintos escenarios predictivos que representaran de manera más ajustada, tanto el funcionamiento del sistema hídrico como los futuros caudales de extracción de agua dulce en la cuenca del Salar de Atacama.

En consecuencia, durante el año 2020, Amphos 21 incorporó al estudio de modelo hidrogeológico, tanto la nueva situación extractiva en la cuenca, como los nuevos antecedentes técnicos, y se terminó de desarrollar el modelo de flujo 3D construido en MODFLOW-USG que abarca un área de 10.175 km², y 3 modelos 2D de flujo con densidad variable que fueron construidos en SEAWAT 2000 y que se sitúan en el sector de Aguas de Quelana con una longitud de 16 km, en el sector de Peine con una longitud de 15 km, y en el sector de La Punta-La Brava con una longitud de 12 km. El detalle de dichos modelos se presenta en este informe.

A la fecha existen una serie de elementos que forman parte del modelo conceptual y de los modelos numéricos, que no son posibles de medir directamente como la recarga, o bien información geológica e hidrogeológica insuficiente en sectores de la cuenca que no permiten una correcta representación en todo el dominio. Por lo tanto, los modelos presentados en el presente Informe de Modelo Hidrogeológico, deben ser objeto de futuras actualizaciones con nueva información de monitoreo y antecedentes complementarios que permitan profundizar el conocimiento de este complejo sistema hidrogeológico, y fortalecer de esta forma, las predicciones realizadas. Así mismo, dichos modelos podrán servir de base para otros estudios, incluso para elaborar modelos locales de mayor detalle que los actuales.

La capacidad predictiva y la utilización de las herramientas numéricas presentadas como instrumento para la gestión ambiental, deben ser cuantificadas en función de la escala del problema a resolver y considerando las limitaciones propias de los modelos numéricos como representaciones simplificadas del real funcionamiento hidrogeológico.

1.1 Objetivos del estudio

El objetivo principal de este estudio consiste en actualizar el modelo hidrogeológico conceptual preexistente de la cuenca del Salar de Atacama con nueva información disponible (información geológica y constructiva de pozos, geofísica, parámetros hidráulicos e hidroquímica), así como también, desarrollar modelos numéricos de flujo con capacidad para modelar el flujo multifase que se produce en la cuenca. De esta forma, la modelación numérica será capaz de reproducir las condiciones actuales de operación y predecir, a través de la simulación de 8 escenarios, los efectos combinados de los actuales operadores y proyectos, así como eventuales cambios en la recarga del sistema. Los ámbitos de análisis son:

- Efectos sobre los objetos de protección ambiental.
- Variación de los niveles de agua subterránea en pozos que forman parte de los Planes de Seguimiento Ambiental (PSA), Planes de Alerta Temprana (PAT) y Planes de Contingencia (PC) de los diferentes operadores de la cuenca. De este modo, el modelo y sus futuras actualizaciones podrá ser utilizado por la autoridad competente como herramienta para la gestión hídrica en el Salar de Atacama.
- Variación de la posición de la interfaz agua dulce/salmuera y rango de operación de flujos para los campos de pozos de producción, tanto salmuera como agua dulce.

El alcance de estos objetivos es revisado a lo largo del informe y en las conclusiones, según los resultados obtenidos y capacidad de los modelos numéricos de reproducir los datos observados. De esta forma, se pone de manifiesto que, si bien se abordan los alcances específicos listados anteriormente, los resultados de las simulaciones no deben ser entendidos como valores precisos y absolutos, sino como aproximaciones y/o tendencias generales. La escala de los modelos y sus limitaciones propias los constituyen en herramientas capaces de predecir tendencias, ordenes de magnitud en los resultados y procesos generales y no para la determinación de umbrales puntuales o la superación de estos. En caso de necesitar respuestas de mayor precisión en ciertas áreas, se debe contar con modelos numéricos construidos con información de detalle, acorde a la escala del problema.

En concreto, en el presente informe se presenta el modelo hidrogeológico conceptual de la cuenca del Salar de Atacama, así como también los modelos hidrogeológicos numéricos de flujo y de flujo con densidad variable.

1.2 Situación geográfica

La cuenca Salar de Atacama se ubica en el extremo este de la Región de Antofagasta, Chile. El límite nor-noreste de la cuenca lo constituye la frontera entre Chile y Bolivia, mientras que el límite sur-sureste la frontera de Chile con Argentina. Entre ambos extremos, la cuenca limita por el este con una serie de cuencas endorreicas con salares de menores dimensiones. En el sector opuesto, la cuenca limita por el suroeste con las cuencas endorreicas de los salares de Punta Negra e Imilac, mientras que en el margen noroeste limita con las cuencas del río Loa y la quebrada de Caracoles. Entre ambos márgenes, la cuenca limita por el oeste con los salares de Los Morros y Elvira. Las coordenadas aproximadas de la cuenca, en DATUM WGS84, se presenta a continuación y su posición se ilustra en la Figura 1-1 :

- Límite Norte: 7.530.000
- Límite Este: 525.000
- Límite Sur: 7.275.000
- Límite oeste: 650.000

El Salar de Atacama localizado en la parte topográficamente más baja de la cuenca se encuentra a aproximadamente 160 Km al sureste de Calama, a 220 Km al este de la ciudad de Antofagasta y a 270 Km al sureste de Tocopilla. Las poblaciones más cercanas al Salar, de Norte a Sur son: San Pedro de Atacama, Toconao, Socaire, Peine, Tilomonte y Tilopozo. Morfológicamente el Salar es un elipsoide, cuyo eje longitudinal tiene 85 Km (NS) y el transversal (EO) presenta un ancho máximo de 50 Km. En conjunto, el área de la cuenca es de 17.007 Km² y la parte central se encuentra a 2.300 m.s.n.m. (Muñoz *et al.*, 2004).

El acceso al Salar de Atacama, desde Calama, se realiza a través de la Ruta Internacional 23-CH, que une la ciudad de Calama con el paso internacional Sico (límite entre Chile y Argentina). Desde Calama hasta el pueblo de Toconao, la ruta transcurre por una carretera asfaltada. A partir de este punto se accede a la ruta B-355, que recorre el borde oriental del Salar y que conecta con la localidad de Peine.

En el presente informe, para establecer características hidrogeológicas, geomorfológicas, hidroquímicas, etc., se han considerado las siguientes 9 zonas (Figura 1-2): zona Cordillera, zona Borde Este, zona Norte, zona Marginal, zona Núcleo, zona Cordón de Lila, zona Noroeste, zona Suroeste y zona Monturaqui-Negrillar-Tilopozo (MNT).

La zona de MNT se divide en los siguientes sectores (Figura 1-3): Sector Tilopozo, Sector Callejón, Sector Negrillar, Sector Roca Volcánica y Sector Monturaqui.

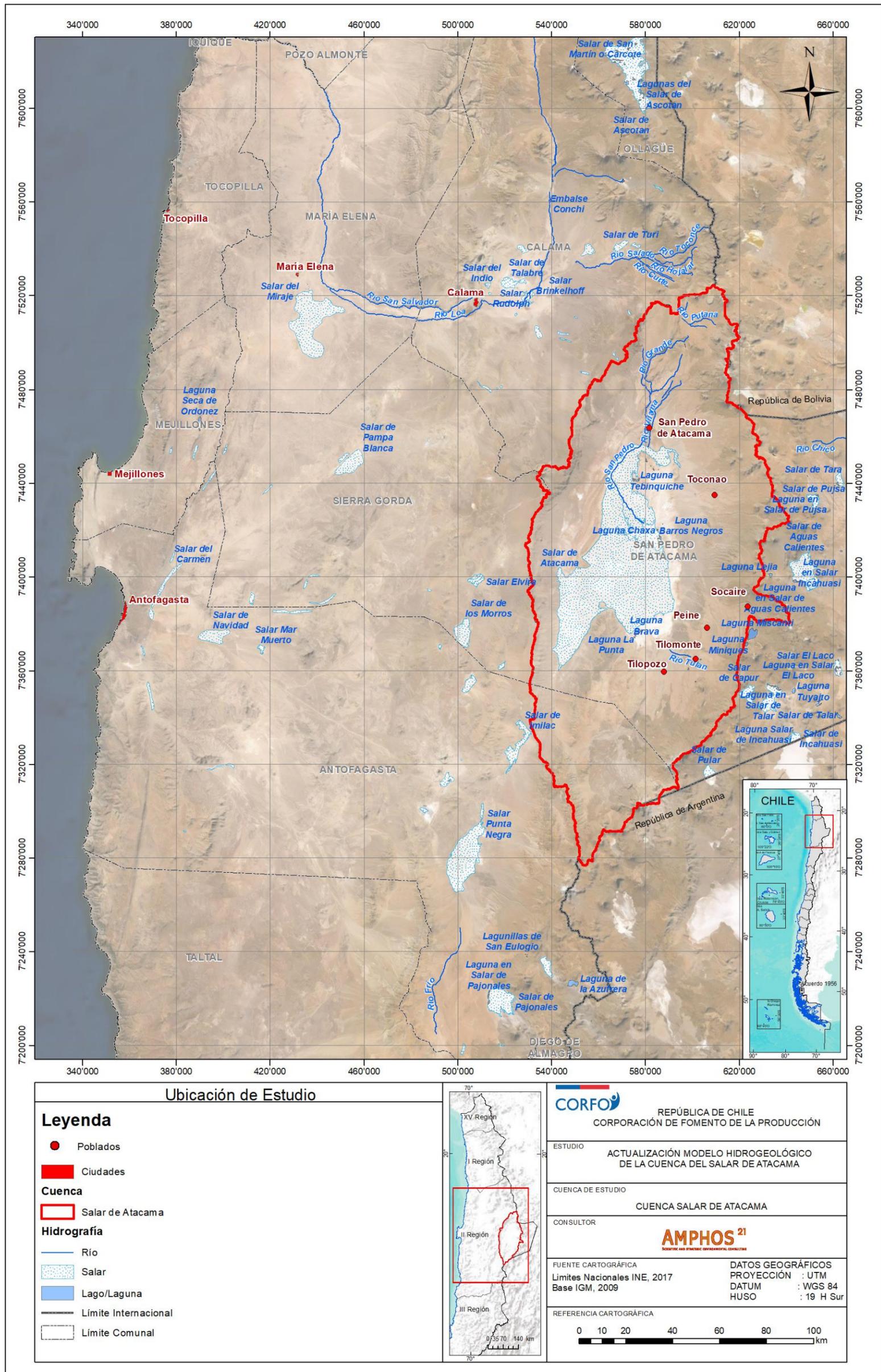


Figura 1-1: Cuenca del Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia a partir de Base IGM, 2009.

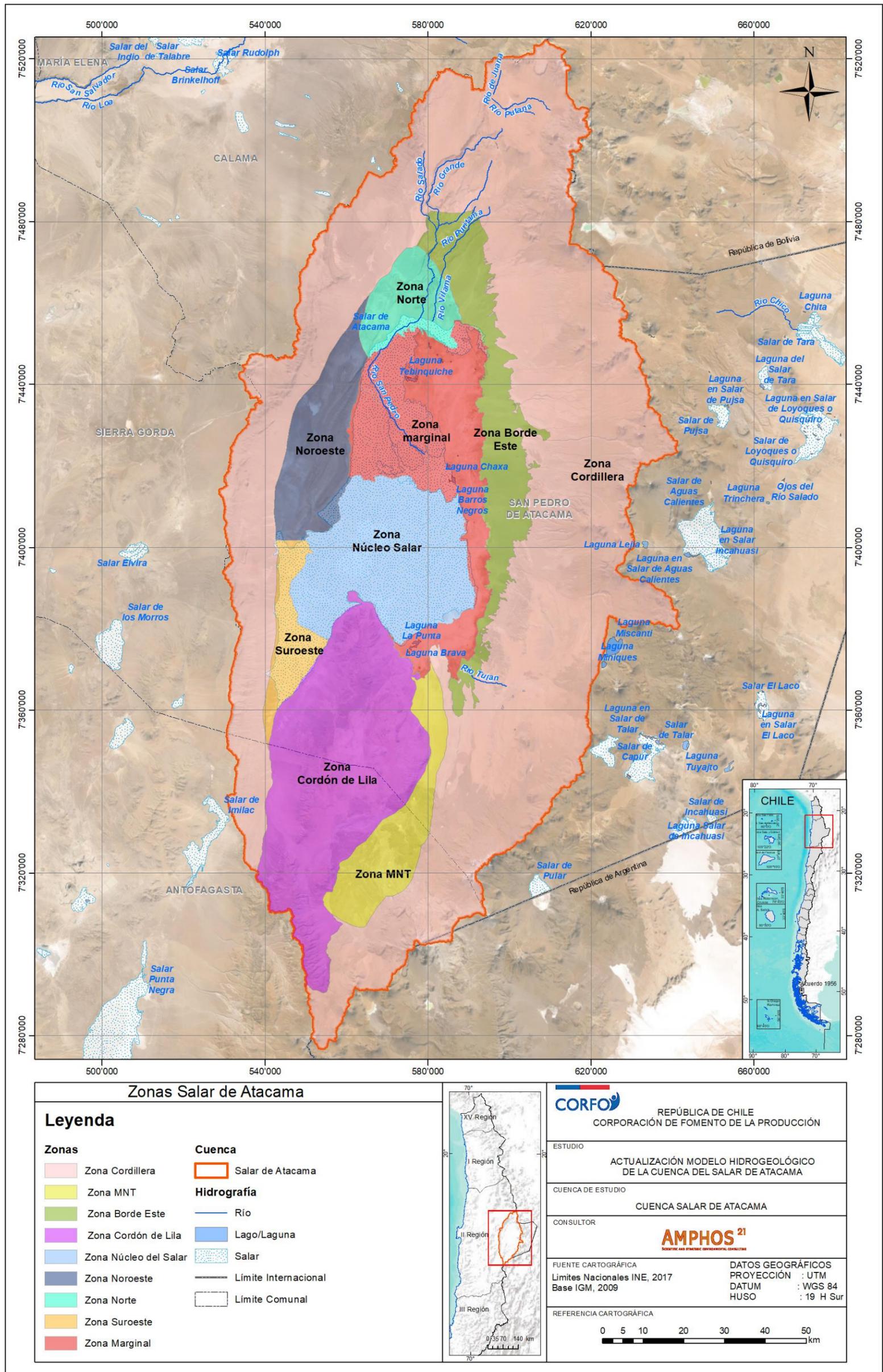


Figura 1-2: Zonificación general del Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia a partir de Base IGM, 2009.

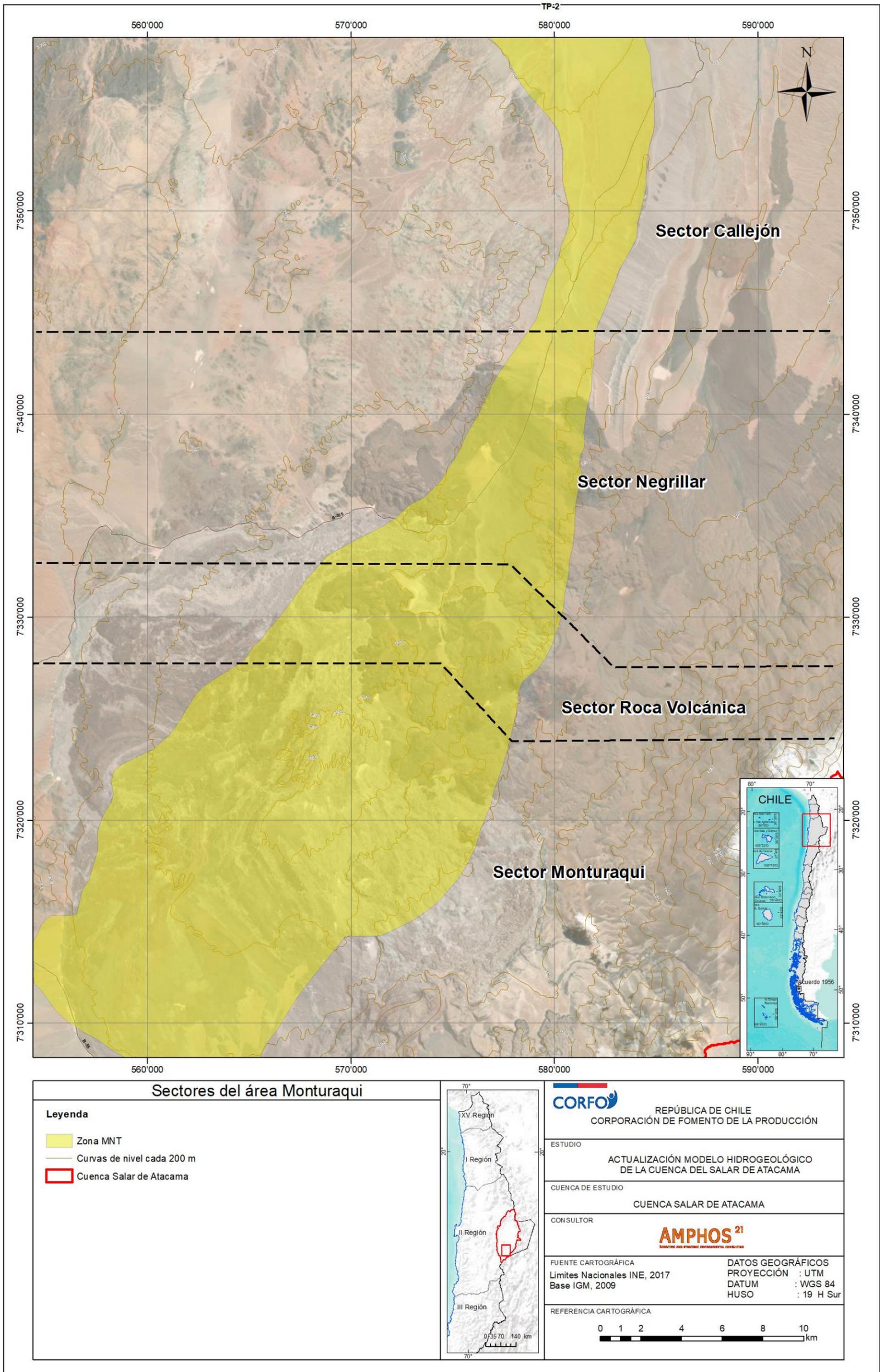


Figura 1-3: Sectorización de la zona de Monturaqui.

Fuente: Elaboración propia a partir de Base IGM, 2009.

1.3 Sitios de protección ambiental

En la cuenca Salar de Atacama se identificaron sectores de protección ambiental asociados a las categorías de Sitios RAMSAR, Reserva Nacional, Santuario de la Naturaleza, Sistema Nacional de Áreas Silvestres Protegidas del Estado (SNASPE), Sitios Prioritarios, Sitios de Estrategias Regionales, Bienes Nacionales Protegidos y Acuíferos Protegidos.

En el área de estudio existen una serie de humedales catalogados como RAMSAR. Dichos humedales son de importancia internacional, dado que cumplen con los siguientes criterios: son humedales representativos, raros o únicos y, además, son importantes para la conservación de la diversidad biológica. Los humedales RAMSAR que existen en la cuenca corresponden al Sistema Hidrológico de Soncor, ubicado en el Borde Este del Salar de Atacama. Dichos humedales se catalogaron bajo estas características el 10 de diciembre de 1996, en el Decreto Ley 3.485.

Cabe destacar, que en el área de estudio también se encuentra la Reserva Nacional Los Flamencos que está distribuida en cuatro zonas protegidas, dos al Norte y dos en el Borde Este del Salar de Atacama. La reserva se creó el día 17 de octubre de 1990, por Decreto Supremo n° 50 del Ministerio de Agricultura. La Reserva Nacional Los Flamencos destaca por la protección de las especies de fauna como el tuco de la puna, zorro culpeo, puma, vicuña y guanaco, mientras que en lo que a flora se refiere, las especies protegidas son el tamarugo y el algarrobo, que están en estado de conservación vulnerable. Además, dentro de la Reserva Nacional Los Flamencos, se ubica el Santuario de la Naturaleza Valle de la Luna, al noreste del Salar de Atacama. Dicha categoría se otorgó el 7 de enero de 1982 en el Decreto Supremo n° 37.

En la clasificación SNASPE se encuentran zonas asociadas al patrimonio natural protegido por el Estado. En la Cuenca del Salar de Atacama existen cuatro zonas SNASPE, áreas que corresponden a la Reserva Nacional Los Flamencos (Figura 1-4).

Los Sitios Prioritarios son sitios definidos por la Estrategia Nacional de Biodiversidad. Dentro del límite de la Cuenca del Salar de Atacama se encuentra parte del área correspondiente al Sitio Prioritario de Laguna Lejía, en la que se incluye un humedal altoandino de alta importancia como sitio de alimentación y reproducción de especies altoandinas.

Los sitios definidos en la Estrategia Regional de la Biodiversidad de la Región de Antofagasta, destacan por sus características ambientales y que no se encuentran dentro de un área SNASPE. En la cuenca de estudio comprende los Geisers del Tatio, sector Volcán Licancabur, Ayllus de San Pedro de Atacama, parte de la Laguna Lejía y el Salar de Atacama.

Finalmente, en el área de estudio se encuentran definidos Acuíferos Protegidos, asociados a quebradas laterales aportantes al Salar de Atacama y acuíferos del Borde Este y Sur del mismo Salar. Entre estos destacan los siguientes: Quelana, Cejas, Olar, La Punta, Tilopozo y Tilocar, entre otros muchos.

En la Figura 1-4 se ilustra la distribución de las áreas de protección ambiental descritas anteriormente.

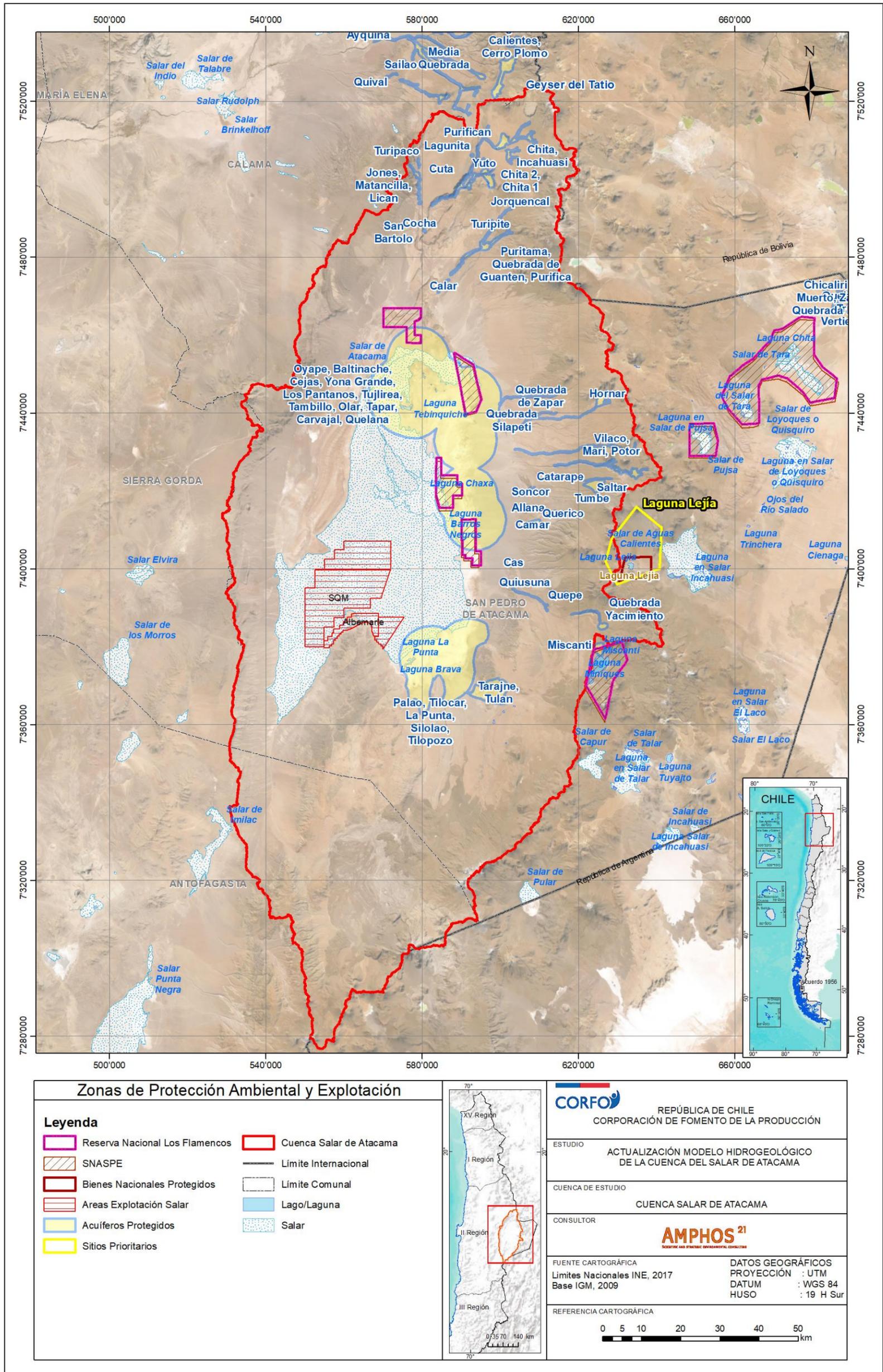


Figura 1-4: Mapa de ubicación de zonas de protección ambiental.

Fuente: Elaboración propia

1.4 Historia de las operaciones en el Salar de Atacama

En la cuenca Salar de Atacama se han desarrollado históricamente extracciones de salmuera en la zona Núcleo Salar y de agua dulce-salobre en la zona Borde Este y Monturaqui-Negrillar-Tilopozo (Figura 1-2).

En el Núcleo del Salar han operado a lo largo del tiempo dos empresas que extraen salmuera de los depósitos salinos del Salar de Atacama, actualmente conocidas como SQM Salar S.A. y Albemarle Ltda. De este modo, a continuación, se presenta un resumen de la evolución en el tiempo de las extracciones de salmuera:

Albemarle Limitada

1. La Sociedad Chilena del Litio Ltda. inicia la explotación de salmuera del Núcleo del Salar de Atacama en 1983, con una extracción promedio anual de 48,6 L/s.
2. La compañía Rockwood Lithium Ltda. (antigua Sociedad Chilena del Litio Ltda.) incrementa progresivamente la extracción de salmuera hasta superar los 100 L/s promedio anual en el año 2005, alcanzando los 142 L/s en 2015.
3. En enero de 2016, mediante la aprobación de la RCA N° 21/2006, la Compañía Rockwood Lithium, aumentó el caudal de explotación de salmuera en 300 L/s, adicionales a los 142 L/s aprobados. De este modo, los caudales de explotación de salmuera aprobados pasaron a ser 442 L/s. Posteriormente, Rockwood Lithium Ltda. pasó a llamarse Albemarle Ltda.

SQM Salar S.A.

1. En noviembre de 1994, MINSAL Ltda. inicia la extracción de salmuera del Núcleo del Salar de Atacama con un caudal promedio de 220 L/s aprobado mediante la RCA N° 403/1995.
2. En 1997, mediante la aprobación de RCA N°15/1997, SQM Salar S.A (antigua MINSAL Ltda.), solicita un incremento de 403 L/s, alcanzando un total de 642 L/s.
3. SQM comienza a aumentar los caudales de explotación neta en el 2006, al menos hasta 750 l/s, aunque según las reinyecciones que se efectúan a raíz de la RCA, el caudal podría ser mayor según lo aprobado en la RCA N° 0226/2006.
4. En 2018, SQM bombeó al menos 1.500 l/s con proyección de alcanzar 1.700 l/s a partir del 2026.

Las extracciones de agua subterránea dulce-salobre de la cuenca, para uso industrial, son realizadas por Minera Escondida Limitada (MEL) hasta diciembre de 2019, Compañía Minera Zaldívar (CMZ), SQM Salar S.A, Albemarle Ltda. y en menor medida otros usuarios. A continuación, se presentan los principales hitos históricos en la evolución de la explotación de agua industrial dulce/salobre desde el sistema acuífero:

1. MEL operó desde 1998 en el sur de la cuenca del Salar de Atacama. La operación del campo de pozos de la Zona de Monturaqui-Negrillar-Tilopozo (MNT) fue aprobada en el proyecto “Lixiviación de Óxido de Cobre y Aumento de la Capacidad de Tratamiento del Mineral Sulfurado”, cuyo EIA fue calificado favorablemente mediante la RCA N° 1/1997, la cual consideró la extracción de agua subterránea, por un período estimado de 21 años, a una tasa de 1.400 l/s, desde el inicio de la extracción a finales de 1998. MEL dejó de explotar en la zona de MNT a finales de diciembre de 2019 a raíz del desistimiento, con fecha 4 de febrero de 2020, del EIA del Proyecto Monturaqui.
2. CMZ cuenta con la aprobación ambiental para extraer un caudal máximo de 500 l/s, según la RCA N° 574/1993. La empresa comenzó a extraer un caudal de 146 l/s en la zona de MNT, en el año 1994, justo aguas abajo de las operaciones de MEL (sector Negrillar). Hasta la fecha, la extracción ha variado entre 132 y 219 l/s conforme al desarrollo de las instalaciones mineras.
3. SQM es titular de aprovechamientos de agua subterránea por un caudal total de 547 l/s, aunque solo se explotan 240 l/s, mediante 5 pozos ubicados en la zona Borde Este del Salar (Mullay-1, Allana, Camar-2, P-2 y Socaire-5). El pozo Camar-2 detuvo sus extracciones el año 2016 y desde el año 2018 hasta la actualidad, debido a la activación del plan de contingencia (SMA y SPDC, 2019).
4. Albemarle cuenta con derechos otorgados por un caudal de 23,5 l/s para el aprovechamiento de agua subterránea, que realiza mediante 3 pozos ubicados en el sector sureste del Núcleo del Salar de Atacama. Además, en la RCA 021/2016 se aprobó un aumento de caudal de extracción por 6 l/s más en Tucúcaro y Tilopozo. De esta forma, el caudal total otorgado es de 29,5 l/s.

1.5 Metodología de trabajo

En este capítulo se detalla la metodología utilizada para la recopilación, revisión y análisis de la información, así como para la construcción de las bases de datos asociadas al estudio, además de la caracterización de la cuenca y la geometría de los acuíferos. Las metodologías detalladas en la medida que corresponda han incorporado e integrado los nuevos antecedentes entregados por SQM en el primer semestre de 2020.

1.5.1 Recopilación y análisis de antecedentes

Amphos 21 realizó una recopilación, análisis crítico y validación de los antecedentes para la construcción del modelo conceptual y numérico del Salar de Atacama. Los antecedentes consultados se catalogaron y codificaron generando fichas resúmenes y una base de datos de antecedentes (Anexo II. Apéndice A Antecedentes).

Por otra parte, los datos recopilados se categorizan conforme a si se presentan por primera vez en este estudio o, por el contrario, habían sido presentados públicamente con anterioridad. Junto con ello, se realiza también una clasificación acorde a la calidad de la información.

Toda la información se georreferenció e integró en un Sistema de Información Geográfica (SIG), que se completó a lo largo del desarrollo del presente proyecto.

1.5.1.1 Base de datos de antecedentes

La base de datos de antecedentes se construyó en formato Excel y se incluyeron en ella referencias de todos los documentos consultados. El objetivo de la base de datos es acceder de forma rápida y eficaz a la información principal que contiene cada documento inventariado.

Para identificar el documento y el registro de éste en la base de datos, se codificaron todos los archivos con una letra inicial "A" de Atacama, seguida de una numeración correlativa (A_REF.001; A_REF.002, etc.).

La estructura de la base de datos es la siguiente:

- ID_REF.000: referencia de identificación de cada uno de los estudios.
- Tipo de información: información que contiene el documento referente a geología, hidrogeología, meteorología, etc.
- Tipo de estudio: clasificación del documento en función de si se trata de un expediente, un mapa, los anexos específicos pertenecientes a un informe, un trabajo de tesis

universitaria, si es un archivo correspondiente a una base de datos, un artículo de investigación, un documento presentado para una DIA (Declaración de Impacto Ambiental), una EIA (Evaluación de Impacto Ambiental) o una RCA (Resolución de Calificación de Impacto Ambiental).

- Título: título del proyecto.
- Año: año de publicación del trabajo.
- Elaborado por: indica la entidad (empresa, institución, compañía, consultora) que realizó el estudio.
- Autor(es): personas que realizaron el proyecto o empresa mandante.
- Link de descarga: ruta de internet para encontrar el archivo vía web, en caso de que exista.
- Alcance geográfico: indica el ámbito geográfico que abarca el estudio (nacional, interregional, regional o de cuenca).
- Región: indica la región en donde se emplaza el proyecto del informe consultado.
- Provincia: indica la provincia en donde se ubica la zona de estudio del proyecto.
- Cuenca: indica la cuenca en donde se emplaza la zona de estudio del proyecto.
- Subcuenca: indica la subcuenca en donde se emplaza la zona de estudio del proyecto.
- Otro: esta casilla incluye información en los casos en los que el área del proyecto abarque más de una región o más de una cuenca, etc. De esta forma, se describe tal referencia.
- Observaciones: en esta columna se indica cualquier otra información relevante para el proyecto que no se pudieron incluir en ninguno de los puntos anteriores.
- Objetivo de la información: objetivo del proyecto o del documento.
- Resultados de interés: información de interés que se extrae del documento y es útil para el presente trabajo.
- Nombre del documento: nombre del archivo digital que se consultó.

1.5.1.2 Áreas temáticas

En este punto, se definieron 10 áreas temáticas con el objetivo de facilitar el análisis de cada una de las materias que integra el modelo conceptual hidrogeológico. De esta manera, las referencias se integraron en función de la información de cada una de las áreas temáticas, donde una misma

referencia puede estar detallada en más de un área temática dependiendo de su contenido. Cabe destacar, que en cada área temática y documento se describen y analizan los aspectos más relevantes, según el detalle presentando en el punto 1.5.1.1 del presente informe.

La descripción de las áreas temáticas se explica a continuación:

- Geología Regional y Local: información geológica regional y local presentada en las cartas geológicas, artículos de investigación, informes, etc.
- Geomorfología: antecedentes relacionados con la descripción del relieve de las diferentes cuencas y/o áreas donde existen humedales, bofedales y/o sistemas lacustres de interés ambiental.
- Meteorología: estudios climatológicos que contienen análisis de variables meteorológicas como el viento (direcciones predominantes, velocidad, etc.), la precipitación (caracterización espacial y/o temporal de las series de precipitación), temperatura atmosférica, radiación solar, insolación, presión atmosférica, evaporación, sublimación y/o humedad.
- Hidrología: estudios vinculados al análisis integrado de las componentes que intervienen en el balance hidrometeorológico; es decir, interacción de las variables atmosféricas (precipitación, evaporación, evapotranspiración), flujos superficiales (aforos en ríos), altura de lámina de agua en lagos, embalses y/o lagunas, valores de infiltración o recarga, etc.
- Geofísica: documentos que incluyen el análisis de datos y perfiles geofísicos obtenidos por diferentes métodos de prospección (TEM, NanoTEM, Tomografía eléctrica, gravimetría, sísmica, etc.).
- Hidrogeología: antecedentes relacionados con análisis de parámetros hidráulicos de los acuíferos (transmisividad, coeficiente de almacenamiento, radios de influencia, permeabilidad), unidades hidrogeológicas, direcciones de flujo subterráneo, zonas de recarga, zonas de descarga, isopiezas, geometría de los acuíferos, etc. Además, se incluyen documentos que contienen datos de extracciones de agua subterránea mediante pozos, drenajes subterráneos u otros (derechos de agua) y explotación minera de aguas subterráneas (pozos de extracción de salmuera para producción de sales de interés económico).
- Hidrogeoquímica: incluye estudios que contienen un análisis de componentes mayoritarios y/o minoritarios del agua subterránea y superficial de las diferentes cuencas

y también, estudios de investigación relacionados con el origen de las aguas y mezcla e interacción agua-roca.

- Isótopos: documentos que estudian las características isotópicas de las aguas subterráneas y superficiales para establecer la procedencia de las mismas, mezclas e interacción agua-roca.
- Balance hídrico: documentos que caracterizan y determinan las entradas y salidas de aguas de los sistemas de acuífero.
- Modelos numéricos: archivos e informes de modelización numérica realizados en la cuenca o en zonas específicas de ésta.

1.5.1.3 Fichas técnicas de documentos

En la ficha técnica de cada documento se especifica, de forma concisa, los aspectos relevantes de cada una de las referencias estudiadas. Cabe tener en cuenta que en la ficha se incluye la misma información que en la base de datos de antecedentes y que existe una ficha individual para cada documento consultado. Las fichas técnicas se encuentran en formato digital en el Anexo II. Apéndice A.1 Fichas PDF.

1.5.1.4 Análisis y valoración de la información

La valoración de los antecedentes se realizó por área temática, con el objetivo de determinar si cada una de ellas dispone de suficiente información para establecer las bases del modelo conceptual hidrogeológico. El análisis crítico y la valoración de los documentos se estructuran de la siguiente forma.

En primer lugar, se enumeran los antecedentes más relevantes de cada área temática y se especifica la información que contiene cada documento según los apartados siguientes:

- Número de registros: puntos de agua, pozos o sondajes con columnas estratigráficas que contiene el documento.
- Calidad de la información: clasificación dependiendo si el mapeo de las columnas estratigráficas es de detalle y útil para una caracterización hidrogeológica; si los puntos de agua presentan coordenadas de ubicación, información de nivel y/o si los registros de hidroquímica contienen un análisis, al menos, de los componentes mayoritarios para poder realizar un balance iónico y posteriormente diagramas de Piper, Stiff, etc. La

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

evaluación de la calidad de la información se clasifica como “Buena” o “Regular” respecto al aporte de dicha información al presente estudio (Tabla 1-1).

- Datos nuevos o presentados en otros antecedentes: categorización conforme a si la información recopilada se ha presentado públicamente con anterioridad en otros antecedentes. La información se clasifica como “Existente” si los datos han sido reportados en antecedentes previos, en caso contrario, como “Nuevos” (Tabla 1-1).
- Valoración general: se realiza por cada área temática identificando si la información es relevante para el estudio. La valoración de la información se categoriza como “Alta”, “Moderada” o “Baja” conforme al grado de importancia. Los documentos de baja importancia no se incluyen en dicho documento, sino que están enumerados en la base de datos de antecedentes (Tabla 1-1).

Finalmente, se indica si los estudios de antecedentes son suficientes para construir el modelo conceptual hidrogeológico del sistema, si la calidad de los mismos es aceptable y si existen o no brechas de información. Además, en el capítulo de recomendaciones de este informe se especifican potenciales estudios de carácter multidisciplinar que son convenientes para complementar los trabajos existentes, con el objetivo de robustecer el modelo.

Tabla 1-1: Valoración de la información de antecedentes.

Ítem	Criterios para valorar la información	Clasificación Final
Calidad de la información	El mapeo de las columnas estratigráficas es de detalle y útil para una caracterización hidrogeológica; si los puntos de agua presentan coordenadas de ubicación, información de nivel y/o si los registros de hidroquímica contienen un análisis, al menos, de los componentes mayoritarios para poder realizar un balance iónico y posteriormente diagramas de Piper, Stiff, etc.	Buena
	El mapeo de las columnas estratigráficas no es de detalle o no está completa o no es útil para una caracterización hidrogeológica; si los puntos de agua no presentan coordenadas de ubicación o no indican el método o desde se toma el nivel, si la información de nivel y/o si los registros de hidroquímica no contienen un análisis, al menos, de los componentes mayoritarios para poder realizar un balance iónico y posteriormente diagramas de Piper, Stiff, etc.	Regular
Datos	La información de los puntos de agua corresponde a un primer monitoreo, los análisis hidroquímicos, isotópicos o datos de extracciones no existen con anterioridad.	Nuevos
	La información corresponde a pozos que ya se catastraron con información (nivel, química, litología) o monitorearon en trabajos anteriores o se utilizan antecedentes de otros trabajos para hacer el estudio.	Existentes

Ítem	Criterios para valorar la información	Clasificación Final
Valoración General	Se concluye que la información es suficiente, relevante y útil para el análisis general	Alta
	Se concluye que la información no es suficiente al no existir homogeneidad distribuida en la zona.	Moderada
	Los documentos de baja importancia no se incluyen en dicho documento, sino que están enumerados en la base de datos de antecedentes.	Baja

Fuente: Elaboración propia.

1.5.2 Trabajos de terreno

Amphos 21 realizó una campaña en terreno, entre el 15 de octubre y el 1 de noviembre del año 2018. La campaña de terreno se enfocó en el levantamiento de información específica para complementar el conocimiento hidrogeológico del Salar de Atacama. Por ello, se visitaron preferentemente puntos ubicados en el Núcleo del Salar y en la zona Marginal, además de sectores con una menor cantidad de información, a fin de completar vacíos y poder calibrar de forma más eficiente el modelo numérico.

Los trabajos realizados en terreno y el alcance de cada actividad se presentan a continuación:

- Validación de puntos del catastro de agua: se realizó un replanteo topográfico de los pozos mediante el levantamiento topográfico con GPS diferencial de la cota del punto de referencia de 40 pozos. Además, se registró la medida del stick up (brocal) de cada pozo y la altura del monolito de hormigón.
- Medición de la profundidad del nivel piezométrico: esta tarea consistió en corroborar la profundidad del nivel de agua subterránea con respecto a la superficie topográfica, el cual se realizó en los 40 pozos levantados con GPS diferencial más otros 32 puntos adicionales. Esto permitió validar las mediciones de distintos operadores presentes en las referencias y obtener un dato actualizado de la cota piezométrica, para analizar la evolución temporal de la misma.
- Realización de perfiles de Conductividad Eléctrica (CE): los perfiles se utilizaron para complementar la información respecto a la cuña salina.
- Obtención de propiedades fisicoquímicas de la salmuera: se realizaron mediciones puntuales de densidad y CE.

- Realización de aforos: se realizaron 5 aforos en sectores escasamente caracterizados en los antecedentes. El objetivo de estos aforos fue cuantificar el aporte del caudal base, debido a que sólo se cuenta con una única medición. Los valores se utilizaron de forma referencial.

Los resultados de estos trabajos de terreno se presentan en el Anexo I. Terreno.

1.5.3 Catastro de puntos

A partir de la revisión y análisis de antecedentes se extrajo la información necesaria para completar el catastro de puntos existentes en la zona de estudio. El inventario corresponde principalmente a puntos de agua tanto superficial como subterránea. En el caso del agua subterránea se catastraron pozos-piezómetros de observación/exploración, pozos de producción, drenes y calicatas, mientras que para el agua superficial puntos localizados en ríos y lagunas.

El inventario de puntos de agua de la cuenca se integró en una base de datos que contiene los siguientes campos de información:

- Nombre del punto: nombre del punto, registro común en todas las bases de datos.
- Otro nombre: cualquier otra toponimia referente a estudios anteriores.
- Coordenadas UTM (X, Y) y datum original.
- Subcuenca: subcuenca en la que se ubica el punto.
- Tipo de punto y Subtipo de punto: si corresponde a agua superficial o subterránea y a qué subtipo de punto hace referencia (pozo, calicata, etc.).
- Descripción original: hace referencia a la descripción que se hace del punto en el estudio origen.
- Propietario: se indica el nombre de la persona a la que está registrado el pozo.
- Año de construcción: fecha en la que se construye el pozo, piezómetro, calicata o dren.
- Derecho de agua asociado: si es un pozo y tiene un derecho de agua otorgado se especifica el código del derecho.
- Caudal anual (l/s): se especifica el caudal anual promedio (en litros por segundo) que se explota en un punto de agua en concreto.
- Profundidad (m): profundidad del pozo en metros.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

- Dip: inclinación del pozo en que se tomó el dato en grados sexagesimales.
- Azimut: dirección del pozo en que tomado el dato en grados sexagesimales.
- Documento de referencia (P_REF.000): nombra con una nomenclatura específica el estudio referenciado en los antecedentes del cual se adquirió la información del punto. Es posible que para un mismo punto exista más de una referencia.

Además, en la base de datos se incorporaron columnas en las que se especifica si ese punto contiene información relacionada con: columnas litológicas, habilitación, medición del nivel de agua, ensayos hidroquímicos e isotópicos, constantes elásticas (K, T y S) y perfilaje geofísico del pozo.

Asimismo, si el pozo presenta perfilaje de pozo se indica de qué tipo es; caliper, gamma natural, neutrón, gamma density, conductividad eléctrica, temperatura, conductividad mediante inducción electromagnética. De la misma forma, si existen registros de parámetros hidráulicos en el pozo, se indica el tipo de ensayo hidráulico y la fecha de realización, teniendo en cuenta en el primer caso la prueba de mayor relevancia. En orden de mayor a menor relevancia se consideran los siguientes ensayos hidráulicos (prueba de bombeo con pozos de observación, ensayos de bombeo, pruebas Lugeon, Lefranc o similar y finalmente pruebas de air lift).

Esta base de datos de catastro de puntos puede encontrarse en formato digital en el Anexo II. Apéndice B Catastro.

1.5.4 Caracterización de la cuenca

La caracterización hidrográfica, hidrológica, morfológica y geológica de la cuenca se realizó mediante el análisis de los antecedentes y las actividades realizadas por Amphos 21 en el presente proyecto.

Los parámetros morfológicos de la cuenca, así como la generación de subcuencas y dominios y la delimitación de éstas, se obtuvieron a partir del modelo de elevación ASTER DEM con resolución de 30 x 30 m por pixel, el cual es de acceso público y cubre la totalidad del área de estudio. El modelo de elevación digital se analiza con herramientas de integración espacial en los Sistemas de Información Geográfica (SIG) tales como *Hydrology*, *Surface*, *Zonal Statistics*, *Extraction* y *Raster dataset* y manejo de algoritmos *watershed delimitation* disponibles en ArcGIS.

La geología se describió a partir de las cartas geológicas a distintas escalas que incorporan el área de estudio, integrando las columnas estratigráficas junto con la revisión de los mapas y perfiles geológicos disponible en artículos de investigación.

El análisis hidrológico se desarrolló en base a una recopilación y análisis de la estadística de precipitación, caudal y evaporación de tanque. Se presenta la disponibilidad de la estadística y, posteriormente, se calculan los estadígrafos principales de la precipitación junto a las series de tiempo en estaciones pluviométricas representativas del área de estudio. La estadística de precipitación de las estaciones se obtuvo del Banco Nacional de Agua (BNA), Golder (2017), PSAH Albemarle (2019) y PSAH SQM (2019). No se realizó un relleno de la estadística, ya que se cuenta con al menos 33 años de registros completos de series de precipitaciones. Por lo tanto, se consideró que los registros son lo suficientemente extensos como para calcular directamente la precipitación media anual.

Para caracterizar la distribución espacial de la precipitación en el área de estudio se realizó una relación entre la precipitación media anual y la altura de las estaciones. Posteriormente, se estimó la precipitación sobre cada cuenca a partir de una isosuperficie de precipitación media anual. Se presentan las curvas de variación de caudales y las series de evaporación media mensual en estaciones cercanas al área de estudio, que en conjunto, con una curva regional, permiten validar mediciones de evaporación realizadas en el Salar de forma puntual.

1.5.5 Análisis hidrogeológico

Para la caracterización hidrogeológica de la cuenca, se llevó a cabo una recopilación y análisis de mediciones del nivel de agua, constantes elásticas procedentes de ensayos hidráulicos, mapas geológicos, columnas estratigráficas, prospecciones geofísicas, entre otros.

1.5.5.1 Inventario de columnas litológicas y perfiles geológicos

Para la construcción del modelo hidrogeológico conceptual se utilizaron las columnas litológicas de 204 sondajes distribuidos a lo largo de la cuenca Salar de Atacama. Esta información permitió definir distintos aspectos relacionados con la definición de unidades geológicas e hidrogeológicas, geometría de las distintas unidades, identificación de acuífero fracturado y no consolidado, entre otros.

Dentro del Anexo IV - Apéndice C, se recopilan los datos de los sondajes utilizados (collar, azimut/inclinación y litología).

1.5.5.2 Niveles de agua

Se recopiló toda la información de niveles de agua disponible sobre la zona de estudio en una base de datos, donde cada punto de monitoreo contiene su localización en un datum común, su elevación original y profundidad del nivel. Una vez armada la base de datos de niveles, se

refirieron todas las medidas de profundidad a la superficie del terreno obtenida del modelo digital de elevaciones SRTM 90x90. Con esto se igualaron las mediciones realizadas por los distintos actores de la cuenca a una misma referencia debido a que, dependiendo de la fuente de los datos, la profundidad del nivel del agua variaba acorde al punto de referencia usado para su medición.

En el caso de los datos procedentes de la base de datos de SQM y Albemarle, los niveles están medidos respecto a la cota de referencia (A en Figura 1-5). En consecuencia, fue necesario restar el valor del stick-up (A-C en Figura 1-5) para obtener la profundidad desde la cota terreno (C en Figura 1-5). Una vez calculado el valor de profundidad, con la cota topográfica del DEM, se obtuvo el nivel piezométrico corregido en ese punto. Cabe mencionar, que existen varios antecedentes que solo disponen de cotas piezométricas sin especificar la referencia de su medición, por lo que no fue posible recalcular los niveles de agua de esos puntos respecto a la superficie.

En el caso de los datos procedentes de la base de datos de MEL, la profundidad se calculó directamente de la diferencia entre la cota del terreno y el nivel piezométrico. Por lo tanto, el valor de la profundidad que se obtuvo es directamente restado a la cota del DEM para obtener el nivel piezométrico corregido.

La base de datos de niveles estáticos de los puntos de monitoreo está disponible en el Anexo II. Apéndice D Niveles.

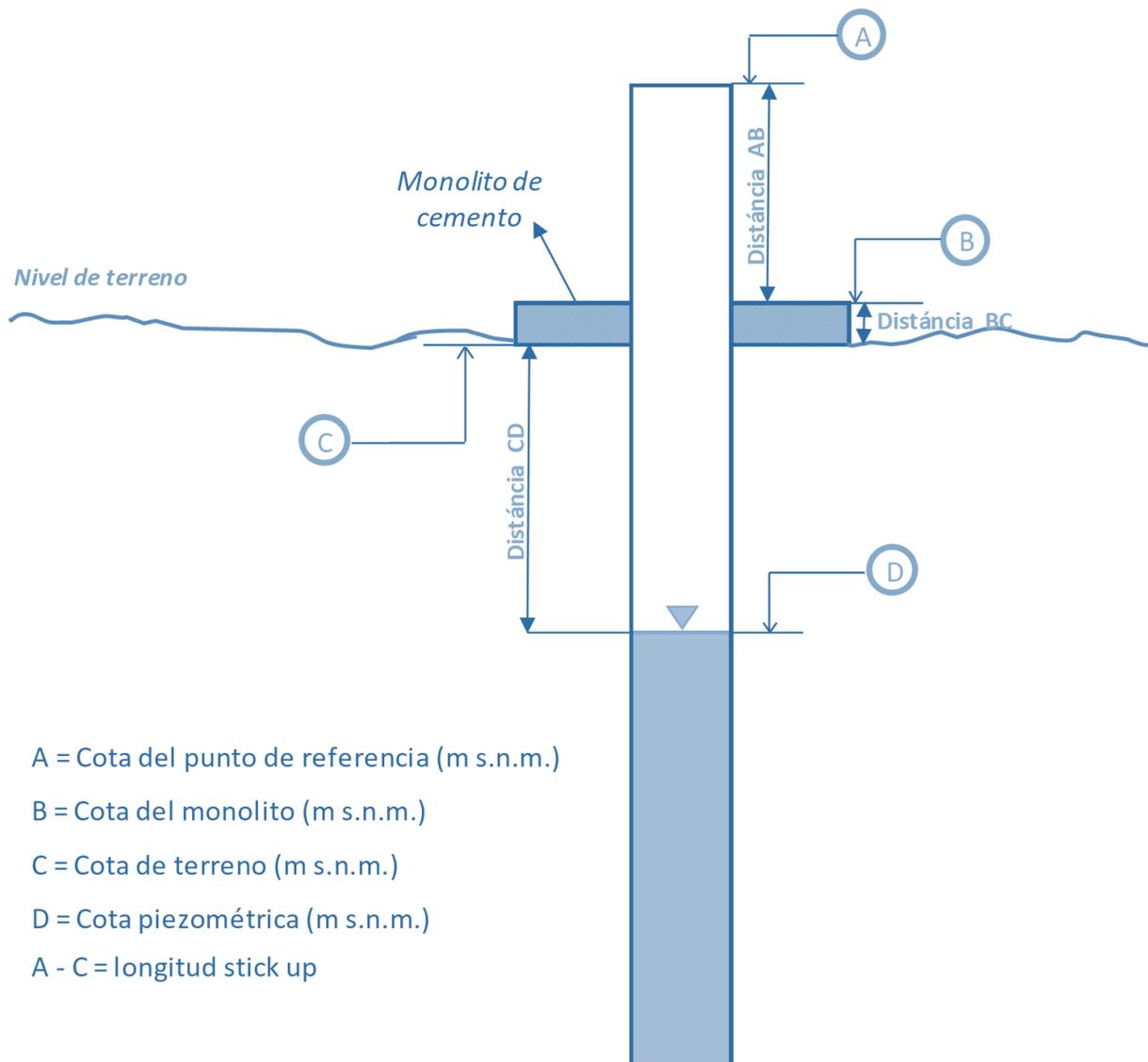


Figura 1-5: Esquema de componentes de la corrección y unificación de niveles.

Fuente: Elaboración propia.

1.5.5.3 Parámetros hidráulicos

Se recopiló toda la información de parámetros hidráulicos disponible sobre la zona de estudio en una base de datos, donde cada punto contiene su localización en un datum común, su elevación original y una elevación calculada a partir del DEM. La base de datos contiene datos de permeabilidad hidráulica (K), transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S). Además, se especifica qué tipo de ensayo se realizó (prueba de bombeo, prueba de bombeo con pozo de

observación, etc.), su fecha y el método utilizado para la interpretación de los ensayos (Theis, Hantush, etc). En cada punto se especifica la referencia de donde se recopiló la información.

La base de datos de parámetros hidráulicos está disponible en el Anexo II. Apéndice E Parámetros Hidráulicos.

1.5.5.4 Antecedentes geofísicos

Para la caracterización geométrica de las unidades y de la interfaz salina del modelo hidrogeológico, se utilizó la información de levantamientos geofísicos. Se usaron perfiles TEM, perfiles NanoTEM, perfiles de resistividad eléctrica, perfiles magnetoteléuticos, perfiles sísmicos y perfiles gravimétricos. Estos antecedentes se recopilan Anexo IV - Apéndice A. Los perfiles TEM y sísmicos son una buena herramienta para definir la morfología del basamento rocoso y el espesor de las Unidades Hidrogeológicas. Además, la interpretación de los perfiles puede ser calibrada con la información litológica procedente de los sondajes.

La información de geofísica georreferenciada se incorporó a una base de datos que contiene los siguientes campos:

Perfil: nombre del perfil.

Empresa: empresa o compañía que ejecuta los perfiles de geofísica y el tratamiento de los datos.

Año: fecha de publicación de los datos.

Método: método de geofísica empleado.

Zona: indica la zona a la que pertenece el perfil.

Mandante: institución o empresa que solicita el estudio geofísico.

Referencia: código asociado en el presente proyecto.

Longitud: indica la longitud del perfil en metros

Perfil original en Anexo: se indica con "Si-No" si el perfil está disponible y si está georreferenciado.

link Imagen: Indica la ruta de acceso al perfil (formato .jpg).

X_INICIO, Y_INICIO, X_FINAL y Y_FINAL: Coordenadas del perfil

1.5.5.5 Unidades Hidrogeológicas

La caracterización de las Unidades Hidrogeológicas (UHs) se realizó a partir de las características litológicas y texturales, los espesores, los rangos de permeabilidad y el tipo de flujo (intergranular o fisurado) que caracterizan a cada unidad geológica, así como el potencial hidrogeológico (transmisividad y volumen embalsado), siguiendo de forma referencial el triángulo de Struckmeier y Margat (1995) (Figura 1-6).

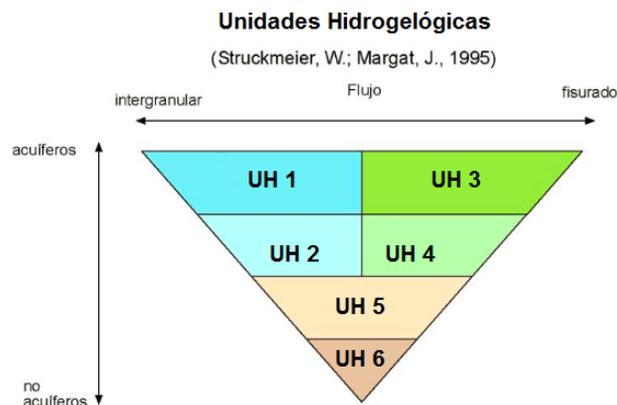


Figura 1-6: Clasificación de las unidades hidrogeológicas según Struckmeier y Margat.

Fuente: Elaboración propia a partir de Struckmeier y Margat (1995).

La clasificación de Struckmeier y Margat da información sobre la ocurrencia de agua subterránea en la formación geológica y el posible régimen de flujo asociado.

- UH 1: La unidad hidrogeológica 1 presenta flujo intergranular y un gran potencial para generar acuíferos.
- UH 2: La unidad hidrogeológica 2 presenta flujo intergranular y una capacidad media para conformar acuíferos.
- UH 3: La unidad hidrogeológica 3 presenta flujo fisurado y una gran capacidad para formar acuíferos.
- UH 4: La unidad hidrogeológica 4 presenta flujo fisurado y una capacidad media para generar acuíferos.
- UH 5: La unidad hidrogeológica 5 puede presentar tanto flujo intergranular como fisurado con una capacidad baja de generar acuíferos.

- UH6: La unidad hidrogeológica 6 es una unidad carente de recursos hídricos sin capacidad de generar acuíferos.

Para la clasificación de las UHs se consideraron las características litologías indicadas en los mapas geológicos publicados por SERNAGEOMIN (Hoja de Calama (Manirovic y Lahsen, 1984); Hoja de Toconao (Manirovic y Lahsen, 1984) y la Hoja de Antofagasta (Boric, Díaz y Maksaev, 1987).

Posteriormente, se elaboró un mapa hidrogeológico que abarca toda la cuenca del Salar de Atacama junto con perfiles hidrogeológicos conceptuales. El mapa y los perfiles dan información sobre la dimensión en planta y en profundidad de las distintas UHs.

1.5.5.6 *Elaboración del modelo hidrogeológico 3D*

Se construyó un modelo 3D de las unidades hidrogeológicas en el software Leapfrog Works (v 3.1) a partir de la siguiente información:

- Mapa geológico y estructural digitalizado por Amphos 21 para el presente proyecto, proveniente de las cartas geológicas del SERNAGEOMIN a escala 1:250.000 (Hojas de Calama y Toconao) y a escala 1:500.000 (Hoja de Antofagasta) (Anexo II - Apéndice A.2 y Anexo VII - Apéndice A.1).
- Mapa hidrogeológico de la cuenca Salar de Atacama realizado por Amphos 21 en el estudio CORFO-Amphos 21 (2018) (Anexo VII. Apéndice C).
- Columnas litológicas de pozos. La litología de las columnas se integró en una base de datos Excel para posteriormente ser incorporado al Leapfrog. En el Anexo II - Apéndice F se presenta la base de datos, en el Anexo II - Apéndice B se incluye el catastro de pozos con información litológica y en el Anexo IV - Apéndice C se presenta la base de datos de input al modelo Leapfrog.
- Perfiles geológicos extraídos de las referencias CPH (2017), Rubilar (2015), Geodatos SAIC – DGA (2015), Díaz *et al.* (1972), Golder (2017) y SGA (2015) (Anexo II – Apéndice A.2 y Anexo III - Apéndice B).
- Perfiles geofísicos extraídos de las referencias CPH (2017), ICASS (2014), Geodatos SAIC – DGA (2015), CORFO (1978), Igsa Consultores, Prammar Ambiental Consultores y Ingeniería Dictuc. (2004-2006) y SGA (2015) (Anexo II – Apéndice A.2 y Anexo IV – Apéndice A).
- Perfiles de conductividad eléctrica de pozos (Anexo IV - Apéndice D).

- Isopiezas realizadas por Amphos 21 para el presente proyecto correspondientes al mes de agosto de 2013 (Anexo VII – Apéndice C)
- Proyección en superficie de la interfaz salina definida por Fock (2009), Salas (2010) y RWL (SGA, 2015)
- SRTM DEM de resolución 90 x 90 m (Anexo VII – Apéndice B). Se realizó una corrección en el DEM debido a que se observaron máximos y mínimos topográficos de entre 50 y 100 m en zonas llanas (Núcleo y parte norte del Salar). La corrección que se realizó consiste en homogeneizar la cota topográfica de dichas zonas a 2.305 m s.n.m., cota promedio de los collares de los pozos que se encuentran en esa parte y datos aportados por Google Earth.

A partir de las columnas litológicas, perfiles geológicos y geofísicos, así como los mapas hidrogeológico y geológico, se determinaron los puntos o zonas de contacto entre las distintas UHs. Dichos puntos son la base de interpolación con los que se definieron las superficies de contacto entre los volúmenes generados, además de los sondajes.

El método utilizado para la interpolación de los puntos de contacto corresponde a *Radial Basis Function* (RBF), mientras que las limitaciones de control que ingresa el modelador a la interpolación consisten en definir la secuencia estratigráfica de UHs, sus orientaciones y relación sedimentaria (erosión o deposición, intrusión) y estructural.

Radial Basis Function corresponde a un método de interpolación determinístico exacto (la superficie debe pasar por cada valor de muestra medido), mediante el cual se crea una superficie a partir de puntos medidos basándose en el grado de suavizado. Las RBF se usan para generar superficies suaves a partir de un gran número de puntos de datos. Las funciones producen buenos resultados para superficies con una variación suave como la elevación.

1.5.5.7 Piezometría

Con la información de niveles, se realizó un mapa piezométrico y un análisis de la evolución temporal de los niveles de agua a lo largo de la cuenca Salar de Atacama, que permitió desarrollar un estudio sobre la variación de almacenamiento y una síntesis sobre el funcionamiento del flujo, resaltando los sistemas lagunares.

1.5.6 Análisis hidroquímico e isotópico

La caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas presentes en la zona de estudio, se realizó a partir de los antecedentes de estudios anteriores. Para ello se generó una base de datos

en la cual se indica la ubicación del punto de monitoreo y el tipo de agua, además de la información hidroquímica y/o isotópica existente en cada caso.

A continuación, se unificó la nomenclatura de los puntos monitoreados en diversos estudios y se estimó el balance iónico, lo que permitió confirmar la validez de los datos.

Una vez definidas las analíticas válidas, se realizó una descripción completa de los isótopos y de los parámetros fisicoquímicos, además de los elementos mayoritarios y representativos de salares andinos, con el objeto de determinar la existencia de variabilidad espacial y/o temporal de los parámetros, y con ello, identificar posibles orígenes de las aguas, zonas de mezcla, procesos y zonificaciones que pudiesen aportar información al modelo hidrogeológico conceptual.

1.5.7 Integración de la información en un proyecto SIG

Para facilitar la comprensión e integrar toda la información de interés disponible, se diseñó un proyecto SIG. La información se encuentra en formato vectorial y raster y se referenció en coordenadas WGS84 Huso 19S (Anexo VII). El proyecto SIG finalizado contiene la siguiente estructura:

- Puntos de agua: catastro de puntos de agua en la zona, pozos y piezómetros.
- Derechos de agua: ubicación de las concesiones de derechos de aguas subterráneas y aguas superficiales constituidos y en trámite.
- Hidrología: red de drenaje de las cuencas hidrográficas, estaciones meteorológicas, fluviométricas, pluviométricas, evaporimétricas y de temperatura.
- Geofísica: trazas de perfiles geofísicos con el año, el método y la empresa que realizó el perfil.
- Geología Regional y Local: mapas con información geológica y estructural.
- Hidrogeología: mapas hidrogeológicos, distribución espacial de los parámetros hidráulicos de los acuíferos y polígonos de delimitación de acuíferos.
- Hidroquímica: ubicación de puntos de muestreo de calidad de las aguas tanto superficiales como subterráneas, diagramas de Piper y mapas de distribución espacial de los parámetros químicos.
- Modelos numéricos: polígonos de delimitación de áreas de modelación numérica.
- Sitios de protección ambiental: polígonos que delimitan las reservas naturales, sitios RAMSAR, etc.

- Sectores de explotación de acuíferos: polígonos de las propiedades mineras que explotan los acuíferos salinos del Salar.

1.5.8 Balance hídrico

A partir de los datos recopilados se realizó una estimación cuantitativa de la oferta y demanda hídrica del acuífero de la cuenca en estudio. La cuantificación antes mencionada se realizó a escala de subcuenca. Para determinar la oferta, se implementó una relación precipitación-recarga, la que incluye la recarga directa y lateral generada sobre las cuencas. También, se estiman los caudales de recarga promedio procedentes de las quebradas, ríos y escorrentías circundantes a los acuíferos presentes.

Además, se identificaron y calcularon los flujos de descarga del sistema hídrico subterráneo, incluyendo consumos antrópicos y naturales (lagunas, vegetación y salares). Para estimar la evaporación desde el Salar de Atacama, se realizó una interpolación de los datos de profundidad de los niveles freáticos disponibles. Esta interpolación se asistió con datos generados a partir de un análisis espectral de imágenes satelitales. Posteriormente, se calculó la evaporación por tipo de suelo y rango de profundidad.

1.5.9 Modelo numérico de flujo

El modelo hidrogeológico numérico tridimensional de flujo se construyó basado en el modelo conceptual actualizado. Para la construcción del modelo numérico se siguió la siguiente metodología:

- Se definió la geometría de las distintas capas que componen el modelo a partir de la distribución de las distintas UHs definidas en el modelo conceptual y construidas en el software Leapfrog Works.
- Se definieron las condiciones de borde para los contornos a partir de la caracterización de la recarga en las distintas subcuencas que aportan al sistema Salar de Atacama. Para ello se estimó una recarga directa en la zona acuífera (R_D), producto de la infiltración de la precipitación que cae sobre los depósitos sedimentarios, y una recarga en la zona no acuífera (R_L), producida por la precipitación que cae sobre la roca impermeable o semipermeable de la cuenca aportante y que ingresa lateralmente a la zona activa del modelo numérico.
- Se caracterizó y cuantificó la evaporación y evapotranspiración en la cuenca a través del análisis de imágenes satelitales, en función del índice de humedad, índice de brillo e índice

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

de vegetación de diferencia normalizada (NDVI). Esto permitió identificar zonas de evaporación asociadas a una superficie libre de agua, suelos con evaporación altamente dependiente de la profundidad, suelos con baja dependencia y zonas con vegetación. Para determinar la evaporación desde el terreno, se calculó la profundidad media aproximada del nivel freático en las distintas zonas y se asociaron a diferentes curvas de evaporación. Lo anterior permitió establecer una zonación de la evaporación en el modelo numérico, así como las distintas curvas de evaporación con respecto a la profundidad del nivel freático para cada zona. La evapotranspiración se estimó a partir de datos de evaporación potencial y coeficientes de cultivo.

- Se parametrizó y zonificó el modelo numérico en base a la recopilación de los parámetros hidráulicos existentes, así como modelos numéricos previos.
- Se recopilaron, actualizaron y organizaron los datos de niveles piezométricos históricos y extracciones y reinyecciones.
- Se referenciaron todos los registros de nivel respecto a un modelo digital de elevación (SRTM90), para hacerlos comparables entre sí.
- Se generó un modelo 3D de conductividad eléctrica (CE), donde se identificaron las superficies de 200 mS/cm y 100 mS/cm, basados en registros verticales de CE realizados por Amphos 21 en terreno, otros recopilados de antecedentes, geofísica y del trabajo de Marazuela *et al.* (2018).
- Se correlacionó la CE con la densidad, y se corrigieron los niveles de los pozos que contaban con información de su profundidad, a niveles de salmuera equivalente. De esta forma los niveles de la zona Marginal (de mezcla) y del Borde Este (zona de agua dulce), se convirtieron a niveles de salmuera, lo que generó una profundización de estos respecto a la superficie del terreno. Lo anterior, permitió construir la piezometría de la cuenca e integrar en el modelo numérico los registros con distinta densidad.
- Se definió un modelo estacionario para obtener la condición inicial al modelo transitorio. El modelo estacionario se definió recopilando los datos de nivel existentes entre 1986 y 1994, y adicionalmente, para tener una distribución homogénea de niveles que permitiese la definición de la piezometría, se incluyeron medidas de años posteriores en ciertos puntos de observación alejados de la zona de explotación donde no se disponía de información y con variaciones en los niveles poco significativas a lo largo del tiempo.
- Se definió el modelo transitorio desde 1986 a 2019, integrando tanto la variación en la recarga incluyendo datos de precipitación, escorrentía y percolación, así como la

información disponible de extracciones realizadas por los diferentes operadores en la zona de estudio.

- Se definió el modelo de calibración entre 1986 y 2008 (70% del registro), y se calibraron los parámetros hidráulicos del sistema (permeabilidad y almacenamiento). Con los parámetros calibrados a partir del análisis de calibración, se definió el modelo de validación hasta el 2019.
- Se evaluó la calidad de la calibración en función de la coherencia de los parámetros calibrados obtenidos con el modelo conceptual definido, en función de los ajustes obtenidos entre los niveles observados y los calculados, y en función de la del balance hídrico obtenido con respecto al balance presentado en el modelo conceptual.
- Se realizó un análisis de sensibilidad con el fin de evaluar los parámetros más sensibles del modelo y zonas del modelo más vulnerables a estos parámetros.

1.5.10 Modelos numéricos de densidad variable

Los tres modelos bidimensionales de flujo con densidad variable se construyeron para poder simular el flujo subterráneo y caracterizar la interfaz salmuera – agua dulce. Para ello, se consideró la siguiente metodología:

- A partir de los datos de sólidos totales disueltos se definió la relación lineal entre concentración y densidad que debe ser especificada en los modelos.
- Se recopiló información de perfiles geofísicos, así como perfiles verticales de conductividad eléctrica para permitir la caracterización de la interfaz salmuera – agua dulce.
- Se definieron tres perfiles paralelos al flujo regional en las zonas de mayor interés medioambiental, tomando la geometría definida en el modelo conceptual actualizado y en el modelo tridimensional de flujo. Esta geometría fue revisada y modificada con los datos geológicos locales de mayor detalle.
- Se simuló tres modelos bidimensionales cuasi-estacionarios con condiciones de borde constantes durante 204 años para obtener una condición inicial válida y estable para los modelos transitorios, tanto de niveles como de concentraciones. Esta condición inicial se calibró para que correspondiese a la situación de niveles del año 1986.

- Se comparó la distribución de concentración obtenida a partir de los modelos cuasi-estacionarios con perfiles geofísicos y con perfiles verticales de conductividad eléctrica, con el fin de validar la posición de la interfaz obtenida.
- Una vez definidas las condiciones iniciales, se construyeron tres modelos transitorios para las zonas de Quelana, Peine y La Punta–La Brava. Se calibraron para el período de 1986 a 2008, y se validaron para el período de 2009 a 2019. Se procedió a la calibración de las conductividades hidráulicas con el fin de representar los niveles piezométricos medidos.
- Dichos modelos validados corresponden a la condición inicial para la simulación de futuros escenarios de extracción en el Salar.

Para la construcción de estos modelos se utilizó el código SEAWAT (Guo y Langevin, 2002; Langevin, *et al.* 2008), que es un software que resuelve la ecuación de flujo de agua subterránea mediante el código MODFLOW-2000 y la ecuación de transporte de solutos a partir del código MT3DMS, acopladas por la densidad del fluido.

SEAWAT usa niveles equivalentes de agua dulce como variable de estado. Sin embargo, en SEAWAT-2000 (Zheng y Simpson, 2004) tanto las condiciones de contorno, como las observaciones de nivel que se dan en puntos de observación, deben estar como niveles piezométricos, y el código a partir de la distribución de solutos, y, por tanto, de densidad, transforma de forma interna los niveles a niveles equivalentes de agua dulce, resuelve las ecuaciones de flujo y transporte, y vuelve a transformar los niveles equivalentes de agua dulce a niveles piezométricos como output. De esta forma, tanto los inputs como los outputs son niveles piezométricos y no corregidos por la densidad.

2. Síntesis de Revisión de Antecedentes

Los antecedentes recopilados fueron registrados, compilados y analizados de forma sistemática, elaborando fichas técnicas con las principales características, clasificadas por área temática, necesarias para construir el modelo conceptual hidrogeológico. La ficha técnica permite establecer un acceso rápido a la información relevante del estudio. De esta manera, se integra y enriquece el conocimiento de la cuenca Salar de Atacama, siendo una herramienta de apoyo para los actuales y futuros estudios (Anexo II. Apendice A.1 Fichas PDF).

El análisis y revisión de los antecedentes permitió crear bases de datos para inventariar pozos y/o sondajes, columnas litológicas, niveles de agua, análisis químico de aguas superficiales y/o subterráneas, geofísica, entre otros (Anexo II. Antecedentes y BBDD). Esto permitió unificar los datos presentados por otros autores y georreferenciar en un sistema de información geográfica (SIG), con el objetivo de determinar si existen sectores sin información hidrogeológica o si ésta no es suficiente para construir el modelo conceptual.

En este contexto, en el primer semestre del año 2020, SQM aportó nueva información hidrogeológica en distintos sectores de la cuenca. Parte de esta información se ubica principalmente en la zona Marginal y, por lo tanto, su revisión detallada, ponderación y mérito de la calidad de la misma, e incorporación entrega mayor confianza a la conceptualización del Salar junto con una reducción de las limitaciones propias de un estudio de esta envergadura. La nueva información entregada por SQM consiste en: profundidad del ranurado de pozos, parámetros hidráulicos, litología de pozos, niveles de agua subterránea, hidroquímica, registros verticales de conductividad eléctrica y geofísica.

Dentro de la misma línea, recientemente han sido publicados los informes anuales de los Planes de Seguimiento Ambiental Hidrogeológico (PSAH) del Salar de Atacama tanto de SQM como de Albemarle. Estos informes dan cuenta de información actualizada hasta finales del año 2019 de niveles de agua subterránea y superficial, hidroquímica de agua subterránea y superficial, litología y habilitación de pozos, y extracciones de salmuera y agua dulce. Esta información también ha sido revisada e incorporada al actual estudio hidrogeológico.

En la Tabla 2-1 se presenta a modo de resumen la información adicional integrada al presente estudio.

Tabla 2-1: Resumen de la información nueva entregada por SQM y recopilada de los PSAH.

PERMEABILIDAD		GEOFÍSICA	
Datos Modelo 2019	253	Perfiles TEM Modelo 2019	255
Nuevos Datos Modelo 2020	631	Nuevos Perfiles TEM Modelo 2020	46
Total Datos	884	Total Perfiles TEM	301
Pozos con datos Modelo 2019	253	PERFILES DE CONDUCTIVIDAD	
Pozos con datos Modelo 2020	539	Perfiles de conductividad Modelo 2019	83
Cantidad total de Pozos	792	Nuevos Perfiles de conductividad Modelo 2020	203
COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO		Total Perfiles de conductividad	286
Datos Modelo 2019	249	Pozos con perfiles Modelo 2019	55
Nuevos Datos Modelo 2020	96	Pozos con perfiles Modelo 2020	0
Total Datos	345	Cantidad total de Pozos	55
Pozos con datos Modelo 2019	131	PRECIPITACIONES	
Pozos con datos Modelo 2020	64	Datos Modelo 2019	158.292
Cantidad total de Pozos	195	Nuevos Datos Modelo 2020	14.756
CRIBAS		Total datos	173.048
Pozos con Datos Modelo 2019	365	Estaciones Modelo 2019	33
Pozos con Nuevos Datos Modelo 2020	980	Estaciones Modelo 2020	0
Total Datos	1.345	Cantidad total de Estaciones	33
LITOLOGÍA			
Pozos con Datos Modelo 2019	333		
Pozos con Nuevos Datos Modelo 2020	152		
Total Pozos con Datos	485		

Nota: Total datos no coincide con pozos con datos debido a que existen, en algunos casos, más de un dato por pozo.

En adelante, no se hace distinción entre los antecedentes provenientes del estudio hidrogeológico 2019 y los nuevos datos aportados tanto por SQM (ponderados en su mérito) como de los PSAH. Ambos se unifican, por lo que se consideran solamente como antecedentes y/o información base para el presente estudio.

En términos generales, la información referente a los parámetros hidráulicos (permeabilidades, transmisividades, coeficientes de almacenamiento y porosidad de los materiales) del sistema acuífero de la Cuenca Salar de Atacama no están distribuidos regularmente, concentrándose principalmente en la zona Núcleo Salar. Si bien, la cantidad de registro es alta, en el caso de las permeabilidades, su aglomeración en zonas específicas hace que la información no sea la suficiente acorde a las dimensiones de la cuenca.

La información de química de aguas superficiales y subterráneas, está bastante localizada en los sectores de mayor interés ambiental, sin embargo, no es homogénea a escala de cuenca. Cabe destacar que la información isotópica sólo está disponible en el borde sureste del Salar.

Los registros de nivel en pozos son suficientes para caracterizar en gran parte de la zona de estudio, ya que en total la base de datos contiene más de 120.000 registros de nivel piezométrico. Por otra parte, en la zona Norte del Salar de Atacama, los niveles corresponden a los valores obtenidos en los ensayos de bombeo realizados para los derechos de agua y sólo se pueden utilizar como referencia.

En las zonas Núcleo y Norte del Salar se identificaron un número menor de perfiles de geofísica que en las zonas Borde Este, borde sur del Salar y Monturaqui.

La geología de superficie de toda la cuenca se caracterizó a partir de las cartas geológicas del SERNAGEOMIN. En profundidad se cuenta con información amplia de testigos de sondeo que permite definir las UHs a partir de las diferentes características litológicas y geológicas.

A continuación, se detallan las principales conclusiones de la revisión de antecedentes. Además, en la Tabla 2-2 se presenta la síntesis y las recomendaciones referentes al análisis de antecedentes.

Tabla 2-2. Valoración de antecedentes según el número de registros, la distribución de éstos y la información disponible.

Información de antecedentes		Registros disponibles	Registros NO disponibles	Sectores donde NO EXISTE información	Información NECESARIA y NO DISPONIBLE	Grado de precisión para construir el modelo	Justificación de la evaluación de los antecedentes
GEOLOGÍA	Columnas estratigráficas	485	-	-	-	Bueno	Los nuevos antecedentes incorporados, aportan información principalmente de la zona Núcleo, complementando también los vacíos existentes en la parte norte del Salar (sector San Pedro) ya que existía poca información estratigráfica a partir de sondajes, y finalmente en el sector sur, caracterizando mejor las unidades y propiedades hidráulicas. Por consiguiente, la información recopilada se enfoca principalmente en descripciones de detalle y mejoras de unidades ya identificadas en la cuenca Salar de Atacama
	Mapa geológico (SERNAGEOMIN)	3	0	-	-	Bueno	Mediante los 3 mapas geológicos del SERNAGEOMIN disponibles, se logra caracterizar la geología en superficie de toda la cuenca. No obstante, el mapa disponible en la parte sur de la misma tiene una escala mayor (1:500.000) que los del norte (1:250.000). Por lo tanto, el grado de precisión no es "Óptimo", ya que es preferible tener el mismo detalle en toda la cuenca, pero sí es "Bueno" para construir el modelo conceptual.
METEOROLOGÍA	Estaciones meteorológicas	33	0	Oeste y sur de la cuenca	-	Regular	La construcción de las isoyetas mediante los registros de precipitación de las estaciones meteorológicas disponibles no es suficiente como para elaborar con precisión las isoyetas del oeste y sur de la cuenca, debido a que no existen estaciones meteorológicas en estos sectores.
HIDROLOGÍA	Estaciones fluviométricas y puntos de aforos sistemáticos	10	-	La información disponible se considera suficiente para caracterizar la cuenca	-	Bueno	La cantidad de estaciones fluviométricas y los registros disponibles provenientes de éstas, serán suficientes para caracterizar los escurrimientos en la cuenca. El grado de precisión es "Bueno" y no "Óptimo" ya que en muchos puntos de aforo sistemáticos la cantidad de datos y extensión del registro es insuficiente.
	Lisímetros	23	10	Norte, oeste y suroeste del Salar de Atacama y llano de la paciencia.	No se cuenta con las mediciones de los lisímetros pertenecientes a la DGA instalados en 2014 según se reportó en el SIT 357 (DGA, 2014)	Bueno	La cantidad de lisímetros que se instalaron por parte de diversos autores, en el Borde Este, sureste y noreste del Salar, sería suficiente. Sin embargo, existen zonas donde no se dispone de lisímetros ni domos. Por lo tanto, el grado de precisión es "Bueno" y no "Óptimo" teniendo en cuenta la totalidad de la cuenca. Además, cabe destacar que los datos correspondientes a los lisímetros instalados de la DGA no están disponibles y deben ser solicitados.
	Domos	31	-		-	Bueno	
GEOFÍSICA	TEM y NanoTEM	301					La información existente de geofísica en la cuenca del Salar de Atacama se encuentra ahora mejor repartida en toda la cuenca, cubriendo zonas donde anteriormente no se disponía de información, como era en el sector norte y en profundidad en el sector sur de la zona de MNT con perfiles de resistividad. Generalmente la información disponible se sigue concentrando en los bordes este (zona de cuña salina), zona Marginal, borde oeste y sur del Salar, y superficialmente en la zona de MNT. Dichas áreas corresponden a zonas de explotación y/o exploración minera. En el Núcleo del Salar la información geofísica está acotada a perfiles de sísmica. Respecto al sector norte, el informe de EDRA (1999) presenta 256 sondajes nuevos de resistividades eléctricas TEM que se utilizaron para la interpretación de 30 perfiles geofísicos. Con esto, es posible definir de mejor manera las secciones, unidades y la geometría en profundidad del sector norte del Salar. Siguiendo faltando un 35% de información que no se tiene disponible.
	MT	13 perfiles / 144,2 m					
	Sísmica	24 perfiles/ 2.430 m	61				
	Tomografía	0					
	Resistividad eléctrica (se desconoce el método específico)	3 perfiles / 35,9 m					
	Gravimetría	2 perfiles / 146,9 m	0				

Información de antecedentes		Registros disponibles	Registros NO disponibles	Sectores donde NO EXISTE información	Información NECESARIA y NO DISPONIBLE	Grado de precisión para construir el modelo	Justificación del grado de precisión
HIDROGEOLOGÍA	Puntos con niveles de agua	843 puntos, 125.094 registros	*	Falta información más completa en la zona Norte y Noroeste del Salar	Bases de datos de registros históricos de niveles del monitoreo PSA (Plan de seguimiento ambiental) del año 2018	Regular	La distribución de los pozos con información de nivel no es homogénea a lo largo del Salar de Atacama. Se ampliaron los registros, algunos están actualizados hasta diciembre de 2019, pero sigue sin cubrir toda la zona. Además, en la parte norte, este, oeste y suroeste no se dispone de suficiente información. Por otro lado, los registros se presentan en diferentes escalas temporales, por lo tanto, lo anterior dificulta la elaboración de las isopiezas. En la Etapa II se trabajó el análisis de niveles y se determinó el grado de precisión obtenido y se precisó los lugares donde la incertidumbre del modelo es mayor, con más detalle.
	Parámetros hidráulicos	844 (permeabilidad) 345 (coeficiente de almacenamiento)	*	Noreste, este, oeste y suroeste de la cuenca. Además, del Núcleo del Salar y la zona de Negrillar.	Información de parámetros hidráulicos de los pozos de CMZ (zona de Negrillar) y SQM en el Núcleo del Salar, tanto superficial como profundos.	Regular	La distribución de los pozos con información de parámetros hidráulicos es más homogénea a lo largo del Salar de Atacama, centrándose en la zona Núcleo y Borde Este y Zona Marginal. A priori, no es posible realizar un análisis integrado de toda la cuenca, debido a que sigue faltando información de los diferentes parámetros hidráulicos y gran parte de la información recopilada no pudo ser incorporada debido al desconocimiento de los ranurados y de la profundidad de los pozos. Sin embargo, en los nuevos antecedentes se ha recabado gran cantidad de información de cribas, lo cual ha permitido realizar un análisis más detallado de los parámetros hidráulicos nuevos y antiguos. Aun así, a nivel de cuenca el grado de precisión seguiría siendo "Regular".
HIDROGEOQUÍMICA	Puntos de agua con Hidrogeoquímica	962	*	En el centro del Núcleo, tampoco se dispone de información en el borde oeste de la cuenca.	Se han actualizado algunos puntos con registros hasta el año 2019, sin embargo, la gran mayoría de puntos no presentan una frecuencia adecuada de registros, muchos de ellos son inferiores a 3 registros por punto.	A nivel de cuenca No aceptable Sector sureste del Salar de Atacama Bueno	La información de hidroquímica más actualizada está concentrada en la zona Marginal del Salar de Atacama, aunque la mayoría de los puntos no tienen un registro histórico robusto. De esta forma, a nivel de cuenca no es posible realizar un modelo Hidrogeoquímica actualizado, ya que falta frecuencia en las mediciones. No obstante, se disponen de datos antiguos procedentes de los estudios de Risacher (1993-1996) (principalmente se encuentra en el Borde Este del Salar), que serán comparados con la información disponible actualmente. Se generaron tanto la base de datos de hidroquímica como de isótopos, que deberán ser alimentadas con los datos más actualizados para poder generar un modelo hidrogeoquímico más robusto.
ISÓTOPOS	Puntos de agua con isótopos	440	*	En el centro del Núcleo y el sur del Salar de Atacama. Además, tampoco se dispone de información extensa ni al norte ni en el borde oeste de la cuenca.	Falta la información desde noviembre del año 2017 hasta la actualidad, falta frecuencia en la medición de los datos, ya que se muestrean pozos diferentes en las diferentes campañas.	A nivel de cuenca No aceptable, falta frecuencia Sector sureste del Salar de Atacama Bueno	

3. Caracterización Hidrológica

En el presente capítulo se realiza la caracterización hidrológica del área de estudio, que incluye un análisis hidrográfico, morfológico e hidrológico de las diferentes variables.

3.1 Caracterización hidrográfica

La cuenca del Salar de Atacama se caracteriza por tener el Salar de Atacama en el centro de la misma y distintas subcuencas aportantes alrededor. En conjunto el área de estudio presenta una extensión de 17.007 Km². En la Figura 3-2 se muestra la ubicación de la cuenca y la red hidrográfica.

La cuenca Salar de Atacama es una cuenca endorreica, donde existe un número reducido de cauces con escurrimiento permanente. La cuenca presenta numerosas quebradas con un régimen de caudal esporádico. Este régimen se debe principalmente debido a que en la parte baja de la cuenca no ocurren precipitaciones de manera regular y, por tanto, las quebradas y cauces sólo presentan un flujo apreciable luego de que ocurren precipitaciones importantes.

La cuenca Salar de Atacama se dividió en una serie de subcuencas cuyos límites se definieron en el presente trabajo, sobre la base de la topografía. La división en subcuencas se realizó mediante el análisis del modelo digital de elevación (MDE) con las herramientas de ArcGIS 10.3 (*Hydrology, Surface, Zonal Statistics, Extraction* y *Raster dataset* y manejo de algoritmos *watershed delimitation*). En la Figura 3-1 se presenta el resultado del análisis.

A partir del análisis descrito se obtuvieron 17 subcuencas, que corresponde a la misma cantidad propuesta por SGA (2015) en el estudio de EIA de Rockwood Lithium. La división en subcuencas permite discretizar las áreas de recarga del Salar de Atacama, teniendo en cuenta las características hidrológicas particulares en cada una de ellas.

Las subcuencas se agruparon de acuerdo con el margen del Salar en donde realizan su descarga. Esta división, compuesta de subcuencas agrupadas en áreas aportantes, es similar a la adoptada por los estudios realizados por SGA (2015) y DGA/GCF (2010), lo que permite realizar una comparación con estos antecedentes.

La parte baja de la cuenca quedó representada por el área aportante Núcleo (subcuenca 17) y las áreas aportantes zona Marginal (subcuencas 14 y 15). El resto de las áreas aportantes se agruparon según la dirección donde descargan a la parte baja de la cuenca: 1) Norte, 2) Noreste, 3) Este, 4) Sureste, 5) Sur y 6) Oeste (ver Figura 3-1).

Los principales afluentes al Salar de Atacama son los ríos San Pedro y Vilama, que escurren con dirección sureste por el área aportante Norte. Estos ríos presentan un escurrimiento permanente y se caracterizan por tener un área aportante mayor, si se le compara con el resto de las quebradas que drenan al Salar. Los principales tributarios del río San Pedro son el río Grande y el río Salado, mientras que el principal tributario del Vilama es el río Puritama. Ambos ríos descargan en el Salar en las cercanías de la localidad de San Pedro de Atacama.

Numerosas quebradas alimentan el Salar por el área aportante este. En general, estas quebradas tienen una marcada orientación de este a oeste, son prácticamente paralelas entre sí y presentan áreas aportantes comparativamente menores que la de los ríos San Pedro y Vilama. Algunas de las quebradas presentan escurrimiento permanente, esto se explica porque funcionan como vertientes que descargan agua subterránea. Entre las quebradas que poseen escurrimiento permanente se pueden mencionar la quebrada de Zapar, Hamar, Potor, Aguas Blancas, Camar, Socaire, Peine, Talabre y Jerez. El resto de las quebradas son secas y mayoritariamente no poseen nombre.

En el área aportante oeste de la cuenca destacan la quebrada del Agua Colorada, que nace en la sierra Almeida y se orienta de sur a norte hasta llegar al Salar. En su transcurso conecta con numerosas quebradas paralelas sin nombre ubicadas en la pampa Agua Amarga y la pampa Palo Blanco. En el Llano de la Paciencia destaca la quebrada del Agua Salada, la que sigue un curso paralelo a la Cordillera de Domeyko y se orienta de norte a sur hasta desaparecer. El área aportante oeste también presenta numerosas quebradas sin nombre las que drenan de oeste a este. Ninguna de estas quebradas presenta escurrimiento permanente.

La zona Marginal presenta numerosos sistemas lacustres (ver Figura 3-2), entre los que destacan en el sector sur el sistema de Vegas Tilopozo, lagunas del sistema La Punta- La Brava y el sistema lacustre Peine, que contienen a las lagunas la Salada, Saladita e Interna. En el sector medio se encuentran los sistemas lacustres Soncor (las lagunas Chaxas, Puilar y Barros Negros) y Aguas de Quelana. Finalmente, en el sector norte se encuentran las lagunas Baltinache, de Cejar y Tebinquiche.

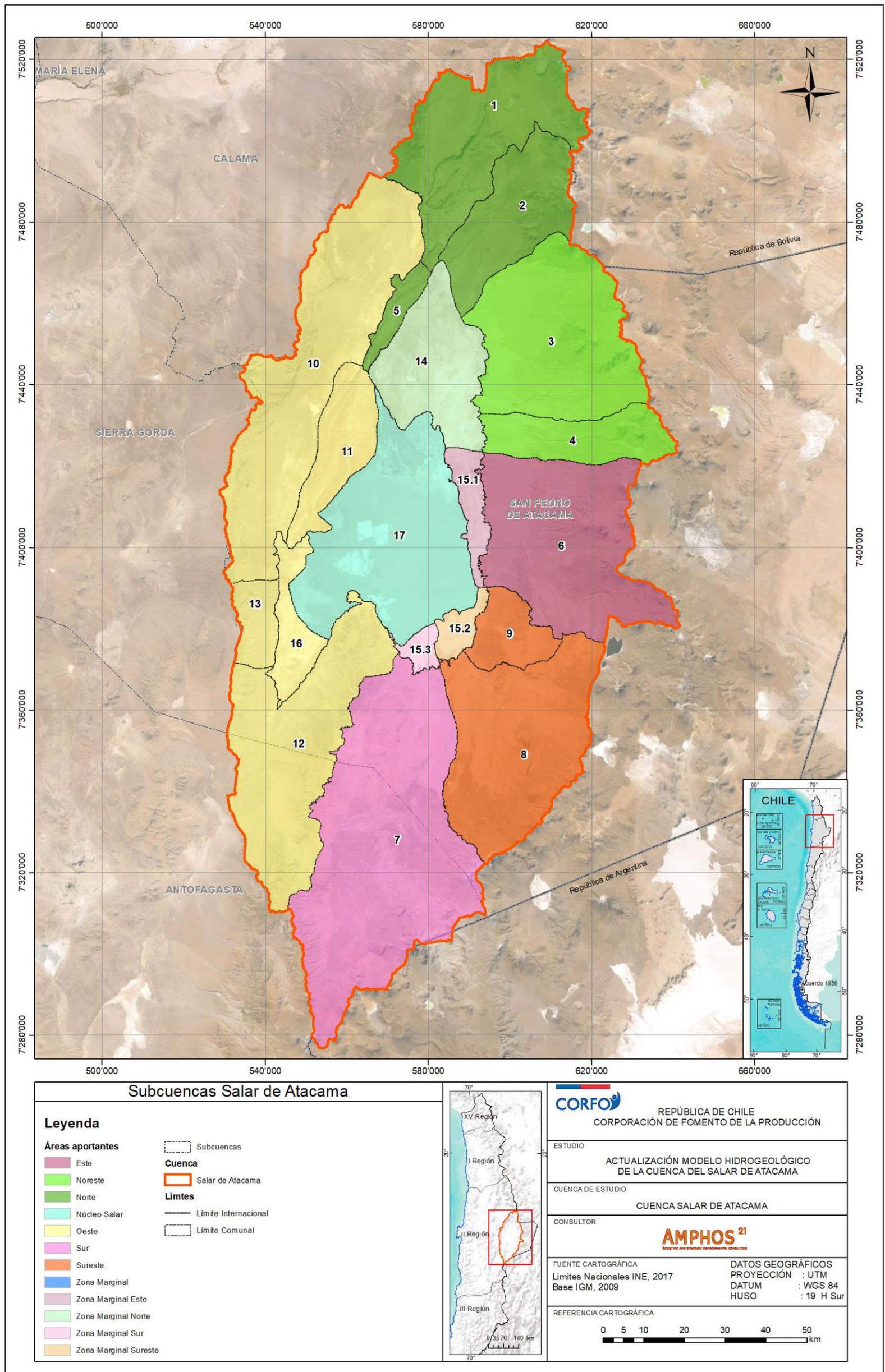


Figura 3-1: Ubicación de las 17 subcuencas definidas para el área de estudio.

Fuente: Elaboración propia.

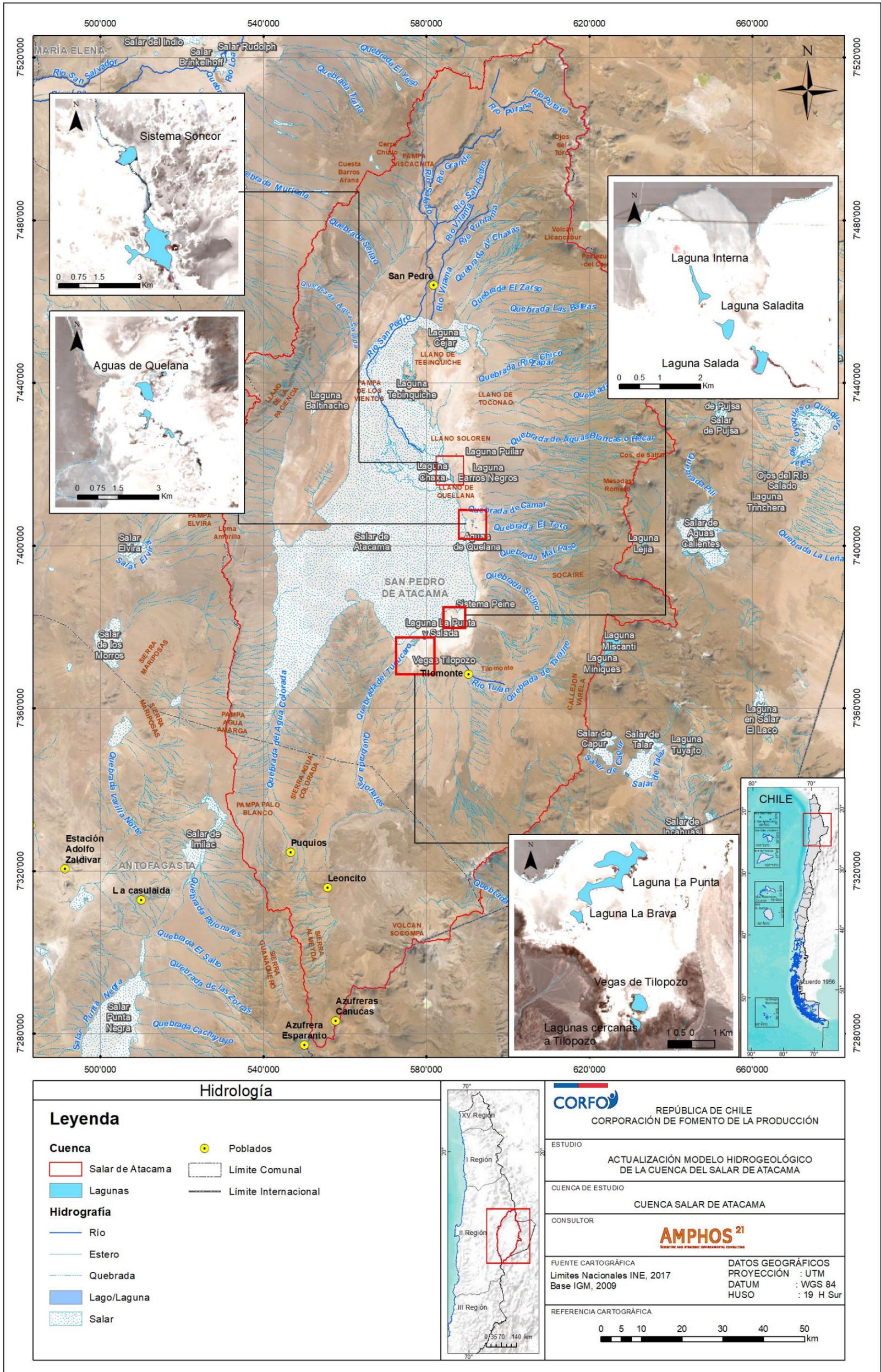


Figura 3-2: Ubicación y red hidrográfica.

Fuente: Elaboración propia.

3.2 Caracterización morfológica

En la Tabla 3-1 se presentan los parámetros morfológicos de las subcuencas aportantes al Salar de Atacama. Estos parámetros morfológicos, junto con su delimitación, se obtuvieron a partir del modelo de elevación ASTER DEM con resolución de 30 x 30 m por píxel, el cual es de acceso público y cubre la totalidad del área de estudio. El modelo de elevación digital se analizó con herramientas de integración espacial en los Sistemas de Información Geográfica (SIG) tales como *Hydrology*, *Surface*, *Zonal Statistics*, *Extraction* y *Raster dataset* y manejo de algoritmos *watershed delimitation* disponibles en ArcGIS 10.3.

Tabla 3-1: Parámetros morfológicos principales de las 17 subcuencas.

Parámetros morfológicos	Subcuenca																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Área cuenca [Km ²]	1.196	754	1.444	504	137	1.502	2.584	1.444	296	1.918	468	1.499	214	777	378	275	1.618
Atura mínima [m]	2.444	2.360	2.307	2.317	2.328	2.310	2.315	2.313	2.308	2.368	2.313	2.307	2.339	2.307	2.307	2.310	2.302
Altura máxima [m]	5.874	5.944	5.910	5.978	2.709	5.775	6.009	6.214	3.803	4.278	2.625	4.468	3.481	2.601	2.380	2.542	2.338
Altura promedio [m]	3.916	3.695	3.619	3.584	2.439	3.499	3.496	3.580	2.791	2.716	2.383	2.967	2.654	2.332	2.302	2.347	2.305
Pendiente media [%]	21	21	17	20	12	21	18	17	14	14	10	16	15	7	8	9	2
Longitud cauce principal [Km]	47	13	36	62	22	38	28	52	47	46	98	20	-	-	-	-	-
Altura mín. cauce principal [m]	2.444	2.360	2.307	2.317	2.328	2.310	2.315	2.313	2.308	2.368	2.313	2.373	-	-	-	-	-
Altura máx. cauce principal [m]	4.277	4.717	4.211	4.789	4.224	3.402	5.513	3.306	3.391	2.380	3.799	3.448	-	-	-	-	-
Altura media cauce principal [m]	3.280	3.203	3.030	3.329	3.082	2.724	3.089	2.798	2.460	2.339	2.905	2.814	-	-	-	-	-
Pendiente media cauce principal [%]	4	18	5	4	9	3	11	2	2	0	2	5	-	-	-	-	-

Fuente: Elaboración propia.

3.3 Análisis hidrológico

En este capítulo se presenta una caracterización hidrológica del área de estudio basado en el análisis de las variables precipitación, escorrentía y evaporación. Para realizar la caracterización se consideraron los registros de precipitaciones, caudales y evaporación de las estaciones ubicadas tanto dentro del área de estudio como en sus cercanías.

3.3.1 Análisis de la precipitación

A continuación, se presenta el análisis de la estadística de precipitaciones. Este análisis se basa en una recopilación y un análisis de disponibilidad de información. Posteriormente, se presentan los estadígrafos principales en cada estación y las series de tiempo en estaciones representativas. Finalmente, se presenta una relación entre la precipitación media y la ubicación de las estaciones. El análisis se realizó considerando que el año hidrológico va desde diciembre hasta noviembre. El Anexo II - Apéndice H.5 contiene las bases de datos con la estadística de precipitación analizada.

3.3.1.1 Estaciones meteorológicas

Las estaciones meteorológicas consideradas en este análisis se presentan en la Tabla 3-2 y su ubicación se presenta en la Figura 3-3. Se seleccionaron las estaciones públicas con al menos 20 años de registros, ubicadas al sur de la estación Linzor, próxima al nacimiento del río Toconce. De forma excepcional se agregaron al análisis las estaciones públicas Sierra Gorda y Monturaqui, que no cumplen con el criterio establecido para la extensión del registro. También se consideraron estaciones privadas para caracterizar la precipitación sobre el Salar y el suroeste de la cuenca. Las estaciones privadas sobre el Salar fueron reportadas por SQM y Albemarle en sus Planes de Seguimiento Ambiental Hidrogeológico (PSAH), mientras que las estaciones del suroeste de la cuenca pertenecen a la Minera Escondida (MEL) y fueron reportadas por Golder (2017) en el EIA del proyecto Monturaqui.

Tabla 3-2: Estaciones meteorológicas.

Código BNA	Nombre Estación	Coordenada Este (WGS84)	Coordenada Norte (WGS84)	Elevación m s.n.m.	Fuente
02104010-K	Chiu-chiu	536.233	7.528.897	2.524	BNA
02105016-4	Linzor	600.705	7.541.410	4.100	
02105017-2	Toconce	585.903	7.537.638	3.310	
02105018-0	Ayquina	570.019	7.536.185	3.031	
02105020-2	Salado Embalse	582.061	7.535.395	3.200	
02105021-0	Caspana	581.373	7.529.526	3.260	
02105022-9	El Tatio	601.521	7.525.807	4.370	
02500016-1	Toconao Experimental	602.373	7.434.840	2.500	
02110013-7	Calama	509.635	7.517.056	2.300	
02112009-K	Coya Sur	435.719	7.523.080	1.250	
02500017-K	Camar	606.068	7.410.874	2.700	
02500019-6	Socaire	613.276	7.390.779	3.251	
02500020-K	Peine	595.138	7.380.680	2.460	
02500021-8	Talabre	613.526	7.421.084	3.300	
02510006-9	San Pedro de Atacama	581.989	7.466.168	2.450	
02510007-7	Río Grande	585.625	7.494.765	3.250	
02660001-4	Monturaqui	557.298	7.308.296	3.430	
02700001-0	Sierra Gorda	467.042	7.468.536	1.616	
02710002-3	Baquedano	414.545	7.419.596	1.032	
02710003-1	Antofagasta	358.522	7.389.632	50	
-	Planta SCL	569.244	7.384.662	2.300	PSAH Albemarle
-	Chaxas SQM	583.508	7.424.264	2.304	PSAH SQM
-	Salar SQM (KCI)	561.348	7.396.266	2.300	
-	Socompa	557.298	7.308.296	3.600	Golder (2017)
-	Tilopozo	585.000	7.370.000	2.325	
-	Cerro Marcelo	490.000	7.320.000	3.290	
-	Laguna Seca	480.000	7.300.000	2.936	
-	Volcán Llullaillaco	510.000	7.270.000	4.312	
-	Salar de Punta Negra	520.000	7.270.000	2.950	

Fuente: Elaboración propia.

3.3.1.2 Disponibilidad de información pluviométrica

La disponibilidad de la información pluviométrica se presenta en la Tabla 3-3. El registro en la mayoría de las estaciones públicas es amplio y con pocos vacíos de información, con excepción de las estaciones Coya Sur, Talabre, San Pedro de Atacama, Monturaqui y Sierra Gorda. Por otro lado, las estaciones privadas cuentan con registros dispares que van de 3 a 22 años con información. Considerando lo anterior, se puede decir que la precipitación en las áreas aportantes Norte, Noreste y Este puede representarse con seguridad, ya que se cuenta con un número importante de estaciones con registros extensos. El área aportante Sureste, Sur y Oeste presenta menos estaciones y registros más cortos. Así, la estimación de la precipitación en estas áreas aportantes presenta mayor incertidumbre.

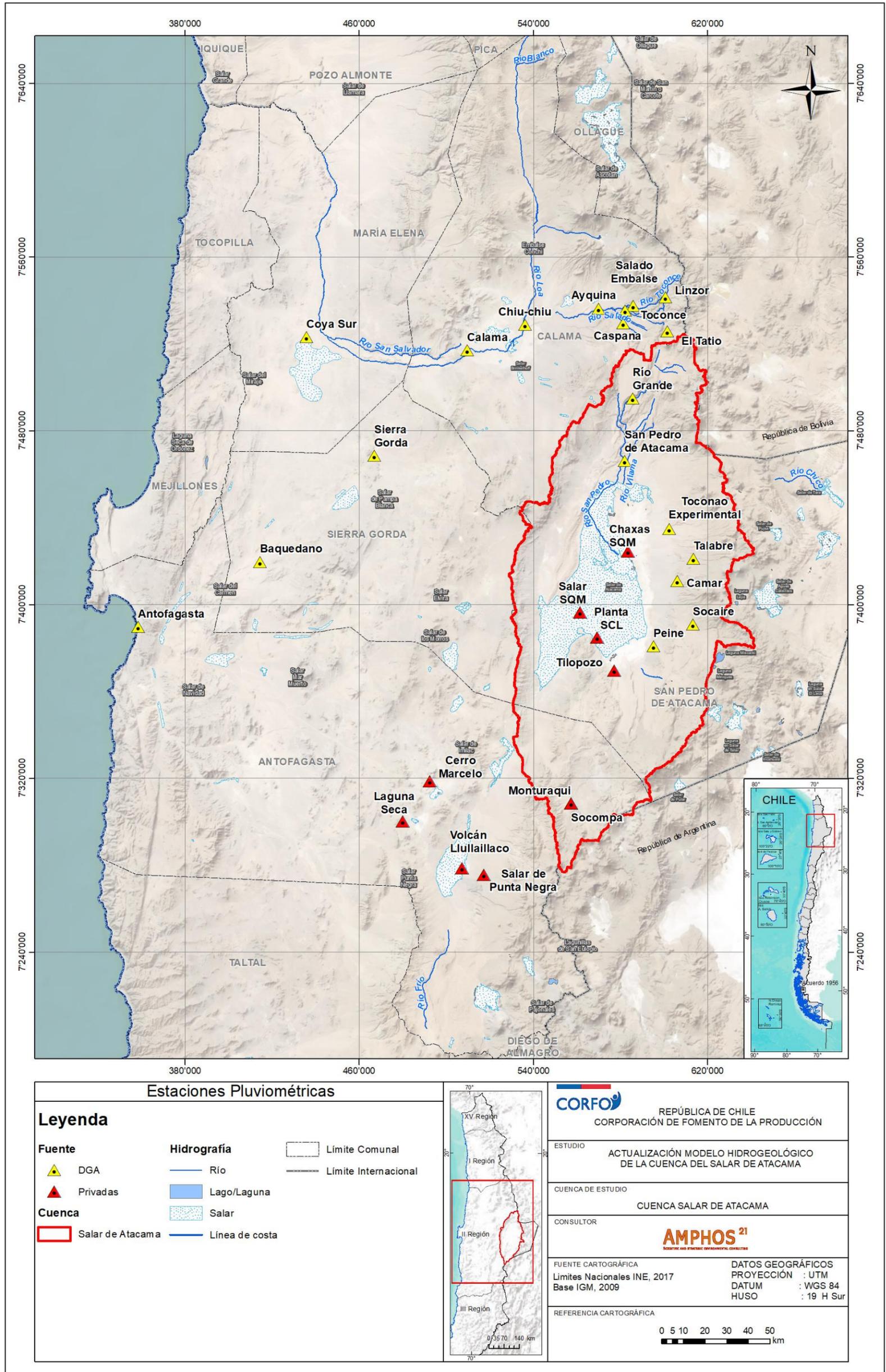


Figura 3-3: Ubicación de las estaciones meteorológicas.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 3-3: Disponibilidad de información pluviométrica.

Nro.	Estación	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010	2011-2020
1	Chiu-chiu	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
2	Linzor	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
3	Toconce	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
4	Ayquina	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
5	Salado Embalse	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
6	Caspana	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
7	El Tatio	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
8	Calama	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
9	Coya Sur	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
10	Toconao Experimental	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
11	Camar	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
12	Socaire	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
13	Peine	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
14	Talabre	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
15	San Pedro de Atacama	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
16	Río Grande	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
17	Monturaqui	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
18	Sierra Gorda	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
19	Baquedano	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
20	Antofagasta	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
21	Planta SCL	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
22	Chaxas SQM	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
23	Salar SQM (KCI)	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
24	Socompa	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
25	Tilopozo	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
26	Cerro Marcelo	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
27	Laguna Seca	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
28	Volcán Llullaillaco	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]
29	Salar de Punta Negra	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]	[Grid]

 Año con información completa

 Año con 7 a 9 meses con información

 Año con 10 a 11 meses con información

 Año con 1 a 7 meses con información

Fuente: Elaboración propia.

Nota: La disponibilidad del registro de las estaciones Socompa, Tilopozo, Cerro Marcelo, Laguna Seca, Volcán Llullaillaco y Salar de Punta Negra se obtuvo de Golder (2017) y se presenta utilizando la descripción del antecedente citado. Así, azul oscuro significa buena representatividad y azul claro baja representatividad.

3.3.1.3 Estadígrafos y series de tiempo

La Figura 3-4 presenta las series de tiempo de la estación río Grande (3.250 m s.n.m.), representativa de la parte norte de la cuenca Salar de Atacama y de la estación Peine (2.460 m s.n.m.), ubicada en el área aportante Sureste. Se observa que existe una variación cíclica en la precipitación, con periodos extensos de años secos seguidos de años lluviosos. Lo anterior se explica por el origen amazónico de las precipitaciones, que varía en intensidad de acuerdo con los ciclos ENSO (niño-niña) (Houston, 2006b). Por otro lado, se observa que los años más lluviosos no coinciden en las series, pese a que ambas estaciones se encuentran en la misma cuenca, separadas por aproximadamente 115 Km. Esta variabilidad espacial se explica porque las precipitaciones amazónicas son de tipo convectivo y no frontal (Houston, 2006b).

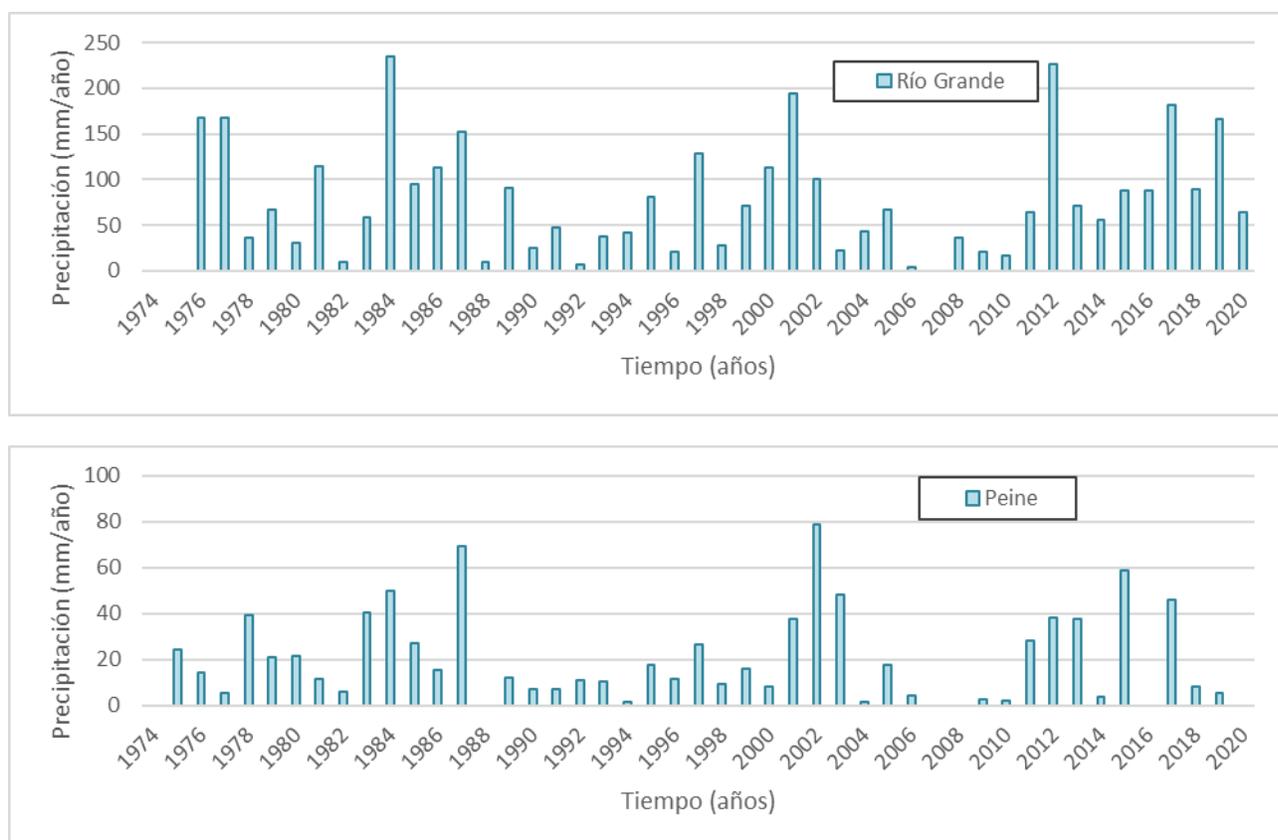


Figura 3-4: Serie de tiempo de precipitación anual (periodo año hidrológico 1975-2020).

Fuente: Elaboración propia.

Considerando los cortos periodos de registro en las estaciones privadas pertenecientes a MEL, se optó por utilizar los promedios reportados por Golder (2017), en donde se presenta la

estadística de estas estaciones. Estos promedios se obtuvieron luego de un relleno y corrección de la estadística.

En el estudio de Golder (2017) se agruparon las estaciones pluviométricas en base a la calidad y longitud del registro anual. Los promedios anuales muestrales de las estaciones se corrigieron utilizando una estación de referencia (Peine con 39 años de buena calidad). El factor de corrección para cada estación se estimó de acuerdo con el sesgo que tiene su periodo particular observado, respecto de la estación de referencia. Así, en Golder (2017) se aplicó:

- Determinación del periodo común con datos de buena calidad entre la estación Peine y la estación a corregir.
- Cálculo del promedio de la estación Peine en el periodo común con la estación a corregir.
- Determinación del Factor de Corrección, correspondiente al cociente entre el valor promedio de Peine y el promedio en ella misma en el periodo común con la estación a corregir.
- Multiplicación del Factor de Corrección por la media muestral de la estación a corregir (periodo de datos de buena calidad).

Se utilizó la precipitación media anual obtenida directamente desde las mediciones para caracterizar las estaciones privadas reportadas en los PSAH de SQM y Albemarle, ya que las series tienen más de 20 años continuos de registros.

La estación pública Monturaqui no presenta un registro extenso. Por este motivo, en el estudio de SGA (2015) no fue posible encontrar una correlación aceptable entre la estación Monturaqui con otras estaciones para su relleno. Considerando esto, se optó por utilizar sólo como referencia los registros en esta estación.

Finalmente, para el resto de las estaciones públicas se prefirió utilizar la precipitación media anual obtenida directamente desde la base de datos del BNA, ya que en su mayoría estos promedios se obtuvieron a partir de series con al menos 33 años de registros completos (sólo las estaciones Coya Sur, Talabre, San Pedro y Sierra Gorda presentan menos de 33 años). Considerando lo anterior, los registros son lo suficientemente extensos como para calcular directamente la precipitación media anual.

La Tabla 3-4 presentan los estadígrafos principales de las series de precipitación anual en las estaciones públicas, así como el promedio corregido en las estaciones privadas.

Tabla 3-4: Estadígrafos principales de la precipitación anual.

Nombre Estación	Promedio	Des. estándar	Mínimo	Máximo
	(mm/año)	-	(mm/año)	(mm/año)
Chiu-chiu	6	6	0	27
Linzor	161	121	0	473
Toconce	93	77	6	348
Ayquina	44	48	0	215
Salado Embalse	69	68	0	324
Caspana	83	85	4	390
El Tatio	128	106	0	422
Calama	4	5	0	20
Coya Sur	1	2	0	5
Toconao Experimental	32	32	0	101
Camar	42	47	2	221
Socaire	39	41	0	158
Peine	20	20	0	79
Talabre	71	67	0	197
San Pedro de Atacama	33	31	0	114
Río Grande	77	60	0	235
Monturaqui	59	40	21	103
Sierra Gorda	1	2	0	8
Baquedano	2	5	0	21
Antofagasta	5	9	0	37
Planta SCL	20	26	0	86
Chaxas SQM	28	34	1	124
Salar SQM (KCI)	12	12	0	38
Socompa	44	-	-	-
Tilopozo	22	-	-	-
Cerro Marcelo	17	-	-	-
Laguna Seca	25	-	-	-
Volcán Llullaillaco	54	-	-	-
Salar de Punta Negra	17	-	-	-

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de BNA, Golder (2017), PSAH Albemarle y PSAH SQM.

3.3.2 Distribución espacial de las precipitaciones

Se construyó una relación entre la precipitación media anual y un índice asociado a la ubicación y la altura a la que se ubica la estación. Este índice de ubicación y altura (IUA) se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$IUA = \left(\frac{N - N^*}{300} + \frac{E - E^*}{200} + z \right) * \frac{1}{1.000}$$

Donde N es la coordenada norte de la estación, E es la coordenada este de la estación, z es la altura en donde se ubica la estación y N* y E* permiten trabajar en coordenadas locales. Según la ecuación anterior, a mayor altura se tendrá un índice de ubicación mayor, así también mientras más hacia el noreste el sector, el índice de ubicación también será mayor. Los valores de N* y E* son 7.000.000 y 350.000 respectivamente. La referencia de todas las coordenadas es WGS-84.

La Tabla 3-5 presenta los IUA calculados para cada estación, mientras que la Figura 3-5 muestra la relación de los IUA con la precipitación media anual de cada estación. Como se puede observar en la Figura 3-5 los datos muestran dos comportamientos diferentes. La precipitación media anual es menor que 10 mm/año para IUA menores que 4. El sector descrito corresponde a la parte media y baja de la región de Antofagasta y por tanto queda fuera del área de estudio. La curva en este sector se construyó a partir de la precipitación registrada en las estaciones Antofagasta, Baquedano, Sierra Gorda y Coya Sur, todas ellas ubicadas bajo los 2.000 m s.n.m. La segunda parte de la curva da cuenta de la precipitación media anual en la parte alta de la región de Antofagasta, siendo válida para IUA mayores a 4.

La existencia de dos sectores con diferentes regímenes de precipitación fue descrita por Houston (2006b). El autor dividió el norte de Chile en un sector con bajas precipitaciones asociadas a eventos de invierno y un sector de mayores precipitaciones asociada a eventos convectivos que ocurren durante el verano (ver Figura 3-6). Por otro lado, Houston (2006b) también describe un incremento no lineal de la precipitación para la parte alta de la cuenca (zona Cordillera), tal como se muestra en la Figura 3-5.

Tabla 3-5: IUA calculado en cada estación.

Estación	Norte	Este	Altitud	PMA	IUA
	(m)	(m)	(m.s.n.m)	(mm/año)	(-)
Chiu-Chiu	7.528.897	536.233	2.524	5,6	5,2
Linzor	7.541.410	600.705	4.100	160,9	7,2
Toconce	7.537.638	585.903	3.310	93,1	6,3
Ayquina	7.536.185	570.019	3.031	43,6	5,9
Salado Embalse	7.535.395	582.061	3.200	68,8	6,1
Caspana	7.529.526	581.373	3.260	83,0	6,2
El Tatio	7.525.807	601.521	4.370	128,1	7,4
Calama	7517.056	509.635	2.300	4,2	4,8
Coya Sur	7.523.080	435.719	1.250	0,6	3,4
Toconao Experimental	7.434840	602.373	2.500	31,8	5,2
Camar	7.410.874	606.068	2.700	42,0	5,3
Socaire	7.390.779	613.276	3.251	39,3	5,9
Peine	7.380.680	595.138	2.460	19,6	5,0
Talabre	7.421.084	613.526	3.300	70,6	6,0
San Pedro de Atacama	7.466.168	581.989	2.450	32,7	5,2
Rio Grande	7.494.765	585.625	3.250	76,9	6,1
Sierra Gorda	7.468.536	467.042	1.616	0,9	3,8
Baquedano	7.419.596	414.545	1.032	2,3	2,8
Antofagasta	7.389.632	358.522	50	4,8	1,4
Planta SCL	7.384.662	569.244	2.300	20,2	4,7
Chaxas SQM	7.424.264	583.508	2.304	27,7	4,9
Salar SQM (KCI)	7.396.266	561.348	2.300	11,7	4,7
Socompa	7.308.296	557.298	3.600	44,1	5,7
Tilopozo	7370.000	585.000	2.325	22,1	4,7
Cerro Marcelo	7.320.000	490000	3.290	16,8	5,1
Laguna Seca	7.300.000	480.000	2.936	25,2	4,6
Volcán Lullailaco	7.270.000	510.000	4.312	53,6	6,0
Salar de Punta Negra	7.270.000	520.000	2.950	16,6	4,7

Fuente: Elaboración propia

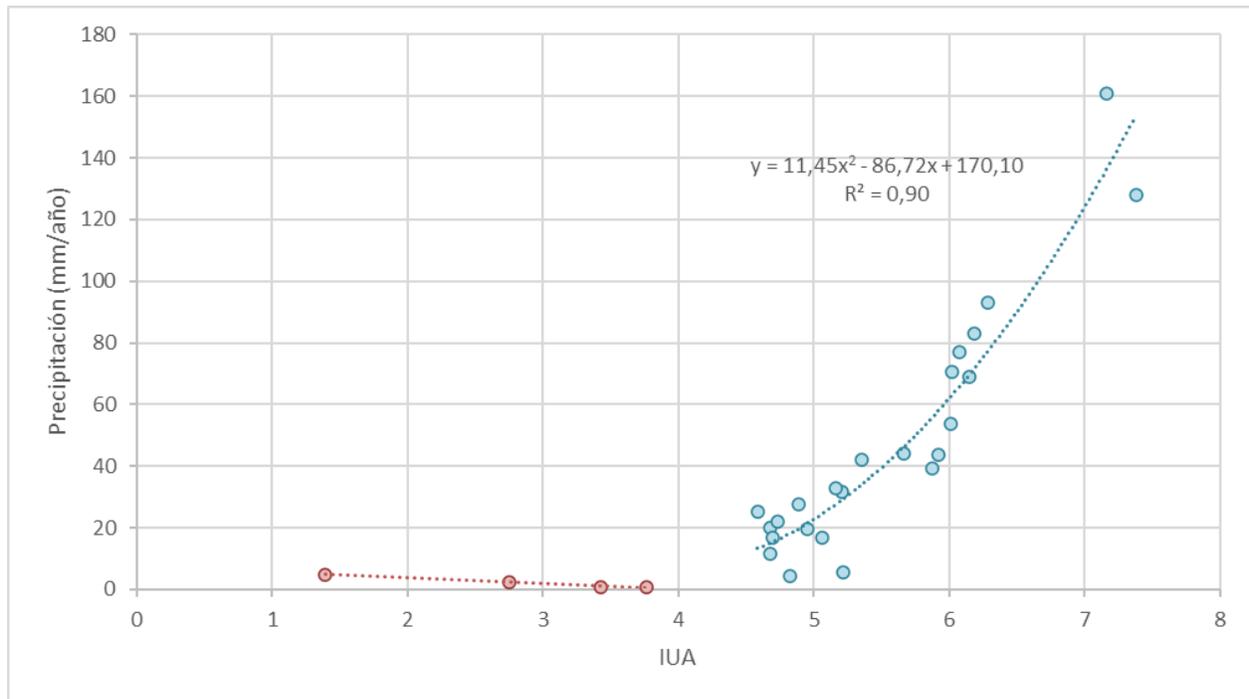


Figura 3-5: Relación de IUA contra precipitación media anual.

Fuente: Elaboración propia.

Nota: La ecuación que se muestra, corresponde al ajuste con la zona de mayor precipitación (puntos azules).

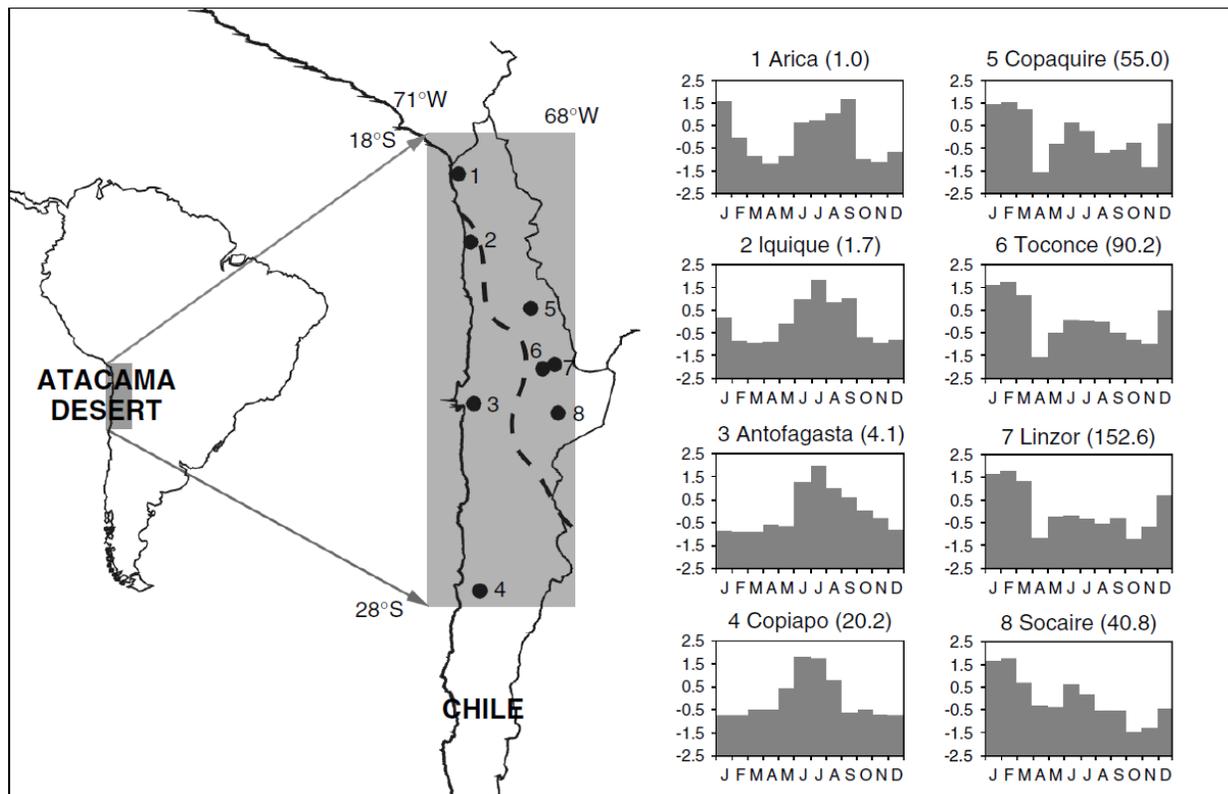


Figura 3-6: Mapa de ubicación del norte de Chile con los gráficos de frecuencia de precipitación media mensual estandarizada. La precipitación media anual se muestra entre paréntesis.

Fuente: Houston (2006b).

Nota: Mapa de ubicación del norte de Chile con gráficos de frecuencia de precipitación media mensual estandarizada. Se muestran 4 estaciones costeras en las que dominan las precipitaciones en invierno y 4 estaciones andinas con lluvias dominantes durante el verano. La línea segmentada muestra la división entre las estaciones con precipitaciones máximas durante el verano y durante el invierno. Cada estación fue estandarizada usando una transformación logarítmico normal de 3 parámetros. El valor medio anual de las precipitaciones (mm/año) se muestra entre paréntesis (Houston, 2006b).

Como se ha mostrado, la precipitación en la cuenca Salar de Atacama presenta una serie de particularidades: 1) tiene un origen amazónico, 2) mayores precipitaciones durante el verano, 3) régimen cíclico asociado al fenómeno del niño-niña, 4) precipitación de tipo convectiva y 5) incremento no lineal de la precipitación con la altura. A fin de caracterizar la distribución espacial de la precipitación y considerando las particularidades de la precipitación antes descritas, se planteó una relación entre IUA y precipitación media anual. En base a esta relación, se generó una isosuperficie de precipitación media anual sobre las subcuencas aportantes al Salar, las que se muestran en la Figura 3-7.

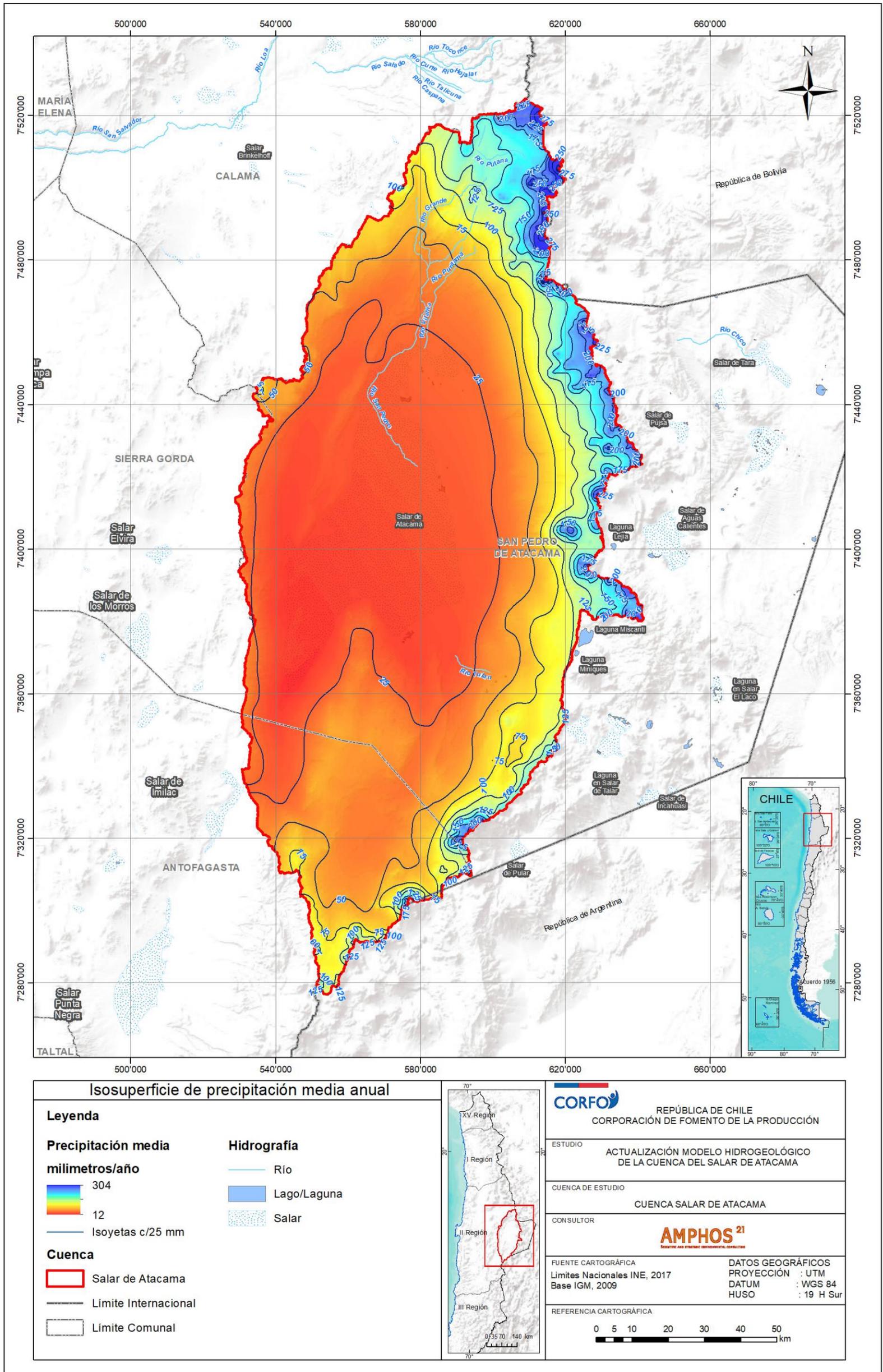


Figura 3-7: Isosuperficie de precipitación media anual.

Fuente: Elaboración propia.

3.3.3 Análisis de escorrentía

El análisis de caudales se basó en una recopilación de la estadística fluviométrica generada por la DGA. Posteriormente, se presentan las curvas de variación estacional de caudales en las estaciones representativas de la cuenca. Se optó por no rellenar la estadística de caudales, ya que la extensión del registro permite estimar adecuadamente los parámetros medios en las estaciones principales. El Anexo II - Apéndice H.1 contiene las bases de datos con la estadística de caudales analizada.

3.3.3.1 Estaciones fluviométricas

Las estaciones fluviométricas consideradas en este análisis se presentan en la Tabla 3-6. La Figura 3-8 presenta la ubicación de las estaciones. La cuenca del Salar de Atacama presenta una estación fluviométrica que controla el caudal permanente en su cauce principal (río San Pedro). Por otro lado, hay un gran número de estaciones fluviométricas ubicadas en canales. De estas estaciones, destaca por la magnitud de sus caudales la estación canal Vilama en Vilama. Esta estación se ubicada en el área aportante Norte. El resto de las estaciones se ubican en las áreas aportantes Este y Sureste.

Tabla 3-6: Estaciones fluviométricas.

Código BNA	Nombre estación	Coordenada este (WGS84)	Coordenada norte (WGS84)	Elevación (m s.n.m.)
02500002-1	Canal Aguas Blancas	600.918	7.425.937	2.415
02500005-6	Canal Cuno en Socaire	617.637	7.388.227	3.600
02500006-4	Canal Tilomonte antes represa	592.170	7.367.957	4.000
02500003-K	Canal Tulan en Tilomonte	590.873	7.368.734	2.450
02500004-8	Canal Vilama en Vilama	584.206	7.470.634	2.550
02500001-3	Río Vilama en Vilama	583.780	7.470.975	2.550
02510001-8	Río San Pedro en Cuchabrachi	582.268	7.475.873	2.585

Fuente: *Elaboración propia.*

3.3.3.2 Disponibilidad de estadística

La estadística de las estaciones fluviométricas se presenta en la Tabla 3-7. El registro en las estaciones río San Pedro en Cuchabrachi, canal Cuno en Socaire, canal Tilomonte antes represa y canal Vilama en Vilama es extenso y con buena continuidad. El resto de las estaciones presentan registros escasos, discontinuos y con menos de 8 años de estadística completa.

Tabla 3-7: Disponibilidad de información fluviométrica.

Nro.	Estación	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010	2011-2020
1	Canal Aguas Blancas					
2	Canal Cuno en Socaire					
3	Canal Tilomonte antes represa					
4	Canal Tulan en Tilomonte					
5	Canal Vilama en Vilama					
6	Río Vilama en Vilama					
7	Río San Pedro en Cuchabrachi					

Año con información completa

Año con 7 a 9 meses con información

Año con 1 0 a 1 1 meses de información

Año con 1 a 7 meses con información

Fuente: Elaboración propia.

3.3.3.3 Curvas de variación estacional de caudales

Se calcularon las curvas de variación estacional para la estación canal Vilama en Vilama y río San Pedro en Cuchabrachi, ya que las estaciones presentan los mayores caudales y los registros más completos en la cuenca del Salar de Atacama. Se ajustaron distribuciones Gamma 2, Log-Normal, Normal, y Pearson III a los datos de caudal medio mensual. Se realizó un test de bondad de ajuste de Chi cuadrado (α a 5%) cuyos resultados favorecen levemente las distribuciones Log-Normal y Normal, por lo que se elige la primera de ellas. Las curvas obtenidas se presentan en la Figura 3-9 y muestran que el río San Pedro presenta un periodo de caudales máximos que se extiende entre enero y marzo, para bajas probabilidades de excedencia. Este periodo se asocia a las precipitaciones del llamado invierno altiplánico, que ocurren durante los meses de diciembre a marzo. Para una probabilidad de excedencia del 50% (o mayor) los caudales tienden a ser constantes durante todo el año. Por otro lado, los caudales en el canal Vilama se mantienen relativamente constantes a lo largo del año. Este comportamiento es normal para una obra antrópica (canal).

Las curvas de variación de caudales con 50% de probabilidad de excedencia (ver Figura 3-9) muestran que los caudales presentan una componente de flujo base (aporte de afloramiento de aguas subterráneas) importante, ya que el caudal es relativamente constante durante gran parte del año, sin decaer pronunciadamente durante los meses secos (abril a octubre).

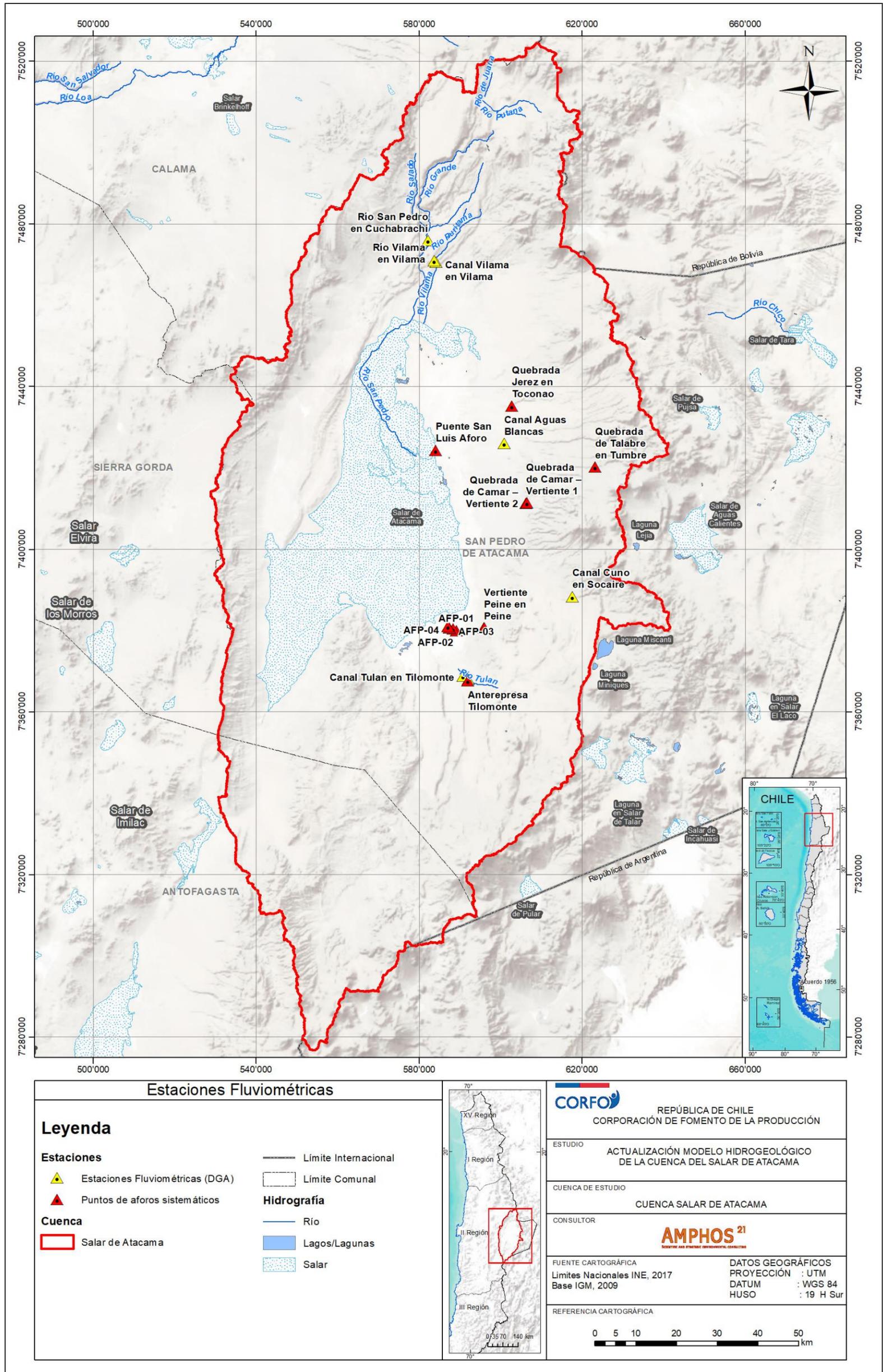


Figura 3-8: Ubicación de estaciones fluviométricas en el área de estudio.

Fuente: Elaboración propia

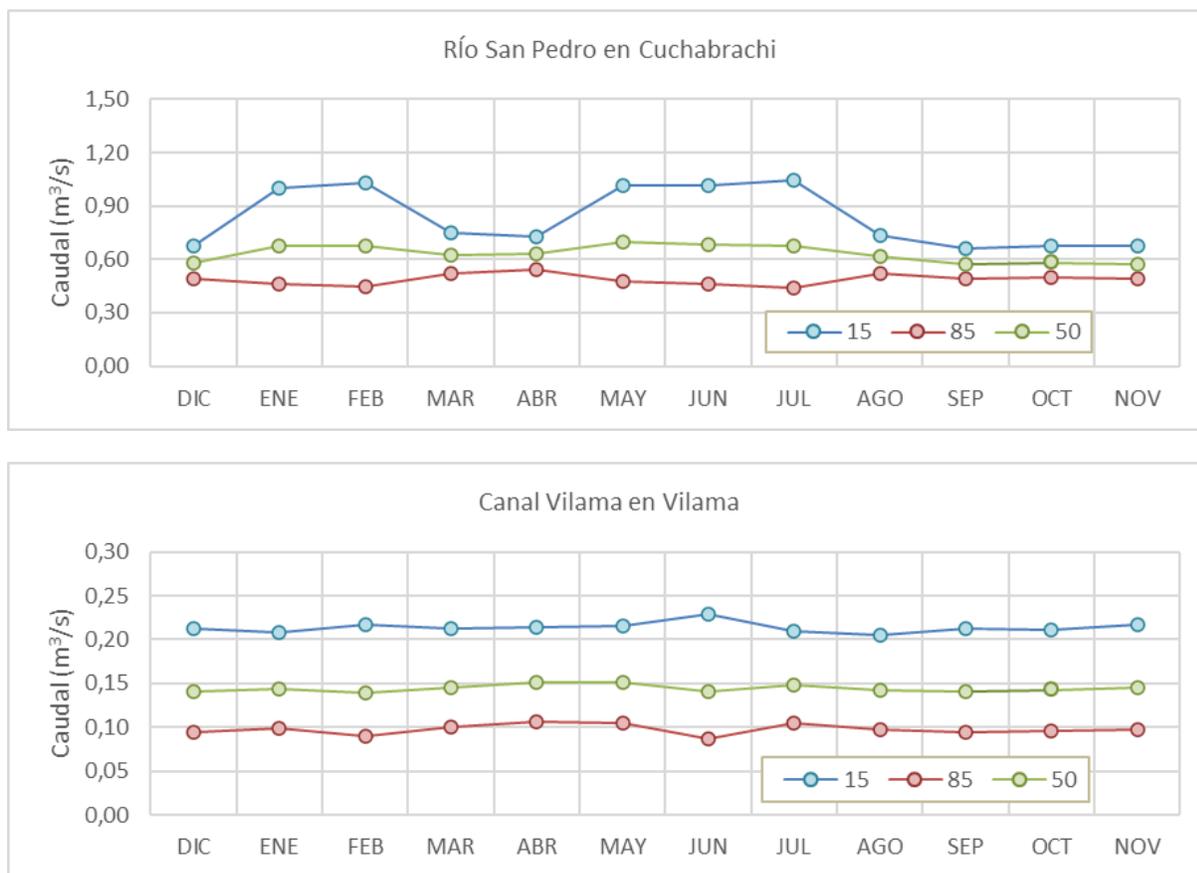


Figura 3-9: Curvas de variación estacional de caudales para distintas probabilidades de excedencia (%).

Fuente: Elaboración propia.

3.3.3.4 Aforos en quebradas y vertientes

A partir del estudio realizado por SGA (2015) y los PSAH de SQM y Albemarle, se recopiló la estadística de aforos en algunas quebradas y vertientes de la cuenca del Salar de Atacama. Esta estadística tiene una representatividad menor que la entregada por las estaciones fluviométricas, ya que las mediciones no son continuas. Pese a lo anterior, los registros permiten caracterizar los aportes de las numerosas quebradas que escurren en el margen este del Salar y los afloramientos principales de la zona marginal. Por este motivo, en el Anexo II - Apéndice H.1 se presentan los registros disponibles. Los caudales aforados en las quebradas son de menor magnitud si se les compara con los registros de los ríos San Pedro y Vilama, presentando caudales menores a 30 l/s. Esta baja magnitud en los caudales es consistente con las características hidrográficas de las subcuencas ubicadas al este del salar, ya que presentan áreas

aportantes comparativamente menores a las subcuencas que aportan por el sector norte (ríos San Pedro y Vilama).

3.3.4 Evaporación

3.3.4.1 *Distribución regional de la evaporación*

Se recopiló la curva regional de evaporación media anual en función de la elevación presentada por DGA-DIHA PUC (2009). Esta curva se construyó a partir de información meteorológica disponible en las Regiones XV, I, II y III (Tabla 3-8). En base a dicha información, se determinó la relación presentada en la Figura 3-10. La curva muestra que sobre los 3.000 m s.n.m. la evaporación va disminuyendo con la altura. Además, se aprecia una variabilidad importante entre los 3.000 y 3.500 m s.n.m. El Anexo II - Apéndice H.2 contiene las bases de datos con la estadística de evaporación de tanque analizada.

3.3.4.2 *Estaciones con medición de evaporación de tanque*

Se recopiló la estadística de evaporación de tanque media mensual en las estaciones meteorológicas públicas ubicadas al sur de la estación Linzor y al norte de la estación Monturaqui. En total se consideraron 15 estaciones públicas, de las cuales 4 se ubican dentro de la cuenca Salar de Atacama. Por otro lado, se recopiló la estadística en estaciones privadas ubicadas en el Salar, reportada en los PSAH de SQM y Albemarle. La estación privada Planta SCL cuenta además con mediciones de evaporación de tanque de salmuera que se extrae desde el Núcleo del Salar.

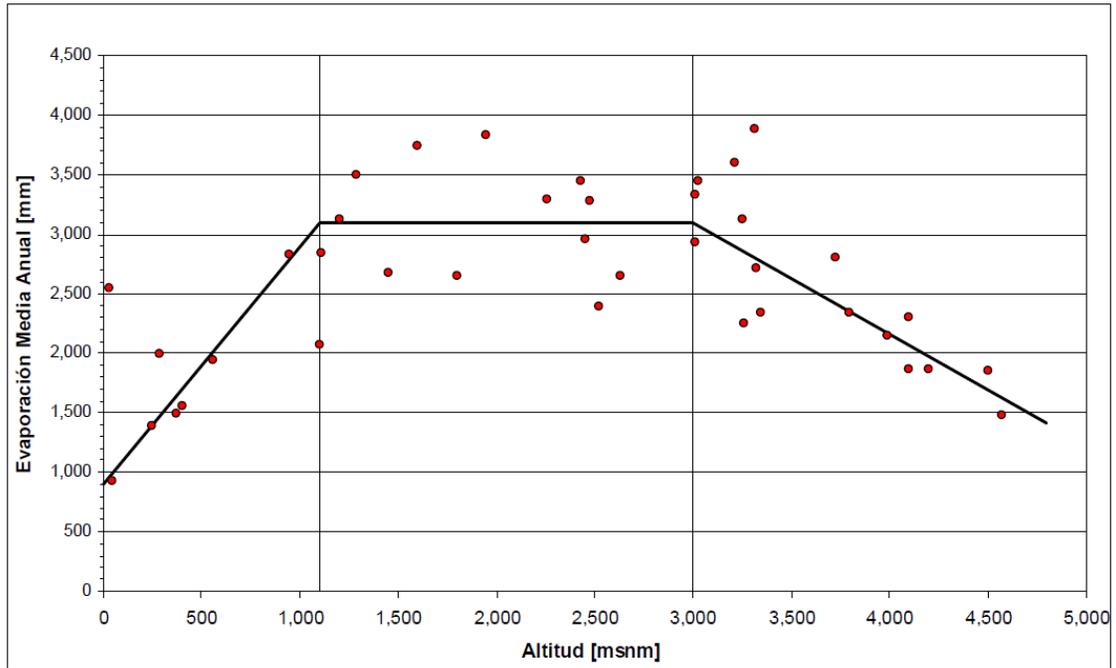


Figura 3-10: Gradiente de la evaporación media anual.

Fuente: DGA-DIHA PUC (2009).

Tabla 3-8: Estaciones con medición de evaporación de tanque.

Código BNA	Nombre Estación	Coordenada este (WGS84)	Coordenada norte (WGS84)	Elevación (m s.n.m.)	Fuente
02104010-K	Chiu-Chiu	537.415	7.529.707	2.524	DGA
02105015-6	Turi	573.367	7.540.311	3.070	
02105016-4	Linzor	600.714	7.541.388	4.100	
02105017-2	Toconce	585.178	7.538.221	3.310	
02105021-0	Caspana	581.126	7.529.664	3.260	
02105022-9	El Tatio	601.585	7.525.730	4.370	
02110013-7	Calama	509.832	7.517.389	2.300	
02112009-K	Coya Sur	435.920	7.523.409	1.250	
02500016-1	Toconao Experimental (*)	602.573	7.435.183	2.500	
02500019-6	Socaire (*)	613.011	7.391.031	3.251	
02500020-K	Peine (*)	596.045	7.380.388	2.460	
02510006-9	San Pedro de Atacama (*)	582.019	7.466.710	2.450	
02660001-4	Monturaqui	557.288	7.307.823	3.430	
02710002-3	Baquedano	414.151	7.419.265	1.032	
02710003-1	Antofagasta	358.510	7.389.614	50	
-	Planta SCL	568.772	7.385.236	2.300	PSAH Albemarle
-	Planta SCL (salmuera)	568.772	7.385.236	2.300	
-	Chaxas SQM	583.508	7.424.264	2.304	PSAH SQM
-	Salar SQM (KCI)	561.348	7.396.266	2.300	

Fuente: Elaboración propia.

(*): Estaciones públicas ubicadas dentro de la cuenca aportante al Salar de Atacama.

3.3.4.3 Disponibilidad de información de evaporación

La disponibilidad de la estadística de evaporación se presenta en la Tabla 3-9. El registro de las estaciones públicas se muestra con una extensión y calidad variables. Las estaciones Turi, el Tatio, Monturaqui, Baquedano y Antofagasta presentan una extensión corta y por tanto se descartan de los próximos análisis, con la excepción de la estación Antofagasta, ya que es la única con registros en la zona costera. Por otro lado, el resto de las estaciones presenta registros más extensos, con al menos 10 años con registros de 12 meses. Considerando esto, el registro en estas estaciones es suficiente para caracterizar la evaporación en la cuenca del Salar de Atacama, ya que esta componente presenta poca variabilidad interanual. Finalmente, el registro de evaporación de agua dulce-salobre en las estaciones privadas se muestra continuo y superior a los 15 años de registro en cada estación, por lo que es posible estimar a partir de estos datos la evaporación de tanque en el Salar.

Tabla 3-9: Disponibilidad de información de evaporación de tanque.

Nro.	Estación	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010	2011-2020
1	Chiu-Chiu					
2	Turi					
3	Linzor					
4	Toconce					
5	Caspana					
6	El Tatio					
7	Calama					
8	Coya Sur					
9	Toconao Experimental					
10	Socaire					
11	Peine					
12	San Pedro de Atacama					
13	Monturaqui					
14	Baquedano					
15	Antofagasta					
16	Planta SCL					
17	Planta SCL (salmuera)					
18	Chaxas SQM					
19	Salar SQM (KCI)					

Año con información completa

Año con 7 a 9 meses con información

Año con 10 a 11 meses de información

Año con 1 a 7 meses con información

Fuente: Elaboración propia.

3.3.4.4 Evaporación media

Se calculó la evaporación media anual y mensual en las estaciones consideradas en el estudio. El resultado se muestra en la Tabla 3-10 y Figura 3-11, respectivamente. La Figura 3-11 muestra claramente la estacionalidad de la evaporación asociada a la incidencia de la radiación solar. Por otro lado, la evaporación en las estaciones de Antofagasta (50 m s.n.m.) y Linzor (4.100 m s.n.m.) son las menores del conjunto de estaciones. Este comportamiento es consistente con la relación regional mostrada en la Figura 3-6 , donde se aprecia que la evaporación es menor en la parte baja y la parte alta del norte de Chile. Finalmente, la evaporación de la salmuera en la estación Planta SCL es 33% menor aproximadamente que la evaporación de agua dulce medida en la misma estación. Este comportamiento se encuentra descrito en el Balance Hidrológico Nacional de la II región (Peña, 1986), que da cuenta de la disminución en la evaporación asociada a la concentración de la salmuera.

Tabla 3-10: Evaporación de tanque media anual en estaciones DGA.

Nombre	Evaporación (mm/año)
Chiu-Chiu	2.345
Turi	2.946
Linzor	1.912
Toconce	2.304
Caspana	2.223
El Tatio	1.592
Calama	3.306
Coya Sur	3.645
Toconao Experimental	3.497
Socaire	3.124
Peine	3.317
San Pedro de Atacama	2.921
Monturaqui	2.807
Baquedano	3.650
Antofagasta	1.823
Planta SCL	3.336
Planta SCL (salmuera)	2.111
Chaxas SQM	2.815
Salar SQM	2.821

Fuente: Elaboración propia.

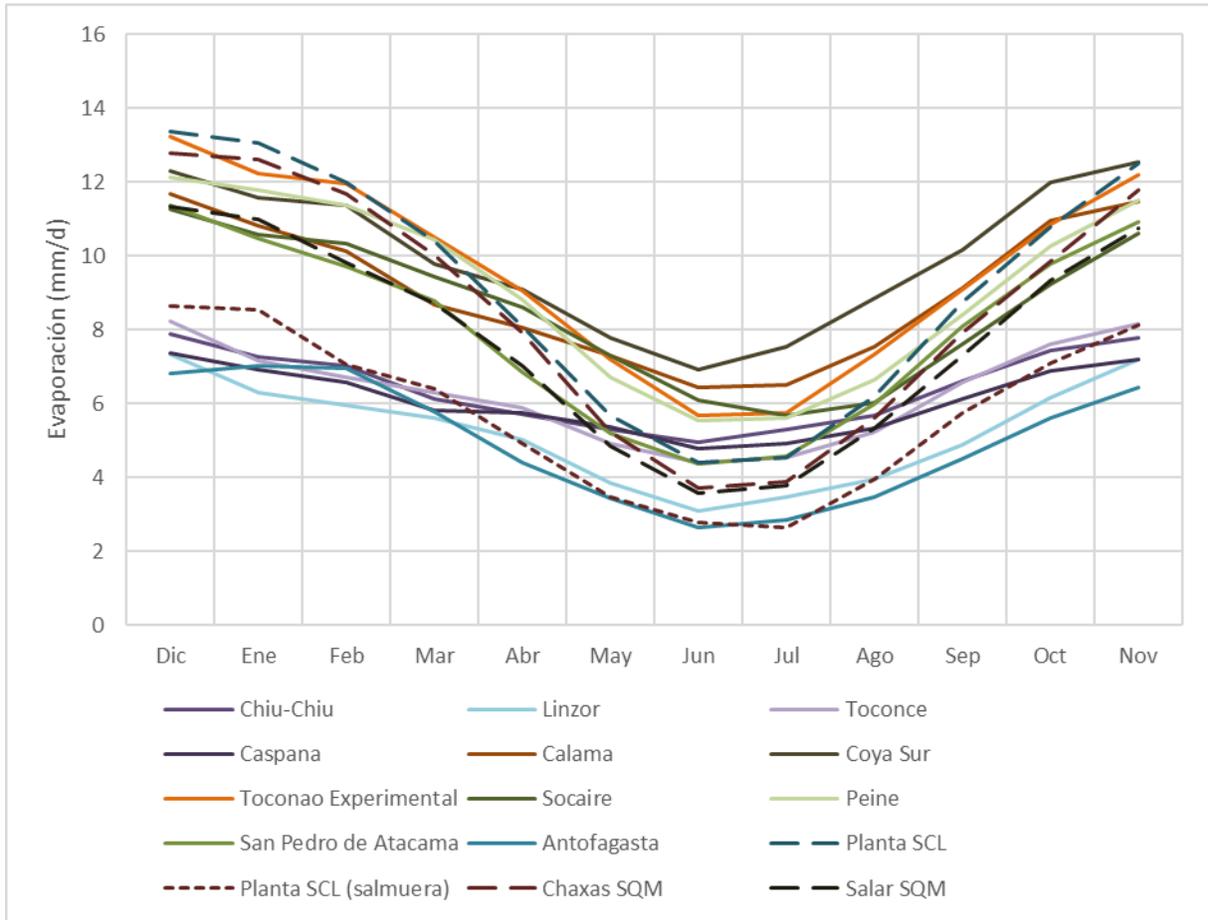


Figura 3-11: Evaporación media mensual en estaciones DGA.

Fuente: Elaboración propia.

4. Caracterización Geológica

En el presente capítulo se realiza una caracterización geomorfológica y geológica de la cuenca Salar de Atacama.

4.1 Marco geomorfológico

La cuenca Salar de Atacama se localiza en la Cordillera Andina, entre las coordenadas 7.275.000-7.525.000 N y las coordenadas 528.700-642.000 E. Tiene una superficie de 17.007 Km², con una morfología elipsoidal y con un eje mayor, que coincide con la dirección norte-sur, de aproximadamente 250 Km de longitud. La altitud mínima de la cuenca es de 2.300 m.s.n.m., mientras que la máxima es superior a 6.200 m.s.n.m.

La cuenca está delimitada por morfoestructuras de orientación, principalmente, norte-sur. Éstas se disponen, de oeste a este, en el siguiente orden: Cordillera de Domeyko, Llano de la Paciencia, Cordillera de la Sal, Salar de Atacama, Cordillera Occidental, Cordillera de los Andes (arco volcánico actual) y el Cordón de Lila al sur (Figura 4-1). A continuación, se describe con detalle cada una de estas morfoestructuras:

- Cordillera de Domeyko: Forma el margen oeste de la cuenca y se trata de un cordón montañoso de orientación aproximada NNE, cuyo límite oriental es un escarpe que coincide con el sistema de Falla el Bordo. Este cordón montañoso tiene una altura promedio de 3.000 m s.n.m.
- Llano de la Paciencia: Depresión con forma elipsoidal de 80 Km de largo y 8 Km de ancho. La orientación general de esta unidad es NNE, pero hacia el sur de la cuenca discurre principalmente N-S. Se trata de una cuenca endorreica que presenta una altura promedio de 2.300 m s.n.m.
- Cordillera de la Sal: Cordón montañoso de orientación N-S a NNE-SSW. Este cordón montañoso se caracteriza por la presencia de grandes pliegues y fallas que generan una estructura anticlinal que presentan una altura promedio de 2.500 m.s.n.m.
- Salar de Atacama: Depocentro de la cuenca tectónica, de forma elíptica y orientación N-S. El Salar está constituido por depósitos salinos que ocupan una superficie de aproximadamente 3.500 Km². La altitud media del Salar es de 2.300 m.s.n.m. El centro del Salar, denominado Núcleo, presenta en superficie una costra levantada, formada por procesos de evaporación de la salmuera y cristalización de sales en los intersticios del material granular. El yacimiento evaporítico muestra una zonación bien definida, siguiendo

el orden de solubilidad de la secuencia de precipitación evaporítica. De este modo, en el Borde Este precipitan carbonatos, hacia el interior del Salar sulfatos, y en el Núcleo cloruros.

- Cordillera Occidental: Cordón montañoso de orientación N-S que forma el margen este del Salar de Atacama. Tiene una disposición inclinada aproximadamente de 2° a 5° W y alcanza alturas promedio de 3.500 m.s.n.m. Aparece cubierta por depósitos piroclásticos y de abanicos aluviales en su base.
- Arco volcánico actual: Cordón montañoso de orientación N-S que conforma el Borde Este de la cuenca de Atacama. Presenta una topografía irregular con una altura media de 4.200 m s.n.m., aunque la cumbre de los volcanes actuales es próxima a 6.000 m s.n.m.
- Cordón de Lila: Cordón montañoso de orientación N-S que conforma el sur de la cuenca y limita parte del borde sur del Salar. Constituye un bloque tectónico alzado con altura promedio de 3.200 m.s.n.m., que hacia el norte descende en altura hasta desaparecer en el Salar de Atacama. Su relieve es abrupto, cortado por numerosas quebradas de orientación NW y NE.

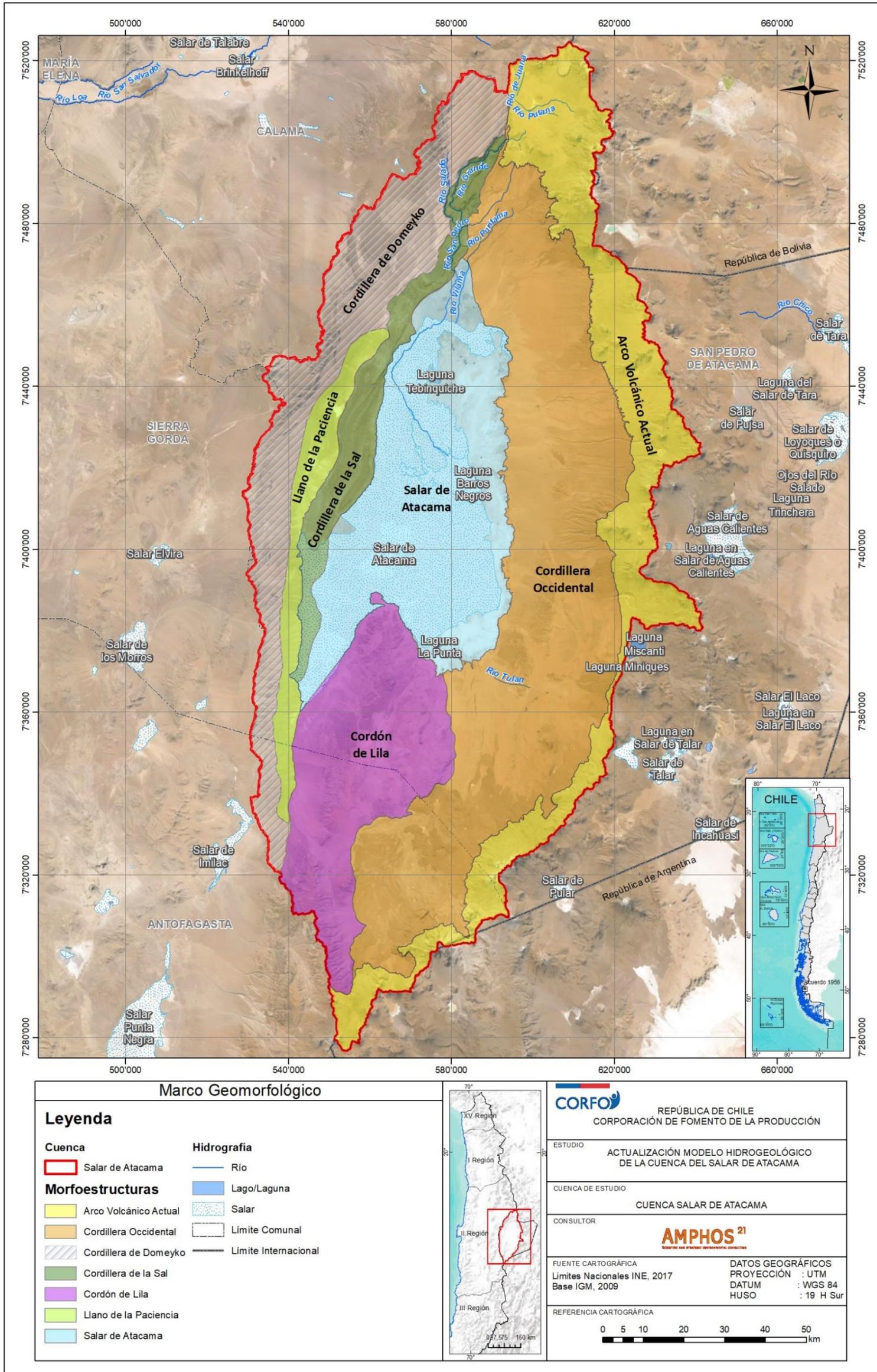


Figura 4-1: Morfoestructuras presentes en la zona de estudio.

Fuente: Elaboración propia.

4.2 Marco geológico

En el presente capítulo se describe el marco geológico de la cuenca del Salar de Atacama, las características litológicas de los diferentes suelos y rocas que afloran, los dominios estructurales, así como las fallas y pliegues más importantes y las columnas estratigráficas representativas.

La cuenca del Salar de Atacama es parte de la Cordillera de los Andes, cuyo origen es la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el continente Sudamericano. La cuenca viene delimitada, en su margen oeste, por la Cordillera de Domeyko y en su margen este por la Cordillera de los Andes (Figura 4-2). Se trata de una cuenca tectónica endorreica, caracterizada por la actividad volcánica y por la generación de grandes depósitos salinos.

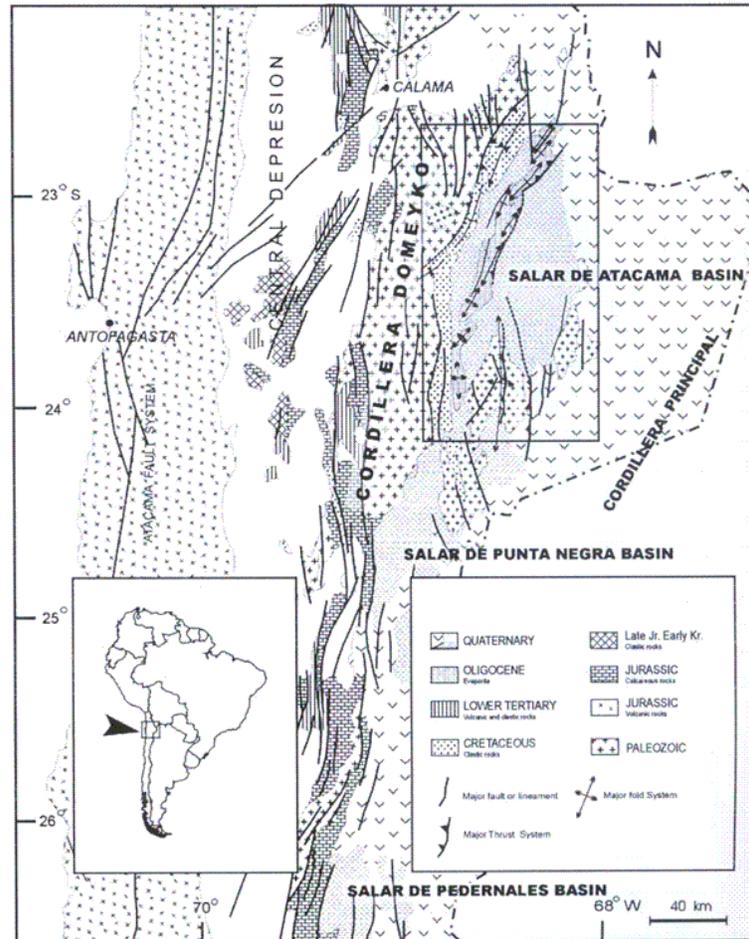


Figura 4-2: Grandes unidades geológicas que delimitan la cuenca del Salar de Atacama.

Fuente: Jordan et al. (2007).

Los materiales más antiguos que afloran en la cuenca Salar de Atacama se sitúan en el Cordón de Lila y corresponden a rocas intrusivas del Paleozoico Inferior. Sobre estos intrusivos y de manera discordante se depositó una secuencia sedimentaria marina somera durante el Devónico Superior - Carbonífero Inferior, que fue seguido por otro evento intrusivo, en el Cordón de Lila, asociado a una primera fase tectónica compresiva, la que genera deformación y metamorfismo de los materiales antes descritos durante el límite Carbonífero-Pérmico. Todas estas formaciones rocosas se interpretaron como un prisma de acreción formado desde el Paleozoico hasta el Triásico, en el borde del supercontinente Gondwana y un arco magmático, ambos ligados a subducción (Mpodozis y Ramos, 1990).

Desde finales del Pérmico hasta el Triásico se produce una segunda etapa de deformación, asociada a un volcanismo intenso y a eventos intrusivos. Producto de esta deformación, se produce el levantamiento y erosión del arco magmático que genera secuencias sedimentarias, intercaladas con otras volcánicas, ambas de gran potencia. Estos materiales se depositan, inicialmente, en un ambiente lacustre y evolucionan a un ambiente continental.

A partir del Triásico Superior se produce una nueva etapa de plegamiento y una fuerte subsidencia que genera una regresión marina, favoreciendo inicialmente la generación de grandes espesores de rocas volcánicas, con intercalaciones de rocas sedimentarias y, posteriormente, potentes secuencias sedimentarias de ambiente transicional. Asociado a este periodo de tiempo se generaron intrusiones de composición granítica.

Durante el Jurásico Superior al Cretácico Medio se inicia el ciclo tectónico andino, que dura hasta la actualidad y produce un cambio en la dirección y ángulo de subducción y aceleración de la misma. De modo que, en el Cretácico Medio se produce una nueva etapa compresiva que genera un nuevo plegamiento de las unidades de rocas denominado Orogenia Peruana (Steinmann, 1929).

Entre el Cretácico Superior y el Paleoceno se produce un evento intrusivo, principalmente, de tipo ácido que va asociado a la generación de fallas inversas y pliegues. Adicionalmente, en el límite Paleoceno-Eoceno se vuelve a generar un ciclo volcánico y erosivo.

En eventos posteriores, en el límite Eoceno-Oligoceno, comienza la Orogenia Incaica (Steinmann, 1929), que genera los rasgos morfoestructurales que caracterizan la cuenca del Salar de Atacama: Cordillera de Domeyko, Cordón del Lila, Cordillera Occidental y Arco volcánico actual. Posteriormente, entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior los procesos que dominan la cuenca son erosivos, generando grandes secuencias continentales de tipo piedemonte y de cuencas salobres. Estas secuencias, durante el Mioceno Medio-Superior, sufrieron un proceso de plegamiento y alzamiento mediante fallas inversas que dieron como

resultado la formación de la Cordillera de la Sal y del Llano de la Paciencia. De manera coetánea a estos episodios tectónicos, se produjeron depósitos salinos y evaporitas, que son tan característicos de esta cuenca, así como los depósitos lacustres. En esta fase compresiva, se desarrollaron fallas inversas (Sistema de Falla Salar) que condicionaron el sistema en la zona centro de la cuenca Salar de Atacama.

El Sistema de Falla Salar (SFS) se compone de una falla principal, con una orientación N-S a NO-SE. En la zona norte la falla controla la aparición de los terrenos del plio-pleistoceno y está visible a través de la Cordillera de la Sal. En su zona central, la falla es ciega y afecta a los depósitos de halita, sin llegar a aflorar en superficie. Finalmente, en su parte más meridional, la falla se divide en múltiples fallas inversas con importancia moderada, donde emergen cortando el Cordón de Lila y el Valle Tilocalar.

Diversos trabajos han estudiado las características del SFS, a partir de datos de sísmica de reflexión y descripciones litológicas de pozos de gran profundidad (Toconao-1; 5,5 Km). Una correlación entre secciones de perfiles sísmicos y las distintas formaciones geológicas identificadas en el pozo Toconao-1, permitió a Jordan *et al.* (2007), definir el contacto entre la formación de halita y las formaciones subyacentes en ambos bloques de la falla. En este trabajo se demuestra que, en la parte central, el SFS crea una división del subsuelo en dos bloques que cambian de manera importante y significativa los espesores de halita desde 650-750 m al oeste hasta 900-1.500 m en el bloque este. La actividad de la falla se mantiene hasta la actualidad.

Estudios como los desarrollados por Jordan *et al.* (2002), Arriagada *et al.* (2006) y Jordan *et al.* (2007), detallan que, por condiciones de evaporación y erosión, se uniformó la superficie del terreno entre ambos bloques. Estos autores reconocieron además una fase distensiva durante el Plioceno, caracterizada por sistemas de fallas normales de dirección N-S, NW-SE y NE-SW, que controla la distribución de los volcanes, principalmente, en el Borde Este del Salar y la formación de estructuras tipo graben, mayoritariamente en el sur del Salar.

Asociados a la última etapa descrita y hasta el Pleistoceno se producen eventos volcánicos que generan depósitos de gran extensión de origen piroclástico (ignimbritas), que se intercalan con los depósitos salinos, evaporitas, y cuerpos volcánicos. Sobre algunos de estos conjuntos volcánicos se produce una fuerte erosión que da lugar a depósitos morrénicos y periglaciares, que se distribuyen sobre los 4.000 m s.n.m.

Desde el Mioceno hasta el Holoceno, se desarrollan depósitos no consolidados que se distribuyen principalmente en la base de las grandes morfoestructuras, depósitos y costras salinas en el Salar de Atacama y se termina la configuración actual de la red de drenaje.

4.3 Unidades geológicas

En este capítulo se hace una descripción de las unidades geológicas que diversos trabajos han reconocido en el área de estudio, diferenciando aquellas que constituyen depósitos no consolidados, rocas estratificadas y rocas intrusivas.

Las hojas geológicas que se consultaron son las siguientes:

- Hoja de Calama (Manirovic y Lahsen, 1984).
- Hoja de Toconao (Manirovic y Lahsen, 1984).
- Hoja de Antofagasta B (Boric, Díaz y Maksae, 1987).

En la Figura 4-3 se presentan las cartas geológicas mencionadas y en la Figura 4-4 la leyenda.

Para facilitar la descripción y la visualización de las unidades geológicas se incluyó una letra, delante del código, que indica la hoja geológica a la que pertenece. Así, para la hoja de Calama se utilizará el prefijo (C), para la hoja de Toconao (T) y para la hoja de Antofagasta (A).

4.3.1 Depósitos No Consolidados

Los depósitos no consolidados, dentro de la cuenca del Salar de Atacama, son del tipo detríticos, principalmente de origen fluvial, los cuales conforman extensos piedemontes (depósitos aterrizados) y llanuras (depósitos aluviales) y, en forma secundaria, de origen volcánico (piroclastos), glacial (morrenas), eólicos (dunas) y lacustres. Estos se localizan bordeando el Salar de Atacama, en las quebradas y en las áreas deprimidas.

Estos depósitos son datados del Mioceno hasta el Holoceno y dentro de ellos podemos distinguir las siguientes unidades:

- (C) MPIt., (T) TQt: depósito aterrizado. Presenta un espesor máximo de 20 m. Se data del Mioceno Superior al Plioceno.
- (C) Ql, (T) Qlc: depósitos lacustres, formados en cuencas intermontaña, con marcado control estructural. Se datan del Pleistoceno Superior al Holoceno.
- Qavc, Qavm: depósitos de avalancha Volcán Socompa, Holoceno. Corresponde a un extenso depósito de avalancha de detritos asociado al colapso gravitacional del flanco noroeste del edificio volcánico de 6.000 m de altura del antiguo volcán Socompa (7.222 ± 100 años). El depósito está constituido en un 80% por ignimbritas, gravas, arenas de la subyacente Estratos de Quebrada Salín y un 20% por lavas brechizadas y depósitos

volcánoclasticos provenientes de domos dacíticos y lavas de los flancos sur y occidental del edificio volcánico propiamente tal. En él se distinguieron las unidades Monturaqui (Qavm) y Cenizal (Qavc) (Golder, 2017).

- (C) Qp, (T) Qp: depósitos piroclásticos formados por gravas y arenas finas con matriz arcillosa e intercalaciones de cenizas, lapilli, bloques y escorias.
- (C) Qm, (T) Qm: depósitos morrénicos tanto de morrenas laterales como terminales y sedimentos periglaciares. Se datan del Pleistoceno Superior.
- (C) Qal, (T) Qal: depósitos aluviales de potencias de varios metros. Gravas y arenas con intercalaciones de arenas, limos y arcillas. Entre estos materiales también existen capas de arcillas con cenizas y/o ignimbritas intercaladas.
- (C) Qe, (T) Qe: depósitos eólicos formados por dunas que se generaron por vientos de dirección, principalmente, oeste a noroeste.
- (T) Qc: depósitos coluviales generados por gelifracción en las faldas de los volcanes.
- (T) Qla: depósitos laháricos.

La unidad geológica “TQal” definida por Boric, Díaz y Maksaev (1987) (Figura 4-3), corresponde en términos generales, a gravas, arenas, limos y cenizas volcánicas, depósitos de piedemonte y de corrientes de barro erosionadas.

Depósitos salinos: (C) Qs, (T) Qcl, (T) Qs, (T) Qtcl, (T) Qsl, (T) Qcls, (T) Ql

Esta unidad está formada por depósitos salinos que forman parte del relleno sedimentario de cuencas endorreicas y constituyen salares. Se describen, principalmente, en la Hoja de Toconao y datan del Holoceno.

Estos depósitos forman la cubierta evaporítica y se dividen en función de su aspecto físico, composición química y mineralógica, entendiéndose que los límites entre cada subunidad son transicionales. Esta costra limita con los depósitos detríticos del borde del Salar, mediante cambios laterales de facies. Las diferentes subunidades son:

- Ql: limos salinos indiferenciados. Se ubican en los márgenes de los Salares, formando extensos depósitos de limos y arcillas, con alto contenido salino.
- Qcls: costra salina de cloruros y sulfatos. Están formadas, principalmente, por halita (Cloruro de sodio) y yeso (sulfato de calcio). Aspecto pulverulento.
- Qsl: costra salina de sulfatos con limos.

- Qs: costra salina de sulfatos. Esta subunidad está compuesta por sulfatos de calcio (yeso y anhidrita) y en menor proporción por cloruros. Están principalmente al noreste y sureste del delta del río San Pedro (Ver ubicación en la Figura 4-3) y al margen oriental del Salar, entre la costra de carbonatos y la de cloruros. y presenta superficies lisas. Aspecto pulverulento y granular.
- Qtcl: costra salina de transición a cloruros.
- Qcl: costra salina de cloruros. Esta subunidad forma el centro del Salar y presenta superficies rugosas, donde se desarrollan montículos de hasta 70 cm de altura. Esta costra es dura con un intenso fracturamiento, llegando a presentar zonas con karst. Están formadas sobre todo por halita y cubren dos principales áreas, una al centro del Salar de gran extensión y otra más septentrional que esta recubierta en parte por el río San Pedro. Es llamada Núcleo del Salar por Moraga *et al.* (1974).

4.3.2 Rocas Estratificadas

Las rocas estratificadas de la cuenca abarcan desde el Devónico hasta el Holoceno, un periodo superior a 380 millones de años. A continuación, se enumeran y se describen de más antiguas a más recientes.

Fm. Lila: (T) Pzl, (A) Dcs

La Fm. Lila está constituida por una secuencia sedimentaria y metasedimentaria formadas por areniscas, lutitas, metarenitas, pizarras con intercalaciones de calizas, conglomerados y cherts. También, se encontraron intercalaciones de andesitas fuertemente alteradas.

El ambiente de formación corresponde a uno marino, de aguas someras, bajo el tren de las olas. La edad de esta formación está comprendida entre el Devónico y el Carbonífero Inferior.

Esta formación aflora en el Cordón de Lila, al sur del Salar de Atacama, presentando un espesor próximo a los 2.000 m. Se dispone de manera discordante sobre las rocas del Paleozoico Inferior.

Fm. Cas: (T) PzTrc, (A) Ctv

La Fm. Cas es una secuencia, fundamentalmente, volcánica formada por andesitas y dacitas, brechas volcánicas y tobas. Esta formación data del Pérmico al Triásico.

Aflora en la zona central de la Cordillera Occidental, desde la Quebrada de Aguas Blancas hasta la Pampa Tinajas. La distribución de los afloramientos es, predominantemente, N-S y presenta un espesor máximo de 250 m.

Fm. Peine: (T) PzTrp (a, b, c), (A) Ctv

La Fm. Peine es una secuencia de rocas sedimentarias y rocas volcánicas de composición andesítica. La edad de esta formación comprende desde el Paleozoico Superior al Triásico. Se diferencian 3 unidades:

- Miembro Inferior: andesitas y brechas andesíticas. Espesor máximo 170 m. Presentan alteración de sericita, calcita, clorita, hematita y opacos que indican un metamorfismo de carga de bajo grado.
- Miembro Medio: alternancia de lutitas y areniscas. Espesor máximo 200 m.
- Miembro Superior: tobas con alteración sericítica, con areniscas y conglomerados en su base. Potencia máxima 260 m.

El ambiente de formación de esta secuencia es continental. Esta unidad se puede correlacionar estratigráficamente con los Estratos El Bordo, que afloran en la Cordillera de Domeyko.

En el área de estudio esta formación aflora en la cresta del Cordón del Lila.

Estratos el Bordo: (C) PzTreb, (T) PzTreb

Los Estratos el Bordo son una secuencia sedimentaria formada por areniscas y lutitas con intercalaciones de tobas y andesitas. En estos estratos se encontró fauna y flora fósil, a partir de los cuales se hizo posible datarla entre el Paleozoico Superior (sin determinar) y el Pérmico. El ambiente de formación es continental en lagos restringidos, bajo un clima templado-tropical.

La unidad Estratos el Bordo se presenta en pequeños afloramientos en el borde Oeste de la cuenca. Concretamente, aflora en la Cordillera de Domeyko, entre la Quebrada Agua Salada y la Quebrada de los Guanacos. Presenta un espesor máximo de 200 m.

Fm. Tuina: (C) Pt

Se trata de una secuencia continental formada por rocas volcánicas y sedimentarias, afectadas por intenso fallamiento y plegamiento. Se distinguen 3 miembros:

- Miembro inferior: secuencia volcánica compuesta por andesitas y brechas de composición andesítica que presentan alteración por epidota.

- Miembro medio: secuencia estratificada de ambiente continental que presenta un espesor entre 110 y 140 m. Está formado principalmente por areniscas, lutitas y tobas.
- Miembro superior: secuencia volcánica formada por andesitas con intercalaciones de dacitas, tobas y areniscas.

En el área de estudio, aparece en un pequeño afloramiento en el borde Oeste de la cuenca de la Hoja de Calama, en la Cordillera de Domeyko y, también, al Norte de la Quebrada Agua Salada. El espesor máximo de esta unidad es de 2.500 m.

Las Fm. Peine, Estratos el Bordo, la Fm. Tuina y la Fm. Cas son correlacionables estratigráficamente.

Fm. Agua Dulce: (T) TrJad

La Fm. Agua Dulce es una secuencia volcánica formada por andesitas, brechas andesíticas, tobas y conglomerados, que sobreyace en discordancia angular sobre los Estratos el Bordo. Se depositó en un ambiente continental y de volcanismo activo, con breves periodos de deposición sedimentaria.

Esta unidad aflora en la Cordillera de Domeyko, más concretamente, en el Cerro Quimal y al sur de Loma Amarilla, presentando un espesor máximo de 1.600 m. Se data del Triásico Superior a Jurásico Inferior.

Fm. Cerros Negros: (T) TrJcn, (A) Tvs

La Fm. Cerros Negros es una secuencia volcánica de composición andesítica, con escasas intercalaciones de areniscas y lutitas arenosas. Las rocas volcánicas presentan alteración (sericita-clorita) que corresponde a un metamorfismo de contacto.

En el área de estudio aflora en la parte norte del Cordón de Lila y al sureste del Salar de Atacama en la franja de la Precordillera, con un espesor de 220 m. Se dispone en discordancia angular sobre la Fm. Peine y se data del Triásico al Jurásico Inferior.

Fm. Purilactis: (C) KP, (T) JKp, (A) Kss y (A) Tiv

La Fm. Purilactis es una secuencia sedimentaria cuyo espesor máximo alcanza los 4.000 m disminuyendo hasta los 250 m hacia el este. Esta formación se ve afectado por pliegues y fallas a nivel regional. En dicha formación se distinguen 3 miembros:

- Miembro inferior: secuencia de ambiente de transición (continental-marino) y clima semiárido-árido, formada por areniscas, lutitas y lutitas yesíferas.

- Miembro medio: secuencia continental formada por areniscas, lutitas con intercalaciones de yesos y halitas y conglomerados.
- Miembro superior: secuencia continental formada por conglomerados, areniscas y lutitas con intercalaciones andesíticas.

Tanto el Miembro medio como el superior se generaron en ambientes continentales de tipo aluvial y lacustre, en un clima seco-semiárido, con lluvias esporádicas y torrenciales. Los aportes de estos sedimentos provienen del oeste y noroeste.

Estas rocas afloran a lo largo de la toda la Cordillera de Domeyko formando el Borde Oeste de la cuenca del Salar de Atacama. Se dispone sobre los Estratos El Bordo y la Fm. Tuina en discordancia angular. Datan del Jurásico Superior al Cretácico.

Esta unidad se puede correlacionar, por el periodo en que se formó, con la unidad Tiv de la Hoja de Antofagasta, que data del Cretácico Superior al Eoceno; la cual está formada por rocas volcánicas y subvolcánica: lavas, tobas, aglomerados, brechas y pórfidos dacíticos y riolíticos con alguna intercalación sedimentaria.

Mpodosis (2005) redefine la Fm. Purilactis, llamándola Grupo Purilactis e integrando dentro de éste a las formaciones Tonel, Barros de Arana y Totola, asignándole a todo el grupo una edad Cretácico al Paleoceno.

Estratos Queque: (T) Tq. (A) Tis

Los Estratos Queque son una secuencia sedimentaria formada por areniscas, conglomerados y limolitas, en una cuenca continental con corrientes de agua esporádicas.

En el área de estudio esta formación aflora en la Cordillera Occidental, entre las quebradas Hécar y Lánquir, con un espesor variable entre 500 y 1.500 m. Esta unidad es correlacionable estratigráficamente con la Fm. Purilactis.

Estratos de Tilocalar (Omet) Oligoceno-Mioceno

Secuencia continental compuesta principalmente por intercalaciones entre gravas areno-limosas y arenas gravo-limosas. El espesor de la formación es variable, aún en cortas distancias, en función de la irregular paleotopografía. Esta unidad engrana lateralmente con los Estratos de Quebrada Salín hacia el sector de Negrillar.

Estratos de Quebrada Salín (MPqs) Mioceno - Plioceno

Secuencia volcanoclástica continental caracterizadas por sus fuertes variaciones de facies, constituidos por gravas pobremente estratificadas con lentes de arena gruesa, clastos casi exclusivamente volcánicos neógenos, con niveles arenosos, ignimbritas y depósitos piroclásticos (en su parte alta se encuentra intercalada la Ignimbrita Tucúcaro). Se piensa que los sedimentos se extienden de manera discontinua sobre la Formación Purilactis y las unidades Paleozoicas en gran parte de la cuenca, aflorando en diversas áreas en las cuales no están cubiertos por rocas volcánicas más recientes. En general, la secuencia se dispone subhorizontal excepto en la proximidad de las zonas de falla, donde se observa plegada, inclinada 15 a 45°. El espesor de esta secuencia es altamente variable, aun a cortas distancias, en función de la irregular paleotopografía del relleno.

La cuenca de Monturaqui se dividió en dos subunidades: Salín Superior y Salín Inferior:

- Los depósitos que conforman la subunidad Salín Superior se caracterizan por ser altamente homogéneos y sin consolidación, compuestos principalmente por arenas de grano fino a medio, con un contenido de ceniza significativo y horizontes discontinuos de grava local. Los espesores hacia el norte y centro de la cuenca varían entre 170 y 250 m, mientras que, hacia el sur del área, parecen mostrar una disminución en la potencia, entre 95 y 150 m. En sentido E-O, presenta abrupta disminución de potencia en el límite Este; sin embargo, hacia el Oeste de la cuenca la disminución de espesor es más gradual (Golder, 2017).
- La subunidad Salín Inferior subyace a Salín Superior, y se caracteriza por una secuencia de depósitos heterogéneos, polimícticos y no consolidados a semiconsolidados, compuestos por la intercalación de gravas limosas, gravas arenosas, arenas limosas y limos de manera aleatoria. Esta subunidad tiene espesores que van desde los 52 m en la parte central a los 250 m hacia el Sur de la cuenca. Presenta 200 m de potencia en el sector Este y se acuña gradualmente hacia el Oeste de la cuenca (Golder, 2017).

En los sectores Monturaqui, Roca Volcánica y zona Sur de Negrillar los Estratos de Quebrada Salín muestran espesores saturados de entre 200 m y 300 m en el centro de la cuenca.

Fm. Cinchado: (T) Tic

La Fm. Cinchado es una secuencia continental compuesta por conglomerados, ignimbritas y brechas andesíticas.

En el área de estudio, esta formación aflora en la zona central de la Cordillera de Domeyko, en discordancia angular sobre la Fm. Purilactis, con un espesor entre 800 y 400 m. La edad de esta unidad es el Eoceno.

Fm. Tambores: (C) Tt, (T) Tt, (A) TSc

La Fm. Tambores es una secuencia continental, de tipo aluvial-piedemonte, con esporádicas corrientes fluviales. Representan los depósitos generados por el alzamiento y erosión que se produjo durante el Terciario medio, distinguiéndose paleocorrientes desde el Oeste. Se trata de paraconglomerados y areniscas mal consolidadas y, en parte, cementadas por calcita o sal. La edad de esta unidad va desde el Oligoceno al Mioceno. Esta formación corresponde a 1.300 m de gruesos depósitos detríticos y evaporíticos (Gardweg et al, 1994) que se interdigitan hacia el Este con la Formación San Pedro.

Esta formación aflora a lo largo de la toda la Cordillera de Domeyko, formando el Borde Oeste de la cuenca del Salar de Atacama, con espesor variable entre 500 y 280 m. Se dispone sobre la Fm. Purilactis en discordancia angular.

Se puede correlacionar con la Fm. San Pedro y sobre yace en discordancia angular a las Ignimbritas.

Fm. San Pedro: (C) Tsp, (T) Tsp

La Fm. San Pedro es una secuencia sedimentaria de origen continental, formada por arcillas yesíferas, areniscas, conglomerados y potentes mantos de sal y yeso. Esta formación data del Oligoceno al Mioceno Inferior disponiéndose discordante sobre los materiales del Cenozoico inferior.

En el área de estudio, esta formación constituye a la Cordillera de la Sal y presenta una disposición aproximada NS que hacia el Norte cambia a NE. Se trata de un sinclinal, delimitado por fallas. Constituye el margen Oeste del Salar y aflora en el extremo Norte de la Cordillera de la Sal y el extremo NO del Llano de la Paciencia. Presenta un espesor de 2.100 m.

Se formó en una cuenca salobre con aportes detríticos en forma de avalanchas, en un ambiente oxidante, en condiciones similares al actual Salar. Se cree que la mayor parte de los sedimentos provienen de la erosión de la Fm. Purilactis.

Mpodozis (2005) define al Grupo Paciencia incluyendo a la Fm. San Pedro y Fm. Tambores, ambas coetáneas y datadas en el Oligoceno-Mioceno Inferior.

Fm. El Campamento: (C) Plpp (T) MsQec

La Fm. Campamento es una secuencia continental formada por tobas lenticulares, con sal y yeso, y paraconglomerados (compuestos por abundantes clastos de yeso, matriz limosa y yeso pulverulento).

Esta formación aflora en los Núcleos de los sinclinales de la zona central de la Cordillera de la Sal, con un espesor de unos 15 m, que se dispone de manera discordante sobre la Fm. San Pedro. Se data del Mioceno Superior al Cuaternario.

Ignimbritas: (C) Msc, (C) Msa, (C) Mss, (C) Msyb, (C) Msp, (C) Mst, (C) Plp, (C) Plpg, (C) PIQc, (C) Qca, (C) Qt, (C) Qc, (T) MsPlp, (T) MsPlt, (T) MPlab, (T) Pla, (T) Pltc, (T) Plp, (T) Pc, (T) Qt., (A) TQv.

En el área de estudio las ignimbritas son un conjunto de rocas piroclásticas formadas, mayoritariamente, por tobas soldadas de composición andesítica, dacítica y riolítica, que se disponen formando extensas mesetas inclinadas entre 3° y 5° al oeste, de forma general, de manera discordante sobre formaciones más antiguas de la Cordillera Occidental y el Arco volcánico actual y bajo los depósitos de los sedimentos del Salar. En ocasiones, pueden llegar a alcanzar la Cordillera de Domeyko (Oeste del Salar), pero en esos casos, el espesor es pequeño. Las ignimbritas rellenan, también, antiguas quebradas y depresiones o están adosadas a relieves positivos. El espesor de estos depósitos varía desde decenas de metros, alcanzando en ocasiones el centenar de metros.

Las ignimbritas están relacionadas con episodios volcánicos, de tipo explosivo, intensos que se produjeron durante el Mioceno, el Plioceno y el Pleistoceno, en la Cordillera Occidental y en el Arco volcánico actual.

Volcanes: (C) Mv, (C) PIQv (1,2), (C) Qv (1,2), (T) Msv, (T) Plpi(a,b), (T) Plv, (T) Plpv, (T) Ptv, (T) PiPv, (T) Qv, (A)TQv

En el sector de la Cordillera de los Andes se distribuyen numerosos centros volcánicos que dieron lugar a estrato-volcanes andesíticos y dacíticos, domos y lava-domos dacíticos y en menor medida riolíticos. Se disponen en una cadena de dirección N-S, principalmente, y ésta es interceptada por otras cadenas volcánicas de disposición NO-SE. Estos materiales volcánicos se disponen discordantes sobre la Formación San Pedro y se intercalan con las ignimbritas. Se diferenciaron 3 conjuntos:

- Conjunto de Volcanes I: Edificios volcánicos fuertemente erosionados que corresponden al Mioceno Inferior-Mioceno Superior.

- Conjunto de Volcanes II: Edificios volcánicos moderadamente erosionados, afectados por erosión glacial, que corresponden al Plioceno-Pleistoceno Inferior.
- Conjunto de Volcanes III: Edificios volcánicos poco erosionados y desarrollados, en parte, después de la última glaciación, que corresponden al Pleistoceno-Holoceno.

En la Hoja de Antofagasta, la unidad (A) TQv se puede correlacionar con las unidades de ignimbritas y de volcanes. Esta unidad se data del Mioceno al Holoceno y está compuesta por rocas volcánicas, principalmente, que se correlacionan con la unidad Volcanes de las Hojas de Calama y Toconao, y en menor medida con ignimbritas soldadas, que se correlacionan con la unidad Ignimbrita de las Hojas de Calama y Toconao. Su disposición es la Cordillera Occidental y el Arco volcánico actual. En este caso las rocas volcánicas son de composición andesítica, basáltica, dacítica y riolítica.

Fm. El Tambo: (T) TQet

La Fm. Tambo es una secuencia sedimentaria de calizas y calizas arenosas que rellenan paleocanales. Se data del Plioceno-Pleistoceno. Su ambiente deposicional coincide con aguas subterráneas, ricas en carbonato cálcico, mezcladas, en forma esporádica, con aguas superficiales, que arrastraron materiales terrígenos.

En el área de estudio, esta formación aflora al SE del Salar de Atacama, en la Cordillera Occidental. Se dispone en discordancia erosiva sobre las ignimbritas del Mioceno, con un espesor máximo de 10 m.

Fm. Vilama: (C) Qvi, (T) MsQv

La Fm. Vilama es una secuencia sedimentaria formada por areniscas, limolitas y conglomerados, con intercalaciones de tobas y niveles calcáreos. Se data en el Pleistoceno y se dispone de manera discordante sobre las formaciones más antiguas. Estos depósitos se generaron en un ambiente lacustre de aguas poco profundas y tranquilas, próximas a un área con actividad volcánica.

Esta formación se distribuye en el extremo norte de la Cordillera de la Sal, en la vertiente oriental de la Cordillera de Domeyko y en el extremo W de la Cordillera Occidental.

4.3.3 Rocas Intrusivas

En este apartado se incluyen tanto las rocas plutónicas como subvolcánicas. Las unidades plutónicas se distribuyen, casi exclusivamente, en la Cordillera de Domeyko y en el Cordón de

Lila, mientras que las subvolcánicas sólo se reconocen en la Cordillera de los Andes. En la Cordillera de Domeyko, los plutones son, principalmente, de composición granodiorítica y granítica e intruyen a las formaciones mesozoicas; mientras que, en el Cordón de Lila, las rocas intrusivas son de composición granítica, granodiorítica y tonalítica, y subyacen a las formaciones paleozoicas y mesozoicas. Éstas a su vez son intruídas por plutones terciarios graníticos, granodioríticos, dioríticos y por pórfidos graníticos. Asociados a estos intrusivos, existen zonas de alteración hidrotermal. Para una mejor comprensión se diferencian las unidades según su datación.

Paleozoico: (C) Tgd, (T) Pzt, (T) Pzig, (A) Osg.

- Granitos del Paleozoico Inferior del Cordón del Lila (T) Pzig, (A) Osg: En el flanco oriental del Cordón de Lila, afloran dos cuerpos intrusivos graníticos separados entre sí por una falla de dirección NNO. El intrusivo al Norte de la falla es un granito de feldespato alcalino con alteración hidrotermal sericítica, mientras que el intrusivo al Sur de la falla es un granito de feldespato potásico con alteración hidrotermal tipo clorita. A estos intrusivos se les data entre el Ordovícico y el Silúrico.
- Tonalitas del Cordón de Lila (T) Pzt, (A) Osg: En el flanco occidental del Cordón de Lila aflora un extenso batolito tonalítico, formando un cuerpo alargado de dirección NNE, que presenta alteración hidrotermal de tipo clorita-actinolita-epidota. Se data del Carbonífero Superior -Pérmico Inferior.
- Intrusivo (A) Ktg: Intrusivo formado por granitos, granodioritas y tonalitas, que aflora en dos cuerpos al Sur del Cordón de Lila. Se data del Triásico Superior al Jurásico Inferior.
- Pórfido Granodiorítico de Camar: (T) Tgd: Pórfidos de composición granodiorítica con alteración hidrotermal de tipo sericítica. Afloran en pequeños cuerpos en la Cordillera Occidental, cerca de la Quebrada Camar y Soncor. Estos cuerpos intruyen a la Fm. Cas. Se datan del Pérmico-Triásico.

Cretácico

- Granitoides Cretácicos (T) Kgd, (T) Kg, (T) Kmc, (A) CTg: Intrusivos formado por granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas cuarcíferas, que forman el flanco suroccidental y el norte del Cordón de Lila, con una disposición NNE. También, afloran en pequeños cuerpos en la Cordillera Occidental. Según la Hoja de Toconao se data en el Cretácico, mientras que la Hoja de Antofagasta lo data en el Carbonífero Superior al Triásico Medio.

Cretácico-Terciario

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

- Granodiorita Santa Rosa (C) KTgds: Afloramiento de pequeño tamaño formado por granodiorita que se encuentra en la Cordillera de Domeyko, en la parte NO de la zona de estudio y que intruye a la Fm. Purilactis y la Fm. Tuina.
- Lamprófiro Purilactis (C) KTlp: Stock y filones centimétricos de hasta 20 m, con dirección NS y NNE que afloran en la Cordillera de Domeyko, en la parte Norte del área de estudio y cerca de la Quebrada Los Cóndores. Estas rocas intruyen a la Fm. Purilactis.
- Pórfidos Graníticos Cretácico-Terciarios de la Cordillera de Domeyko (T) Kg, (A) Osg: Son pórfidos de composición granítica, riodacítica, cuarcífera, riolítica y granítica alcalina. Afloran en la Cordillera de Domeyko y en el flanco oriental del Cordón de Lila. Estas rocas intruyen a la Fm. Peine, al Grupo Caracoles y a la Fm. Puralactis.

Mio-Pliocenos (T) MPlab, (T) Mpld, (T) MPlap

Dentro del área de estudio, durante el Mioceno-Plioceno, más concretamente en la parte central de la Cordillera de los Andes, se desarrollaron unos cuerpos subvolcánicos de textura porfídica y composiciones desde riolíticas a andesíticas. Estos cuerpos intruyen a la unidad Volcanes I. Se distinguen según su composición en: Pórfidos dacíticos (MPld), Pórfidos andesíticos de piroxeno y/u hornblenda (MPlap) y Pórfidos andesíticos de biotita y hornblenda (MPlab).

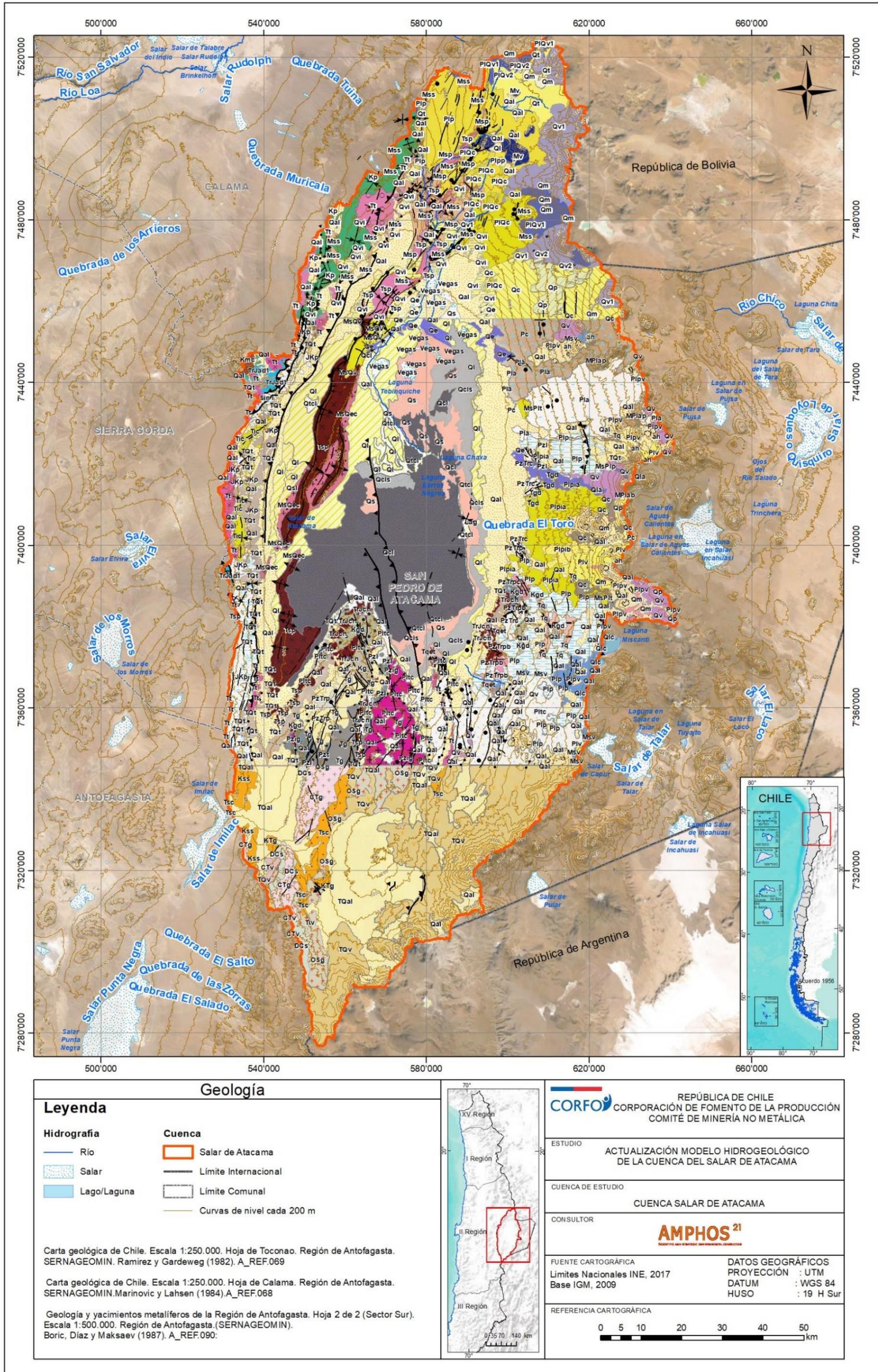


Figura 4-3: Geología Cuenca del Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia a partir de referencias.

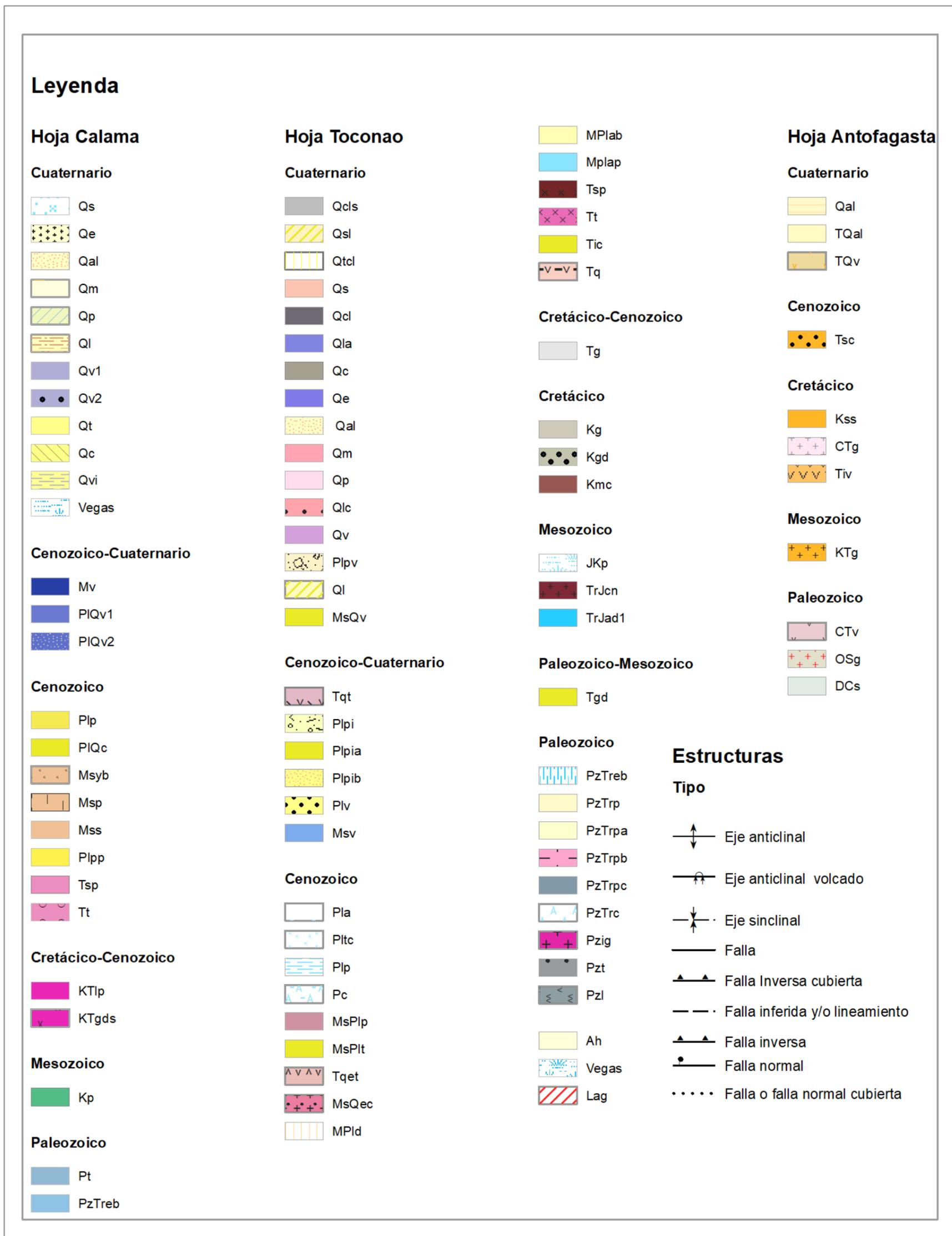


Figura 4-4: Leyenda del mapa geológico de Cuenca Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia a partir de referencias.

4.4 Geología Estructural

Los elementos estructurales que se observan en la cuenca Salar de Atacama se distribuyen, de oeste a este y, por tanto, de más antiguo a más moderno: la Cordillera de Domeyko (límite oeste de la cuenca), el Llano de la Paciencia (cuenca endorreica), el Salar de Atacama (cuenca endorreica), la Cordillera Occidental (dominada por los conos de estrato-volcanes y las planicies de las ignimbritas) y el Arco volcánico actual. En la Figura 4-5 se ilustran las principales estructuras de la cuenca.

A continuación, se presentan los siete dominios estructurales:

Cordillera de Domeyko: limitada por fallas inversas de magnitud regional y manteo al oeste en su flanco oriental. Bordeando el núcleo plutónico de la Cordillera de Domeyko se encuentran, al oeste, rocas marinas Jurásicas y al este, una franja continua de rocas de la Fm. Purilactis, deformadas en pliegues complejos, que guardan relación con el fallamiento inverso. Presenta un paisaje de tipo “*band lands*”, con quebradas de rumbo aproximado EO, que cortan las estructuras principales, de rumbo aproximado NS.

Las fallas más importantes que se pudieron reconocer en este dominio son:

- Falla Barros Arana: falla inversa de 22 Km de largo, rumbo NS a NE y manteo subvertical que pone en contacto la Fm. Purilactis sobre la Fm. Tambores. Presenta un escarpe que puede llegar a alcanzar 300 m.
- Falla Tonel: falla inversa de 30 Km de longitud, rumbo NS a NE y manteo 60° a 70° E. Hacia el sur se prolonga con la falla Sierra de la Escalera.
- Falla de Quebrada los Cóndores: falla inversa de 15 Km, rumbo NS y manteo entre 60° y 70°E. Afecta a la Fm. Purilactis.
- Falla Punta Blanca: falla inversa, con rumbo NE a NNE y manteo al NO. Pone en contacto la Fm. San Pedro con Grupo San Bartolo.
- Sistema de Falla Llano de la Paciencia: sistema de fallas de dirección aproximada NNE que limita la Cordillera de Domeyko en su margen oriental y que durante el límite Eoceno-Oligoceno provoca el alzamiento de la Cordillera de Domeyko. Dentro de este sistema, se reconoció la Falla Llano de la Paciencia que se trata de una falla inversa con 8 Km de longitud, con rumbo NNE y manteo 15° O. Pone en contacto la Fm. Tambores con el Grupo Purilactis.

- Falla El Bordo: falla inversa, de rumbo NE y buzamiento 30° O y corrida sinuosa de 11 Km. Pone en contacto la Fm. Agua Dulce (bloque occidental) con la Fm. Purilactis (bloque oriental) originando pliegues de arrastre en el bloque oriental.
- Falla del Cerro Negro: falla inversa, con un suave manteo al Oeste y una longitud de 9 Km. Pone en contacto la Fm. Agua Dulce (bloque occidental) con la Fm. Purilactis (bloque oriental) originando pliegues de arrastre en el bloque oriental.
- Falla Sierra de la Escalera: falla inversa, con dirección variable entre N10°E (parte norte) y NE (hacia el sur), con manteo entre 40° y 50° al E. Esta falla afecta a la Fm. Purilactis, haciendo que el bloque oriental ascienda sobre el occidental.
- Falla del Cerro Cerrillos: falla inversa de alto ángulo, con longitud superior a 42 Km, con un salto próximo a los 300 m y cuyo bloque occidental sube sobre el oriental. Esta falla pone en contacto la Fm. Purilactis sobre la Fm. Tambores.

A lo largo de la Cordillera de Domeyko se observan numerosos anticlinales y sinclinales:

- Sinclinal de los Cerros Purilactis: 40 Km de longitud y 13 Km de ancho, con plano axial inclinado al Oeste y de rumbo variable NE a NS. Afecta a la Fm. Purilactis.
- Sinclinal de Cerro Totola: 6 Km de longitud, cuyo plano axial, está moderadamente inclinado hacia el Este, su flanco O manteea 30° E y el E manteea 80° O.
- Anticlinal de Cerro Oscuro: 4 Km de longitud, cuyo plano axial tiene una dirección NE y cuyos flancos manteean entre 70° y 60°.
- Sinclinal de Cerro Pichungo: 15 Km de longitud, eje NS, cuyo flanco E manteea 30° O y en el flanco O manteea 70° E.
- Al Sur del Cerro Pichungo existe un sector con numerosos pliegues tipo Chevron, cuyos ejes son NS.

Cordillera de la Sal: este sector se caracteriza por complejos sistemas de anticlinales y sinclinales, dispuestos en echelon, de rumbo NS, que afectan a la Fm. San Pedro. Los anticlinales, generalmente, corresponden a zonas elevadas y los sinclinales a depresiones. En la parte norte de la Cordillera de la Sal se pueden diferenciar fallas normales de dirección NE y, en menor medida, fallas normales de dirección NO.

- Anticlinal Cuesta del Carmen: anticlinal de 5 Km de longitud, con un plano axial inclinado al E y un rumbo NE-SO. Afecta a la Fm. San Pedro.

- Anticlinal del Cerro Catedral: 15 Km de longitud y 4,5 Km de ancho, con plano axial inclinado al O y rumbo NE. El flanco oriental buza 40° al W. Al NE del Anticlinal del Cerro Catedral se sitúa un anticlinal simétrico, con el eje NS, de 20 Km de longitud y ancho de 5 Km.
- En el borde occidental de la Cordillera de la Sal y hacia el Sur de la misma, se desarrollan 4 anticlinales idénticos, tipo echelon, con planos axiales inclinados al O y rumbos NS a NNE.

Cordón de Lila: es una de las grandes morfoestructuras formado por rocas paleozoicas y triásicas, que delimita por el Sur y Suroeste al Salar de Atacama, que probablemente esté delimitado tanto al Este como al Oeste por fallas.

- Sistema de falla inversa NS, con manteo de 45° O, que separa los granitoides del paleozoico, la Fm. Lila, la Fm. Peine y Fm. Cerros Negros (bloque occidental) de los granitoides del Paleozoico Inferior y de la Fm. Lila y Fm. San Pedro (bloque oriental). El bloque occidental cabalga sobre el bloque oriental. La edad de esta falla correspondería al Mioceno.
- Sistema de fallas normales, con rumbo NNE, con longitudes máximas de 12 Km y que afectan a la falla inversa, mencionada en el párrafo anterior. La edad de este sistema de fallas corresponde al Plioceno.

Graben de Tilocalar: sistema de fallas normales, subverticales y de rumbo NS y unos 20 Km de extensión, que limitan un graben de dirección NS, que se ve limitado al Este por fallas normales con fuertes manteos al oeste y salto vertical próximo a los 200 m; y al oeste por fallas normales, con fuerte manteo al este y saltos variables entre 30 y 100 m. Estas fallas afectan a la Fm. Tambores y a las Ignimbritas, así que se datan posteriores al Plioceno.

Cordillera Occidental: se diferenciaron las siguientes fallas:

- Falla Machuca y Falla Barrial: conjunto de fallas normales de rumbo NNE y manteo vertical, que forman el Graben de Pampa Barrial. Entre los bloques hay una diferencia de altura de 300 m.
- Falla de Aguada Pinosa: falla inversa de 6 Km, de rumbo NE y manteo al SE, que pone en contacto al Fm. Cas (bloque elevado) con la Fm. Peine.
- Falla del Cerro Carcaqui: falla inversa de 6 km, de rumbo N50°O y manteo 54° E, que pone en contacto granodiorita y Estratos Queque.

- Falla de Talabre: falla inversa, con rumbo NS, con un salto vertical entre 10-15 m. Esta falla afecta a ignimbritas del Plioceno.
- Falla de la Quebrada Nacimiento: lineamiento regional, que dio origen a la laguna Miscanti y Miñiques. Se trata de una falla inversa, de rumbo NS, de 15 Km y un salto estimado de 150 m. Aparece cubierta por coladas del Plio-Pleistoceno.

En el sector de Peine-Socaire se observan lineamientos ONO y al este-noreste de Toconao, existen lineamientos de rumbo NE.

Arco volcánico actual: el lineamiento relacionado con la falla de la Quebrada Nacimiento. Este lineamiento tiene un rumbo N80°E y una extensión mayor a 120 Km. Con relación a esta estructura se sitúan numerosos centros volcánicos. También, se reconocieron lineamientos de rumbo NE, de menor entidad. Ambos grupos de lineamientos son cortados por otras estructuras de rumbo N70°O.

La mayor concentración de estos lineamientos se produce desde el Mioceno Superior y coincide con un intenso volcanismo que produjo las unidades de ignimbritas y de conjuntos volcánicos.

Tanto en la Cordillera Occidental como en el Arco volcánico actual, se observan pliegues, anticlinales y sinclinales, con rumbos NS, principalmente amplios, que afectan tanto a formaciones del Cretácico, a la Fm. San Pedro y a las unidades de ignimbritas del Mioceno Superior.

Salar de Atacama: se trata de una planicie cubierta por capas salinas que dificultan el reconocimiento de estructuras. Se diferencian los siguientes sistemas:

- Sistema de falla Salto Caballo: falla inversa con alto ángulo de vergencia, se observa en el Cordón de Lila y continúa por el Salar de Atacama.
- Sistema falla Salar SFS: falla inversa que atraviesa el Salar de Atacama por su centro. No aflora en superficie, solo al sur en el Cordón Lila.
- Sistema de falla Tilopozo: falla inversa de dirección NNE-SSO con buzamiento hacia el N.

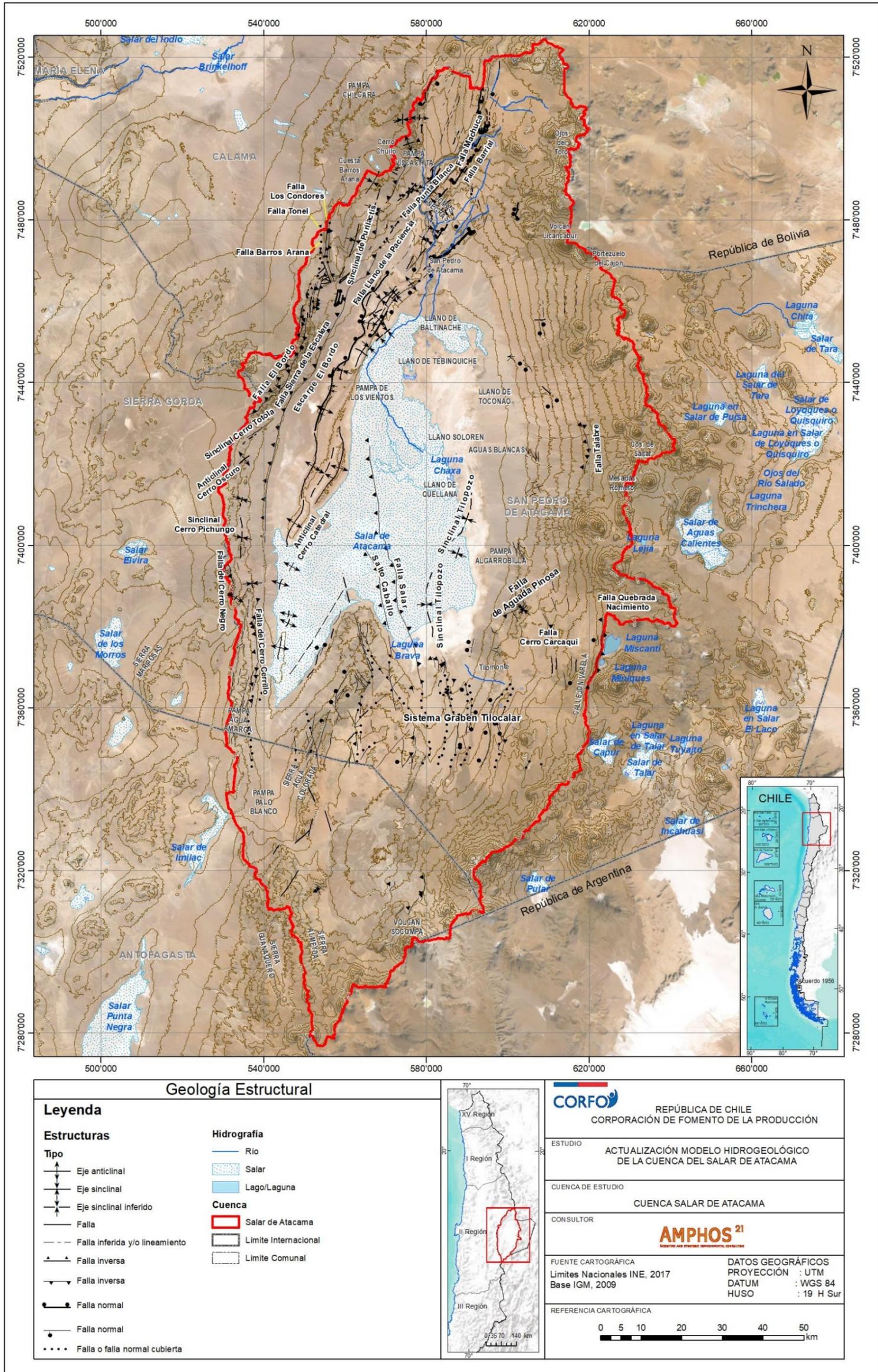


Figura 4-5: Geología estructural.

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

5. Caracterización Hidrogeológica

En el presente capítulo se detallan las características hidrogeológicas de la cuenca del Salar de Atacama, a partir de distintos antecedentes recopilados. Esta información se integró en un mapa hidrogeológico de superficie y en un modelo 3D (Leapfrog) donde se generaron 4 capas, que agrupan las unidades hidrogeológicas definidas, y que corresponden a las capas del modelo numérico objeto de este estudio.

En este trabajo se hace referencia al Sistema Acuífero de la Cuenca del Salar de Atacama, el cual representa todo el sistema de agua subterránea o salmuera presente en la cuenca.

5.1 Parámetros hidráulicos

Para determinar las propiedades hidráulicas de las unidades hidrogeológicas se revisaron los ensayos de Bombeo, Slug Test, y Lefranc y Packer disponibles en los distintos antecedentes.

5.1.1 Información disponible

En la Figura 5-1 se ilustra la distribución de los parámetros hidráulicos disponibles en el Salar de Atacama, mientras que, en el Anexo II Apéndice E está disponible la recopilación de los datos a partir de los antecedentes. Las principales fuentes de información se presentan a continuación:

- SGA (2015). Adenda 5. Anexo II. Estudio Hidrogeológico y modelo numérico sector sur del Salar de Atacama. EIA Proyecto modificaciones y mejoramiento del sistema de pozas de evaporación solar en el Salar de Atacama. Rockwood Lithium.
- Golder Associates (2017). Anexo IV.1 Modelo Hidrogeológico. Modelo Hidrogeológico conceptual y Numérico para el Acuífero de Monturaqui-Negrillar-Tilopozo. EIA Proyecto Monturaqui. Minera Escondida.
- EDRA (1999). Evaluación hidrogeológica acuífero sector Norte Salar de Atacama, Informe final. Compañía RioChilex.
- Gestionare (2018). Plan de Alerta Temprana para el seguimiento de la extracción de agua subterránea en el norte del Salar de Atacama. Exploraciones San Pedro S.A. (EPSA).
- SQM (2018). Cuarta actualización modelo SQM.
- Expedientes de derechos de agua publicados en www.dga.cl.

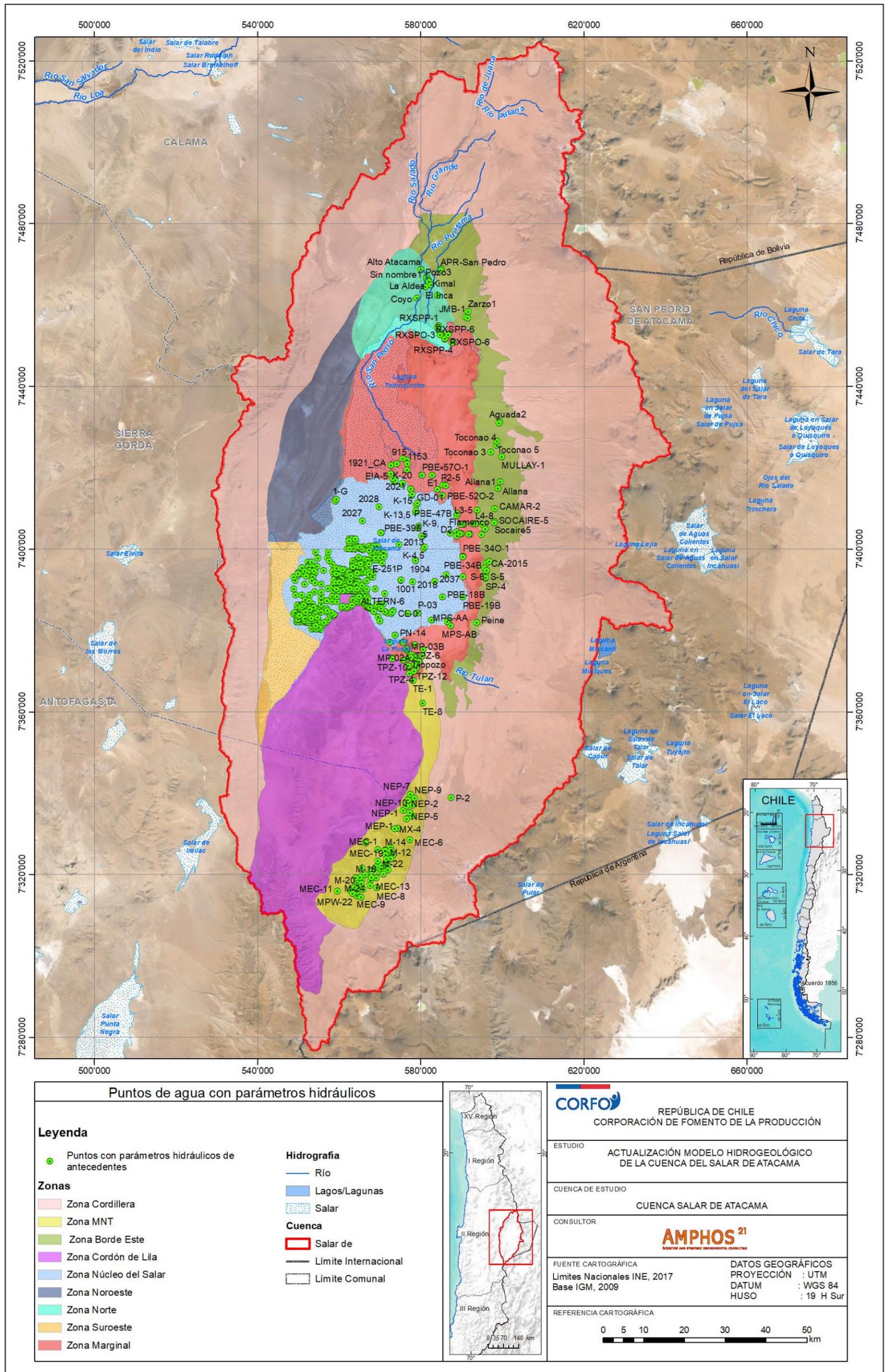


Figura 5-1: Puntos de agua con información de parámetros hidráulicos.

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

5.1.2 Caudales específicos

El caudal específico (q) de un pozo, se obtiene mediante un ensayo de bombeo a partir del caudal bombeado (Q), junto con el descenso (s) producido producto del bombeo ($q = Q/s$). Suele ser un indicador de la productividad del acuífero, teniendo en cuenta que dicho valor depende en parte, de la eficiencia del pozo. En la Tabla 5-1 se presentan los datos de caudal específico de las pruebas de bombeo. Esta información se encuentra en el Anexo IV – Apéndice B.1.

Tabla 5-1: Distribución espacial del caudal específico.

Zonas Salar de Atacama	Pozo	X_WGS84	Y_WGS84	q (l/s/m)	Profundidad pozo (m)
Borde Este	CA-2015	596.136	7.396.452	5,1	110
	JMB-1	591.024	7.457.014	14,1	201
	Toconao 3	597.155	7.423.791	14,0	144
	Toconao 4	598.607	7.425.392	11,3	130
	Toconao 5	598.762	7.426.444	12,0	114
	Mullay1	599.895	7.422.671	6,9	157
	Peine	593.752	7.381.845	24,6	40
	S-6	595.719	7.395.209	8,1	52
	Promedio de q				12,0
Norte	Ricardo Vilca	581.393	7.466.424	1,2	51
	Vilama	585.100	7.468.870	1,3	150
	Coyo	579.053	7.461.677	1,4	42
	Alto Atacama	580.093	7.468.673	0,5	68
	Pozo2	579.995	7.468.736	0,0	80
	Pozo3	580.017	7.468.759	0,1	65
	El Inca	581.147	7.464.402	1,2	77
	Kimal	581.741	7.465.945	0,6	69
	La Aldea	582.273	7.464.906	1,6	60
	Rayos	584.201	7.462.371	4,8	45
	Sin nombre1	581.465	7.466.876	0,5	53
	T&T-001	581.674	7.465.943	2,0	40
	Tenantai	581.994	7.465.914	0,3	75
	Tocopilla	582.027	7.465.715	0,5	78
	RXSP-4	587.909	7.450.957	0,96	185
Promedio q				1,1	

Zona	Pozo	X_WGS84	Y_WGS84	q (l/s/m)	Profundidad pozo (m)
Núcleo	CL-6	572.417	7.376.989	6,8	
	CL-21	567.589	7.385.565	1,0	
	PN-05	576.891	7.384.048	1169,2	30
	PN-08	582.638	7.382.424	3,2	30
	PN-14	573.767	7.378.720	321,1	50
	Promedio q				300,2
Marginal	PN-16	575.656	7.377.001	20,0	30
	Tilopozo	577.715	7.369.511	59,0	0
	Zanja Tucúcaro	573.065	7.372.977	13,4	
	Promedio q				30,8
Monturaqui- Negrillar- Tilopozo	M-16	567.915	7.319.222	0,9	218
	M-17	567.654	7.318.391	1,1	189
	M-21	569.012	7.321.680	0,6	210
	MPW-04	571.418	7.324.707	1,4	300
	MPW-08	571.682	7.322.770	1,3	300
	MPW-10	570.938	7.322.022	0,7	300
	MPW-11	571.921	7.322.055	0,9	300
	MPW-13	571.987	7.320.960	0,6	300
	MPW-14	571.096	7.320.554	0,5	300
	MPW-15	570.785	7.319.912	0,5	302
	MPW-19	563.802	7.316.711	2,7	300
	MPW-20	564.919	7.316.747	3,1	300
	MPW-21	571.697	7.323.730	1,0	245
	MPW-23A	564.393	7.315.653	3,6	310
	MPW-24	566.417	7.319.800	1,9	300
	MPW-25	564.155	7.319.038	3,7	310
	MX-1	565.422	7.314.285	0,6	292
	MX-3	563.279	7.315.250	0,6	258
	MX-6	565.79	7.316.215	4,9	216
	MX-7	570.368	7.322.031	0,9	231
	M-14	571.300	7.325.836	0,8	219
	MPW-01	572.602	7.326.612	1,4	300
	MPW-05	573.229	7.324.756	1,0	300
MX-4	573,632	7.331.072	0,9	201	
Promedio q				1,5	

Fuente: Elaboración Propia

A partir del análisis de los registros que se presentan en la Tabla 5-1 se determina que la zona de mayor productividad se encuentra en el Núcleo del Salar, con caudales específicos promedio de 300 l/s/m y en el sector sur de la zona Marginal (30 l/s/m) (Figura 5-2).

En la zona Borde Este se presentan caudales específicos de 12 l/s/m en promedio, mientras que en la zona Norte se reduce a 1 l/s/m. La zona de MNT presenta valores de 1,5 l/s/m.

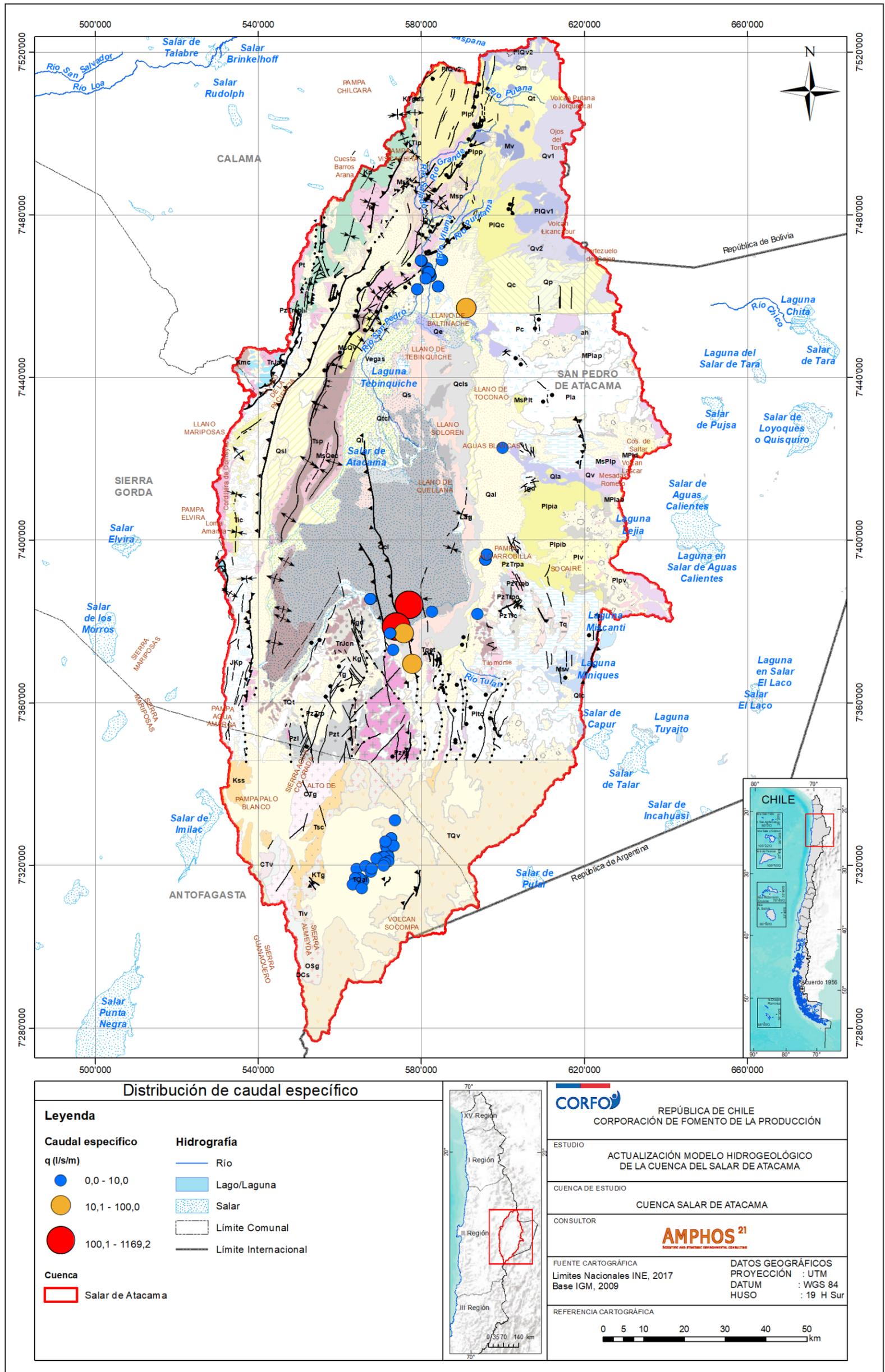


Figura 5-2: Distribución espacial del caudal específico En el fondo se presenta el mapa geológico, la leyenda se encuentra disponible en la Figura 4-4.

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

5.1.3 Conductividad hidráulica y Transmisividad

La transmisividad (T) hace referencia a la capacidad del acuífero para transmitir agua a través de su espesor saturado (b) que está directamente relacionado con la conductividad hidráulica o permeabilidad (K), siendo $b = T/K$. La K indica la capacidad de un fluido, en función de su viscosidad y peso específico, para desplazarse a través de los espacios interconectados de los materiales (poros). De esta forma, la K depende tanto de las características del fluido como de las propiedades del medio que atraviesa. A continuación, se describen los parámetros hidráulicos según zonas dentro de la cuenca, información que además se encuentra en el Anexo II – Apéndice E. Cabe mencionar, que los resultados de estas pruebas de bombeo son representativos, mayoritariamente, de profundidades menores a 50 m (Figura 5-3 y Figura 5-4).

En las Tabla 5-2 y Tabla 5-3 se presentan los valores de transmisividad y permeabilidad para las distintas zonas de la cuenca Salar de Atacama, respectivamente. Un total de 81 valores de transmisividad y 884 valores de permeabilidad están disponibles en el Anexo II – Apéndice E. Cabe mencionar, que los valores presentados son referenciales agrupando a todos los pozos acorde a su localización independiente de las unidades que se encuentren habilitados, lo que sumado a la variabilidad propia del medio puede generar amplios rangos. Por tal motivo, se presenta también la mediana de las estimaciones para identificar el valor en el cual se centran los parámetros hidráulicos.

Tabla 5-2: Transmisividades por zonas de la cuenca Salar de Atacama.

Zona Salar de Atacama	N° de registros	T (m ² /d)		
		Min.	Máx.	Mediana
Borde Este	15	160	7.300	1.265
Cordillera	1	382	382	382
Marginal	5	1.033	10.000	1.855
MNT	51	30	14.700	353
Norte	4	1.054	2.600	2.008
Núcleo Salar	5	375	112.000	4.170
TOTAL	81	30	112.000	452

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 5-3: Permeabilidades por zonas de la cuenca Salar de Atacama.

Zona Salar de Atacama	N° de registros	K (m/d)		
		Min.	Max.	Mediana
Borde Este	26	0,005	200	19,55
Cordillera	13	0,06	10	0,66
Cordón de Lila	5	0,35	38,60	7,08
Marginal	112	0,00009	3.000	3,00
MNT	51	0,180	100	1,70
Norte	8	6,84	20	14,97
Núcleo Salar	669	0,0006	169.000	4,00
TOTAL	884	0,00009	169.000	3,5

Fuente: Elaboración propia.

En la zona MNT, el Sistema Acuífero Salar de Atacama presenta una permeabilidad media de 6,6 m/d con valores que varían entre 0,2 y 100 m/d. Por su parte, la transmisividad varía entre 30 y 14.700 m²/d con un promedio de 964 m²/d. Lo anterior, es consistente con la variedad litológica existente en la zona de MNT compuesta principalmente por depósitos aluviales y coluviales; rocas sedimentarias y/o depósitos semiconsolidados de tamaño grueso y fino; e ignimbritas.

La permeabilidad en la zona Norte de la cuenca Salar de Atacama varía en un rango bien restringido con valores entre 7 y 20 m/d, al igual que la transmisividad cuyos datos varían entre 1.054 y 2.006 m²/d. Lo anterior, podría indicar que existe algún grado de homogeneidad hidráulica en las UHs que la conforman, sin embargo, cabe considerar que se disponen de pocos registros distribuidos mayormente en el mismo punto de control, de modo que, este rango acotado puede ser debido a este último efecto.

Los valores de permeabilidad en la zona Borde Este varían entre 0,005 y 200 m/d con un promedio de 34 m/d. En cambio, la transmisividad presenta valores desde 160 hasta 7.300 m²/d con un promedio de 2.301 m²/d. Estas variaciones son parecidas a la zona MNT, lo que puede ser explicado debido a la similitud litológica entre ambas zonas, es decir, conformado principalmente por unidades aluviales.

La zona Núcleo del Salar posee una amplia variabilidad en la permeabilidad con valores que varían entre 0,0006 y 169.000 m/d con un promedio de 514 m/d. Por su parte, la transmisividad varía entre 375 y 112.000 m²/d con un promedio de 29.964 m²/d. Esta amplia variabilidad se debe principalmente al grado de compactación, fracturamiento y de porosidad (por disolución) de los depósitos principalmente evaporíticos del Salar.

En la zona Marginal, la permeabilidad varía entre 0,00009 y 3.000 m/d con un promedio de 97 m/d y, una transmisividad entre 1.033 y 10.000 m²/d con un promedio de 3.198 m²/d. Esta amplia variabilidad en los parámetros hidráulicos puede ser explicada debido a la diversidad de los depósitos a lo largo de toda zona, que varían tanto en granulometría como en su porosidad (primaria y secundaria). Esto último, incluso puede generar grandes variaciones de permeabilidad a pocos metros de distancia, en especial, en sistemas kársticos y fracturados identificados en el sector sureste de esta zona del Salar de Atacama.

La distribución espacial de la conductividad hidráulica a profundidades menores a 50 m respecto a la superficie se ilustra en la Figura 5-3. A grandes rasgos, se observa que la zona MNT tiene una permeabilidad homogénea e inferior a 10 m/d en la parte centro y sur del acuífero (Figura 1-2); mientras que hacia el norte del sector de MNT aumenta levemente y está comprendida entre 20 y 30 m/d. En la zona Marginal, las permeabilidades se incrementan hasta 100 m/d en el pozo TPW-1. En cuanto a la zona Núcleo del Salar, existen dos zonas distintas cuyo límite coincide con el SFS. Jordan *et al.* (2002) indica que el SFS facilita el flujo del agua a lo largo del bloque oriental de la falla. De esta forma, el bloque este del SFS (bloque hundido) tiene una permeabilidad superior a 1.000 m/d y de hasta 10⁴ y 10⁵ m/d, mientras que en el bloque oeste (bloque elevado) los valores están comprendidos principalmente entre 0,04 y 100 m/d, con datos de K puntuales de más de 100 m/d y hasta 800 m/d. Jordan *et al.* (2002), indican que los valores de porosidad son parecidos en ambos bloques (6% hasta 18%) en los 10 primeros metros.

En la Figura 5-4 se presentan los valores de permeabilidad obtenidos a más de 50 m de profundidad con respecto a la superficie. En términos generales, dentro del Núcleo se obtiene un rango de conductividad hidráulica entre 0,01 y 10 m/d, mientras que en la zona Borde Este y alrededor de SFS al sur del Núcleo del Salar, se muestran los valores más altos comprendidos entre 10 y 200 m/d.

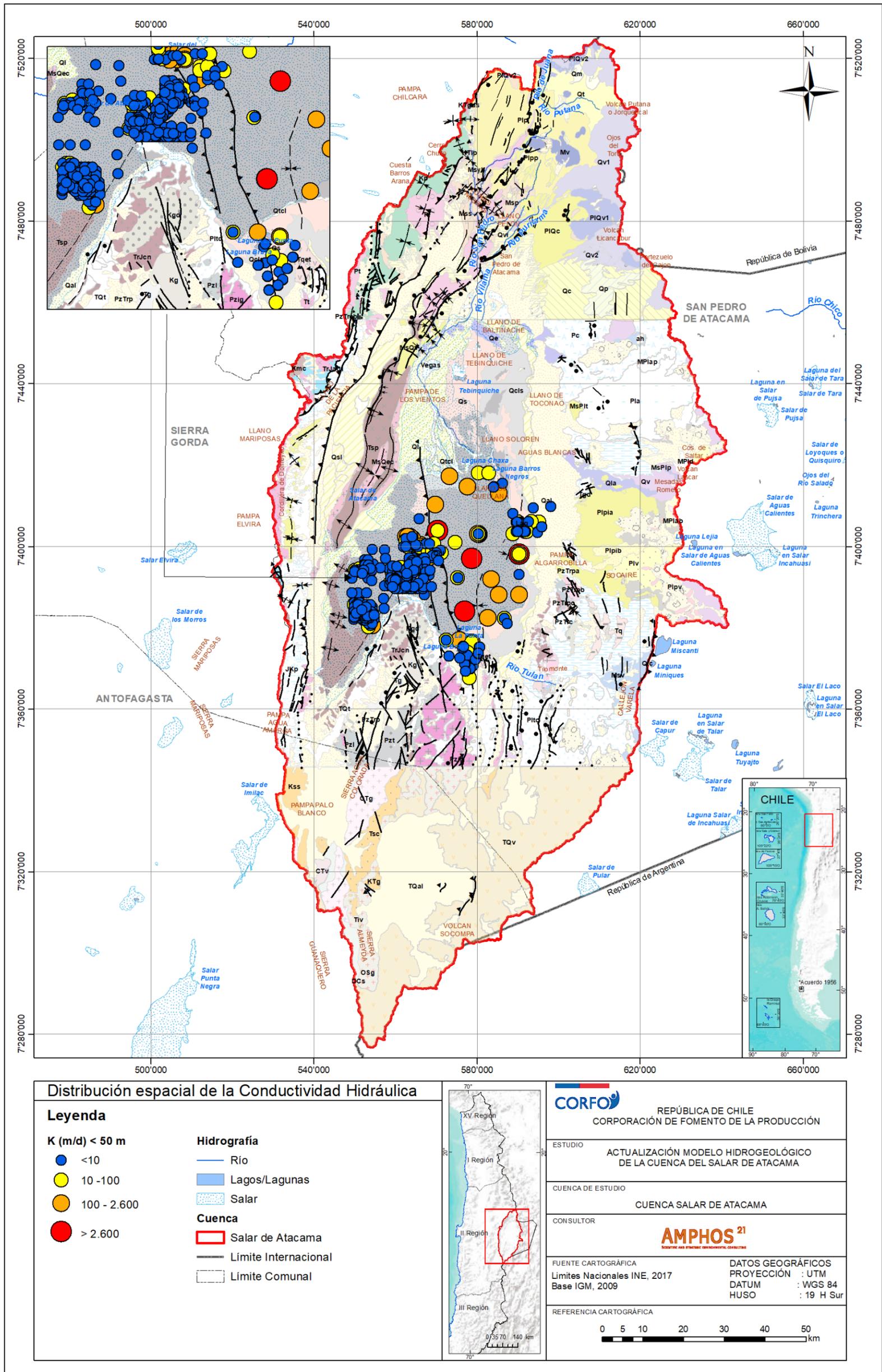


Figura 5-3: Distribución espacial de la conductividad hidráulica a menos de 50m de profundidad. En el fondo se presenta el mapa geológico, la leyenda se encuentra disponible en la Figura 4-4.

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

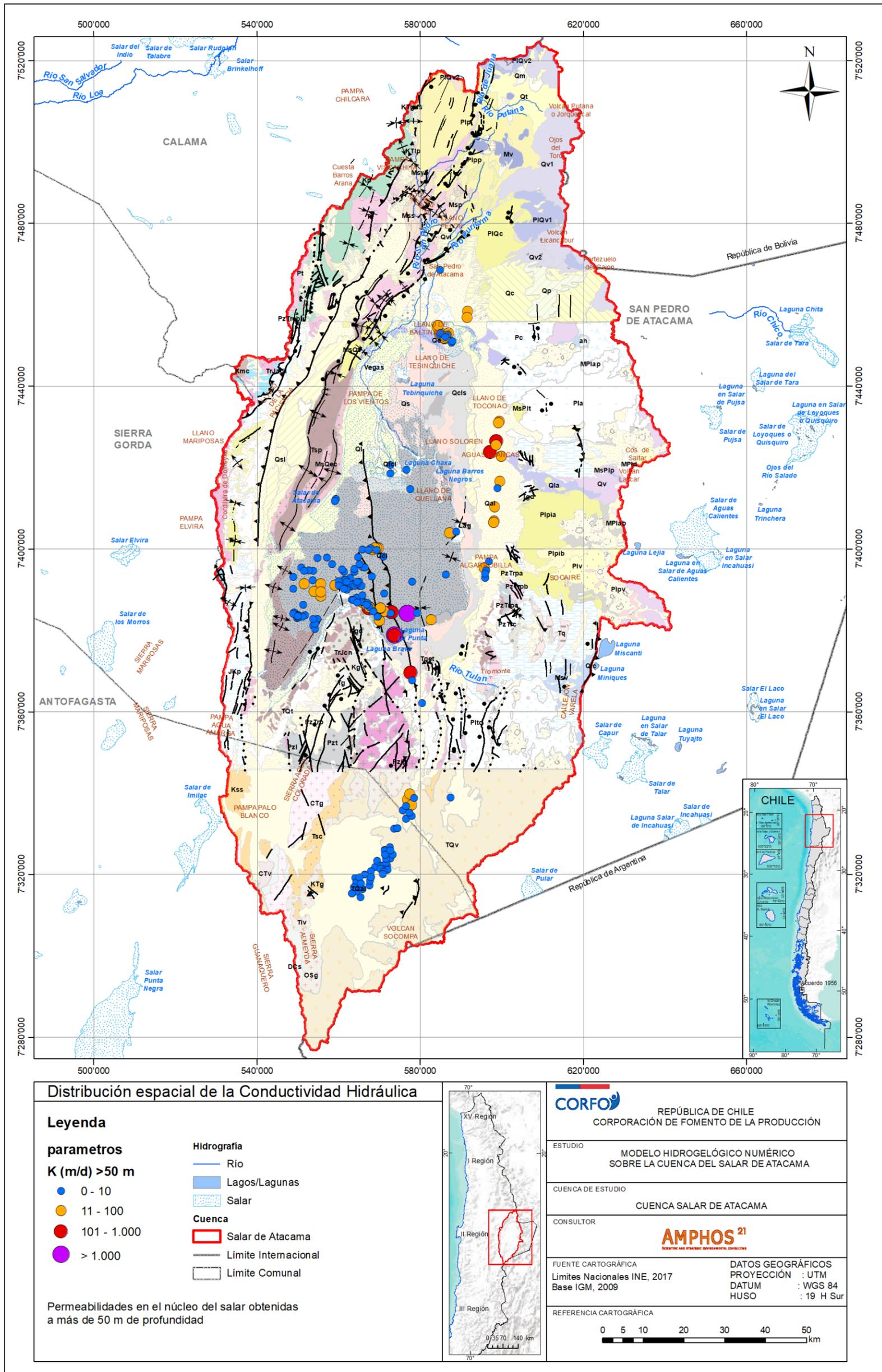


Figura 5-4: Distribución espacial de la conductividad hidráulica a más de 50 metros de profundidad. En el fondo se presenta el mapa geológico, la leyenda se encuentra disponible en la Figura 4-4.

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

5.1.4 Coeficiente de almacenamiento

El coeficiente de almacenamiento (S) se refiere a la capacidad de un acuífero para almacenar o liberar agua. Representa el volumen de agua por unidad de superficie que un elemento permeable absorbe o libera cuando hay un cambio unitario en la carga hidráulica. Los valores típicos de acuíferos libres oscilan entre 0,02 y 0,30 (orden de magnitud 10^{-2} y 10^{-1}), mientras que, para acuíferos confinados normalmente son inferiores a 0,005 (10^{-3}) (FCIHS, 2009).

El coeficiente de almacenamiento en la zona Núcleo del Salar está comprendido, mayoritariamente, entre 10^{-1} y 10^{-3} ; mientras que en la zona MNT presenta valores del orden de 10^{-1} . Por otra parte, en el Borde Este los valores de S están entre 10^{-2} y 10^{-4} (Figura 5-5). Estos valores sugieren algún grado de confinamiento, posiblemente semiconfinamiento, en la zona Núcleo del Salar y un mayor grado de confinamiento en ciertos sectores de la zona Borde Este.

En la zona Norte, en base a antecedentes geológicos, geofísicos y pruebas de bombeo, se determinó un valor de S del orden de 0,005. En la Figura 5-5 se observa la distribución del coeficiente de almacenamiento y sus valores asociados. Además, en el Anexo II – Apéndice A.2 están disponible para consultar la totalidad de los datos de coeficientes de almacenamiento.

Por otra parte, la variabilidad observada en los valores de conductividad hidráulica y de coeficiente de almacenamiento (tendencias de acuífero libre y confinado en puntos cercanos), tanto en el bloque este como en el bloque oeste del SFS, denota una alta heterogeneidad en el Núcleo del Salar. En la Tabla 5-4 se presentan las estimaciones del coeficiente de almacenamiento para cada una de las zonas de la cuenca Salar de Atacama.

Tabla 5-4: Coeficientes de almacenamientos por zonas de la cuenca Salar de Atacama.

Zona Salar de Atacama	N° de registros	K (m/d)		
		Min.	Max.	Mediana
Borde Este	11	0,0005	0,1	0,03
Cordillera	1	0,000003	0,000003	0,000003
Cordón de Lila	3	0,0004	0,004	0,003
Marginal	27	0,000006	0,49	0,15
MNT	101	0,04	0,38	0,16
Norte	5	0,00002	0,24	0,005
Núcleo Salar	191	0,0004	0,86	0,06
TOTAL	339	0,000003	0,86	0,09

Fuente: Elaboración propia.

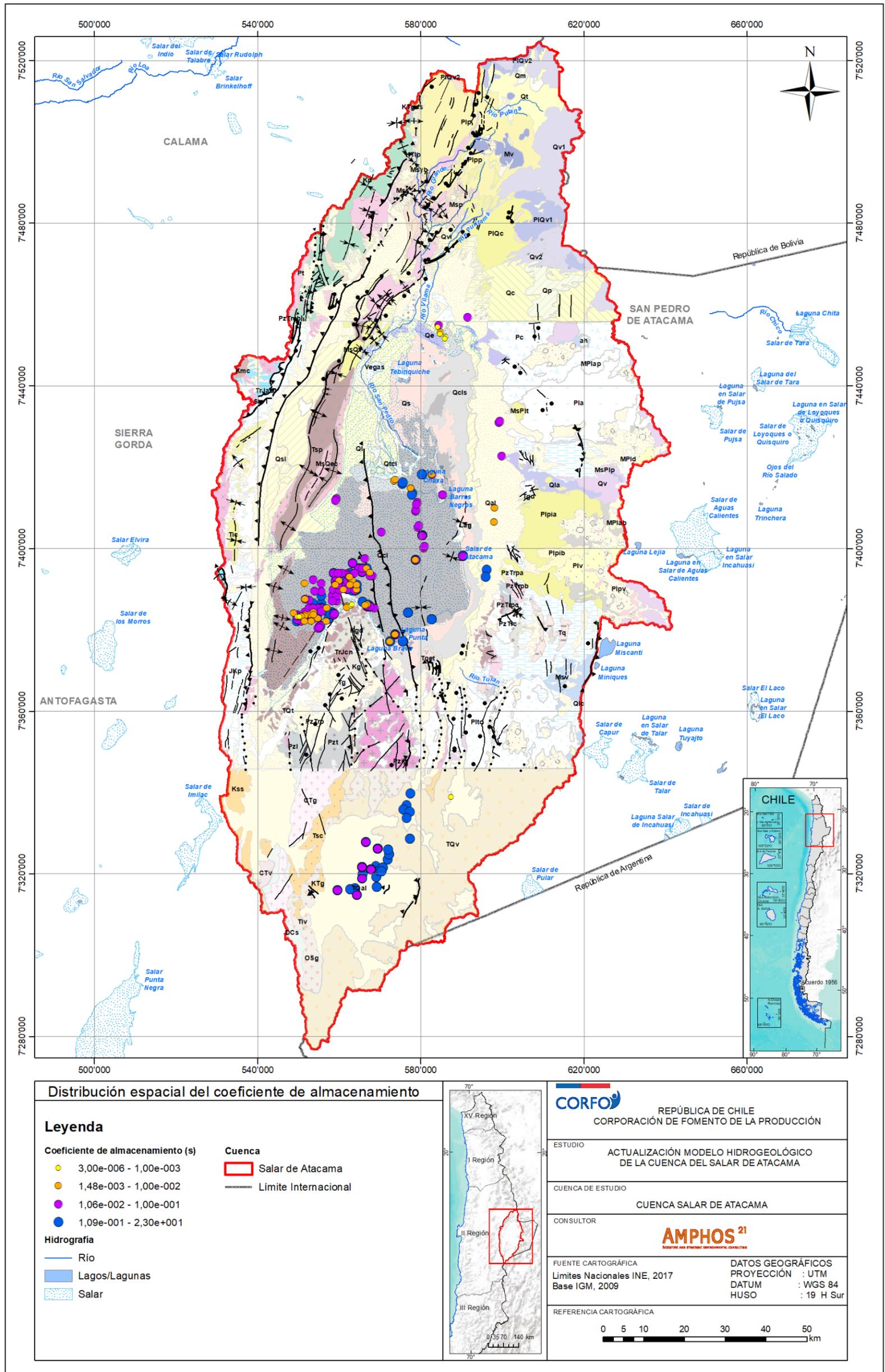


Figura 5-5: Distribución espacial del coeficiente de almacenamiento. En el fondo se presenta el mapa geológico, la leyenda se encuentra disponible en la Figura 4-4.

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

5.2 Unidades Hidrogeológicas

La definición de las Unidades Hidrogeológicas (UHs) se efectuó en función de las características litológicas, espesores y extensión de las unidades geológicas determinadas a partir de la información de sondajes, perfiles geofísicos y geológicos (ver Anexo III Apéndice A y Anexo IV Apéndice A). Junto con lo anterior, la caracterización de los parámetros hidráulicos por zonas de la Cuenca Salar de Atacama, permitió además realizar una definición que obedece más bien al comportamiento hidráulico de las unidades geológicas y no a criterios estratigráficos.

En cuanto a la heterogeneidad de los depósitos que conforman el Salar de Atacama, identificados anteriormente en el apartado de parámetros hidráulicos, es necesario precisar que las mayores o menores porosidades, mayores o menores grados de cementación y/o consolidación, transiciones laterales de facies, entre otros, pueden generar de forma local características propias similares a otra UHs.

De esta manera, considerando lo anteriormente expuesto se elaboró un mapa hidrogeológico de la cuenca Salar de Atacama que se ilustra en la Figura 5-6, así como una tabla resumen con las principales características de las diferentes UHs, unidades geológicas, rangos de parámetros hidráulicos, entre otros (Tabla 5-5).

A continuación, se describen con detalle las UHs identificadas en la cuenca Salar de Atacama.

5.2.1 Unidad Hidrogeológica 1 (UH 1)

La UH 1 está constituida, mayoritariamente, por gravas y arenas, con intercalaciones de arcillas y limos, de origen aluvial presentes en las zonas Norte, Borde Este, Marginal y MNT. Las unidades geológicas que conforman esta UH son:

- Qal → Depósitos aluviales (gravas y arenas con intercalaciones de arenas, limos y arcillas).
- Qc → Depósitos aluviales y coluviales (gravas y arenas).

En la zona Norte del Salar, la UH 1 está representada por dos capas, formadas por depósitos aluviales, que están separadas por una capa perteneciente a la UH 5 (ignimbritas). En la capa superficial, predominan las gravas y arenas, con un espesor cercano a 20 m, pudiendo alcanzar los 80 m. En cambio, en la capa inferior está representada por arenas y gravas sin finos, con al menos 20 m de potencia (pozos Vilama, RXPO-3 o RCO-1, RXSPO-7 o RCX-1, RXSPO-4 o RCO-2 y San Pedro 3. Anexo III – Apéndice A).

En las zonas Borde Este y Marginal, se pueden diferenciar 3 capas pertenecientes a la UH 1, donde los niveles superior e inferior tienen una conductividad hidráulica mayor que el nivel

intermedio. Los depósitos aluviales superiores tienen un espesor de más de 100 m. Bajo estos, se reconocen intercalaciones de sedimentos más finos, y subyaciendo estos últimos, nuevamente se reconocen los depósitos aluviales de mayor profundidad (columnas estratigráficas de los pozos Aguada 2, Camar 2, Allana, Socaire 1, Toconao 3, 4 y 5 en el Anexo III – Apéndice A). De este aluvial profundo se desconoce la potencia, debido a que en los antecedentes no hay registros de pozos que hayan alcanzado hasta el basamento.

En lo que respecta a la zona MNT, los depósitos aluviales asociados a la UH 1, tienen un espesor variable de entre 8 m y 52 m. Según los registros disponibles, el espesor máximo se encuentra cerca del contacto con el Núcleo del Salar (sector Tilopozo), mientras que el mínimo se registró aguas arriba (Pozo Perfil Este N°14 y pozo TE-1, Anexo III – Apéndice A).

En relación con la zona Norte y Este, la conductividad hidráulica de la UH 1 varía entre 1 y 200 m/d, mientras que en la zona MNT entre 0,2 y 100 m/d. Por su parte, el coeficiente de almacenamiento es del orden de 10^{-4} hasta 10^{-1} .

En términos generales la UH 1 tiene un carácter de acuífero intergranular libre en los estratos superiores la zona Norte, Borde Este y Marginal, y de acuífero semiconfinado a confinado en los estratos inferiores. En sectores del Borde Este el estrato intermedio de la UH 1, con mayor contenido de sedimentos finos, genera algún grado de confinamiento sobre el estrato inferior.

5.2.2 Unidad Hidrogeológica 2 (UH 2)

Esta unidad está formada principalmente por depósitos evaporíticos, compuestos por halita y yeso, en la zona Núcleo Salar, además de gravas y arenas en la zona MNT. Dentro de esta UH se agruparon las siguientes unidades geológicas.

- Secuencia evaporítica (Qcl, Qs, Qcls, Qsl, Qtcl, Mplt, TQt, Ql, Qp, Qm, Qe, Qla).
- Depósitos aluviales (TQal – MPqs, TQal- OMet).

En el sector occidental de la zona Núcleo del Salar, la UH 2 corresponde a los 20 m superficiales de evaporitas (costra salina de cloruros, Qcl) y tienen un rango de conductividad hidráulica de 0,1 a 500 m/d y coeficiente de almacenamiento entre 10^{-3} hasta 10^{-1} .

En la zona MNT, la UH 2 está constituida principalmente por gravas y arenas cementadas pertenecientes a los Estratos de Quebrada Salín y Estratos de Tilocalar. La permeabilidad de esta unidad varía entre 0,2 y 100 m/d y el coeficiente de almacenamiento del orden de 10^{-3} hasta 10^{-1} (Golder, 2017).

5.2.3 Unidad Hidrogeológica 3 (UH 3)

La UH 3 está formada por halitas fracturadas y karstificadas, ubicadas en la zona Núcleo Salar, al este del SFS, y por costras salinas de sulfatos y cloruros situadas en el sector sureste de la zona Marginal (ver Figura 5-6). Las unidades geológicas que la componen son:

- Qcl → Halita fracturada y karstificada.
- Qcls, Qs, Qtcls → Costras salinas de sulfatos, transición a cloruros, sulfatos con limos, costra salina de cloruros y sulfato.

La permeabilidad obtenida en el sector oriental de la zona Núcleo Salar está entre 0,01 m/d y 169.000 m/d, con un promedio de 20.000 m/d (ver Anexo IV - Apéndice B), lo que muestra una alta variabilidad asociada a la heterogeneidad de un sistema kárstico. Por lo tanto, dentro de la UH 3, el flujo subterráneo se produce principalmente a través de discontinuidades (fracturas, fallas, planos de estratificación) que es posible que hayan sufrido procesos de disolución. Con respecto a los valores de coeficiente de almacenamiento estos varían desde 10^{-3} hasta 10^{-1} .

El espesor de esta unidad se desconoce con precisión, pero se estima en unos 50 m, basados en su conductividad hidráulica debido a que a mayores profundidades (Pozo 2018; DICTUC, 2006. Anexo IV – Apéndice B) se han reportado valores menores, del orden de 10^{-2} m/d. Esta disminución se asocia a una mayor compactación de las evaporitas o bien a un menor efecto del proceso de karstificación con el aumento de la profundidad. La UH 3 se encuentra en contacto lateral con la UH 2 en la zona Núcleo Salar y están separadas por el SFS.

5.2.4 Unidad Hidrogeológica 4 (UH 4)

La UH 4 está constituida por rocas estratificadas, en su mayoría, sedimentarias y volcánicas, formadas entre el Mioceno y el Holoceno, así como halitas compactas situadas en la zona Núcleo Salar a profundidades mayores a 25 metros, tanto al Este como al Oeste del SFS, donde subyace a la UH 5.

Las unidades geológicas que constituyen la UH 4 son:

- Qcl → Halita compacta.
- Tt, Tsc, Tsp, Plpp, MsQec, Tqet → Paraconglomerados, areniscas mal consolidadas y cementadas por sal y calcita, arcillas yesíferas. Halita, yeso y silvina, alternancia de tobas y calizas mal estratificadas con abundantes oquedades.
- Pltc, Pit → Ignimbrita Tucúcaro.
- MsPlp, MsPlt, Pltc, Pc → Ignimbrita La Pacana, Toconao y Cajón.

En términos generales, la UH 4 constituye una unidad de baja conductividad hidráulica primaria, con valores entre 1 a 10^{-2} m/d, sin embargo, se detectaron sectores de permeabilidad secundaria con valores de hasta 6 m/d, asociados a zonas de fracturas o fallas.

En la zona Núcleo Salar, la UH 4 se encuentra compuesta por halitas compactas ubicadas a más de 25 m de profundidad bajo la UH 5. Se ha definido su base al oeste del SFS a aproximadamente 50 m de profundidad, con un espesor alrededor de 25 m identificado mediante geofísica, contrastes de conductividad hidráulica y antecedentes de otros modelos. Al este del SFS su base se ubica a una profundidad cercana a 1.000 m, por lo que se estima que los primeros 400 m son relevantes en cuanto a recursos hídricos, debido a la reducción de la permeabilidad con la profundidad.

La UH 4 en la zona MNT está compuesta por ignimbritas de bajo a moderado grado de consolidación (ignimbrita Tucúcaro), con una gran extensión en superficie y espesores alrededor de 20 m. Golder (2017) estima una permeabilidad de 0,5 m/d en la ignimbrita Tucúcaro (ver Anexo IV - Apéndice B).

El coeficiente de almacenamiento en las distintas zonas identificadas varía entre 10^{-3} y 10^{-1} .

5.2.5 Unidad Hidrogeológica 5 (UH 5)

Las unidades geológicas que se agrupan en la UH 5 corresponden a rocas volcánicas (ignimbritas) reconocidas en la zona Norte y sedimentarias (evaporitas) en la zona Núcleo Salar. Adicionalmente, se ha incluido a las rocas volcano-sedimentarias e intrusivas (granitoides y pórfidos) formadas entre el Ordovícico y el Eoceno, junto con arcillas e ignimbritas soldadas, cristalizadas o débilmente soldadas, con cierto grado de consolidación y muy baja transmisividad. Estas rocas se encuentran afectadas por fallas y pliegues en afloramientos extensos de gran espesor (máximo de 2.000 m en la Formación Lila). No obstante, se estima que pueden contener escasos recursos hídricos debido a su baja permeabilidad.

Las unidades geológicas que se agrupan en esta unidad corresponden a:

- Arcillas y limos (Qal).
- Formación Lila (Pzl, DCs).
- Formación Tuina (Pt).
- Formación Agua Dulce (TrJad1).
- Formación Purilactis (Kp, Jkp).
- Formación Cinchado (Tic).

- Formación Vilama (Qvi, MsQv).
- Ignimbrita Alana, Patao, Tuyajto, Sifón, Yerba Buena, Pelón, Chaxas (Pla, Plp, Qt, Mss, Msyb, Msp, PIQc).

En la zona Norte, la UH 5 corresponde principalmente a una ceniza de color blanco y pardo, limos y arcillas, con lentes menores de arena gris fina a gruesa; que se puede correlacionar con la depositación y retrabajo de la Ignimbrita Cajón. Los valores de K se encuentran entre 0,1 y 1 m/d (Gestionare, 2018).

En la zona Núcleo Salar, la UH 5 corresponde a niveles de yeso y otras facies evaporíticas (carbonatos y halita) con contenidos variables de arcillas, que fueron reconocidas a través de registros geofísicos de pozos por Hydrotechnica (1997, 1998). Tiene una potencia reducida, entre 2 a 5 m, al oeste del SFS y que aumenta hasta un máximo de 50 m al este del sistema de fallas. No se cuenta con antecedentes puntuales de su conductividad hidráulica, pero en base a su litología se estiman valores entre 10^{-2} y 1 m/d, por lo que actúa como un acuitardo sobre las UHs subyacentes.

En la zona Cordillera, la UH 5 se compone de rocas estratificadas e ignimbritas soldadas de espesor y extensión reducida.

La UH 5 presenta valores de coeficiente de almacenamiento entre 10^{-2} y 10^{-1} .

5.2.6 Unidad Hidrogeológica 6 (UH 6)

La unidad hidrogeológica 6 está constituida por secuencias volcánicas (Formación Cas y Formación Cerros Negros), secuencias sedimentario-volcánicas (Estratos El Bordo y Formación Peine) originadas entre el Devónico y el Jurásico, y secuencias sedimentarias (Formación Estratos Queque). Se consideran de muy baja permeabilidad y se estima que no presentan recursos hídricos debido a su naturaleza litológica.

En particular, se incluyen en la UH 6 la unidad geológica de Volcanes I, II y III. Se consideran masas compactas de rocas de muy baja permeabilidad, tal como las rocas intrusivas del Mioceno-Plioceno menos fracturadas y meteorizadas. Estas rocas afloran en el Cordón de Lila, en la parte alta de la Cordillera Occidental y la Cordillera de Domeyko.

Los valores de permeabilidad de la UH 6 están por debajo de 10^{-4} m/d y presenta valores de coeficiente de almacenamiento en torno a 10^{-4} .

En la Figura 5-6 se presenta el mapa hidrogeológico con la distribución de las UHs en superficie y en la Tabla 5-5 se incluye un resumen de las unidades geológicas que la conforman, su delimitación por zona y parámetros hidráulicos.

Tabla 5-5: Resumen Unidades Hidrogeológicas.

UH	Unidades Geológicas (UG)*	Litología	Zona	Correspondencia de UH con layers del modelo numérico	Rango espesor detectado de UG (m)	Rango permeabilidad (m/día)	Coefficiente de almacenamiento	Tipo de dato
1	Qal	Depósitos aluviales (gravas y arenas con intercalaciones de arenas, limos y arcillas)	Borde Norte	Layer 1/layer 3	20 - 80	7 - 20	10 ⁻⁴ a 10 ⁻¹	PPBB
			Borde Este	Layer 1/layer 2/layer 3	50 - >100	1 - 200		
			Borde Sur	Layer 1/layer 2/layer 3	20 - 50	6 - 100		
	Qc	Depósitos aluviales y coluviales	Monturaqui-Negrillar-Callejón-Tilopozo	Layer 1	<50	0,2 - 100		
2	Qcl	Halita porosa (porosidad ~ 6%)	Sector occidental del núcleo del salar (< 50 m)	Layer 1	20 - 50	0,1 - 500	10 ⁻³ a 10 ⁻¹	
	Qs, Qcls, Qsl, Qtcl	Costras salinas de sulfatos, transición a cloruros, sulfatos con limos, costra salina de cloruros y sulfatos	Zona Marginal norte y este	Layer 1	Indefinido	0,0001 - 3.000		
	Mplt, TQt, Ql, Qp, Qm, Qe, Qla	Depósitos de pie de monte, piroclásticos, lacustres, morrénicos y eólicos	Cuenca Salar de Atacama	Layer 1	Indefinido	0,001 - 2		Custodio y Llamas (2001)
	TQal (MPqs**)	Estratos de Quebrada Salín (MPqs, gravas, arenas y con contenido de ceniza)	Monturaqui-Negrillar-Tilopozo	Layer 3	100	0,2 - 100		
	TQal (OMet**)	Estratos de Tilocalar (OMet, gravas y arenas limosas con grado de compactación variable)	Monturaqui-Negrillar-Tilopozo	Layer 4	200 - 400	0,2 - 100		PPBB
3	Qcl	Halita fracturada y karstificada	Sector oriental del núcleo del salar (< 50 m)	Layer 1	20 - 50	0,01 - 169.000	10 ⁻³ a 10 ⁻¹	
	Qcls, Qs, Qtcls	Costras salinas de sulfatos, transición a cloruros, sulfatos con limos, costra salina de cloruros y sulfatos	Zona Marginal sureste	Layer 1	Indefinido	16 - 558		Slug test + PPBB

UH	Unidades Geológicas (UG)*	Litología	Zona	Correspondencia de UH con layers del modelo numérico	Rango espesor detectado de UG (m)	Rango permeabilidad (m/día)	Coefficiente de almacenamiento	Tipo de dato	
4	Qcl	Halita compacta (porosidad ≤ 3%)	Núcleo del salar (> 50 m)	Layer 3	900 - 1.100	0,01 - 0,4	10 ⁻³ a 10 ⁻¹	Slug test + PPBB	
	Tt, Tsc, Tsp, Plpp, MsQec, Tqet,	Paraconglomerados, areniscas mal consolidadas y cementadas por sal y calcita, arcillas yesíferas. Halita, yeso y silvina, alternancia de tobas y calizas mal estratificadas con abundantes oquedades.	Zona Cordillera: Domeyko, Cordillera de la Sal y Cordillera Principal y Núcleo del salar	Fuera del modelo	6 - 2.100	10 ⁻¹ - 10 ⁻⁴		Custodio y Llamas (2001)	
	Pltc, Pit**	Ignimbrita Tucúcaro	Zona MNT (Monturaqui-Negrillar-Tilopozo)	Layer 1/Layer 2	20	0,1 - 6		Estimacion de Golder (2017)	
	MsPlp, MsPlt, Pltc, Pc	Ignimbrita La Pacana, Toconao y Cajón.	Zona Cordillera	Fuera del modelo	40 - 100	10 ⁻¹ - 10 ⁻⁴		Estimación según descripciones litológicas y texturasles de Ramirez y Gardeweg (1982); Manirovic y Lahsen (1984) y Boric, Díaz y Maksaev (1987) y Custodio y Llamas (1983)	
5	Pzl, DCs, Pt, TrJad1, Kp, Jkg, Tic, Qvi, MsQv	Rocas estratificadas y volcanosedimentarias, rocas intrusivas (granitoides y pórfidos) e ignimbritas soldadas o débilmente soldadas pero de espesor y extensión reducida	Zona Cordillera	Fuera del modelo	250 - 2500	< 10 ⁻²	10 ⁻² a 10 ⁻¹	Estimación según descripciones litológicas y texturasles de Ramirez y Gardeweg (1982); Manirovic y Lahsen (1984) y Boric, Díaz y Maksaev (1987) y Custodio y Llamas (1983)	
	Pla, Plp, Qt, Mss, Msyb, Msp, PlQc	Ignimbrita Alana, Patao, Tuyajto, Sifón, Yerba Buena, Pelón, Chaxas	Zona Cordillera	Fuera del modelo	40 - 100				
	-	Ignimbritas retrabajadas	Zona Norte	Layer 2	50				0.1 - 1
	Qal	Arcillas y Limos	Núcleo Salar	Layer 2	<25				0,1 - 1
			Zona Norte	Layer 2	40 - 120				10 ⁻² - 10 ⁻⁴
6	PzTrc, PzTrp (a, b, c), Pzig, Pzt, Pzl, DCs	Rocas estratificadas volcanosedimentarias. Rocas intrusivas (granitoides y pórfidos). Ordovícico- Eoceno	Zona Cordillera	Basamento	200 - 600	< 10 ⁻⁴	<10 ⁻⁴	Estimación según descripciones litológicas y texturasles de Ramirez y Gardeweg (1982); Manirovic y Lahsen (1984) y Boric, Díaz y Maksaev (1987) y Custodio y Llamas (1983)	
	Mv, PlQv1, PlQv2, Qv, Msv, Plpi, Plpia, Plpib, Plv, Ptv, Plpv, Qv, TQv	Conjunto de volcanes I, II y III (Mioceno-Pleistoceno)	Zona Cordillera	Basamento	Indefinido				

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

*Códigos correspondientes al mapa geológico de las hojas de Antofagasta, Toconao y Calama.

**Los códigos corresponden al mapa geológico de Golder (2017)

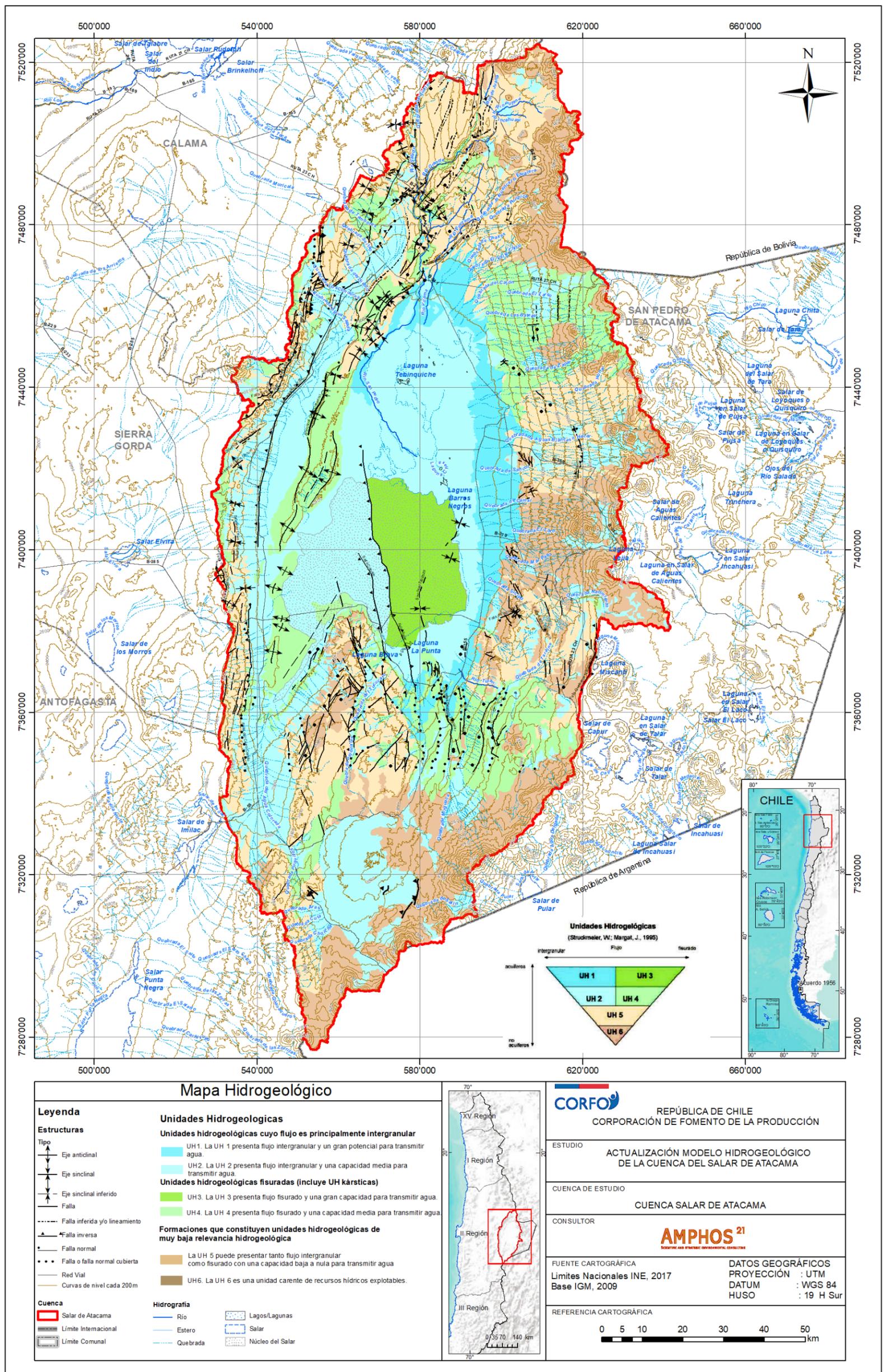


Figura 5-6: Mapa hidrogeológico de la cuenca Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia en base a Struckmeier & Margat (1995).

5.2.7 Perfil hidrogeológico conceptual Salar de Atacama

En la Figura 5-7 se presenta un perfil hidrogeológico conceptual del Sistema Acuífero Salar de Atacama. El corte corresponde a un perfil E-W que pasa por el centro del Salar de Atacama, tiene 100 Km de longitud, y está basado en el perfil sísmico 1g016 (Anexo IV – Apéndice A).

En el centro del perfil, se encuentran los depósitos salinos compactos de edad Holoceno de las zonas Núcleo Salar y Marginal, que conforman los acuíferos fisurados moderadamente productivos de la UH 4. Esta UH presenta potencias cercanas a 1.100 m en la parte central, acuñándose hasta 750 m en el margen oeste de la zona Núcleo Salar y hasta 500 m en la zona Marginal. Sobreyaciendo a la UH 4, las evaporitas conforman unidades de moderadas a altamente productivas con una potencia próxima a 50 m. De modo que, al oeste y este del SFS en la zona Núcleo Salar se disponen las UH 2 y UH 3, respectivamente. En cambio, al este de la zona Marginal, con una potencia estimada de 400 m, aflora la unidad aluvial del Borde Este, que está formada por sedimentos detríticos Holocenos, principalmente de grano grueso, que conforman la UH 1. A lo largo de todas estas zonas, en la base de las evaporitas del Holoceno, se disponen principalmente materiales del Mioceno que prácticamente no presentan recursos de agua subterránea asignadas a la UH 6.

Al oeste del perfil se representa la Cordillera de la Sal, el Llano de la Paciencia y la Cordillera de Domeyko. Estas morfoestructuras están formadas en superficie por secuencias sedimentarias y volcano-sedimentarias de edades desde el Mioceno hasta Holoceno, que conforman las UH 4 y UH 5. Estos materiales en profundidad pasan a sistemas de menor potencial hidrogeológico y/o sin recurso hídricos, formando las UH 5 y UH 6. En la parte superficial del Llano de la Paciencia existe una unidad aluvial de potencia desconocida, estimada en decimétrica a métrica, correspondiente a la UH 2.

Por último, al este del perfil, la Cordillera Occidental y el Arco volcánico actual, están formados principalmente por secuencias volcánicas y volcanoclásticas de edades entre el Paleozoico y el Holoceno y por edificios volcánicos del Pleistoceno-Holoceno asociados a la UH 6.

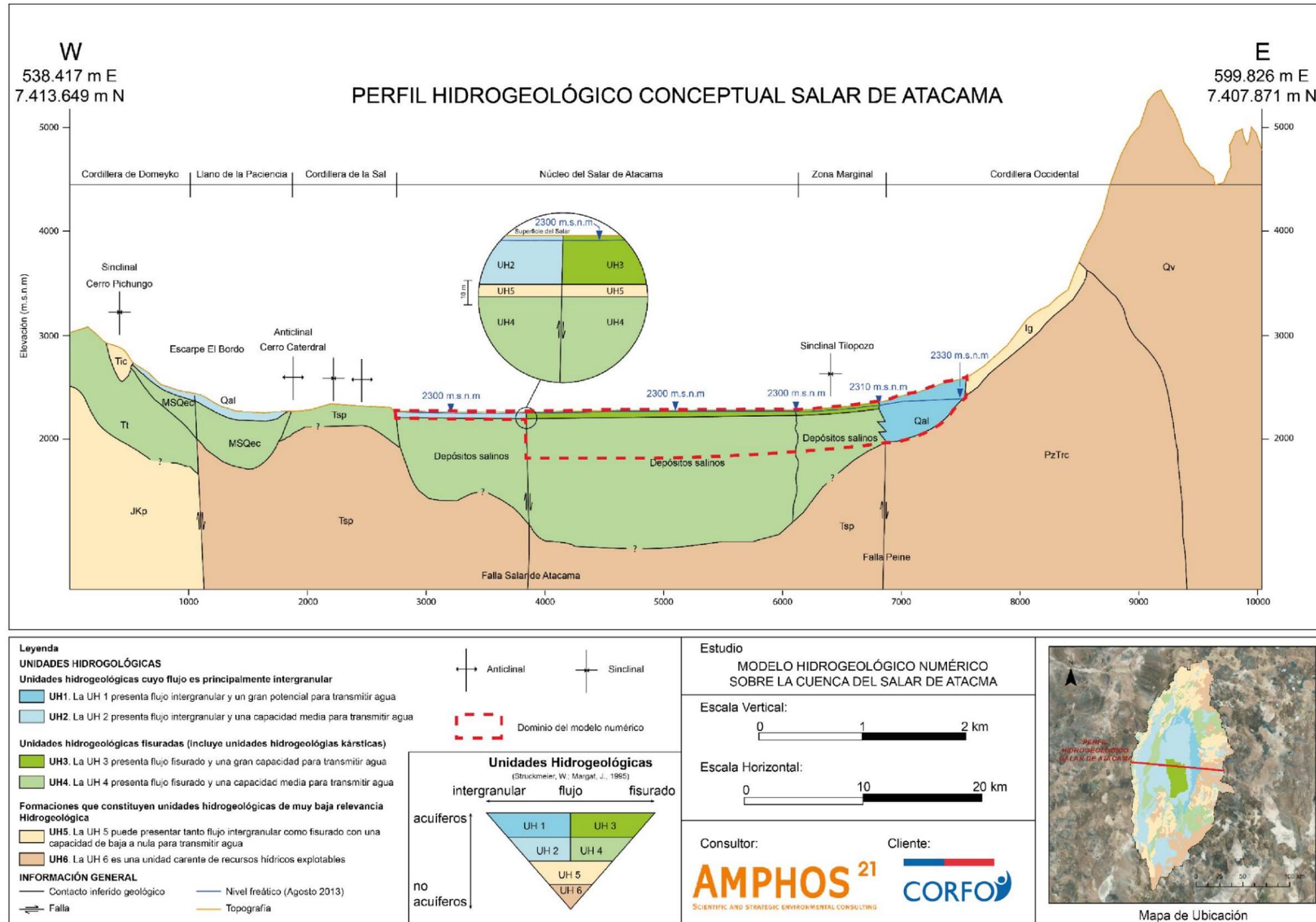


Figura 5-7: Perfil hidrogeológico conceptual de la cuenca de Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia.

5.3 Geometría del sistema acuífero integrado

En este capítulo se realiza una descripción detallada de la construcción, en 3D, de la geometría del Sistema Acuífero cuenca Salar de Atacama, en el software Leapfrog Works (v3.1) con el objetivo de facilitar la construcción del modelo numérico.

La construcción de la geometría se sustenta en información de geología superficial (mapas de unidades geológicas) y subsuperficial (sondajes y perfiles geológicos), así como información geofísica (perfiles sísmicos, TEM, NanoTEM, gravimetrías y perfiles de conductividad eléctrica) e hidrogeológica (mapa de unidades hidrogeológicas, perfiles hidrogeológicos y parámetros hidráulicos de los sondajes).

La correspondencia entre las diferentes capas del modelo y las unidades hidrogeológicas y litológicas se encuentra especificada en la Tabla 5-5.

5.3.1 Prospecciones geofísicas

La distribución de los distintos levantamientos geofísicos, que se recopilaron para el análisis e interpretación de la geometría del Sistema Acuífero, se muestra en la Figura 5-9. Los métodos geofísicos corresponden a gravimetría, transiente electromagnético (TEM-NanoTEM), sísmica, tomografía eléctrica y magnetotelúricos-audio magnetotelúrico (MT-AMT). Las columnas estratigráficas de los sondajes y/o pozos, así como los perfiles geofísicos, utilizados para el presente análisis, se encuentran en el Anexo III - Apéndice A y en el Anexo IV - Apéndice A, respectivamente.

Mediante el análisis de los perfiles geofísicos, se diferenciaron las unidades geológicas con comportamientos hidrogeológicos distintos y, además, se identificó la interfaz salina entre salmuera y agua dulce-salobre. En la Figura 5-8 se pueden observar los perfiles TEM del estudio SGA (2015) (Anexo II – Apéndice A.2) con los registros de conductividad de los pozos MP-06C, PN-14B, PN-05B, MP-04C, MP-09C, MP-01C, PP-02, PN-08A, MP-07C, MPS-AC y L10-13.

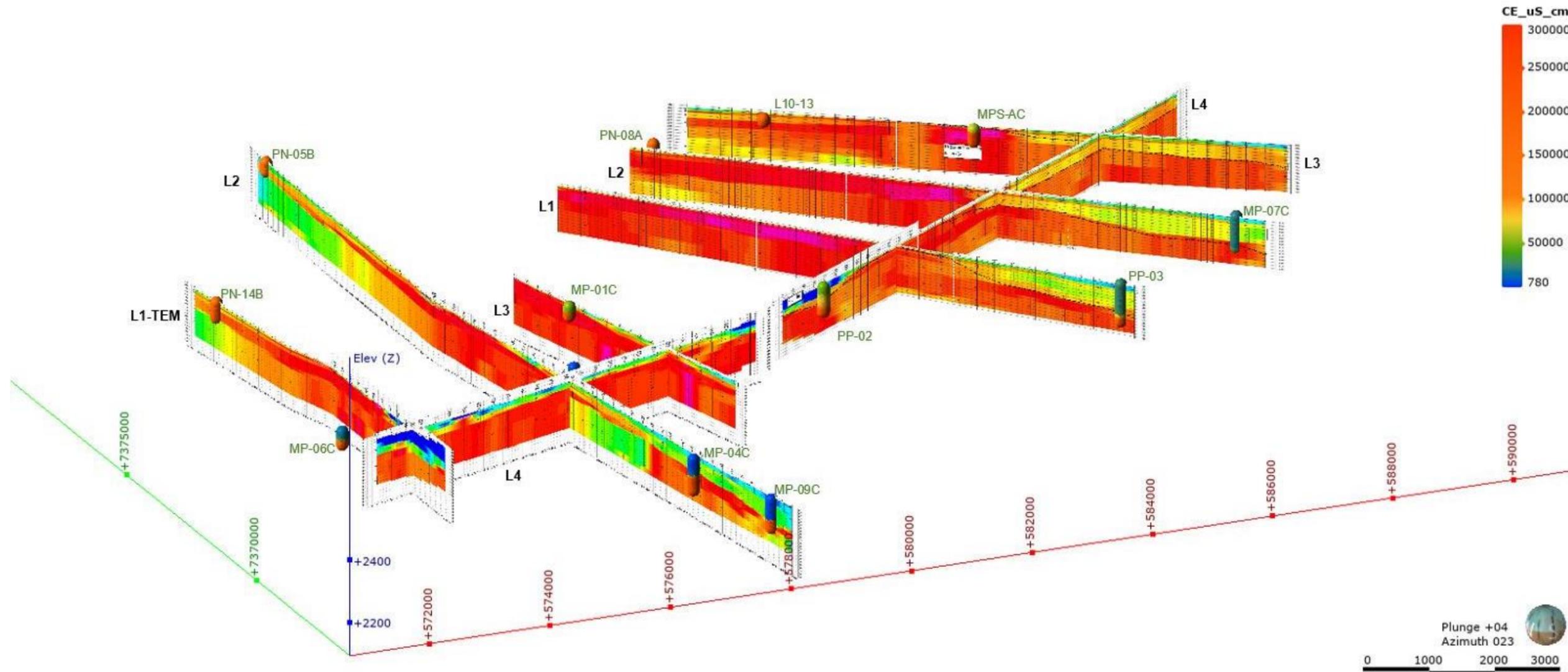


Figura 5-8: Perfiles geofísicos (SGA, 2015). Se diferencia parcialmente la interfaz salina y la proyección de algunos perfiles de conductividad para comprobar la profundidad de la interfase. La escala de colores está asociado a los perfiles de conductividad.

Fuente: Elaboración propia.

A continuación, se realiza un análisis de los diferentes estudios geofísicos disponibles en la cuenca Salar de Atacama, mientras que en la Tabla 5-6 se hace un resumen de los mismos.

Tabla 5-6: Levantamientos geofísicos recopilados para el análisis hidrogeológico.

Año	Autor	Técnica	Longitud	Sector	Referencia
2002	Muñoz <i>et al.</i>	Sísmica (ENAP)	~384 Km	Salar de Atacama	Muñoz <i>et al.</i> (2002)
2006	Arriagada <i>et al.</i>	Sísmica (ENAP)	~190 Km	Salar de Atacama	Arriagada <i>et al.</i> (2006)
2015	Rubilar, J. F.	Sísmica (ENAP)	~400 Km	Salar de Atacama	Rubilar (2015)
2004	SLM NX Uno de Peine	TEM-NanoTEM	~325 Km	Margen este Salar de Atacama	CPH (2008)
2004-2008	SLM NX Uno se Peine	TEM	~135 Km	Margen oeste Salar de Atacama	CPH (2008)
2014-2015	DGA	TEM GRAV MT	~190 Km	Margen este Salar de Atacama	Geodatos SAIC – DGA (2015)
2017	Minera Escondida	TEM, ELEC.	~36 Km	Margen sur Salar de Atacama	Golder (2017)
2013	Rockwood L.	TEM	~134 Km	Margen sur Salar de Atacama	SGA (2015)
1987	Compañía Minera Riochilex S. A	TEM-NanoTEM	~229 Km	Sector Norte Salar de Atacama	EDRA (1999)
2018	Compañía Minera Zaldívar	TEM-NanoTEM	~693 Km	Margen sur Salar de Atacama	GCF (2018)
1998-2013	Minera Escondida	ERT, TEM, Nano TEM, MT, AMT y Sísmica	~378 Km	Margen sur Salar de Atacama	Golder (2018b)
2014	Geodatos	TEM	~49 Km	Zona Borde Este	SQM (2020)
2017	Geodatos	TEM y Nano TEM	~65 Km	Zona Marginal	SQM (2020)

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

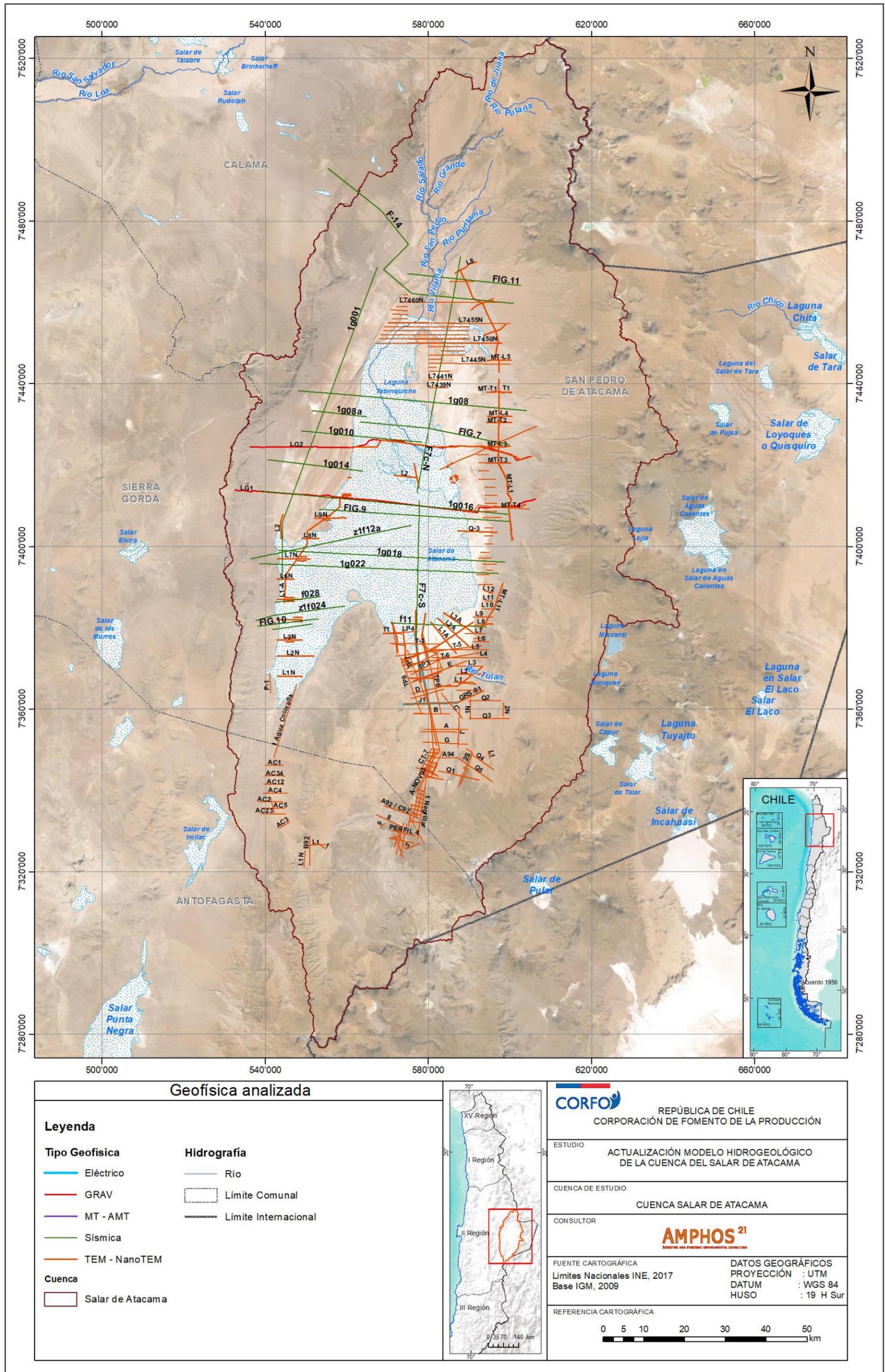


Figura 5-9: Información geofísica recopilada y analizada para la cuenca Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

5.3.1.1 Perfiles sísmicos

La información sísmica recopilada consiste en una serie de 13 perfiles sísmicos, todos elaborados por ENAP (Empresa Nacional del Petróleo). De estos 13 perfiles, 3 cruzan completamente la extensión del Salar en una orientación aproximada E-O, mientras que 7 lo hacen en una orientación similar, pero sólo cubriendo una extensión parcial desde el borde oeste. Finalmente, 3 perfiles sísmicos se orientan según un trazado preferente N-S, uno de ellos a lo largo del margen oeste y 2 en la parte central del Salar.

Síntesis de interpretaciones

Los perfiles sísmicos, analizados por distintos autores, se focalizaron en la definición estratigráfica y estructural de la cuenca Salar de Atacama. Alcanzan su mejor resolución en la definición de estructuras de gran contraste de densidad y velocidad sísmica, como son las discordancias con importantes cambios de facies, fallas y otros tipos de deformaciones. En la Figura 5-11 se muestra la delimitación del basamento y otros límites importantes dentro de la secuencia estratificada de la cuenca (Arriagada *et al.*, 2006). Se identifican los rellenos sedimentarios del Neógeno, el techo de las rocas sedimentarias del Grupo Purilactis y límite interpretado para el basamento Paleozoico-Triásico (Grupo Peine). De las tres secciones de la Figura 5-11, la sección B-B'' es la más próxima al pozo de control Toconao-1, donde se tiene información estratigráfica y, por tanto, es en el que se tiene mejor precisión en la interpretación.

En el Salar de Atacama y en su borde occidental se definieron que las formaciones que conforman acuíferos conocidos o que potencialmente podrían conformar acuíferos de importancia (UH-1 a UH-4) se enmarcan en los depósitos y rocas semiconsolidadas del Plioceno al Holoceno (Muñoz *et al.*, 2002). Según se desprende de los resultados valorados por diversos autores, se observa que el análisis efectuado de los perfiles sísmicos cumplió con un enfoque de exploración y mapeo de las grandes estructuras que configuran la cuenca Salar de Atacama, sin otorgar resultados o interpretaciones específicas para las unidades más superficiales del Salar.

Por otra parte, Jordan *et al.* (2002) centro su análisis en detalle en el Sistema de Falla Salar, reinterpretando nuevamente las líneas sísmicas de la parte sur (perfiles 1g018 y 1g022, ver Figura 5-10). Esta reanálisis permitió a los autores interpretar que el SFS, de orientación principal nortesur, genera un importante descenso del bloque oriental, lo que provoca un aumento del espesor de los materiales al este del plano de la falla.

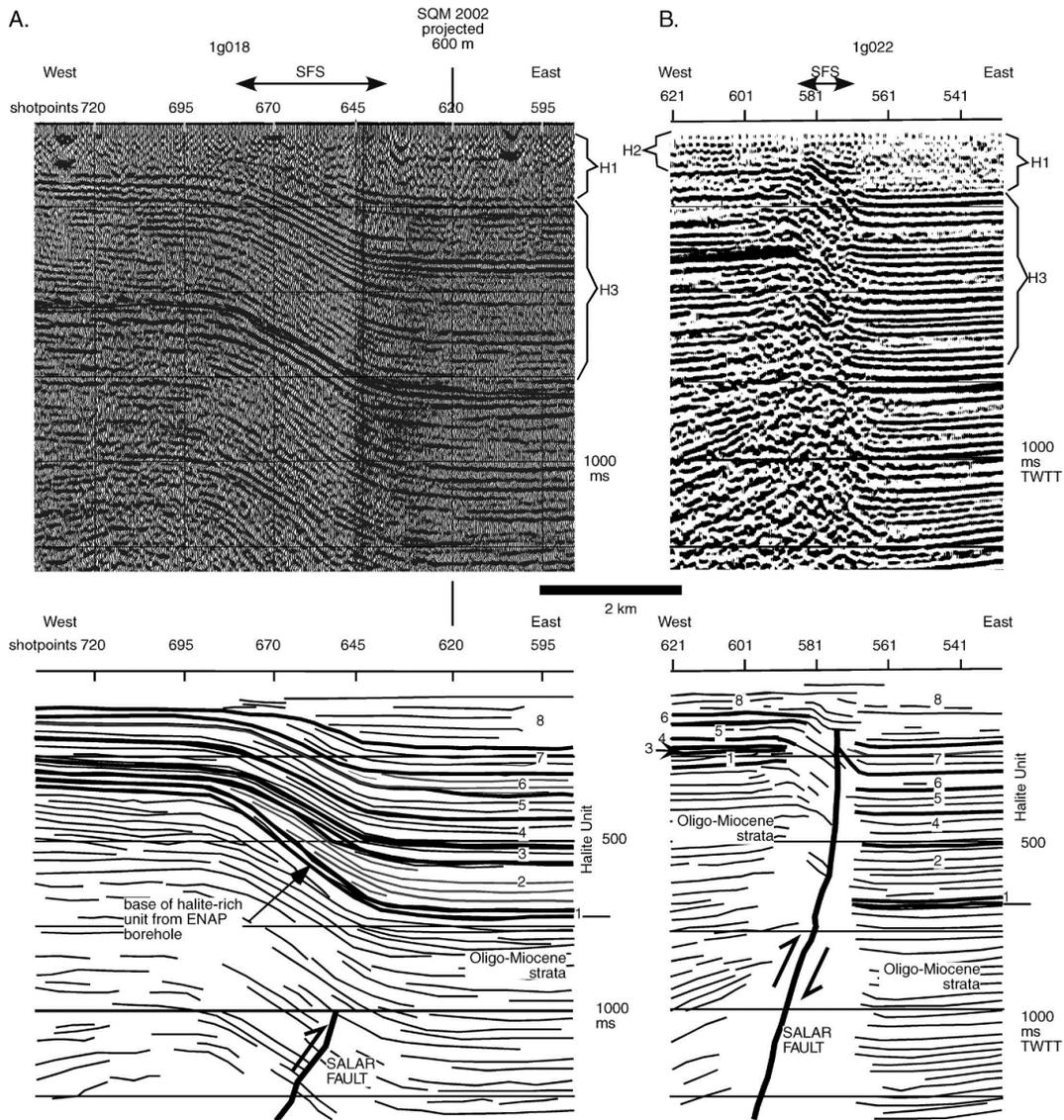


Figura 5-10: Perfiles Sísmicos del centro del Salar.

Fuente: Jordan et al. (2002).

Considerando lo anterior, se concluye que la información sísmica recopilada sirve para determinar el potencial máximo de extensión de las formaciones detríticas/salinas del relleno del Salar de Atacama que pueden conformar acuíferos; sin embargo, resultan en un bajo nivel de detalle y utilidad para estimar límites y volúmenes de acuíferos conocidos.

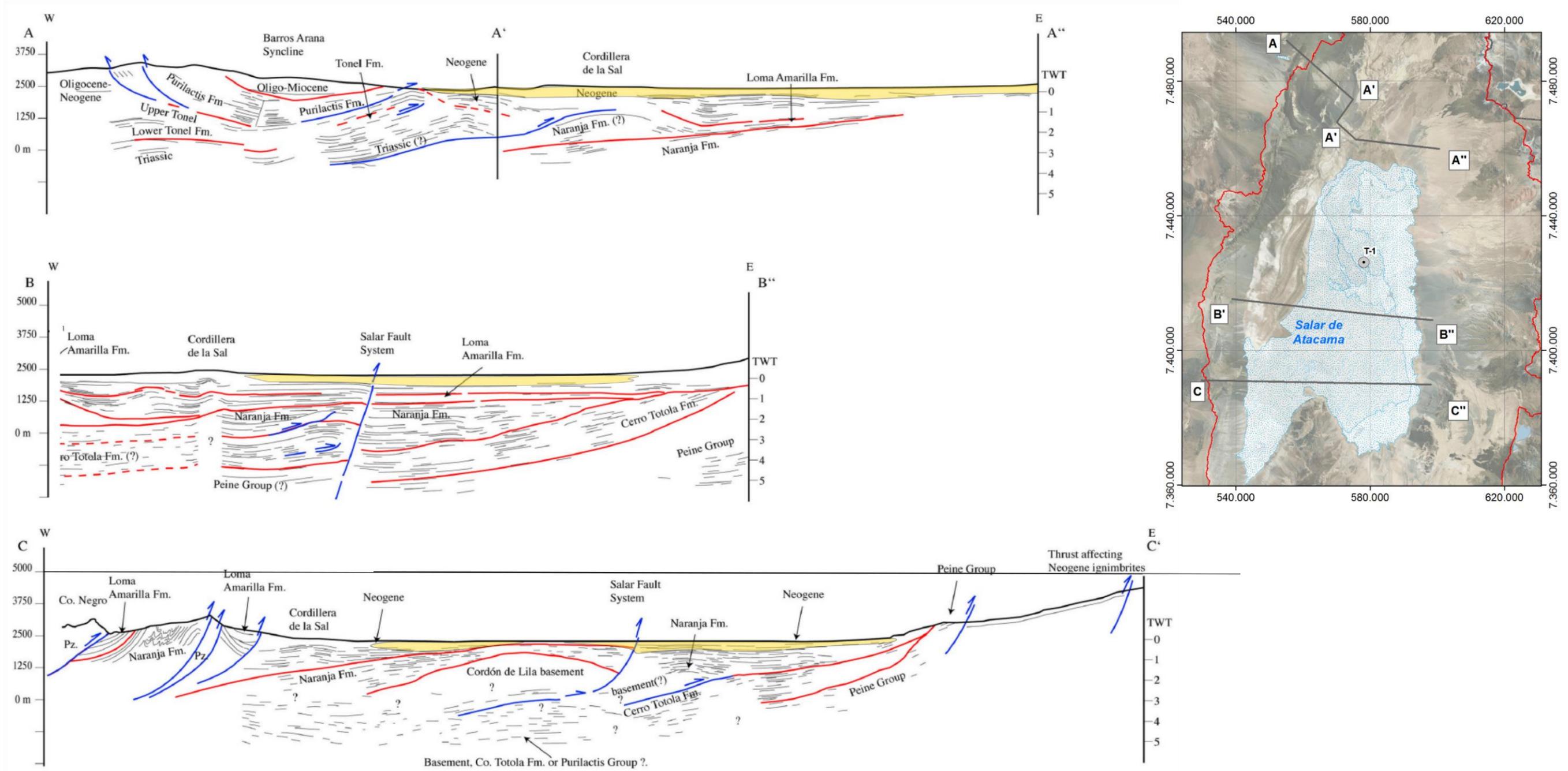


Figura 5-11: Interpretación de perfiles sísmicos de la cuenca de Salar de Atacama.

En amarillo se indica el espesor de sedimentos y rocas semiconsolidadas con potencial acuífero. La sección AA" está construida sobre el perfil sísmico F14; la sección B"B" se construyó sobre el perfil 1g016 y el perfil CC" equivale al perfil 1g022 (Figura 5-9).

Fuente: modificado de Arriagada et al. (2006).

5.3.1.2 Perfiles gravimétricos

Entre los estudios gravimétricos se revisaron los perfiles desarrollados por Geodatos SAIC - DGA (2015) en el que se levantaron datos de 145 estaciones, para la elaboración de dos perfiles (LG.1 y LG.2; Figura 5-9), que atraviesan al Salar de Atacama en una orientación este-oeste, y que alcanzan una longitud aproximada de 70 Km.

El método tiene el uso potencial de diferenciar, por medio del contraste de densidades de los materiales geológicos, las rocas (compactas y de alta densidad) de los materiales sedimentarios de baja consolidación que conforman el relleno de la cuenca.

Los perfiles elaborados identifican una capa superficial que alcanza un espesor entre 2.300 a 3.700 m aproximados, que limitan con unidades de densidad con contraste de 0,2 gr/cm³, en la zona Núcleo Salar y de 0,33 gr/cm³ en la zona Cordillera. La capa superficial señalada correspondería, aproximadamente, al conjunto de todos los depósitos sedimentarios y volcanoclásticos, de edad Pleistoceno a Holoceno, que rellenan la cuenca, por sobre las rocas sedimentarias y volcánicas anteriores al Pleistoceno.

5.3.1.3 Perfiles electromagnéticos (TEM, NanoTEM) y eléctricos.

Los antecedentes presentaron información geofísica mediante la técnica de transiente electromagnética TEM y NanoTEM. Dichas prospecciones se distribuyen, principalmente, a lo largo de los márgenes del Salar de Atacama y en el Sector Tilopozo. Las referencias recopiladas que se integraron para el análisis del presente estudio se muestran en la Tabla 5-6.

La empresa Geodatos, que estuvo a cargo de la mayoría de los levantamientos geofísicos TEM y Nano TEM del Salar de Atacama, propone mediante la interpretación geológica de los resultados geofísicos, que el rango de resistividad eléctrica característico para la identificación de salmueras en el medio subterráneo es el que queda constituido en resistividades inferiores a 2 ohm-m. En la Tabla 5-7 se muestran los rangos de resistividad utilizados para la interpretación de los perfiles electromagnéticos y eléctricos.

Tabla 5-7: Rango referencial de resistividades utilizadas para la interpretación de materiales y acuíferos en el Salar de Atacama.

Resistividad Ohm-m	Material / acuífero
0-2	Salmuera en acuífero de alta permeabilidad.
2-10	Sedimentos arcillosos saturados, sedimentos salinos de permeabilidad moderada a baja, aguas salobres en acuífero discontinuo.
10-40	Sedimentos detríticos arcillosos, sedimentos salinos de baja permeabilidad, Arenas arcillosas saturadas, sedimentos detríticos saturados de agua salobre.
40- 90	Arenas y gravas saturadas.
90-400	Rocas fracturadas de permeabilidad baja a moderada.
>400	Rocas de baja permeabilidad.

Fuente: Elaboración propia a partir de antecedentes.

A continuación, se presenta una síntesis de los perfiles realizados por zonas:

Zona Borde Este

En la Figura 5-12 se trazó el contacto entre unidades geoléctricas. A lo largo de todo el margen oriental del Salar de Atacama, la DGA (Geodatos SAIC- DGA2015) efectuó 13 perfiles TEM. Tres de estos perfiles tienen una orientación aproximada NS a NNO-SSE (L1, L2 y L11), mientras que el resto de las secciones cruzan a los anteriores con una orientación E-O. En el extremo norte, el perfil L2 (Figura 5-12) muestra horizontes discretos con resistividades de 3,5 a 10 ohm-m, cuyo espesor por lo general alcanza entre 10 y 30 m. La resistividad de estos materiales puede corresponder a aguas subterráneas de contenido, moderado a alto, en sales disueltas. Sin embargo, se puede establecer por correlación con pozos con información química próximos al perfil, que la conductividad eléctrica descrita para el acuífero, varía entre 3.700 a 4.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (pozos San Pedro 3 y San Pedro 5), rangos que representan salinidades bajas del acuífero comparado con los valores que presenta la salmuera y, por lo tanto, estas resistividades deben ser interpretada, probablemente, por una distribución de facies con contenido moderado a alto de arcillas. Las resistividades en el rango de 10 a 50 ohm-m (tonalidades amarillo y anaranjado) son, probablemente, los horizontes más propicios para conformar acuíferos detríticos saturados. La estratigrafía de los pozos Tambillo 2 y Zarzo 1 se correlaciona, positivamente, con estos horizontes (Figura 5-12). Por otra parte, valores mayores a 50 ohm-m (tonalidades verdes a azules) representan, probablemente, sedimentos o depósitos volcánicos secos o con bajo contenido de humedad. Según esta interpretación, no habría presencia de cuña salina bajo la traza de este perfil.

El perfil L1 (Figura 5-12), por su parte, muestra una estratificación de, al menos, 3 capas. En superficie se observa una capa de alta resistividad (300 a 1.600 ohm-m), que se interpreta como sedimentos de gravas/arenas no saturadas; seguidas por un horizonte de resistividades variables entre 6 a 60 ohm-m, que se interpreta como sedimentos saturados, de distintas granulometrías y salinidades. En cambio, en los horizontes inferiores, que se encontrarían bajo los 180 m de profundidad, las resistividades varían entre 1,5 y 5 ohm-m, interpretados como sedimentos con alto contenido en arcillas, probablemente saturados. Este horizonte es de 30 a 70 m de espesor en la mitad norte del perfil y se ensancha hasta superar los 300 m de profundidad en la mitad sur. La presencia de salmuera, en este horizonte, podría estar representada por un rango de resistividad ligeramente superior a los diagnosticados en otros perfiles geofísicos. Se estima que esta respuesta sea debido a que el perfil se sitúa a lo largo de la zona límite de la cuña salina, hacia el este. La estratigrafía de los pozos Corfo 149 y Camar 2a, en el mismo perfil, no muestran predominio de facies arcillosas en el tramo de baja resistividad señalado, lo que es un argumento a favor en cuanto a la presencia de aguas subterránea enriquecida en sales.

Los perfiles de orientación este-oeste que atraviesan las líneas L2 (L5, L6, L7 y L8) muestran un patrón similar al observado en el perfil L2, donde los horizontes de menor resistividad se correlacionan con estratos arcillosos observados en pozos cercanos (Figura 5-13). Por otro lado, los perfiles que atraviesan al perfil L1 (L3, L4, L5, T1, T2, T3 y T4), son más claros en mostrar una interfaz entre un horizonte de resistividades contrastantes, que indicarían la extensión de la cuña salina.

Otra de las campañas ejecutadas en el sector oriental del Salar, por la empresa SLM NX Uno de Peine (2004), específicamente en la mitad sur, diagnosticó la existencia de un acuífero con contenido de salmuera (resistividad entre 0 a 1 ohm-m) cuyo límite superficial se visualiza, localmente, al este de la zona Marginal de lagunas. El mismo estudio concluye que, en esta parte del Salar, la potencia media que ocupa la salmuera subterránea sería de 160 m. Ni los perfiles individuales, ni datos particulares de las estaciones TEM estuvieron disponible para el análisis, sólo algunos resultados de interpolación en planta. La información de los pozos y perfiles geofísicos se encuentra tanto en el Anexo II- Apéndice A.2 como en el Anexo IV – Apéndice A.

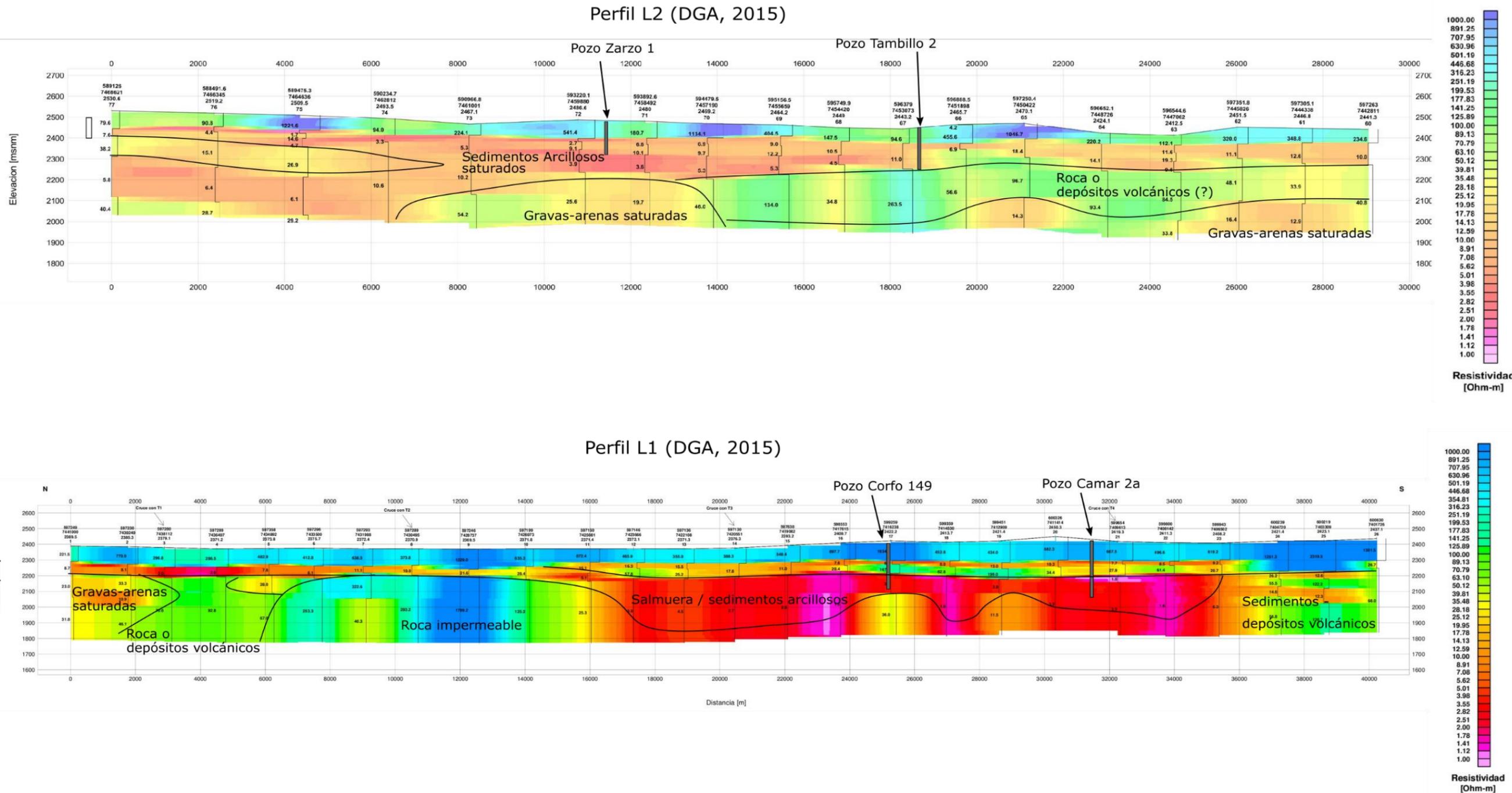


Figura 5-12: Perfiles TEM L1 y L2 del margen oriental del Salar. Perfiles provenientes de DGA (2015).

Fuente: Modificado de los perfiles TEM (Geodatos SAIC – DGA, 2015).

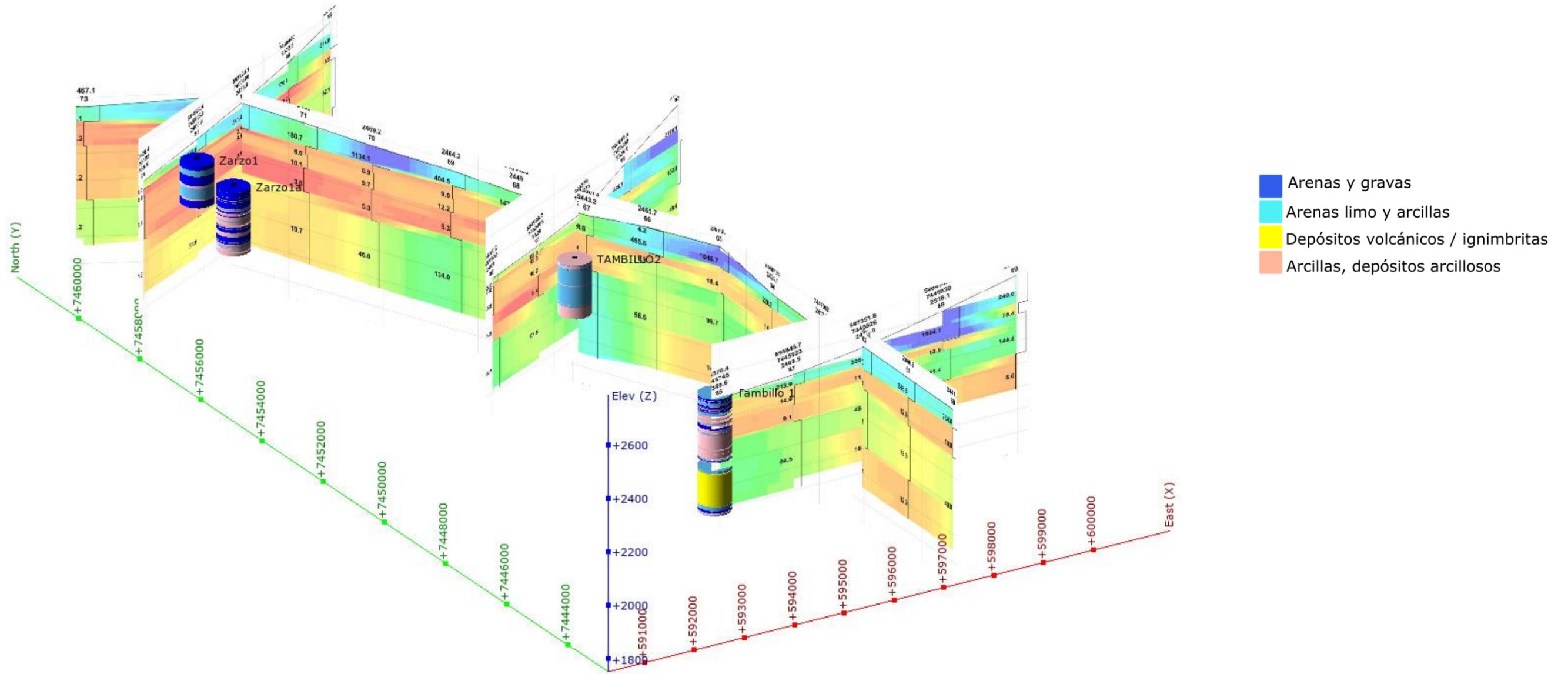


Figura 5-13: Perfiles geofísicos del margen nororiental del Salar de Atacama (Geodatos SAIC – DGA, 2015) con estratigrafía de pozos cercanos. Se observa correlación entre respuesta de baja resistividad y facies ricas en arcillas y resistividades intermedias con depósitos volcánicos e ignimbritas.

Fuente: Elaboración propia, extraída del Leapfrog realizado para el presente estudio.

Margen oeste del Salar

La empresa SLM NX Uno de Peine realizó tres campañas en los años 2004, 2006 y 2007, con el objetivo de identificar la presencia de salmuera; los que se conjugaron en 29 perfiles de orientación preferente E-O y uno de los cuales posee orientación preferentemente NNE-SSO (L1; tramos A, B, C, D, E). La ubicación de los perfiles efectuados por SLM NX Uno de Peine se muestra en la Figura 5-14.

El perfil L1, muestra una diferenciación en la respuesta geoelectrica en profundidad y de norte a sur. En la mitad norte, se observa un horizonte superficial de muy baja resistividad (0,4 a 1,2 ohm-m, tonalidades rojo-anaranjado), que se correlacionó con los estratos de alto contenido salino y alta permeabilidad, observados en pozos, como el S-1-14, donde se describen sedimentos con más de 60% de sales. Bajo este horizonte, la capa de tonalidades azul a verde (resistividades de 10 a 45 ohm-m) y espesor de 150 a 200 m, puede representar a aquellos estratos menos enriquecidos en sales y menor permeabilidad. Este horizonte se identifica de norte a sur. Una correlación de este tipo se observó en el pozo S-1-47, donde se describe una columna de sedimentos salinos, aunque con una concentración de sales inferior al 60%. Bajo el horizonte anterior, se grafican nuevamente bajas resistividades, en el rango en que podrían representar acuíferos salinos, arcillosos y/o presencia local de salmueras.

Las líneas de orientación E-O muestran condiciones similares a las representadas en el perfil L1 (A-B-C-D), a la posición de intersección. Debido a su escasa longitud, no se observan grandes variaciones laterales.

Según lo observado en los perfiles geofísicos, la distribución de salmuera en el margen oeste del Salar podría tener una geometría compleja, que estaría probablemente determinada por la distribución de permeabilidades de los sedimentos detrítico/salinos. Una mejor definición de esta delimitación podría ser graficada mediante perfiles de conductividad eléctrica de pozos de la zona (varios de los cuales tienen profundidades entre 100 y 300 m) y/o la ejecución de pozos en ubicación y profundidad específica para estos fines.

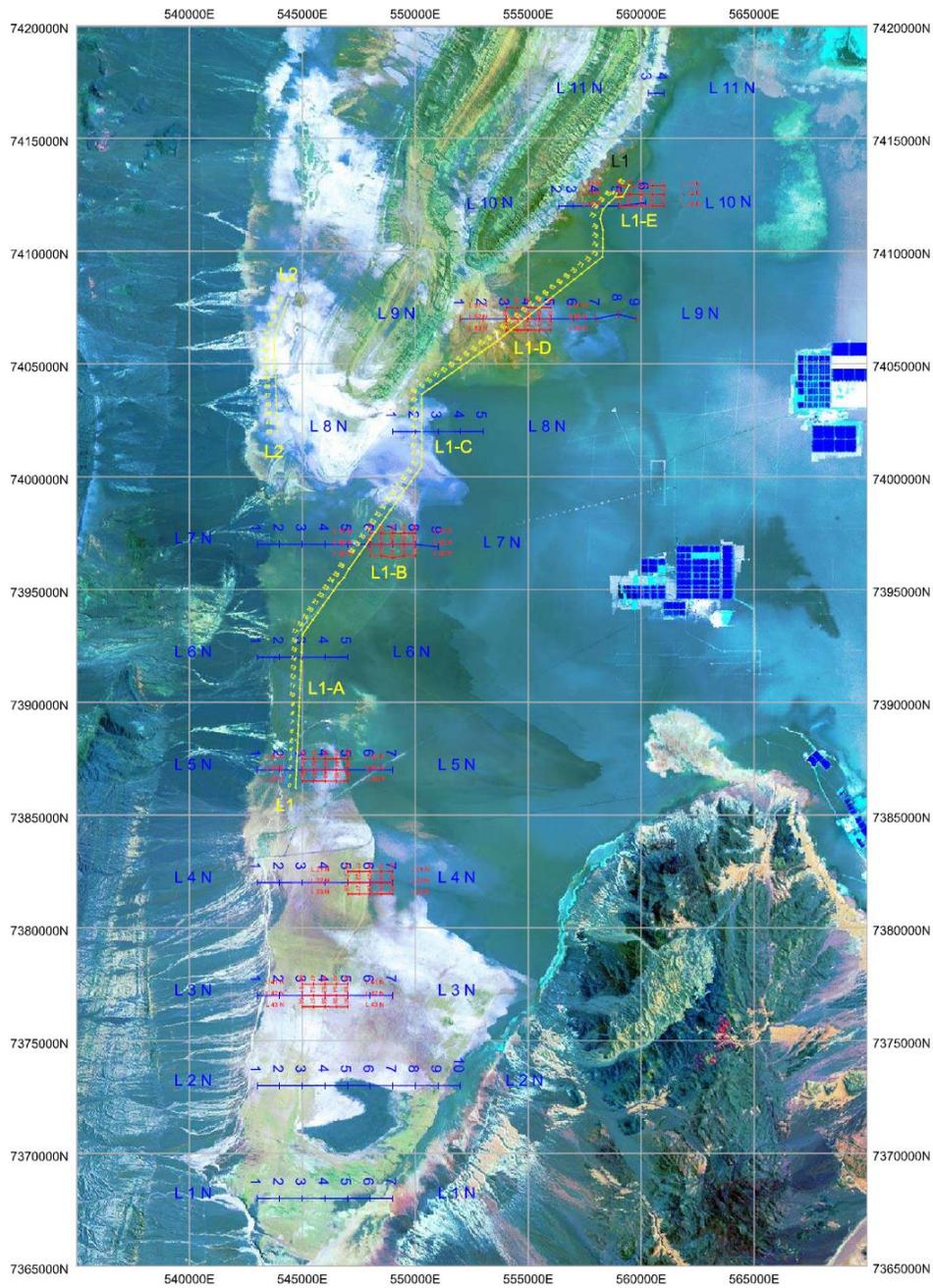


Figura 5-14: Ubicación de perfiles TEM en el borde oeste del Salar de Atacama. Campañas de 2004 (amarillo), 2006 (azul) y 2007 (rojo).

Fuente: SLM NX Uno de Peine – Geodatos, 2008.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

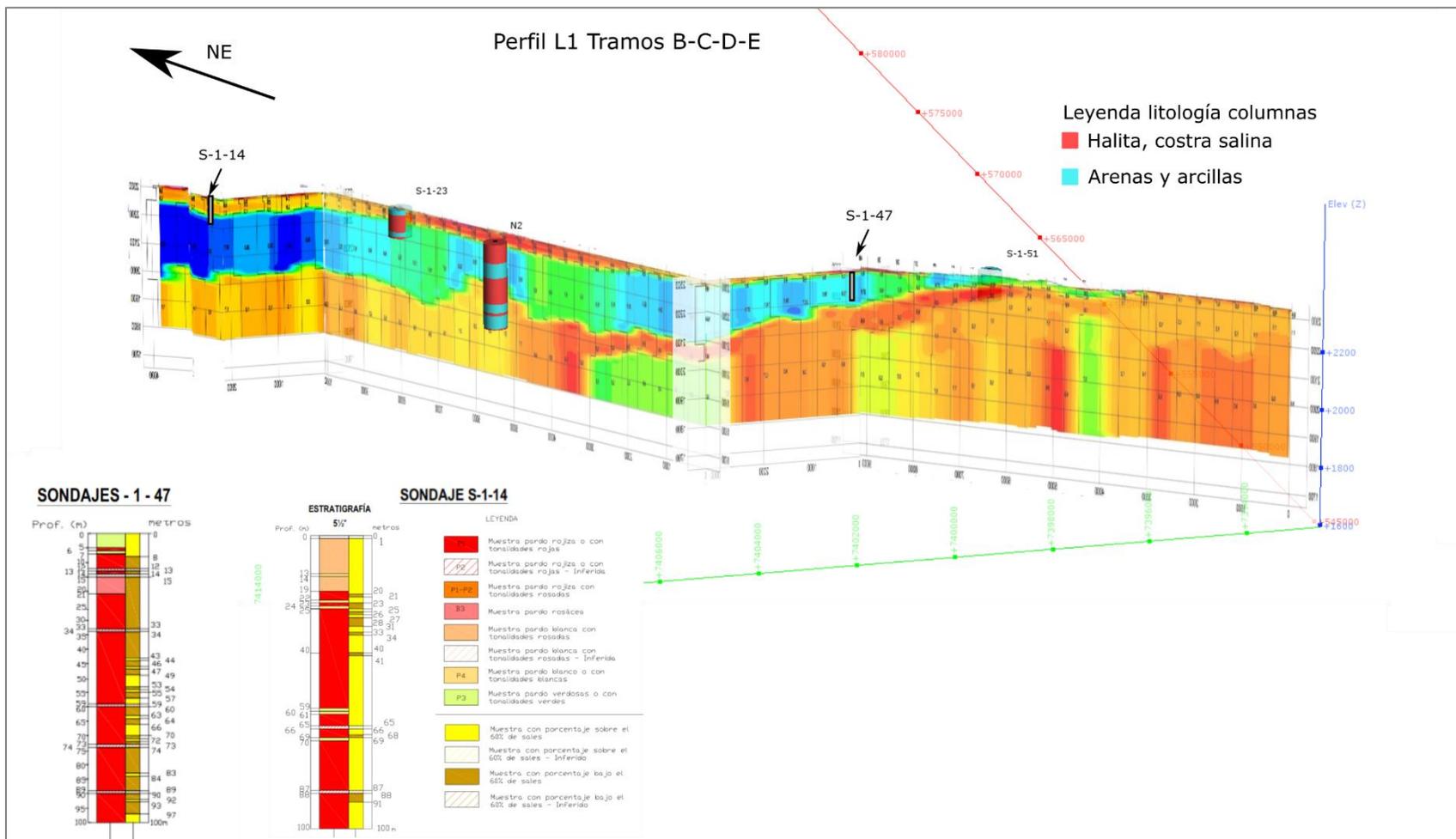


Figura 5-15: Perfil TEM L1 del margen oeste del Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia con información de Geodatos (2008) y CPH (2008).

Sector sur Salar de Atacama

En el sector sur del Salar se analizaron los perfiles TEM presentados por Rockwood Lithium, dentro de su proyecto EIA de pozas de evaporación (Geodatos, 2013) y los perfiles de resistividad eléctrica de Minera Escondida (Golder, 2017), presentados dentro del proyecto EIA del Proyecto Monturaqui. Los perfiles de mejor resolución espacial son aquellos de Rockwood Lithium y son, también, los de mejor cobertura espacial en esta parte del Salar.

Los resultados obtenidos en los distintos perfiles de orientación N-S (L1-PB, L2-PB, L3-PB, F2 y F1 de Minera Escondida), junto con los perfiles de orientación NO-SE (L1_Peine, L2_Peine y L3_Peine) grafican, de manera consistente y con un muy buen detalle, una interfaz entre una unidad superficial con forma de cuña, de resistividades en el rango de 2 a 30 ohm-m y un nivel inferior de resistividades en el rango de 0,2 a 0,9 ohm-m (Figura 5-16), la cual se interpreta como la separación entre las dos fases de aguas con distinta salinidad: más salina y densa en profundidad, menos salina en superficie.

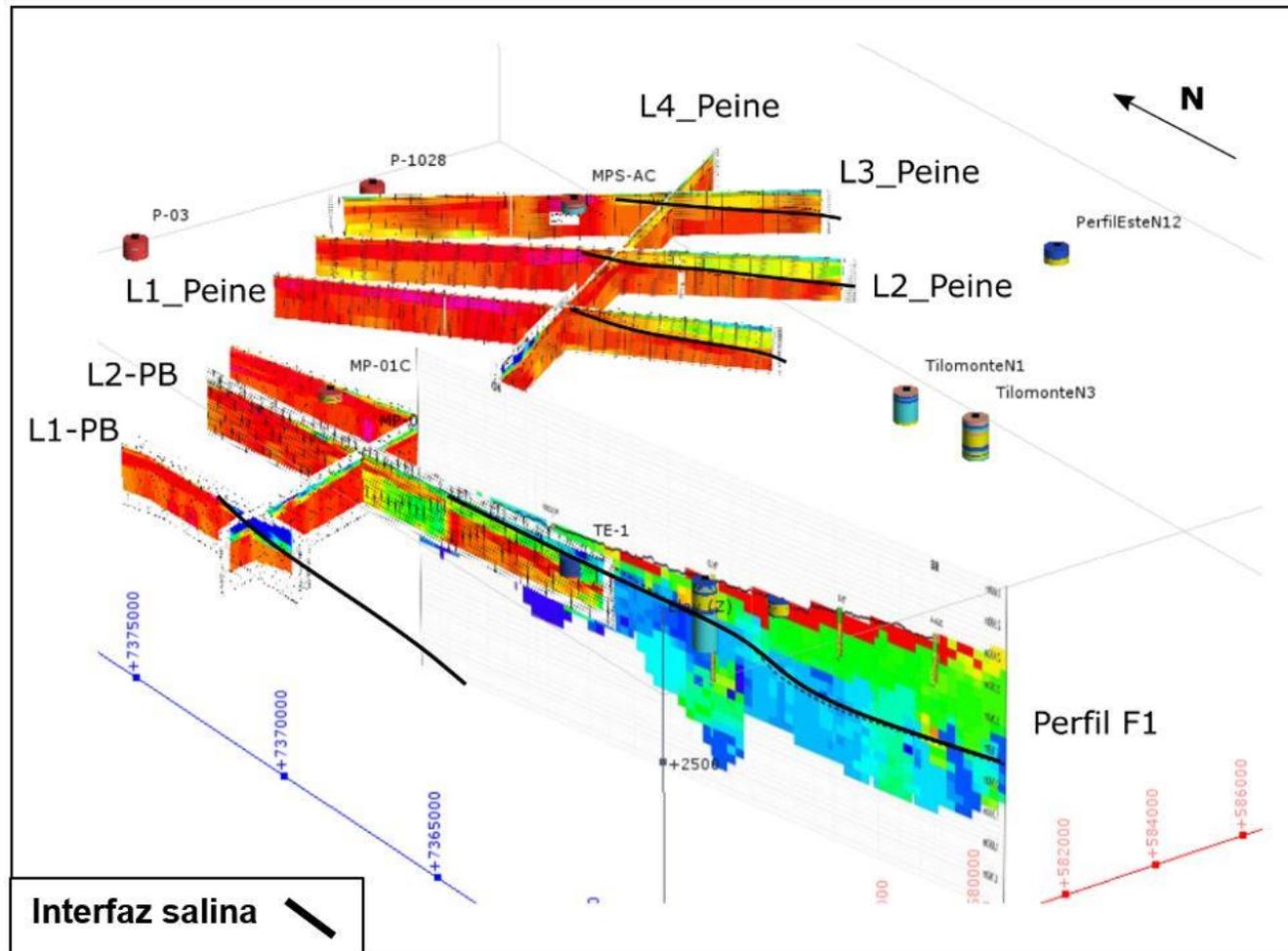


Figura 5-16: Identificación de la interfaz de agua dulce-salobre y salmueras al sureste del Salar de Atacama mediante perfiles TEM. Ubicación de los perfiles en Figura 5-9.

Fuente: Elaboración propia.

Centro-norte del Salar de Atacama

Los perfiles electromagnéticos TEM ubicados más al norte, son los perfiles que figuran en el informe de EDRA (1999). Este estudio presenta resultados de tres campañas de terreno. Dos de ellas centradas en 2 áreas de exploración de agua subterránea ubicadas en el borde norte. La última campaña desarrollada se dispone sobre el Llano de Tebinquiche (Figura 5-17).

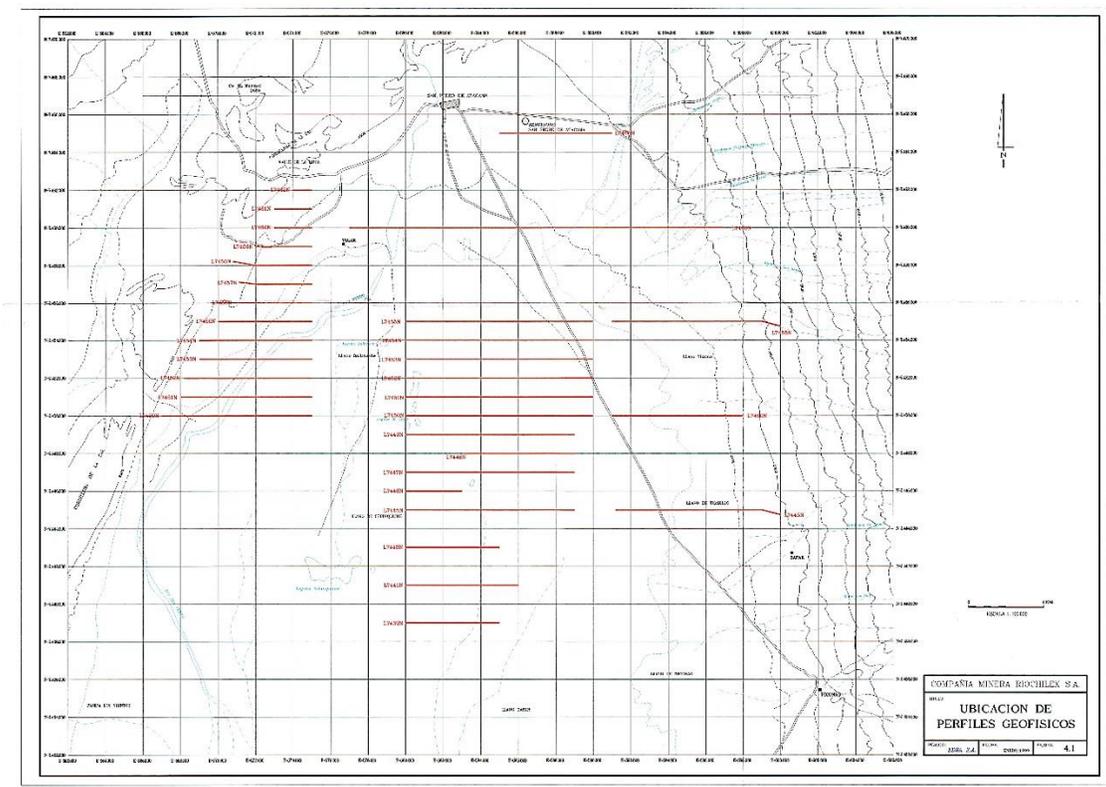


Figura 5-17: Campaña electromagnético Norte del Salar de Atacama.

Fuente: EIA Compañía Minera RioChilex S.A.

De acuerdo con los resultados de las campañas y con una calibración TEM obtenida en los pozos RXSPO-7 y RXSPP-1, se identificaron 4 unidades geoelectricas (A, B, C y D). La primera (A) se define como un sector con resistividades mayores a 18 ohm-m y correspondería, según los autores, a sedimentos superficiales secos, rocas volcánicas y/o sedimentos compactados de baja permeabilidad. Esta unidad se distribuye preferencialmente como cubierta superficial y subyaciendo en el sector centro oriente. La unidad B correspondería a estratos con resistividades entre 4 y 10 ohm-m, considerada como el sector acuífero principal, con un espesor que puede alcanzar 350 m en algunos sectores. La unidad C definida en el rango de resistividades inferior a 4 ohm-m, correspondería a sedimentos finos y/o arcillas con agua salinas. Esta unidad se sitúa

de preferencia subyaciendo a la unidad B en el sector central y hacia el occidente. La última unidad (D), representaría sedimentos compactos de baja permeabilidad con un rango de resistividades comprendidas entre 11 y 18 ohm-m y se encuentra desarrollada en el sector occidental, sobreyaciendo a la unidad C y B. Los perfiles L7465N, L7445N y L7455N, pueden ser considerados como representativos de la zona.

Esos resultados muestran un acuífero principal de baja profundidad, coherente a los datos de niveles en este sector de la zona de estudio.

Más hacia el sur, el perfil L9 (Figura 5-18 y Figura 5-19) cruza el Salar en una orientación E-O comenzando, en su extremo oeste, sobre rocas sedimentarias en la Cordillera de la Sal, hasta llegar a los depósitos aluviales del margen este del Salar. Cabe destacar que en la Figura 5-19 se trazó, sobre los perfiles originales, el contacto entre las unidades geo eléctricas.

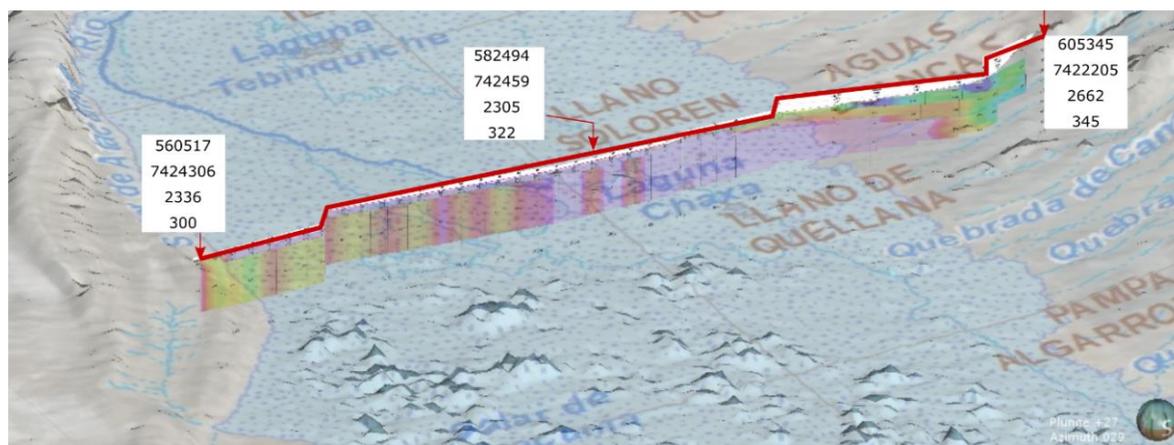


Figura 5-18: Ubicación del trazado del perfil TEM L9, en la parte central del Salar.

Se indican coordenadas y cota de las estaciones No. 300, 322 y 345. Detalle del perfil en Figura 5-19.

Fuente: Elaboración propia. Imagen extraída del modelo 3D Leapfrog realizado para el presente estudio.

En el perfil se observa una diferenciación en la distribución de resistividades en la mitad este y oeste del Salar. En la mitad oeste se identifica una capa de muy baja resistividad (<2,5 ohm-m) que se extiende desde la superficie hasta, aproximadamente, los 60 a 90 m de profundidad. Bajo este horizonte se extiende un nivel discontinuo, de resistividades variables entre 2,5 a 50 ohm-m que se extiende hasta el resto de la profundidad observada mediante el perfil (450 m). Mientras que la capa superficial se interpreta como la presencia de salmuera en el acuífero superficial del Salar, el horizonte inferior se interpreta como uno de menor permeabilidad, con variaciones laterales de facies y distribución discontinua de salinidad.

Por otro lado, la mitad oriental del Salar muestra una estructura similar a la observada en el resto de este margen con la identificación de unidades de resistividad contrastada, en forma de cuña, con las que se interpreta la presencia de una interfaz entre aguas frescas de recarga lateral, y salmuera en profundidad.

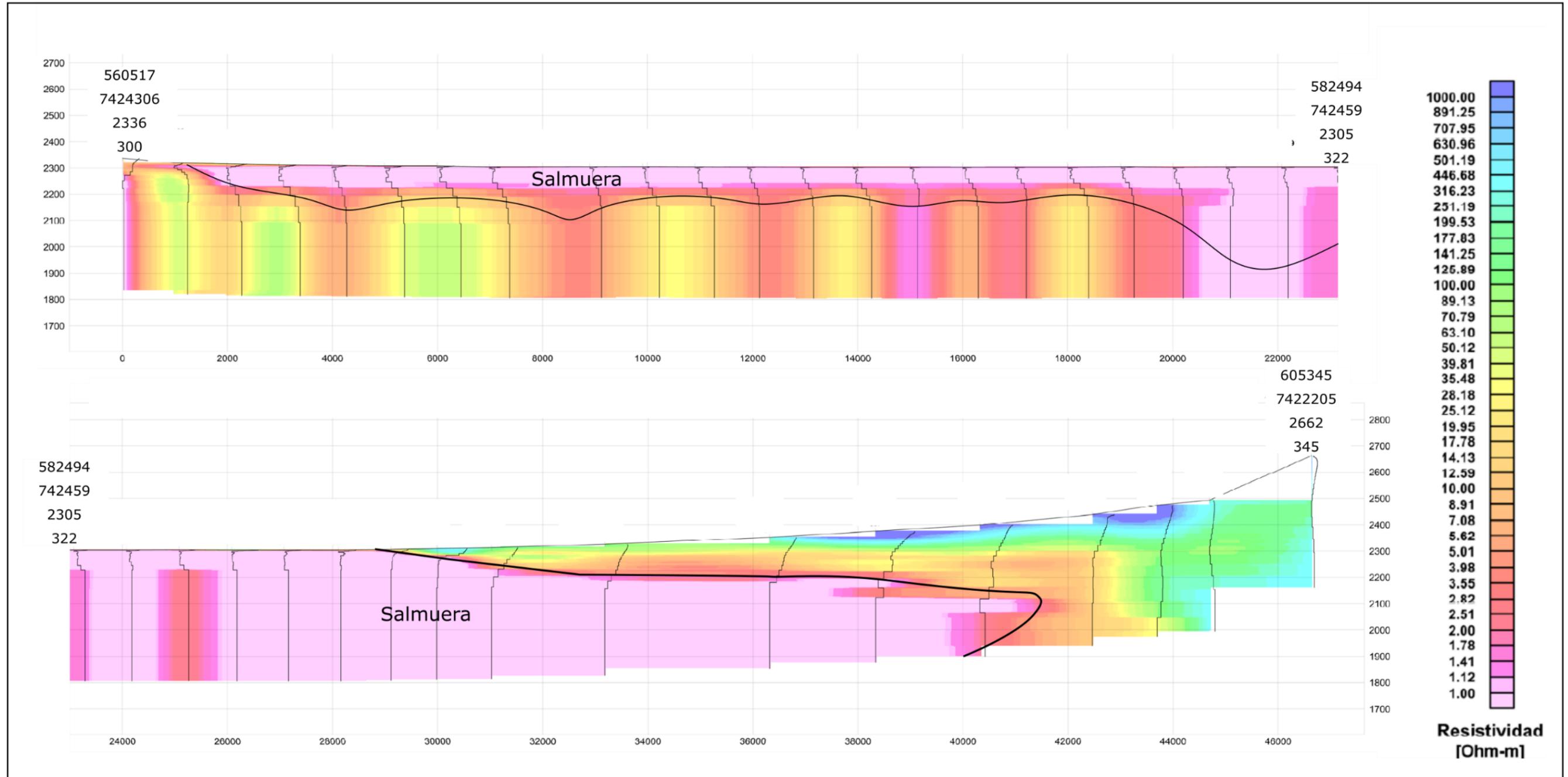


Figura 5-19: Perfil TEM L9 del sector central del Salar. Ubicación del perfil en Figura 5-9 y Figura 5-18.

Fuente: Modificado de Geodatos SAIC – DGA (2015).

5.3.2 Volúmenes 3D en Leapfrog

A partir de la información de pozos, geofísica, perfiles geológicos y modelos numéricos preexistentes se generaron 4 volúmenes 3D en el software Leapfrog Works (v3.1), que abarcan 5 de las 6 unidades hidrogeológicas definidas anteriormente. La UH 6, que corresponde al basamento, no se incluyó en el modelo.

El objetivo final del modelo 3D corresponde a la generación de las capas de un modelo numérico, por lo tanto, se ha intentado que las capas abarquen toda la extensión del modelo. Las relaciones entre las diferentes unidades hidrogeológicas y las capas del modelo son descritas en este apartado y están resumidas en la Tabla 5-5.

El modelo 3D presenta un límite lateral regido por el perímetro hidrológico de la cuenca del Salar de Atacama (ver capítulo 2) y los límites verticales definidos por la topografía en superficie (obtenida del modelo de elevación SRTM DEM con resolución 90 x 90m por píxel) y por zonas de menor conductividad hidráulica o por el basamento rocoso en la base, según sea el sector, lo que se detalla más adelante en el texto. En la Figura 5-20 se presenta cada uno de los volúmenes o capas que conforman el modelo. Además, en la Figura 5-21 y Figura 5-22 se muestra la relación espacial entre estas capas y las UHs.

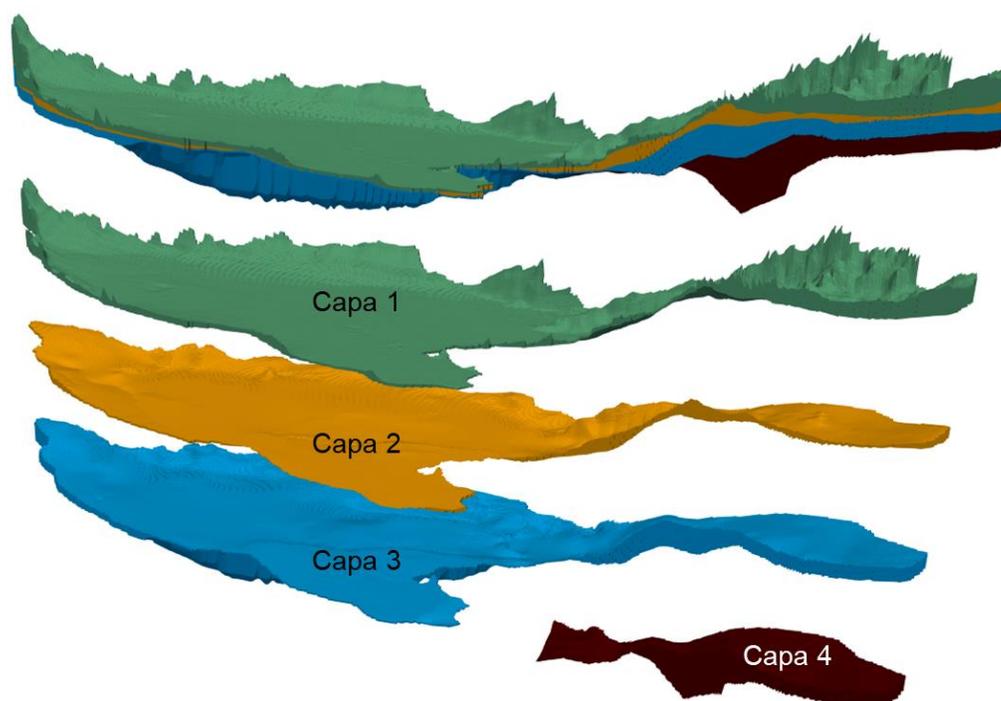


Figura 5-20: Distribución en profundidad de las capas del modelo.

Fuente: Elaboración propia.

Uno de los rasgos geológicos relevantes representados en la geometría con implicancias en la hidrogeología del Salar de Atacama es el SFS. Esta estructura de orientación principal N-S genera un ascenso del bloque occidental, disminuyendo el espesor de la capa 3 del modelo (UH 4) respecto al bloque oriental del SFS, donde la potencia es considerablemente mayor.

En la Figura 5-21 se ilustra una sección E-O localizada en el centro del Salar. La capa 1 se compone de la UH 2 Qcl de halita porosa en el extremo oeste del SFS, de la UH 3 Qcl de halita fracturada karstificada al este y de la UH 1 en el extremo este del modelo. La capa 2 en la zona Núcleo Salar, y en ambos bloques de la falla, está representada por las arcillas e ignimbritas de la UH 5, mientras que la zona Borde Este está compuesta por un nivel aluvial de menor permeabilidad de la UH 1. Por último, la capa 3 esta representa por la halita compacta de la UH 4 Qcl y el aluvial inferior de la UH 1 en la zona Borde Este. Esto se definió en base a los perfiles geofísicos de Geodatos SAIC – DGA (2015), CONAMA (2003), SGA (2015) y CSIC (2017).

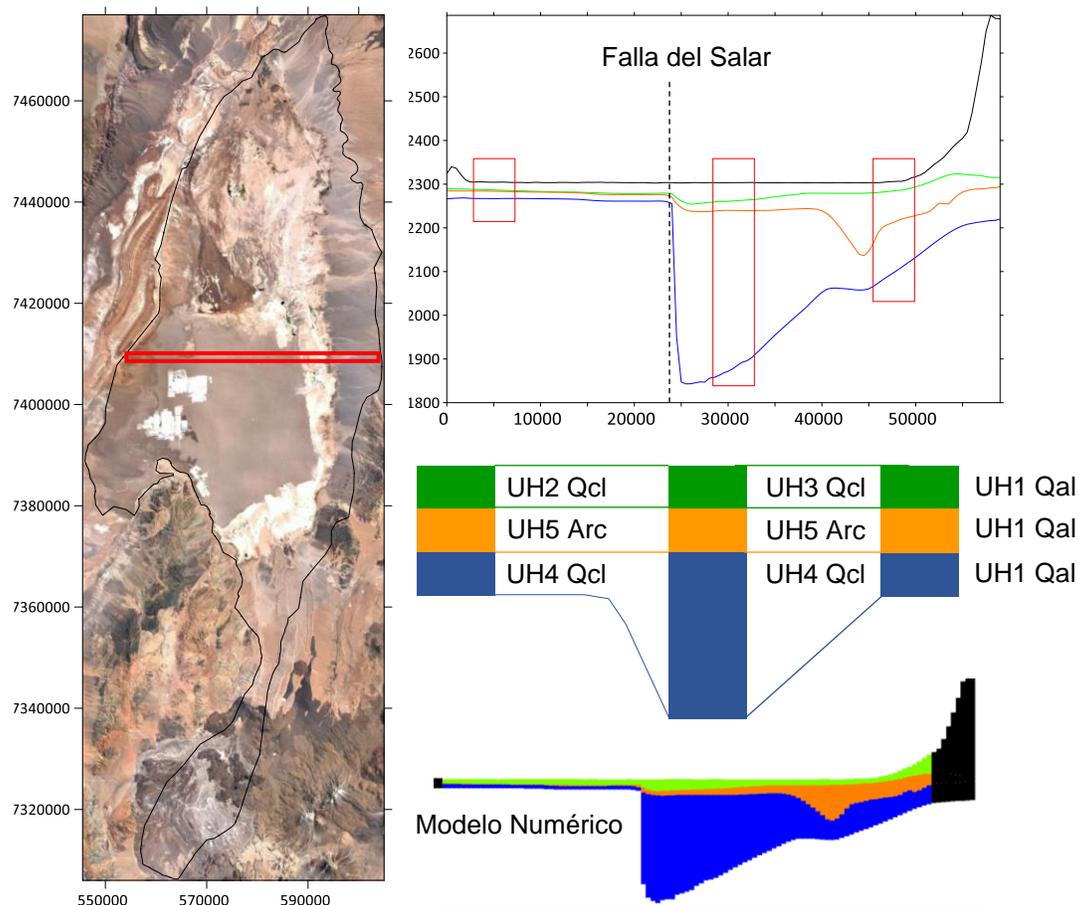


Figura 5-21: Perfil esquemático E-O en las zonas Núcleo Salar y Borde Este. El color verde representa la capa 1, el color naranja la capa 2 y el color azul la capa 3.

Fuente: Elaboración propia.

En la zona Norte, basándose en las referencias Gestionare (2018) y EDRA (1999), se reconocen tres UHs separadas por tres unidades de menor permeabilidad (acuitardos). Sin embargo, se optó por simplificar el modelo e incluir sólo las 3 unidades superiores, ya que corresponden a las unidades de mayor interés, además, debido a la poca información y menor conductividad hidráulica de las unidades más profundas. Por lo tanto, el área norte cuenta igualmente con dos UHs de origen aluvial, separadas por una unidad intermedia de menor permeabilidad y que de techo a base corresponden a aluvial superior (UH1), acuitardo (UH5) y aluvial inferior (UH1), que son equivalentes a las capas 1, 2 y 3 del modelo, respectivamente.

Respecto a la zona de MNT, el informe Golder (2017) y sus respectivos perfiles (MEL) indican nuevamente la presencia de dos unidades permeables separadas por una unidad de acuitardo, por lo que son coherentes con la geometría definida en el resto de los márgenes aluviales. Sin embargo, los perfiles y la geología superficial de los sectores Callejón y Tilopozo (norte de MNT) (Figura 1-3), muestran la ausencia del aluvial superior para dar paso a unidades de ignimbrita. En el sector Monturaqui (al sur), la unidad acuitardo desaparece quedando ambos aluviales conectados. Por lo tanto, en este sector la capa 1 del modelo representa los depósitos coluviales de la UH 1, la capa 2 representa la ignimbrita Tucúcaro de la UH 4, la capa 3 representa los depósitos de arenas y gravas de la UH 2 en la Quebrada Salín y se generó la capa 4 para representar las arenas limosas de los Estratos de Tilocalar, correspondientes a la UH 2 (ver Figura 5-22).

En resumen, los volúmenes superficiales UH 1 (zonas Norte, Borde Este y MNT), UH 2 (Oeste de la Falla Salar) y UH3 (Este Falla Salar) se unificaron en la Capa 1. Del mismo modo, se agruparon los volúmenes intermedios de la UH 1 (Borde Este), UH 5 (zona Norte), UH 5 (Oeste de la Falla Salar), UH 5 (Este Falla Salar) y UH 4 (MNT) en la Capa 2. Los volúmenes más profundos de la UH 1 (zonas Norte y Borde Este), UH 4 (Oeste de la Falla Salar), UH 4 (Este Falla Salar) y UH 2 (MNT) se incluyeron en la Capa 3. Por último, en la zona de MNT se generó la capa 4, profundizando el sector Callejón con la UH2 asociado a los Estratos de Tilocalar (Figura 5-22).

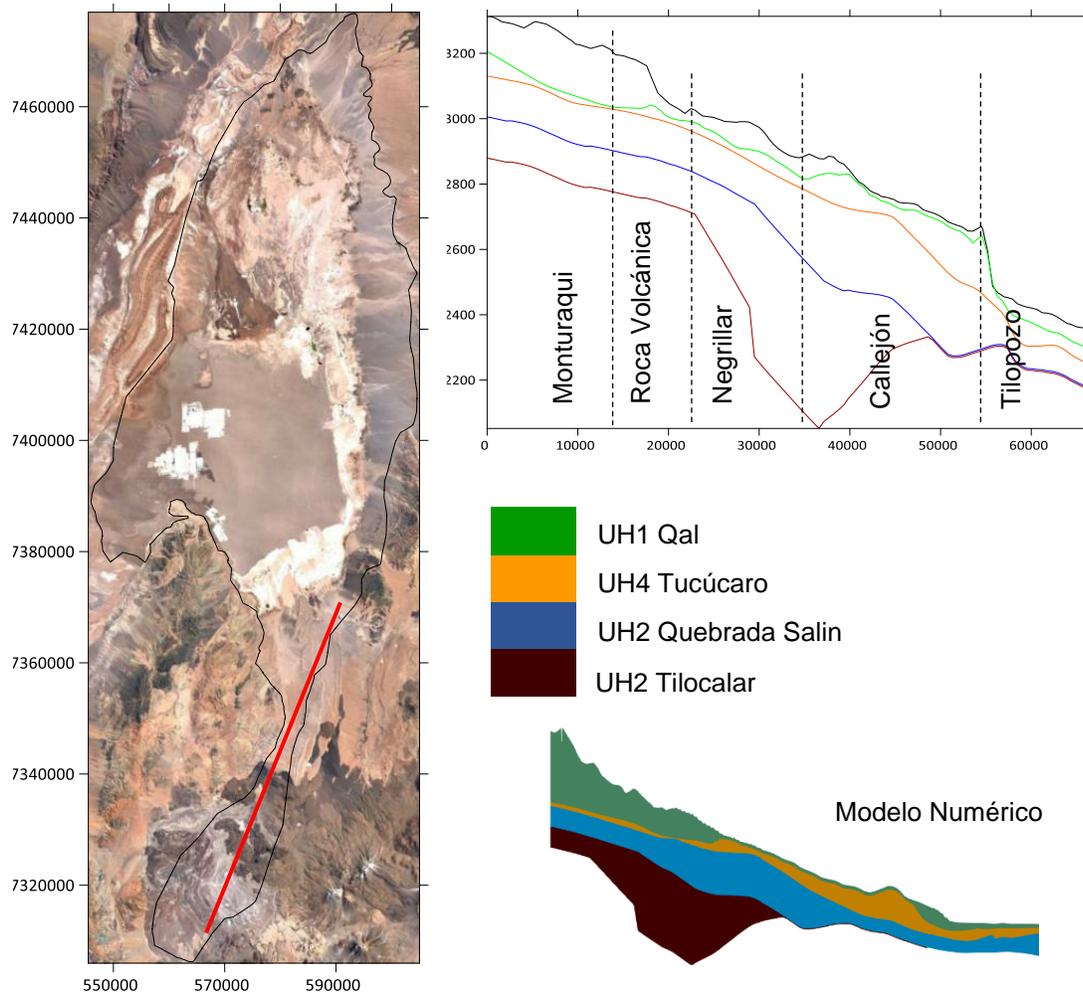


Figura 5-22: Perfil esquemático SO-NE en la zona de Monturaqui. El color verde representa la capa 1, el color naranja la capa 2, el color azul la capa 3 y el café la capa 4.

Fuente: Elaboración propia.

5.3.3 Geometría de la base del modelo

La profundidad y geometría de la base del sistema se definió a partir de distintos antecedentes recopilados y varía en función a las distintas zonas del Salar de Atacama (Figura 1-2) según se indica en los siguientes capítulos.

5.3.3.1 Zona Norte.

La base del modelo en la zona Norte se definió por el techo del acuitardo 3, según la caracterización de Gestionare (2018). Dicha unidad está formada por cenizas y arcilla compacta

de origen piroclástico. El techo de esta unidad se tomó como base del modelo debido a que esta unidad presenta valores de permeabilidad muy bajos.

La geometría de la base del sistema hacia el norte se definió a partir de los perfiles hidrogeológicos presentados en dichos antecedentes e ilustrados en la Figura 5-23 (Gestionare, 2018).

5.3.3.2 Núcleo salino.

La base del modelo en la zona Núcleo Salar corresponde con el límite superior de la unidad compuesta por facies de arcillas con intercalaciones de halita, yesos e ignimbritas de edad Plioceno caracterizada en la Cuarta Actualización Modelo Hidrogeológico SQM (CSIC, 2017).

En la zona Núcleo Salar el sistema de Falla del Salar genera un ascenso del bloque oeste y, por lo tanto, ocurre un cambio brusco en la geometría de la base del modelo 3D. De este modo, la base del modelo o techo de la unidad arcillosa se ubica a unos 50 m de profundidad al oeste de la falla y a 250 m de profundidad hacia el este de la falla, donde alcanza hasta 400 m de profundidad. La geometría y el efecto de la falla sobre las distintas unidades se definió a partir de los trabajos de Jordan *et al.*, (2002) y Marazuela *et al.* (2019), entre otros (Figura 5-24).

5.3.3.3 Zona Sur: Monturaqui-Negrillar-Tilopozo (MNT).

La UH basal que limita el acuífero de Monturaqui queda definida por el basamento hidrogeológico (UH-6) constituido por rocas de baja a muy baja capacidad para transmitir agua y caracterizado previamente en los antecedentes (Golder, 2017). Esta unidad está constituida por rocas de tipo volcánico y volcanoclástico (lavas, brechas y tobas) y rocas sedimentarias tipo conglomerados y areniscas de edad pre Cenozoicas. Los primeros metros presentan una alta fracturación y alteración, con relleno de arcilla, y en profundidad las rocas se presentan masivas con muy bajo grado de fracturación.

La geometría de la base del modelo en la zona MNT se definió a partir de los cortes hidrogeológicos (ver Figura 5-25) presentados en el estudio Golder (2017), que fueron elaborados a partir de líneas geofísicas.

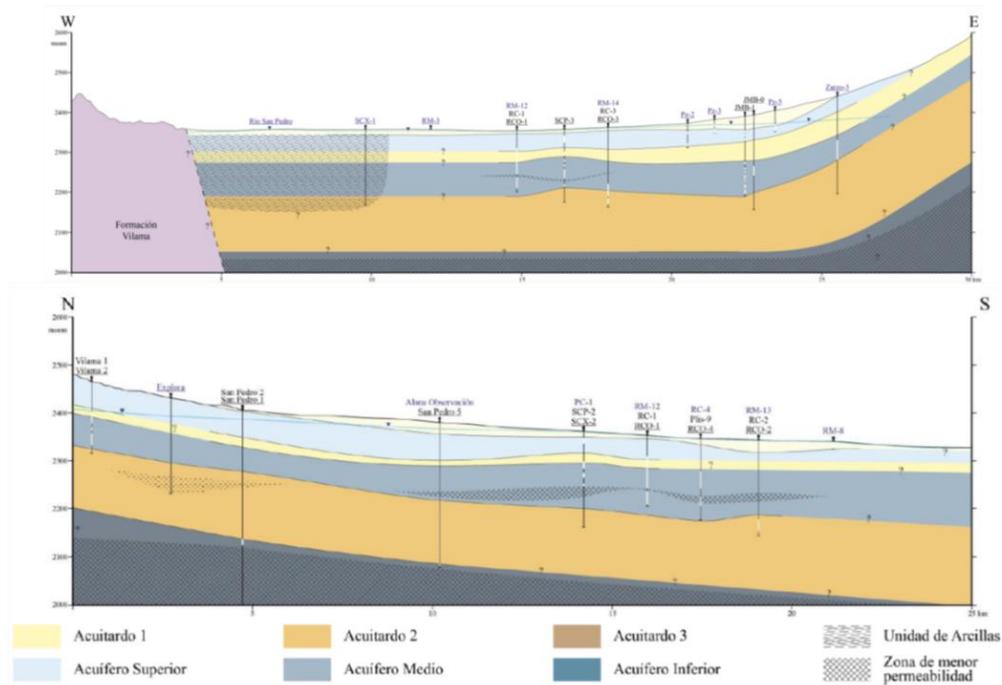
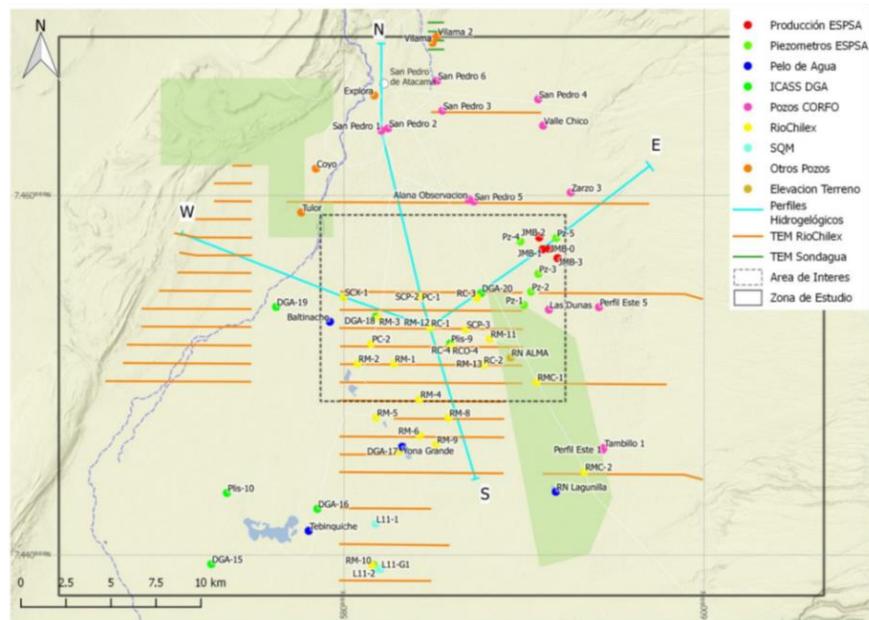


Figura 5-23: Perfiles hidrogeológicos del norte de la cuenca del Salar de Atacama.

Fuente: Gestionare (2018).

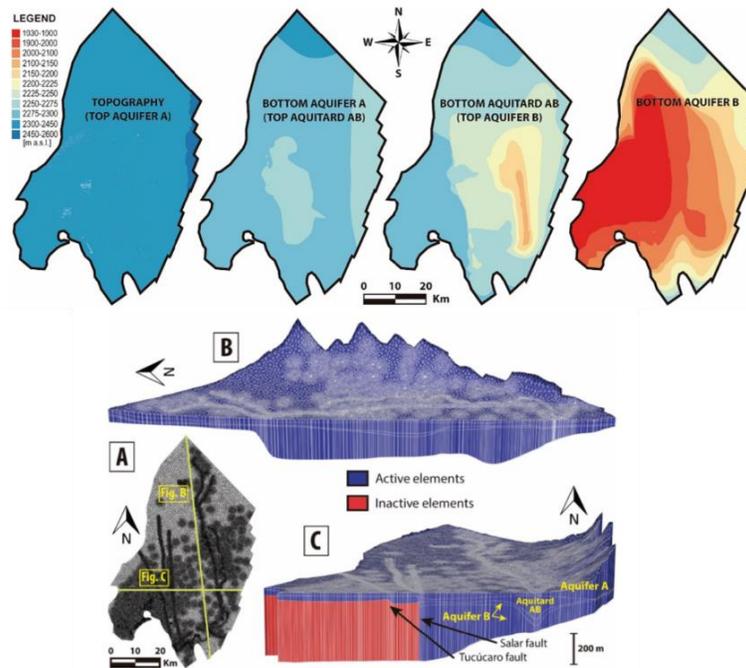


Figura 5-24: Geometría de las unidades A (acuifero), AB (acuitardo) y B (acuifero) en la zona del Núcleo del Salar y detalle del efecto de la falla del Salar en la geometría de las unidades.

Fuente: Marazuela et al. (2019).

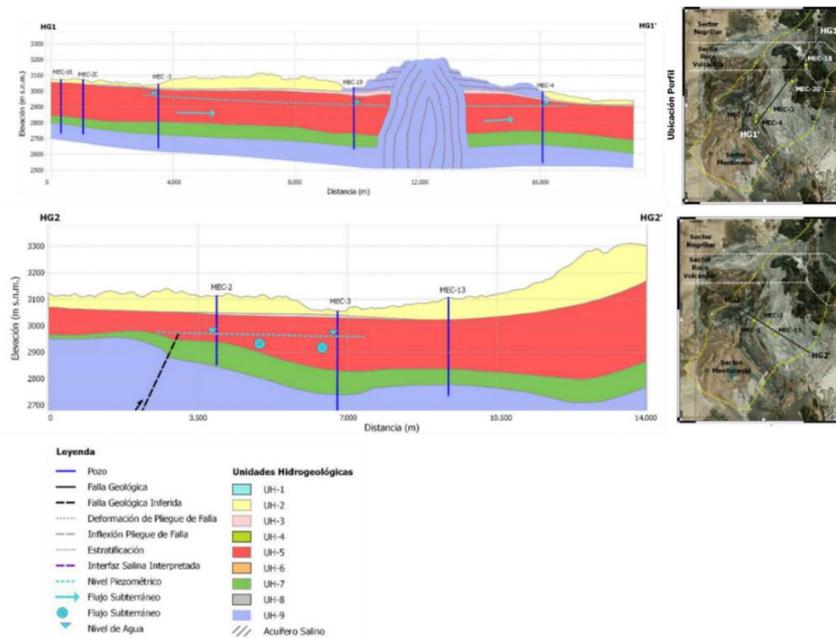


Figura 5-25: Perfiles hidrogeológicos de la zona Monturaqui.

Fuente: Golder (2017).

5.4 Piezometría

En el presente capítulo se realiza un análisis de la evolución temporal del nivel del agua de los pozos distribuidos en las diferentes zonas en las que se dividió el área de estudio.

Posteriormente, se presenta el mapa piezométrico con los niveles previos al inicio de las actividades de extracción minera. Estos niveles se corrigieron, respecto a su elevación (en m s.n.m.), y respecto a la densidad del agua, pasando todos los niveles a niveles equivalentes de salmuera. Al finalizar el apartado se presenta el mapa piezométrico del año 2019.

5.4.1 Inventario de puntos de agua

El análisis de la evolución temporal y del nivel de agua, se realizó a partir de registros históricos desde 1985 hasta el 2019. Estos registros se integraron en una base de datos compuesta por 844 puntos con niveles de agua (Anexo II - Apéndice D) y corresponden tanto a mediciones puntuales como a series de datos. El periodo que abarca un mayor número de registros en pozos corresponde a 1996-2019.

La distribución de los pozos con registro de nivel se encuentra localizada, esencialmente, en el Núcleo del Salar y en los bordes del mismo, así como en la zona MNT. Sin embargo, al norte del Núcleo del Salar se dispone de escasos registros y, además, son datos puntuales en casi todos los pozos. Por otro lado, en los bordes de la cuenca, no se dispone de pozos con registros.

En la Figura 5-26 se puede observar la distribución espacial de los pozos con registros de nivel.

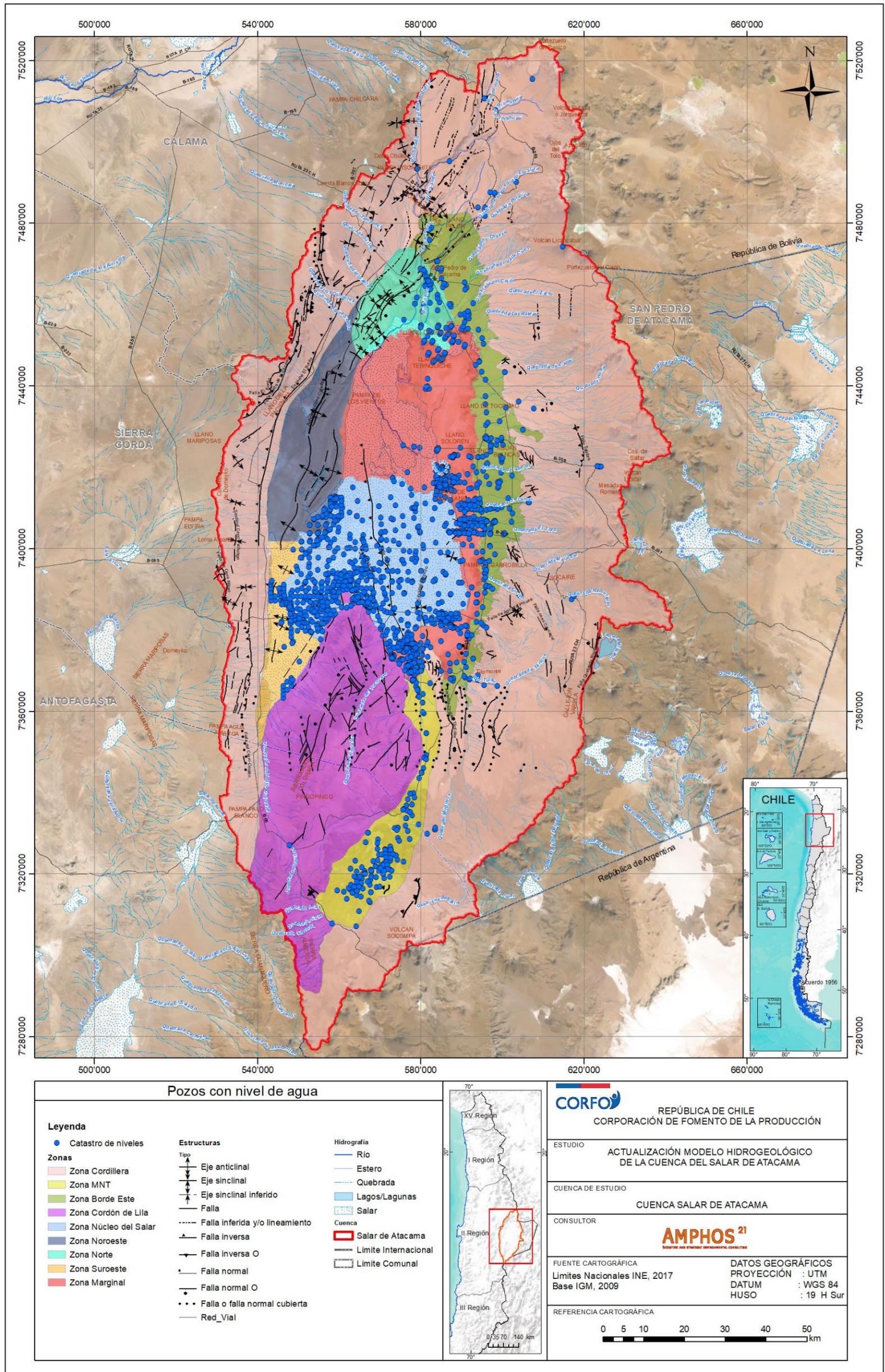


Figura 5-26: Catastro de pozos con registro de nivel de agua.

Fuente: Elaboración propia.

5.4.2 Evolución de niveles

Los pozos estudiados respecto a la evolución temporal del nivel de agua se localizan en las siguientes zonas:

- Marginal
- Borde Este
- Núcleo Salar
- MNT

En la Figura 5-27 se muestran las diferentes zonas estudiadas y los pozos que se tuvieron en cuenta como referencia para el análisis. La fuente de los datos corresponde, principalmente, a mediciones que realiza SQM Salar S.A. en el Plan de Seguimiento Ambiental (PSA), comprometido en el RCA 226/2006. Estos datos se obtuvieron a partir de una comunicación directa con la minera SQM Salar S.A., además se utilizó información complementaria obtenida del modelo numérico presentado en el EIA de Rockwood Lithium, elaborado por SGA (2015), la adenda complementaria de Minera Escondida Limitada (Golder, 2018b) y el PSA de Albemarle. A continuación, se detalla la evolución de los niveles por zonas, para el periodo desde 1986 hasta 2019.

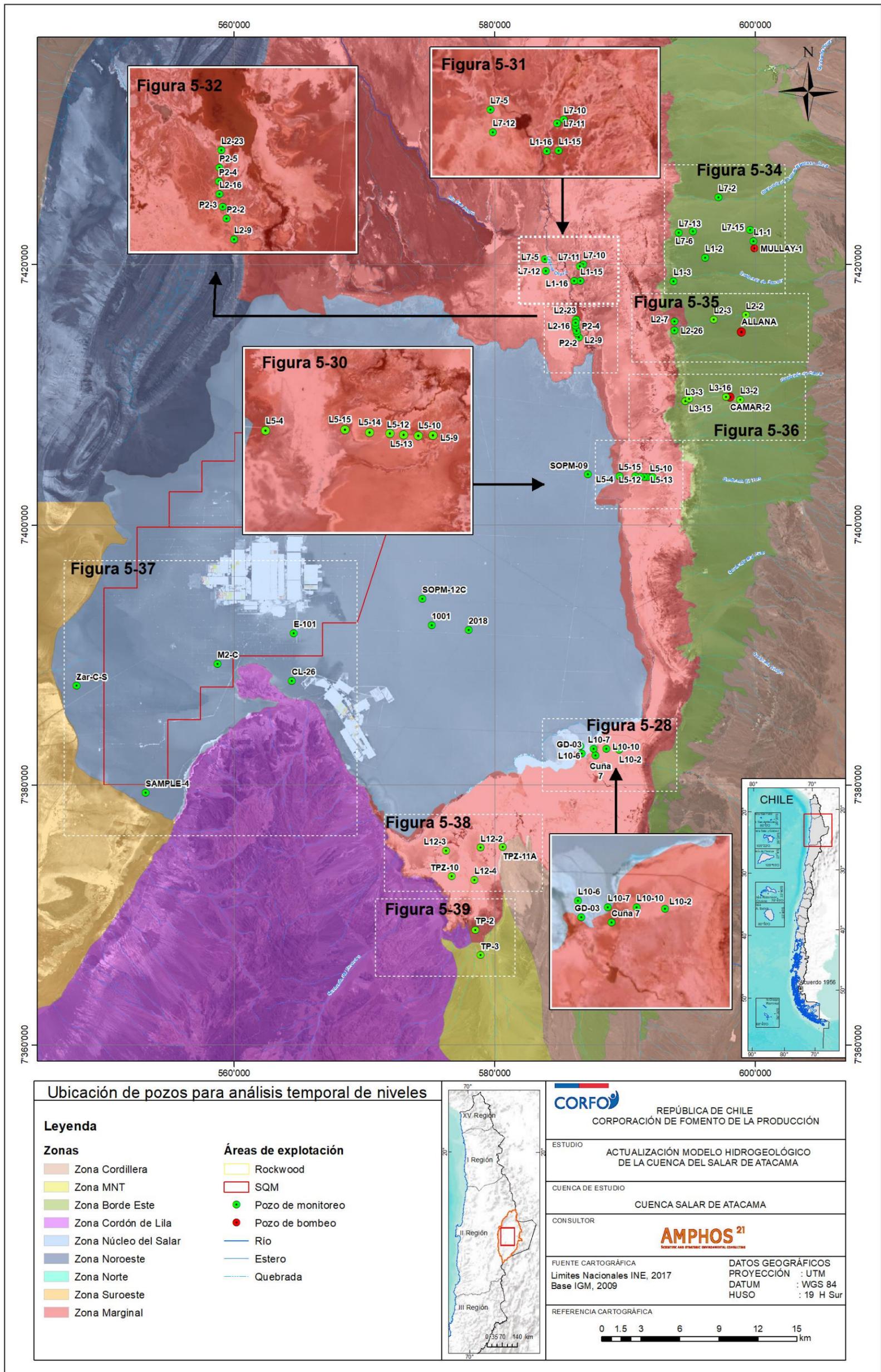


Figura 5-27: Ubicación de los pozos analizados en la evolución temporal del nivel de agua.

Fuente: Elaboración propia a partir de referencias citadas en texto.

Zona marginal, sureste del Salar (Laguna Interna, Salada y Saladita)

En la Figura 5-28 se muestra la evolución temporal del nivel piezométrico de 6 pozos, (Cuña 7, GD-03, L10-2, L10-6, L10-7 y L10-10) representativos del comportamiento hidráulico de la zona. Su localización se puede ver en la Figura 5-27.

La tendencia general del nivel piezométrico es a mantenerse constante, aunque con variaciones, de orden centimétrico a decimétrico y de tipo estacional, a lo largo del periodo de medición. La cota piezométrica aumenta entre los meses de diciembre a marzo (meses en que se produce las mayores precipitaciones). Destaca un incremento de hasta 50 cm en marzo de 2015 y durante febrero de 2017, relacionado con lluvias intensas.

A partir de 2012 el aumento en los niveles es más significativo, ya que las precipitaciones han aumentado debido al efecto cíclico del Niño (ENSO). Concretamente, el aumento de la cota piezométrica se produce en los meses de febrero de 2012, 2013 y 2017, así como en marzo de 2015 y coincide con precipitaciones de entre 13 mm/mes y 45 mm/mes, registradas en la estación meteorológica Peine (2.460 m s.n.m.), situada a 7 Km al sureste de las lagunas. Mediante el análisis anterior, se estima que el acuífero tiene una respuesta, relativamente rápida frente a los eventos de precipitación con el que se produce un aumento en la cota piezométrica.

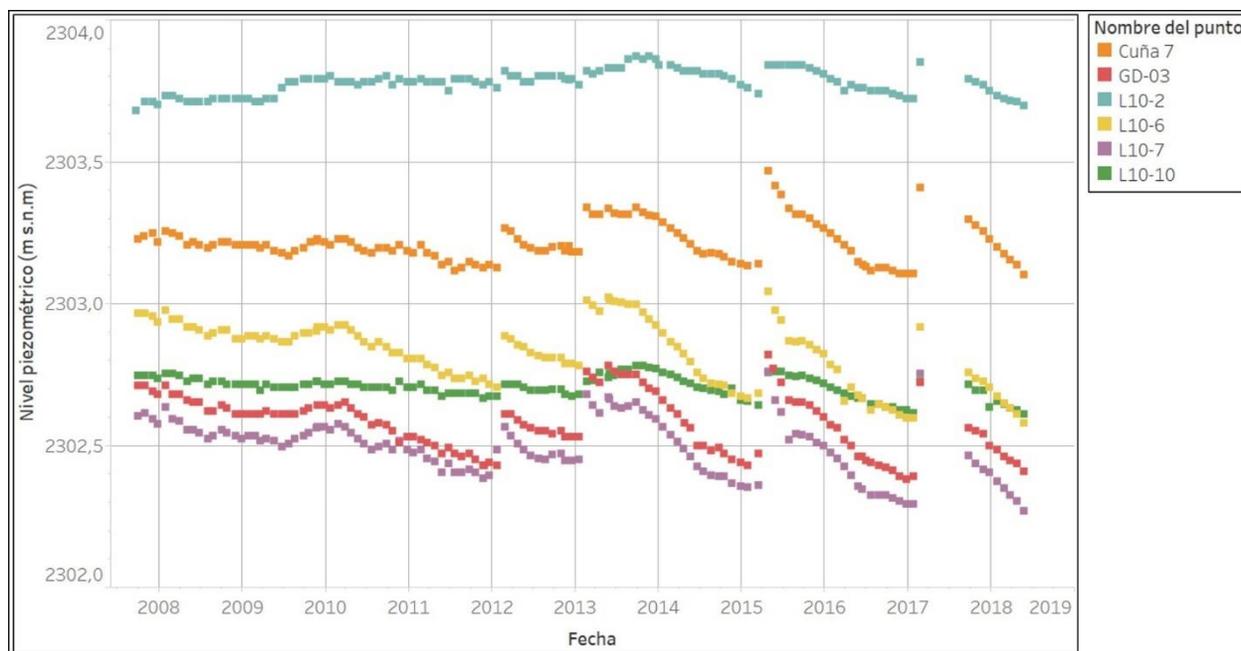


Figura 5-28: Evolución temporal de la cota piezométrica en el borde sureste del Salar de Atacama (zona Marginal).

Fuente: Elaboración propia.

El nivel piezométrico en pozos situados en el Núcleo, en las proximidades del borde sureste, como por ejemplo los pozos 2018, 1001 y SOPM-12C (Figura 5-29), muestran un descenso del nivel desde el año 1996 hasta la actualidad de alrededor de 90 cm. Además, se observa que cuando el nivel se encontraba más próximo a la superficie (pozo 2018 entre los años 1986 y 1993), el Núcleo tenía un comportamiento estacional controlado por la evaporación, mientras que, en los últimos años, concretamente desde 2012, descendió el nivel progresivamente debido a la extracción de salmuera. No obstante, cabe destacar que los incrementos puntuales del nivel en los eventos de recarga por precipitación amortiguaron parte del descenso. El descenso observado tiende a la estabilización después de cada evento de recarga, en valores próximos a la cota 2.300 m s.n.m.

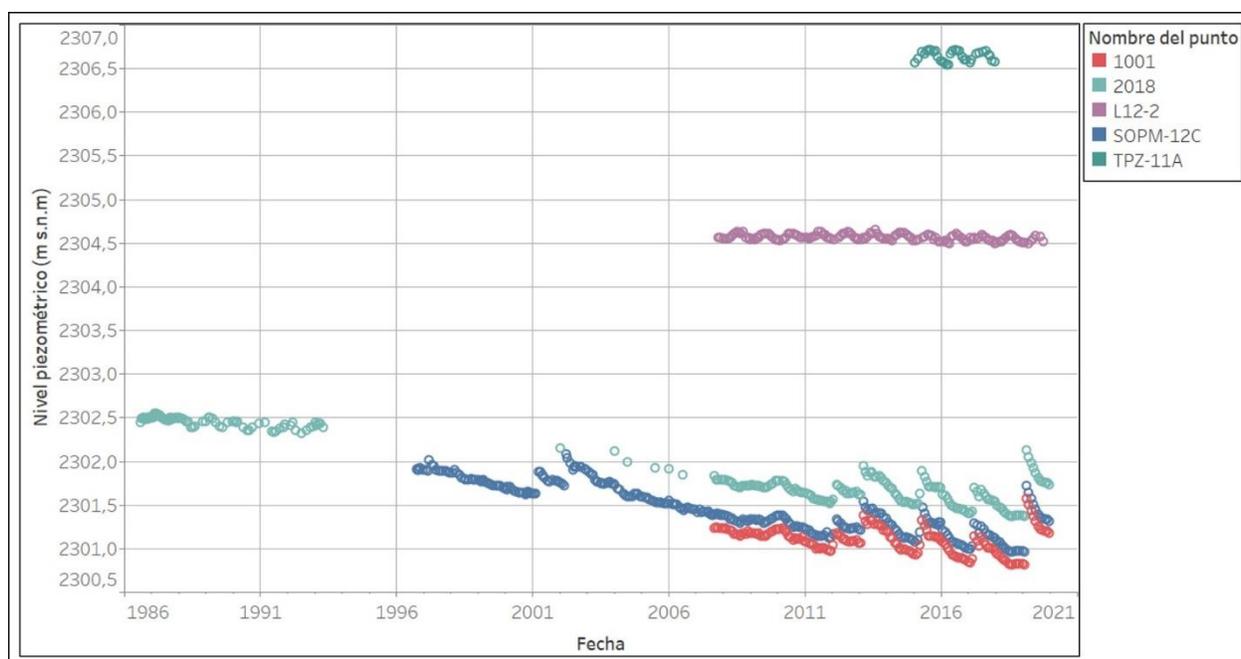


Figura 5-29: Evolución temporal de la cota piezométrica en el borde sureste del Salar de Atacama, zona Marginal (L12-2 y TPZ-11A) y Núcleo (pozo 2018, 1001 y SOPM-12C).

Fuente: Elaboración propia.

Zona Marginal centro y norte (Aguas de Quelana, Laguna Chaxa y Barros Negros)

Los pozos de monitoreo de los gráficos que se presentan a continuación se encuentran en las proximidades de la laguna Aguas de Quelana (Figura 5-30), en las inmediaciones de la laguna Chaxa (Figura-5-31) y aguas abajo de la laguna Chaxa, a la altura de Barros Negros (Figura-5-32). La localización de estos puntos se encuentra en la Figura 5-27.

El nivel piezométrico en esta zona está influenciado por la evaporación, que produce un comportamiento estacional, con mínimos en los meses de verano y máximos durante el invierno. Por otro lado, los eventos de recarga por precipitación producen un incremento centimétrico a decimétrico de la cota piezométrica, sobre todo a partir del año 2012, correspondiente al periodo de mayores precipitaciones del ciclo ENSO. La respuesta del acuífero frente a los eventos de recarga es relativamente rápida. En la Figura 5-30 y Figura-5-31 se observa la misma tendencia estacional, lo que indica que la zona Marginal centro y norte tienen un comportamiento hidráulico similar.

En los pozos de la Figura-5-32 la variación estacional del nivel es más significativa que en el resto de las zonas estudiadas. Esto puede ser debido a que la evaporación es más alta por estar más someros los niveles de agua. Adicionalmente, se observa que entre el año 2017 y 2019 los niveles mostraron una leve tendencia al descenso, alcanzando mínimos históricos, para luego ascender 50 cm aproximadamente producto de un evento de recarga por precipitaciones ocurrido durante el mes de febrero de 2019.

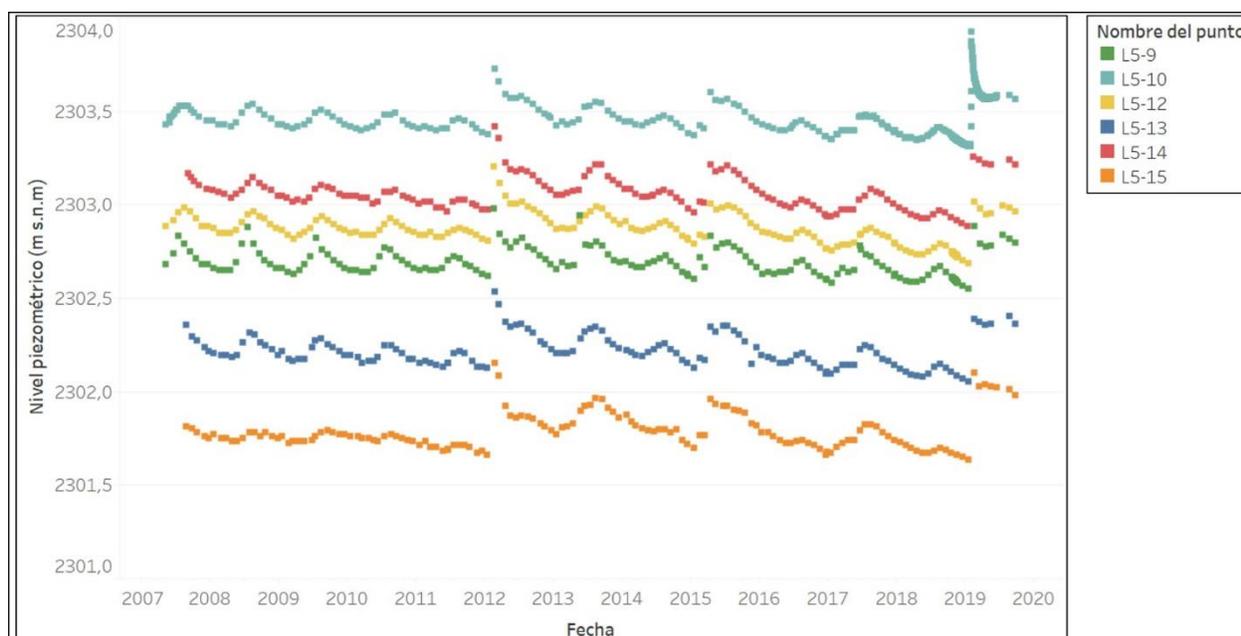


Figura 5-30: Evolución temporal de la cota piezométrica en la zona Marginal centro del Salar de Atacama (Aguas de Quelana).

Fuente: Elaboración propia.

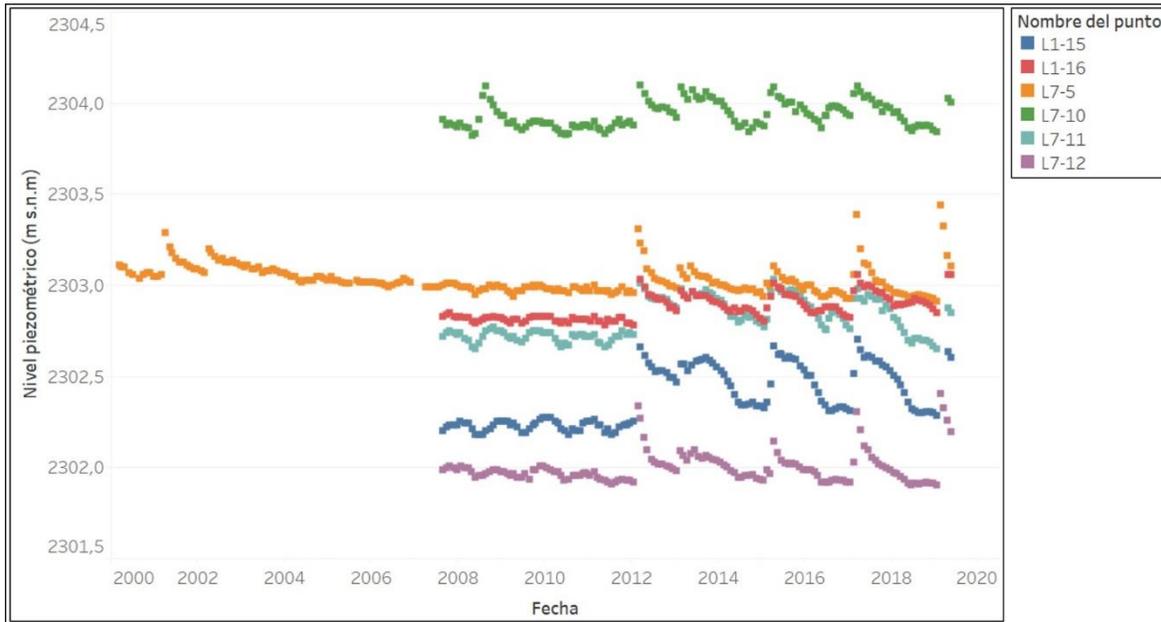


Figura-5-31: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona Marginal norte del Salar de Atacama (Laguna Chaxa).

Fuente: Elaboración propia.

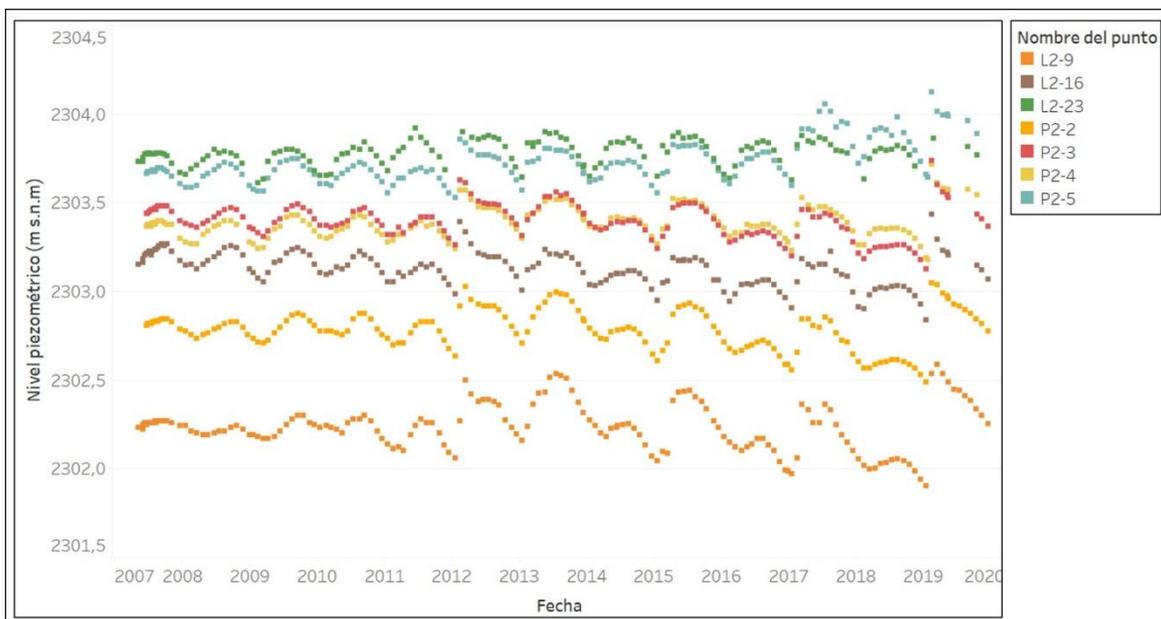


Figura-5-32: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona Marginal norte del Salar de Atacama (Barros Negros).

Fuente: Elaboración propia.

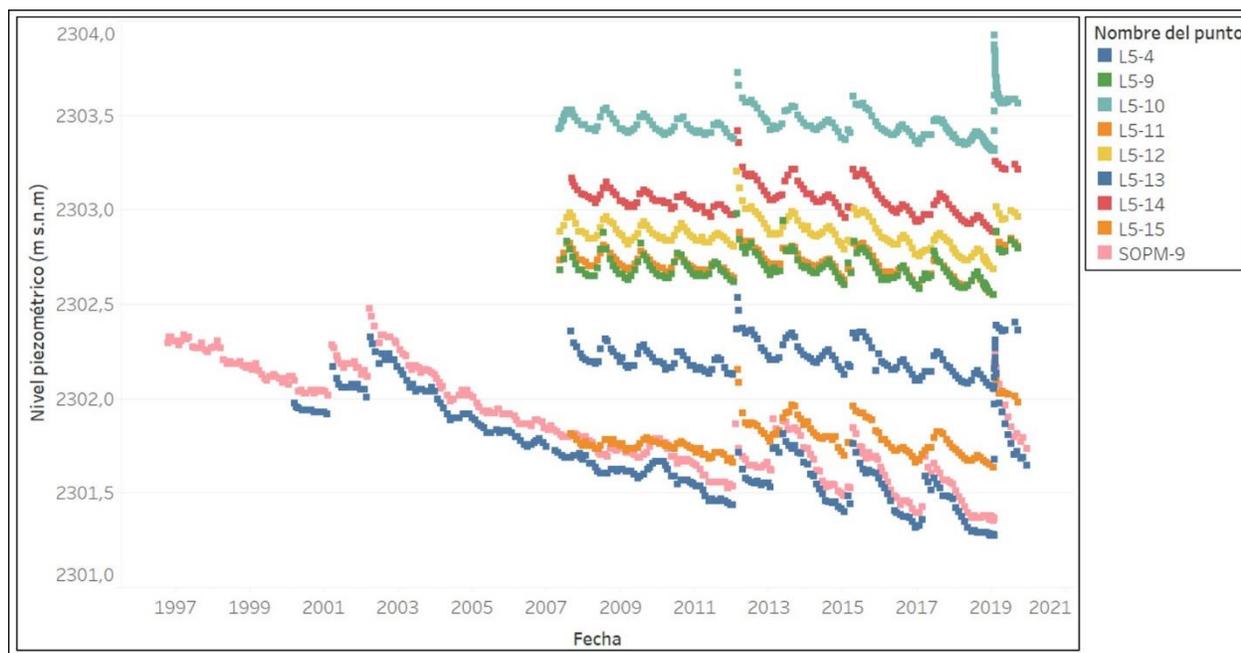


Figura 5-33: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona Marginal centro del Salar de Atacama y Núcleo (SOPM-9, L5-4).

Fuente: Elaboración propia.

En el gráfico de la Figura 5-33 se observan los pozos que se encuentran en la traza imaginaria de un perfil E-O, que atraviesa la zona Núcleo Salar y Marginal (Figura 5-27). En éste se observa que el nivel de los pozos localizados cerca del Núcleo (SOPM-9 y L5-4) presenta una tendencia de descenso, con una tasa de 6 cm/año desde el año 2000 hasta comienzos de 2019, debido posiblemente al efecto continuado de la extracción de salmuera. Posteriormente, durante febrero de 2019 los niveles ascienden 70 cm aproximadamente debido a la recarga por precipitación.

Zona Borde Este (Pozo Mullay, Allana y Camar)

En los depósitos aluviales del Borde Este, existen varios pozos de bombeo, entre los cuáles se encuentra el Pozo Mullay, el Allana y el Camar. Todos ellos tienen derechos de agua otorgados.

En las inmediaciones del Pozo Mullay-1 (Figura 5-27), los pozos de monitoreo muestran un descenso de alrededor de 1 m (Figura-5-34) (pozo L1-1, situado a 800 m al sureste del Mullay y pozo L7-15, a 300 m al noreste del mismo), mientras que a 4 Km el efecto del bombeo todavía es notorio, produciendo un descenso de 70 cm y 50 cm (pozos L7-2 y L1-2). Aparentemente, el radio de influencia del bombeo del pozo Mullay-1, en ausencia de otras alteraciones, podría ser de hasta 5 Km (pozo L7-13). En las inmediaciones de la Laguna Piular ya no se observa el efecto del bombeo (pozo L7-14).

En el pozo Allana se observa la misma tendencia y el mismo radio de influencia observado (5 Km) que en las inmediaciones del pozo Mullay (Figura 5-35). Por otro lado, en las inmediaciones del pozo Camar-2 (Figura 5-36) se observa una tendencia al descenso, la que fue interrumpida en 2016 y 2018 por la activación del plan de contingencia (SMA y SPDC, 2019), que provocó la detención de los bombeos en este pozo.

La tendencia general de descenso se marca más a partir de finales de 2008, cuando se incrementó la tasa de bombeo de los pozos con derechos de agua. A diferencia de la zona Marginal, el acuífero aluvial no muestra variaciones del nivel de tipo estacional, asociadas a la evaporación. Por otro lado, solo es posible observar ascensos asociados a la recarga por precipitación en los pozos ubicados en la cercanía de la zona marginal (L1-3, L2-7, L2-26, L3-3 y L3-15). Los ascensos descritos son especialmente notorios durante el año 2019.

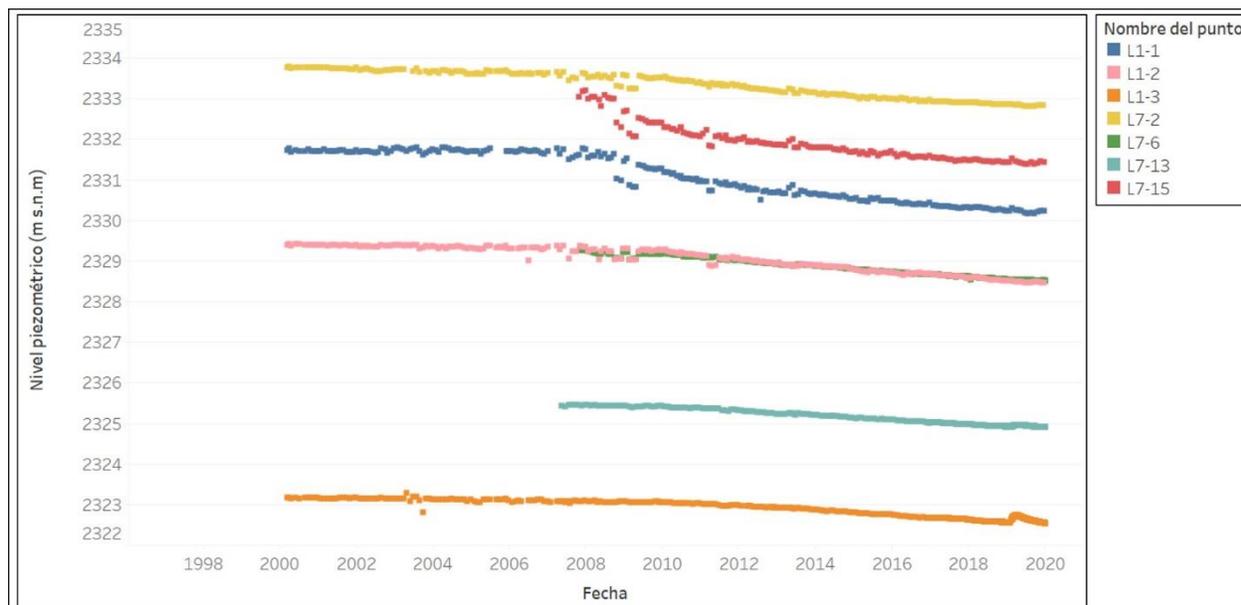


Figura-5-34: Evolución temporal de la cota piezométrica en el acuífero aluvial Salar de Atacama (inmediaciones del Pozo Mullay-1).

Fuente: Elaboración propia.

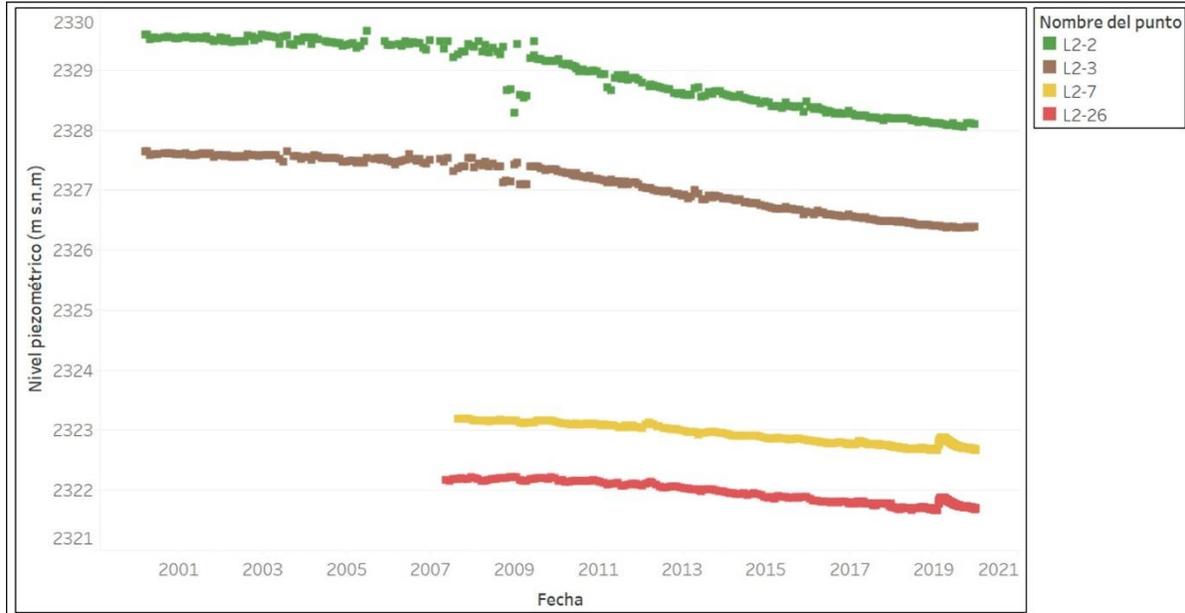


Figura 5-35: Evolución temporal de la cota piezométrica en el acuífero aluvial Salar de Atacama (inmediaciones del Pozo Allana).

Fuente: Elaboración propia.

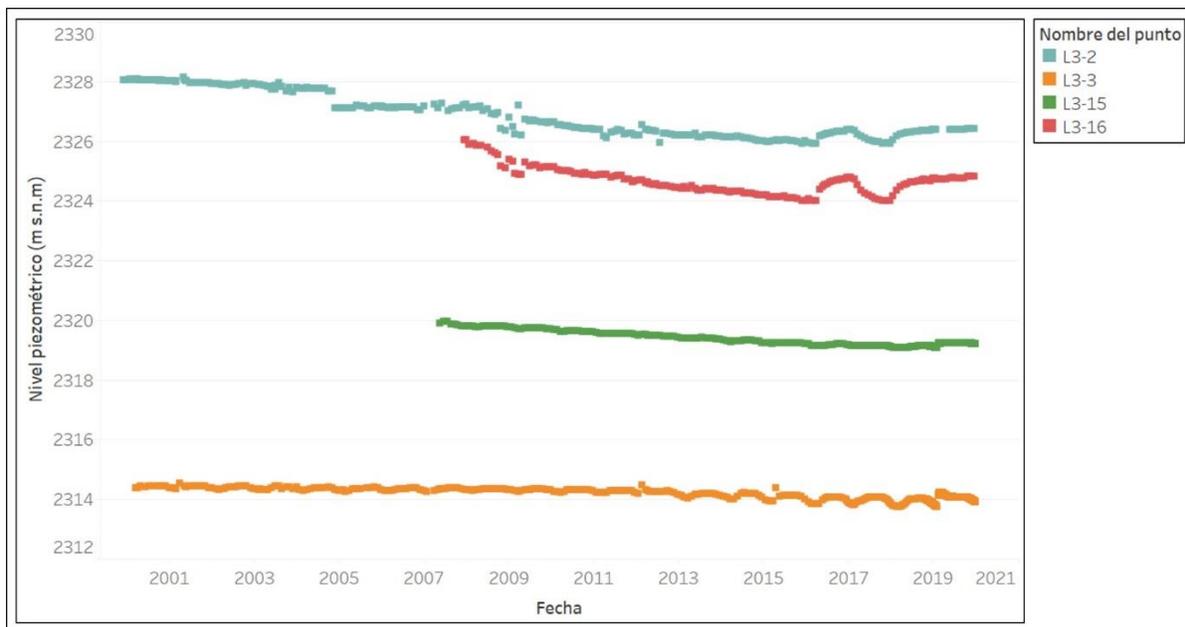


Figura 5-36: Evolución temporal de la cota piezométrica en el acuífero aluvial Salar de Atacama (inmediaciones del Pozo Camar-2).

Fuente: Elaboración propia.

Núcleo del Salar de Atacama, área de extracción.

En la Figura-5-37 se observa la evolución temporal del nivel piezométrico, desde 1997 hasta finales de 2019, en algunos pozos que se encuentran en el sector occidental del Núcleo del Salar.

En general los niveles muestran una tendencia al descenso, provocada por las extracciones industriales realizadas por SQM en el Salar. El pozo M2-C (Figura 5-27) presenta los mayores descensos, con tasas de 0,2 m/año entre 1997 a 2012 y 1 m/año entre 2012 y 2017. Lo anterior se explicaría debido al aumento de la extracción de salmuera por parte de SQM Salar S.A. establecido en el RCA 226/2006, de 1.250 a 1.500 l/s. En este pozo la cota piezométrica descendió un máximo de 9,8 m a lo largo del periodo monitoreado.

A partir de 2018 se observa una tendencia al ascenso en los niveles de los pozos M2-C, CL-26, Zar-C-S y E-101. Esta tendencia podría explicarse debido a un cambio en los puntos de explotación de la salmuera (los operadores cambian los puntos de extracción dentro de sus áreas de explotación según sean las leyes de la salmuera).

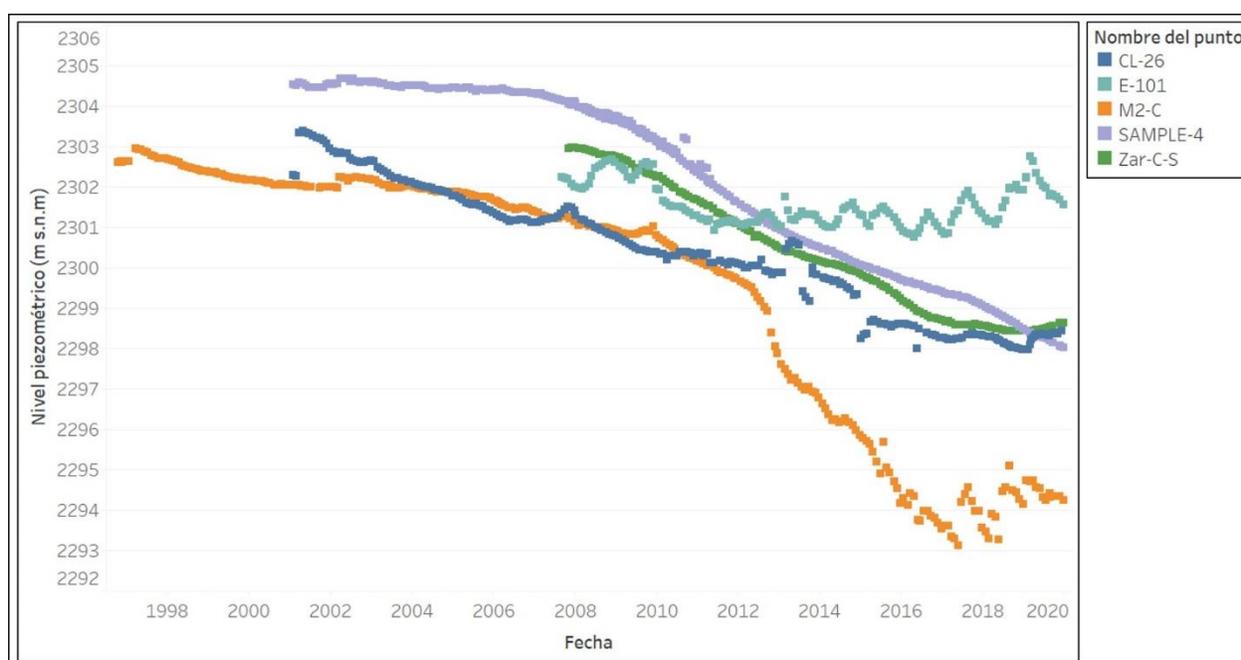


Figura-5-37: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona de influencia del cono de bombeo generado por SQM.

Fuente: Elaboración propia.

Zona de MNT en la zona límite del Sector Tilopozo y el Sector Callejón

En la Figura 5-38 se observa la evolución temporal del nivel piezométrico desde 1997 hasta 2019, de 7 pozos situados en la zona MNT (Figura 5-27), en el límite entre el Sector Tilopozo y el Sector Callejón (Figura 5-41). Cabe resaltar, que estos pozos se ubican en una zona con abundante vegetación.

El nivel piezométrico en esta zona está influenciado por la evaporación, que produce una estacionalidad con niveles mínimos en los meses de verano, y también por los eventos de recarga, que implican un incremento centimétrico de la cota piezométrica, sobre todo a partir del año 2012, correspondiente al ciclo ENSO más lluvioso. La respuesta del acuífero frente a los eventos de recarga es relativamente rápida y de menor magnitud que en los otros sectores de la zona Marginal.

En los pozos L12-2, L12-3, L12-4, TPZ-10 y TPZ-11A (Figura 5-38), el nivel piezométrico se mantiene estable en el periodo de tiempo analizado, únicamente reflejando las variaciones estacionales. Estos tienen un comportamiento muy similar a los pozos ubicados en la zona Marginal sureste.

Sin embargo, en la Figura 5-39 se grafica la evolución piezométrica de los pozos TP-2 y TP-3, donde se puede observar la variación estacional, así como una tendencia descendente a partir del 2002, siendo la tasa de descenso para el pozo TP-2 próxima a 1,1 cm/año y para el TP-3 de 1,7 cm/año, durante el periodo 2002-2014. Estos descensos podrían asociarse a las extracciones realizadas en el acuífero de MNT.

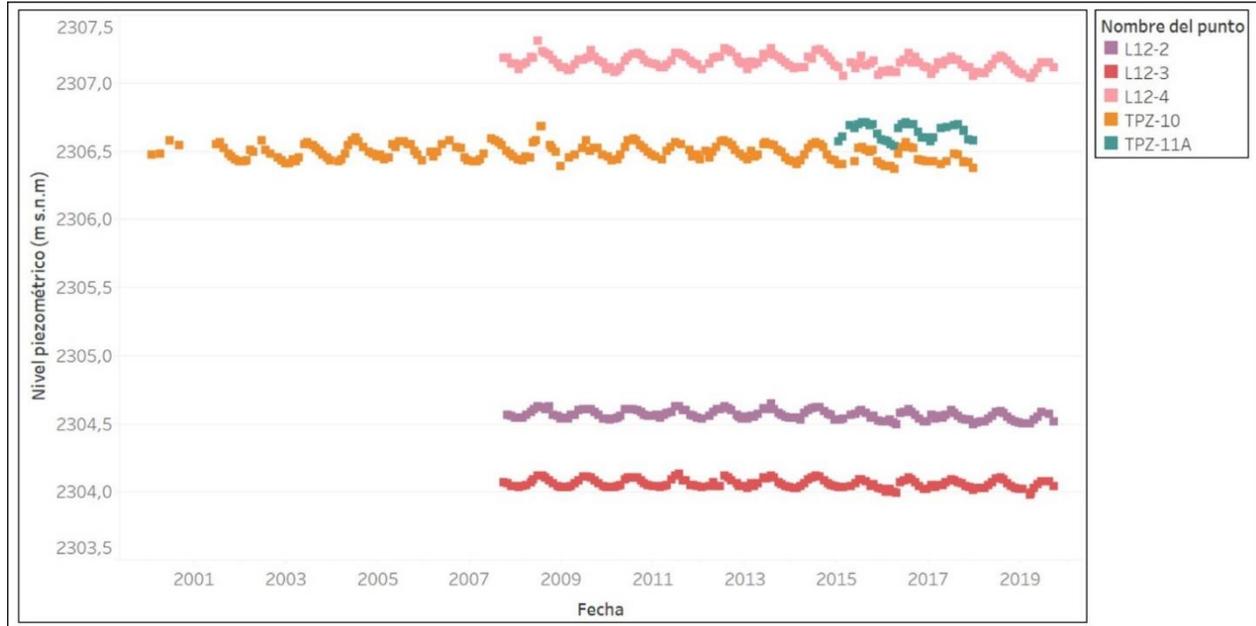


Figura 5-38: Gráfico con variación de las cotas piezométricas en la zona limítrofe entre el sector Tilopozo y el sector Callejón, en la zona de MNT.

Fuente: Elaboración propia.

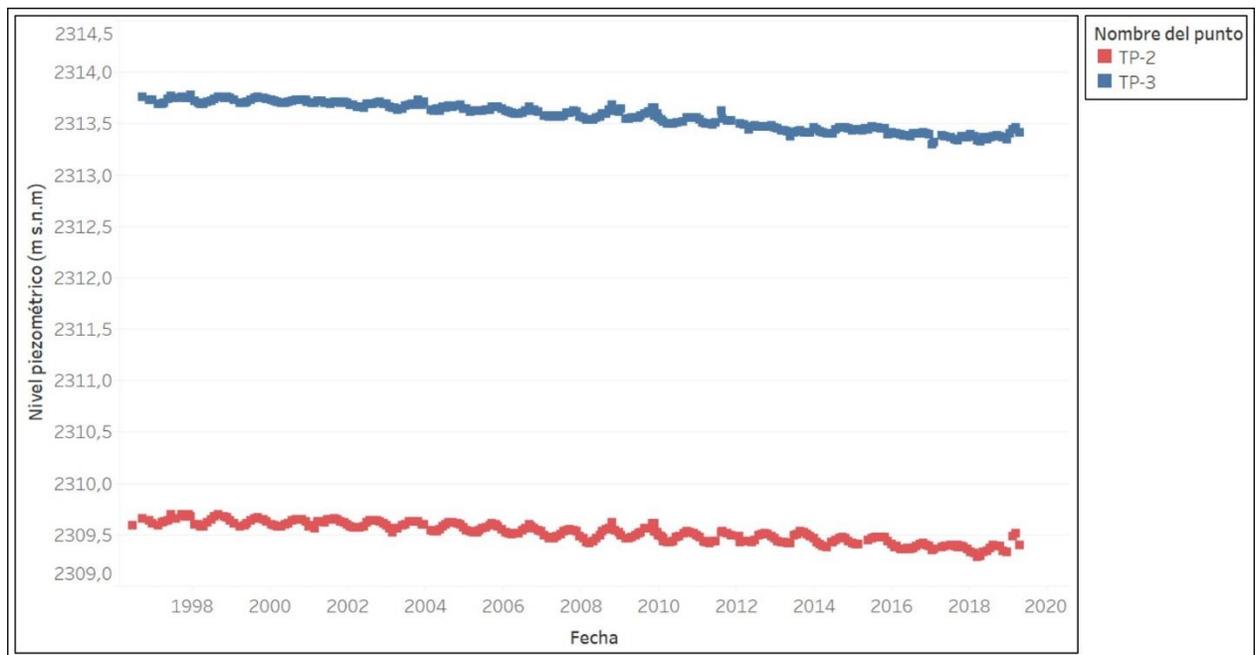


Figura 5-39: Gráfico con la variación de las cotas piezométricas en los pozos TP-2 y TP-3.

Fuente: Elaboración propia.

Zona MNT desde el sector de Monturaqui hasta el sector de Callejón

En este apartado se muestra la evolución del nivel freático del acuífero MNT, desde la zona de Monturaqui, aguas arriba de la zona de bombeo, hasta el sector de Callejón (Figura 1-3). En la Tabla 5-8 se incluyen los 15 pozos utilizados y la tasa de descenso aproximada, para el periodo 2005-2015 y que se graficaron en la Figura 5-40. La ubicación de los pozos estudiados se puede ver en la Figura 5-41. La tasa de descenso se obtuvo a partir del estudio Golder (2017).

Se puede observar que la tasa de descenso, a lo largo del periodo analizado, es próximo a 1 m/año, aguas arriba de la zona de bombeo, siendo máxima en ella y alcanzando valores entre 1,3 y 1,7 m/año. La mayor tasa de descenso es cercana a 4 m/año, en el pozo de bombeo MPW-21.

Aguas abajo de la zona de bombeo, la tasa de descenso disminuye hasta un valor medio de 0,5 m/año a lo largo del sector Roca Volcánica y Negrillar, llegando a valores inferiores a 0,15 m/año en el sector de Callejón y a valores inferiores a 0,02 m/año en el límite entre Callejón y Tilopozo.

Tabla 5-8: Tasa de descenso promedio (m/año) del periodo 2005-2015, para la zona de MNT.

ID_GIS	X_WGS84	Y_WGS84	Elevación (m s.n.m.)	Tasa de descenso aproximada (m/año) 2005-2015	Ubicación Sectores MEL	
MER-42B	564.931	7.310.713	3306,6	1,00	Aguas arriba del bombeo	Monturaqui
MER-24A	567.846	7.315.353	3158,2	1,00		
MEC-8	569.260	7.316.593	3161,7	1,00		
MER-13	571.686	7.322.080	3083,3	1,25		
MPW-21	571.697	7.323.730	3044,7	3,50	Zona de bombeo	
MPW-06	571.515	7.323.893	3073,4	1,33		
MEC-10	572.280	7.324.637	3068,5	1,66		
MER-2	571.289	7.325.828	3034,5	1,43		
MEC-4	574.492	7.328.662	3028,0	0,50	Roca Volcánica-Negrillar	
NEP-5	576.470	7.333.548	2949,52	0,36		
NEX-12	578.266	7.339.703	2876,12	0,57		
NED-2	580.763	7.345.822	2805,8	0,66		
DGA-3A	581.440	7.354.438	2624,5	0,50	Callejón	
TM-6	580.451	7.362.009	2416,4	0,14		
TP-3	578.925	7.366.868	2325,0	0,02		

Fuente: Elaboración propia a partir Golder (2017).

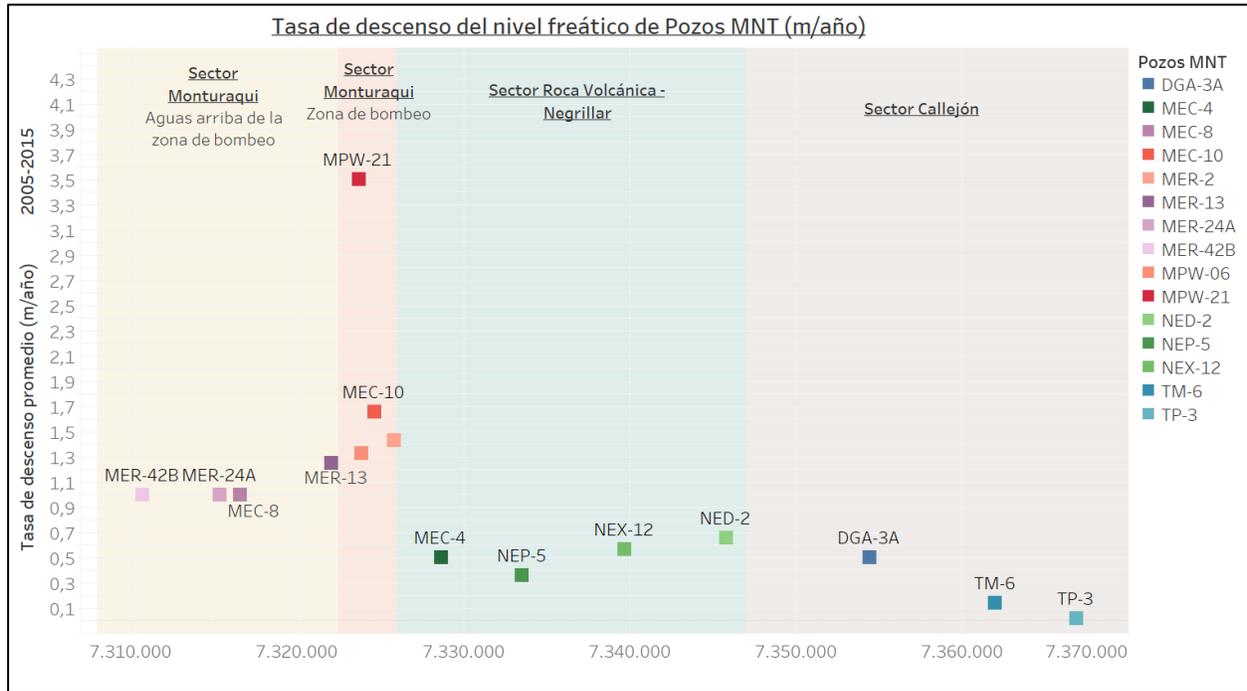


Figura 5-40: Tasa de descenso del nivel freático (m/año), en la zona MNT, para el periodo 2005-2015.

Fuente: Elaboración propia a partir Golder (2017).

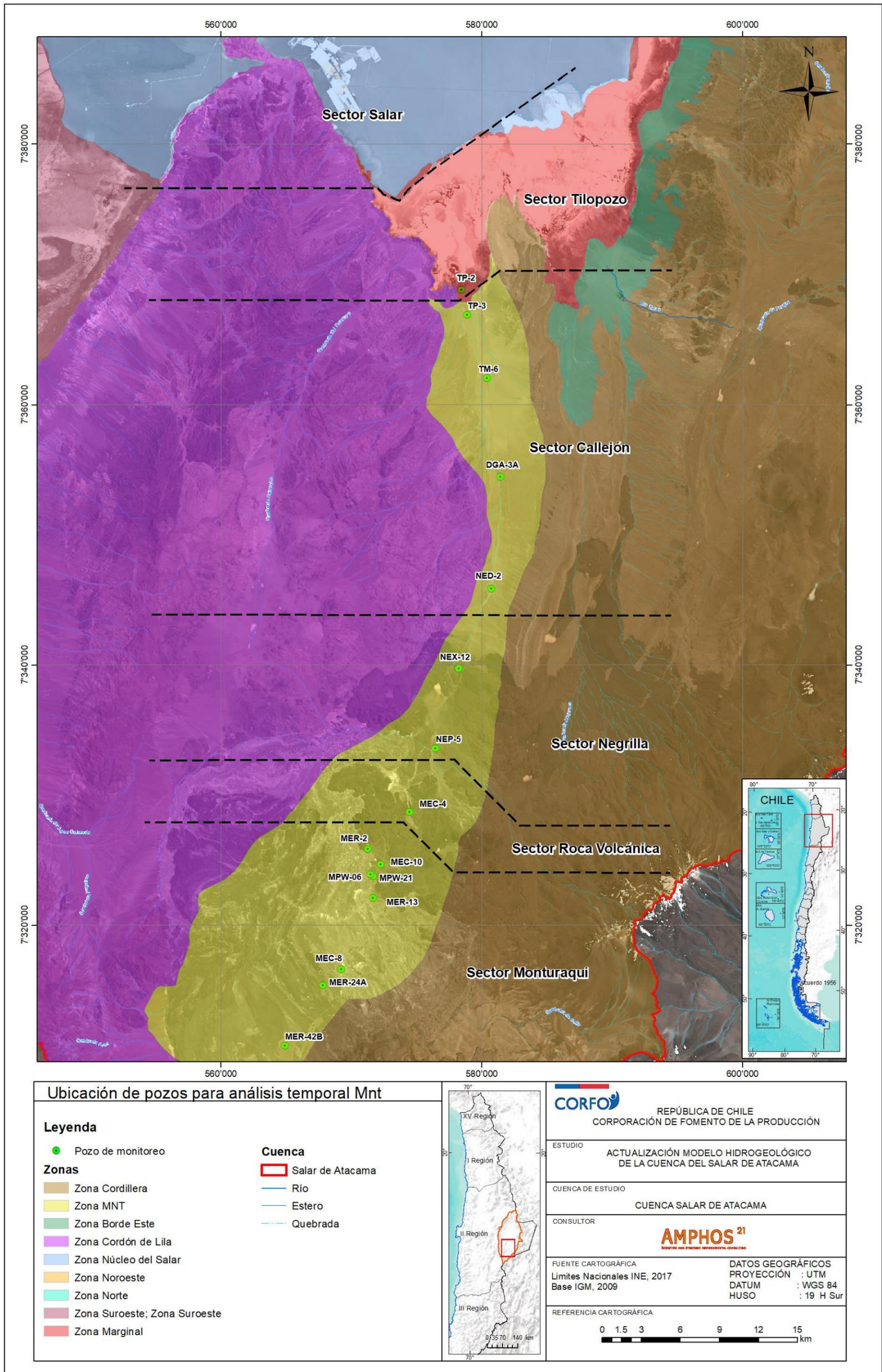


Figura 5-41: Ubicación de los pozos estudiados en la zona de MNT.

Fuente: Elaboración propia.

5.4.3 Funcionamiento del flujo en la zona de estudio

En este capítulo se presenta el estudio de la piezometría de agosto de 1986 (Hydrotechnica, 1987), correspondiente a la zona Núcleo Salar. También se analiza la piezometría hasta el año 2019, del Núcleo y de las zonas adyacentes.

En agosto de 1986 la salmuera del Salar de Atacama era explotado por la Sociedad Chilena del Litio, con 48,6 l/s de extracción anual, en las inmediaciones del borde sureste del Núcleo (actuales instalaciones de Albemarle), mientras que, hasta la actualidad, se explota por SQM y Albemarle, con caudales de extracción significativamente mayores. Adicionalmente, se han realizado extracciones de agua desde la zona MNT por parte de MEL (hasta fines de 2019), CMZ y Albemarle, y en la zona Borde Este por parte de SQM, principalmente.

5.4.3.1 Piezometría año 1986

El mapa de isopiezas de agosto de 1986, realizado por Hydrotechnica en 1987 (Figura 5-42), se elaboró a partir de datos de nivel de 38 sondajes, perforados en el interior del Salar que se monitoreaban semanalmente.

En el mapa se reconoce un área de menor cota piezométrica (2.299,3 m s.n.m.), similar a un cono de descenso que, en ausencia de bombeos en el sector, al oeste del SFS y próximo a la península Chépica, se cree que podría ser un efecto natural provocado por la evaporación del nivel freático. En la piezometría no se identifica el posible efecto del bombeo de la Sociedad Chilena del Litio, el cual podría haber sido de baja influencia, debido al bajo caudal.

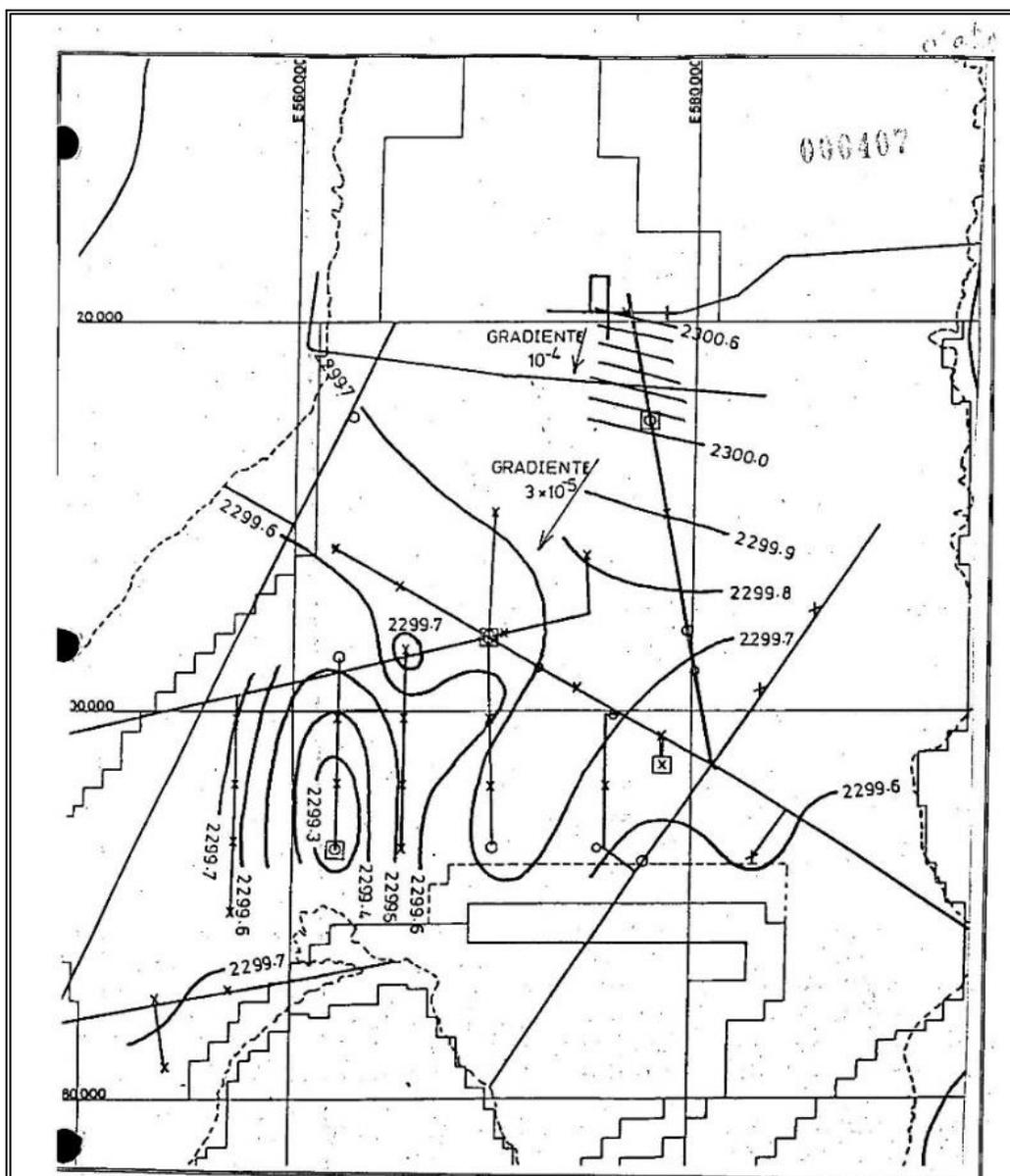


Figura 5-42: Mapa piezométrico del nivel de salmuera (m s.n.m.) a 12-08-1986.

Fuente: Hydrotechnica (1987).

5.4.3.2 Piezometría régimen estacionario

El mapa de isopiezas presentado en la Figura 5-49 representa la situación del sistema acuífero del Salar de Atacama antes del inicio de la explotación a mayor escala. Para ello se utilizó información del nivel freático entre los años 1986 y 1994. Los niveles se llevaron a una única referencia altitudinal, que se obtuvo a partir de un modelo de elevación digital y fueron corregidos

por la densidad del agua, llevando todos los niveles de agua dulce a salmuera. A continuación, se detalla la metodología utilizada.

5.4.3.2.1 Corrección de niveles por Modelo Digital de Elevaciones (DEM)

Se elaboró una base de datos de niveles corregidos con el fin de generar un mapa piezométrico a escala regional.

Las fuentes de información de niveles proceden fundamentalmente de tres bases de datos, SQM, Albemarle y MEL (Anexo II. Apéndice D Niveles).

Una vez unificada la base de datos de niveles se realizó la corrección respecto al modelo digital de elevaciones SRTM 90x90. Para la corrección, se llevaron todos los datos de nivel a profundidad, desde la superficie de terreno, y su elevación se determinó a partir del DEM (ver metodología en capítulo 1.5.5).

En la mayoría de los casos, los piezómetros y sondeos con registros piezométricos históricos disponibles ofrecen escasa información sobre la naturaleza litoestratigráfica de los materiales. Normalmente se desconocen las características del entubado interior y tramos filtrantes, así como el grado de representatividad de los niveles obtenidos en un punto de observación con respecto al acuífero o sector de acuífero en el que se encuentra situado. Estas circunstancias hacen aconsejable que, con carácter general, las medidas disponibles para cada fecha o campaña deban considerarse indicativas de un nivel piezométrico. Este nivel piezométrico resultante representa el nivel de equilibrio resultante de los distintos niveles piezométricos que haya cortado cada sondeo o piezómetro desde su embocadura hasta su base, en función de sus características constructivas, de las características hidrogeológicas de los materiales, y de las condiciones hidrodinámicas existentes en el momento de efectuar las medidas.

5.4.3.2.2 Corrección de niveles por densidad

En el Salar de Atacama las aguas subterráneas presentan distintas densidades, abarcando desde densidades de salmuera ($\rho = 1.23 \text{ g/cm}^3$) hasta densidades de agua dulce ($\rho = 1.00 \text{ g/cm}^3$). En este caso, para poder comparar los niveles piezométricos y definir la piezometría en el área de estudio, es necesario referir todos los potenciales a un único valor de densidad.

En acuíferos costeros, donde esta corrección es muy común, se suele referenciar con respecto a la densidad de agua dulce, obteniendo niveles equivalentes de agua dulce (Post et. al, 2007). En el Salar de Atacama, debido a la existencia de gran cantidad de puntos de observación en la zona Núcleo Salar, donde las densidades son mayores, se tomó como densidad de referencia la densidad de la salmuera.

Para corregir los niveles en sistemas en los que se encuentra una interfaz abrupta entre agua dulce y agua salada, asumiendo que el agua salada no se mueve y despreciando el flujo vertical, el enfoque más utilizado es el propuesto por Ghyben (1888) y Herzberg (1901) al igualar presiones (Figura 5-43). De este modo, la expresión para el nivel equivalente de agua salada queda (h_s),

$$h_s = h_f \frac{\rho_f}{\rho_s} + \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_s} z$$

Donde h_f es el nivel medido en la parte dulce, ρ_f y ρ_s son las densidades de agua dulce y agua salada, respectivamente, y z es el nivel de referencia. Sin embargo, la ecuación anterior sólo es válida cuando la interfaz entre el agua dulce y el agua salada es abrupta, es decir, muy estrecha, y no puede ser aplicada en sistemas en los que se observa una zona de mezcla importante entre los dos fluidos, como es el caso del Salar de Atacama.

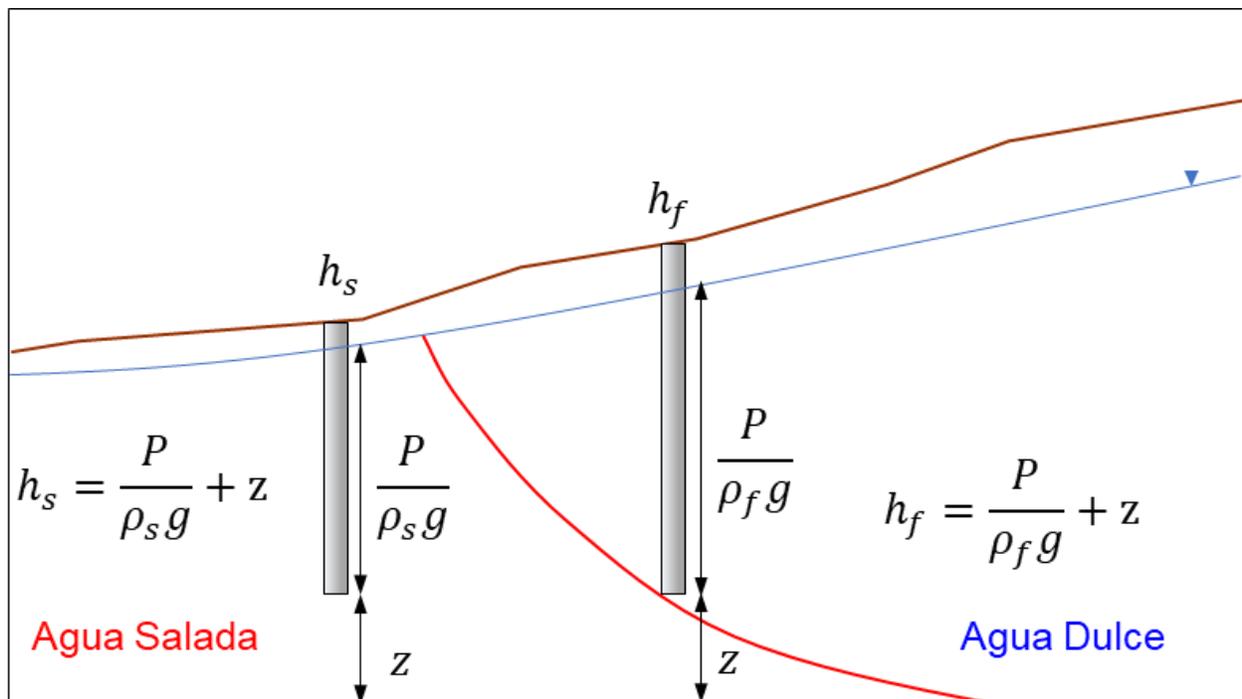


Figura 5-43: Esquema de la corrección de nivel para sistemas con interfaz abrupta.

Fuente: Elaboración propia.

Cuando el ancho de la zona de mezcla es importante, se debe considerar en la corrección por densidad de los niveles. En este caso, la expresión se obtiene igualando las presiones en la base

de la zona de mezcla, considerando el espesor y densidad promedio de la misma. La expresión queda (Luszczynski, 1961 y Marazuela *et al.*, 2018):

$$h_s = h_f + L_1 \frac{\rho_1 - \rho_s}{\rho_s} + L_2 \frac{\rho_2 - \rho_s}{\rho_s}$$

Donde L y ρ representa el espesor y la densidad de la zona de mezcla (1) y el agua dulce (2), respectivamente. En este caso, el ancho de la zona de mezcla se definió a partir de la conductividad eléctrica (EC) medida en los puntos de observación, ver Figura 5-44.

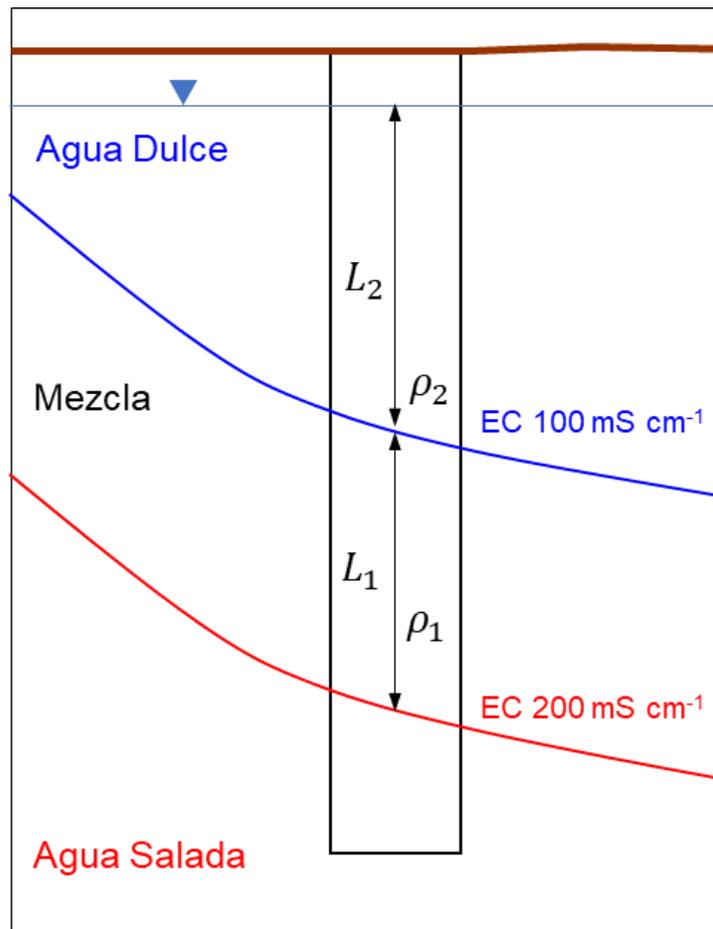


Figura 5-44: Esquema de la corrección de nivel para sistemas con zona de mezcla.

Fuente: Modificado de Marazuela *et al.* (2018).

De este modo, para poder realizar la corrección de densidad a los puntos de observación, se aplicó el siguiente procedimiento:

- Definir en todo el dominio la cota de las superficies de la conductividad eléctrica de 200 y 100 mS cm⁻¹.
- Interpolarse para cada punto de observación la cota de dichas superficies.
- Definir en cada punto, conociendo la profundidad del mismo, L_1 y L_2 .

Las superficies de EC de 200 y 100 mS cm⁻¹ se definieron a partir de Marazuela *et al.*, 2018, obteniendo como resultado la distribución tridimensional de la zona de mezcla como se ilustra en la Figura 5-45.

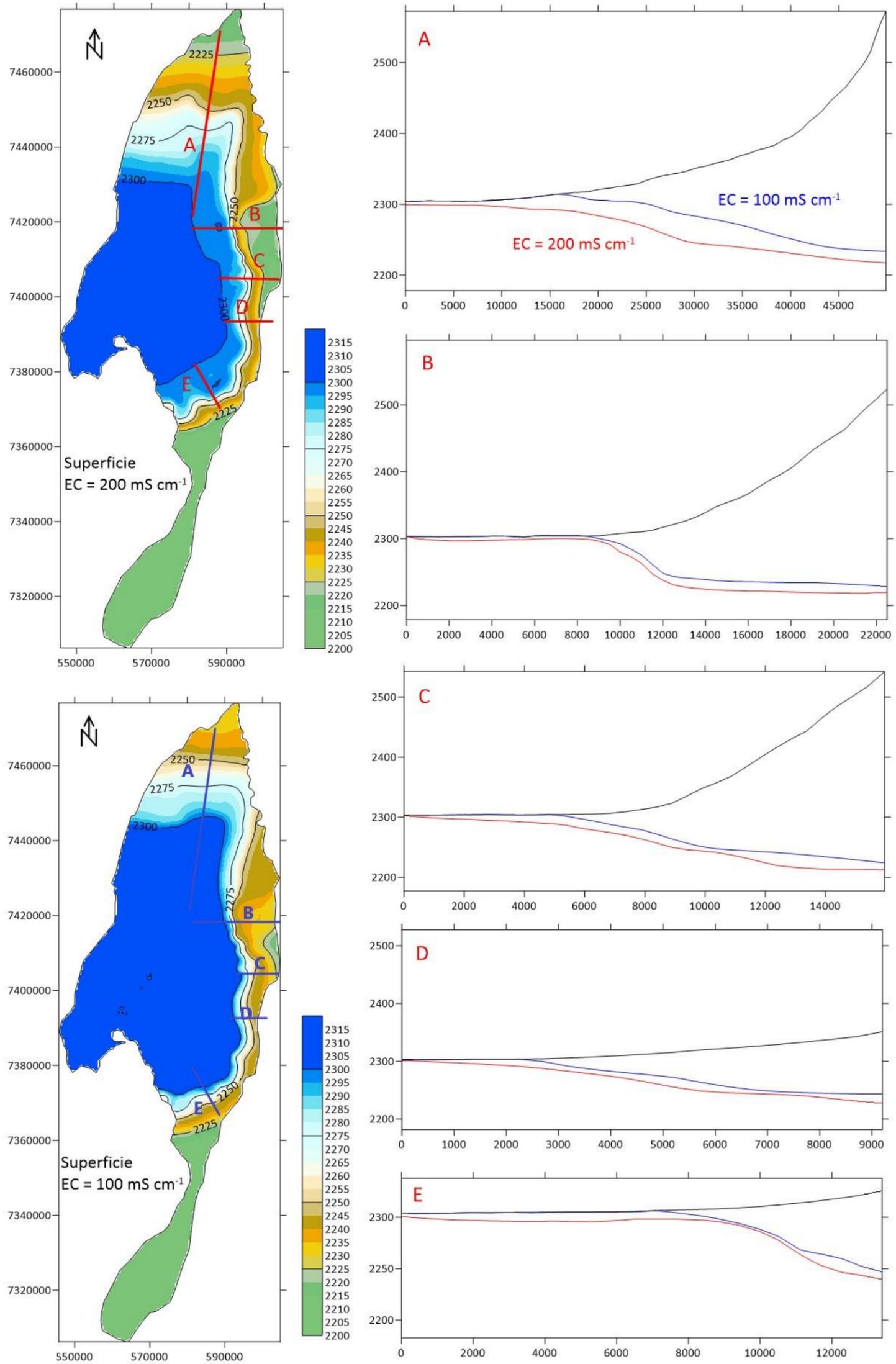


Figura 5-45: Distribución de la profundidad de las isosuperficies de EC de 200 y 100 mS cm⁻¹, y cortes verticales mostrando el espesor de la zona de mezcla.

Fuente: Modificado de Marazuela et al. (2018).

A partir de los antecedentes, y con el objetivo de obtener una piezometría representativa para los años 1986-1994, se tomaron un total de 243 pozos de observación cuya profundidad es conocida, según se muestra en la Figura 5-46.

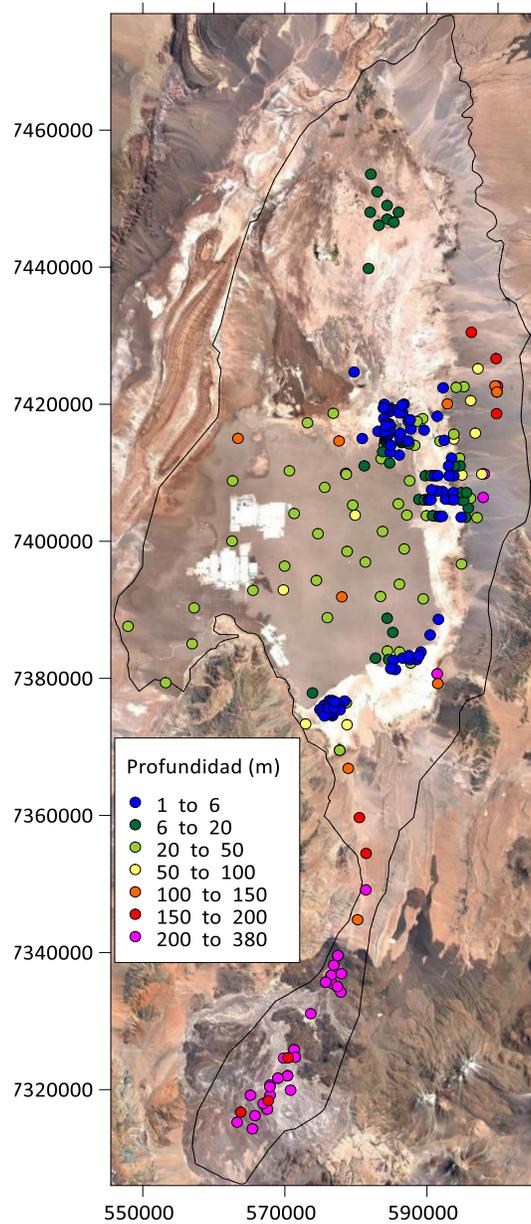


Figura 5-46: Profundidad de perforación de los puntos de observación elegidos para definir la piezometría del estado estacionario (1986-1994).

Fuente: Elaboración propia.

Para el cálculo de la densidad promedio para cada tramo, se tuvo en cuenta la relación entre la conductividad eléctrica y la densidad del agua. Esta relación se calculó a partir de los datos de conductividad eléctrica y de densidad de agua medida en el terreno (Anexo I Terreno v0) que se ilustran en la Figura 5-47.

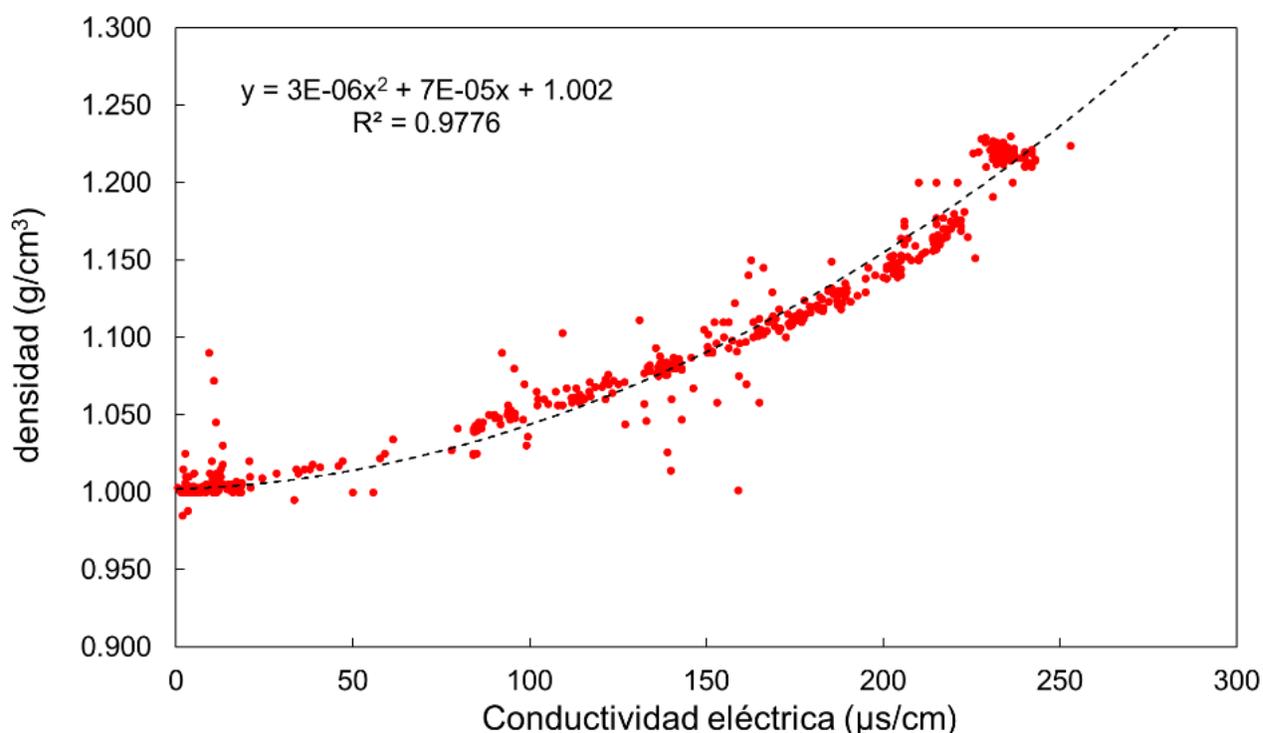


Figura 5-47: Relación entre conductividad eléctrica y densidad medida en campo. Se muestra la ecuación de correlación, así como el error cuadrático.

Fuente: Elaboración propia.

Se definieron diversos casos para la corrección de niveles, dependiendo de la profundidad de cada pozo y de la posición de la interfaz en cada punto (ver Figura 5-48) definida por:

- 1) $L_1 = L_2 = 0$
- 2) a: $L_1 = h - EC200$, $L_2 = 0$
b: $L_1 = h - prof$, $L_2 = 0$
- 3) a: $L_1 = EC100 - prof$, $L_2 = h - EC100$
b: $L_1 = EC100 - EC200$, $L_2 = h - EC100$
- 4) a: $L_1 = 0$, $L_2 = h - EC100$
b: $L_1 = 0$, $L_2 = h - prof$

Dónde:

h: cota del nivel freático (m.s.n.m.).

EC100: cota del límite superior de la interfaz salina (m.s.n.m.).

EC200: cota del límite inferior de la interfaz salina (m.s.n.m.).

prof: cota de la profundidad del pozo (m.s.n.m.).

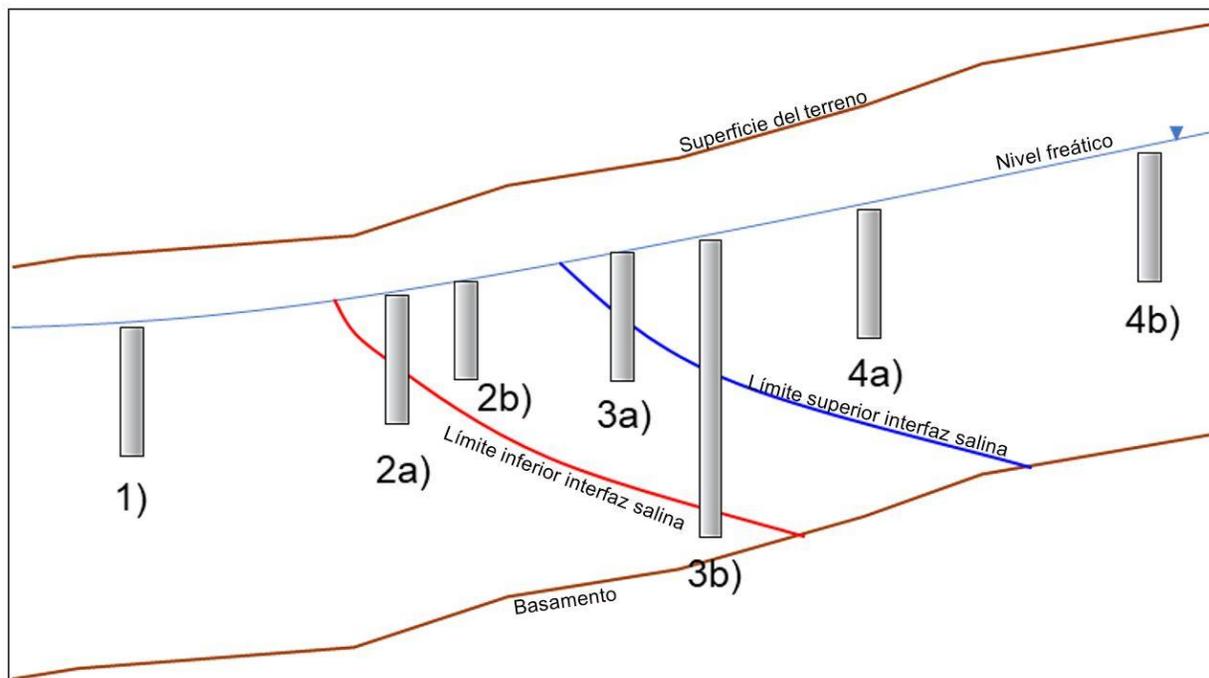


Figura 5-48: Casos considerados para la aplicación de la corrección de densidad.

Fuente: Elaboración propia.

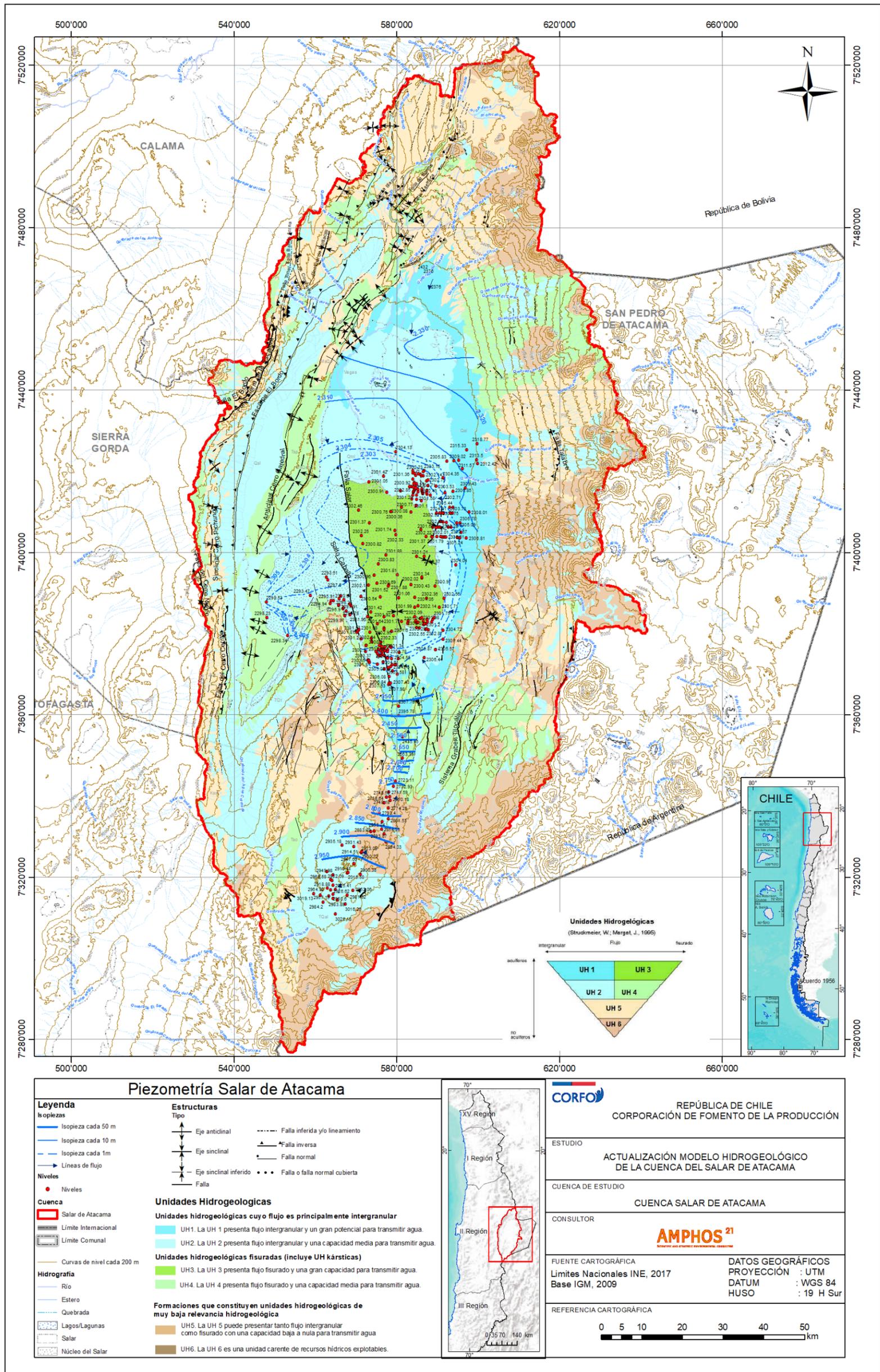


Figura 5-49: Piezometría del Salar de Atacama en régimen estacionario (antes del inicio de la explotación intensiva) con los niveles corregidos al DEM y por densidad (salmuera equivalente).

Fuente: Elaboración propia.

5.4.3.3 Piezometría año 2019

El mapa de isopiezas, que se presenta en la Figura 5-50, se elaboró a partir de las cotas piezométricas recopiladas hasta el año 2019, con curvas equipotenciales cada 1m. En la Figura 5-51 se muestra el detalle de las isopiezas en la zona del Núcleo Salar, con una equidistancia de 1 m.

Las fuentes de información de los datos, a partir de los cuáles se elaboró la piezometría, son las siguientes:

- PSAH (2019). PSAH - Plan de seguimiento ambiental Hidrogeológico SQM.
- CSIC (2017). Cuarta Actualización del Modelo Hidrogeológico del Salar de Atacama. SQM Salar S.A.
- SGA (2015). Adenda V: EIA Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de Evaporación Solar en el Salar de Atacama. Rockwood Lithium.
- CPH (2017). Adenda 3: EIA Planta de Producción de sales de potasio. SLM NX Uno de Peine.
- Golder (2017). Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico para el Acuífero de Monturaqui-Negrillar-Tilopozo. Minera Escondida Ltda.
- Informe campaña de terreno Amphos 21. (Anexo I).

En el Anexo II – Apéndice D se presenta la BBDD de niveles con los registros utilizados para realizar el mapa de isopiezas.

En términos generales, la cuenca Salar de Atacama representa un sistema acuífero con comportamientos hidráulicos variables, dependiendo de la geología de cada zona. Las direcciones de flujo subterráneo son convergentes al Núcleo del Salar y provienen de la zona Norte, la zona Marginal norte, Borde Este (acuífero aluvial), sureste (MNT) y suroeste (aportes menores desde la parte sureste de la Cordillera de Domeyko) (Figura 5-50).

Por el oeste, en las cercanías de la Formación San Pedro en la Cordillera de la Sal, no se identificó una entrada de agua subterránea significativa, debido a que las discontinuidades que aportan permeabilidad a la unidad geológica (estratificación, fallas y ejes de pliegues) tienen una orientación N-S y, por lo tanto, el agua subterránea debe transmitirse en dicha dirección y no hacia la zona Núcleo Salar.

El gradiente hidráulico de los acuíferos que recargan el Salar varía entre 0,0008 (borde norte) y 0,0086 (MNT), obtenidos de la relación entre la diferencia del nivel piezométrico con los dos puntos más distantes en cada zona y la distancia entre ellos.

De forma más general, la máxima cota piezométrica identificada se encuentra en la zona de MNT a 3.050 m s.n.m., mientras que la mínima se observa a lo largo del perímetro del Núcleo del Salar, a 2.300 m s.n.m.

La explotación de salmuera en la zona Núcleo Salar genera dos conos de depresión. El cono de depresión de mayor envergadura corresponde al que se genera en el sector occidental del Núcleo Salar, al oeste del Cordón de Lila. La zona deprimida refleja una morfología elipsoidal en superficie, cuyo eje más largo tiene una orientación NE-SO de aproximadamente 20 Km de longitud. La morfología de la zona deprimida debe estar influenciada, posiblemente, por la distribución espacial de la permeabilidad y la posición del campo de pozos de bombeo. La mínima cota piezométrica en el cono de depresión es de 2.295 m s.n.m.

El segundo cono de depresión se encuentra al este del Cordón de Lila. Las dimensiones de dicha zona deprimida son aproximadas ya que existen menos datos para generar las isopiezas, pero se estima que el diámetro del cono puede llegar a ser, al menos, de 4 Km. La mínima cota piezométrica en esta zona es de 2.299 m s.n.m.

En la zona de MNT también se genera una zona deprimida en la parte alta del acuífero (sector Monturaqui), que según el mapa de isopiezas tiene un diámetro máximo de 2 Km en dirección NE-SO y que posiblemente es generado por los pozos de bombeo de MEL.

En la cuenca, el nivel de agua se encuentra más profundo en la parte alta de la zona MNT (150 m de profundidad promedio) y en el acuífero del borde norte (a 40 m de profundidad promedio). En el acuífero aluvial del Borde Este se encuentra alrededor de 20 m de profundidad, con respecto a la superficie.

En la zona Marginal el flujo de agua subterránea se encuentra con la salmuera del Núcleo, formando una cuña salina, bien identificada en el Borde Este y sureste del Salar, donde el nivel de agua subterránea del acuífero se encuentra más somero, alrededor de 2 m, incluso puede llegar a aflorar.

La recarga del sistema acuífero en las zonas que bordean el Núcleo se genera por infiltración de agua de lluvia y nieve (deshielo) desde la zona Cordillera, que puede producir escorrentía o infiltración en los depósitos aluviales, mientras que en la zona Núcleo Salar se origina principalmente por un flujo lateral proveniente de las zonas colindantes y, en menor grado, por agua de lluvia que se infiltra directamente.

La descarga del agua dulce se produce por el bombeo del acuífero aluvial en la zona MNT, borde Norte y Borde Este. Por otra parte, la descarga de salmuera se produce por evaporación de la superficie freática en las zonas Marginal y Núcleo Salar, donde el nivel se encuentra, principalmente, a menos de 2 m de profundidad con respecto a la superficie (hasta 4 m según Golder, 2017), y por el bombeo de salmuera en la zona Núcleo Salar.

Teniendo en cuenta la piezometría del año 1986, la zona Núcleo Salar (Figura 5-42) y los descensos de la zona de MNT (Figura 5-40) desde el año 1995 hasta 2019, se interpreta que, en términos generales (Figura 5-50) el nivel ha descendido un promedio aproximado de 4 m en el área de influencia del bombeo en el sector occidental del Núcleo. Localmente, los descensos pueden ser mayores (pozo M2-C).

En el acuífero del sector Monturaqui, desde 1995 hasta 2019 se produjo un descenso del nivel entre 0,1 m y 30 m. El máximo descenso se encuentra en el campo de bombeo de Monturaqui y el mínimo, aguas abajo, en la zona Marginal.

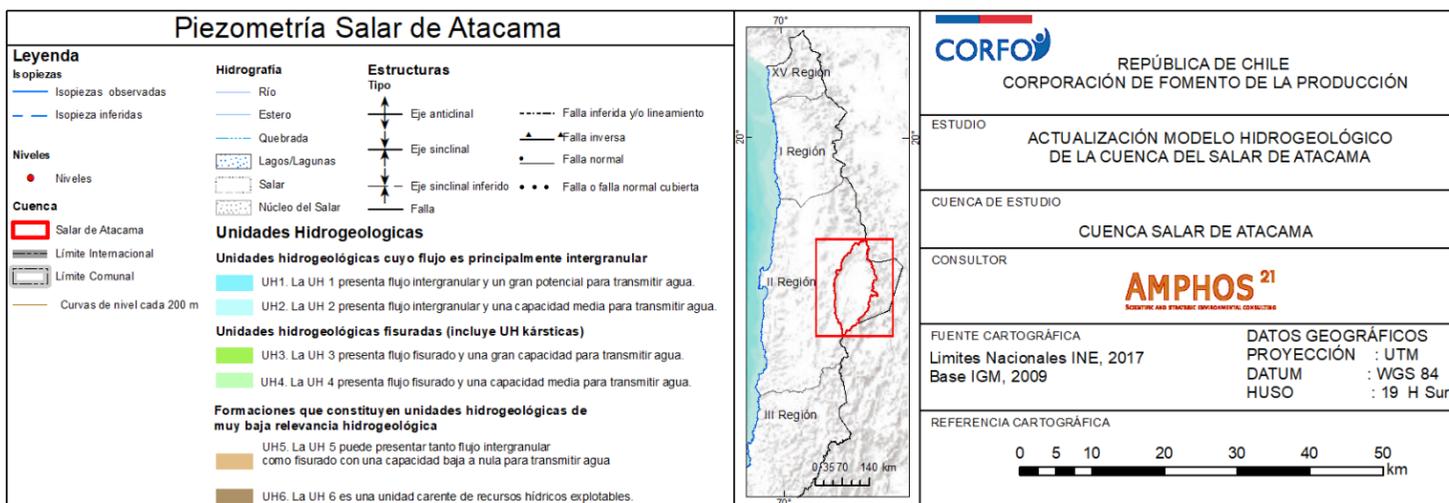
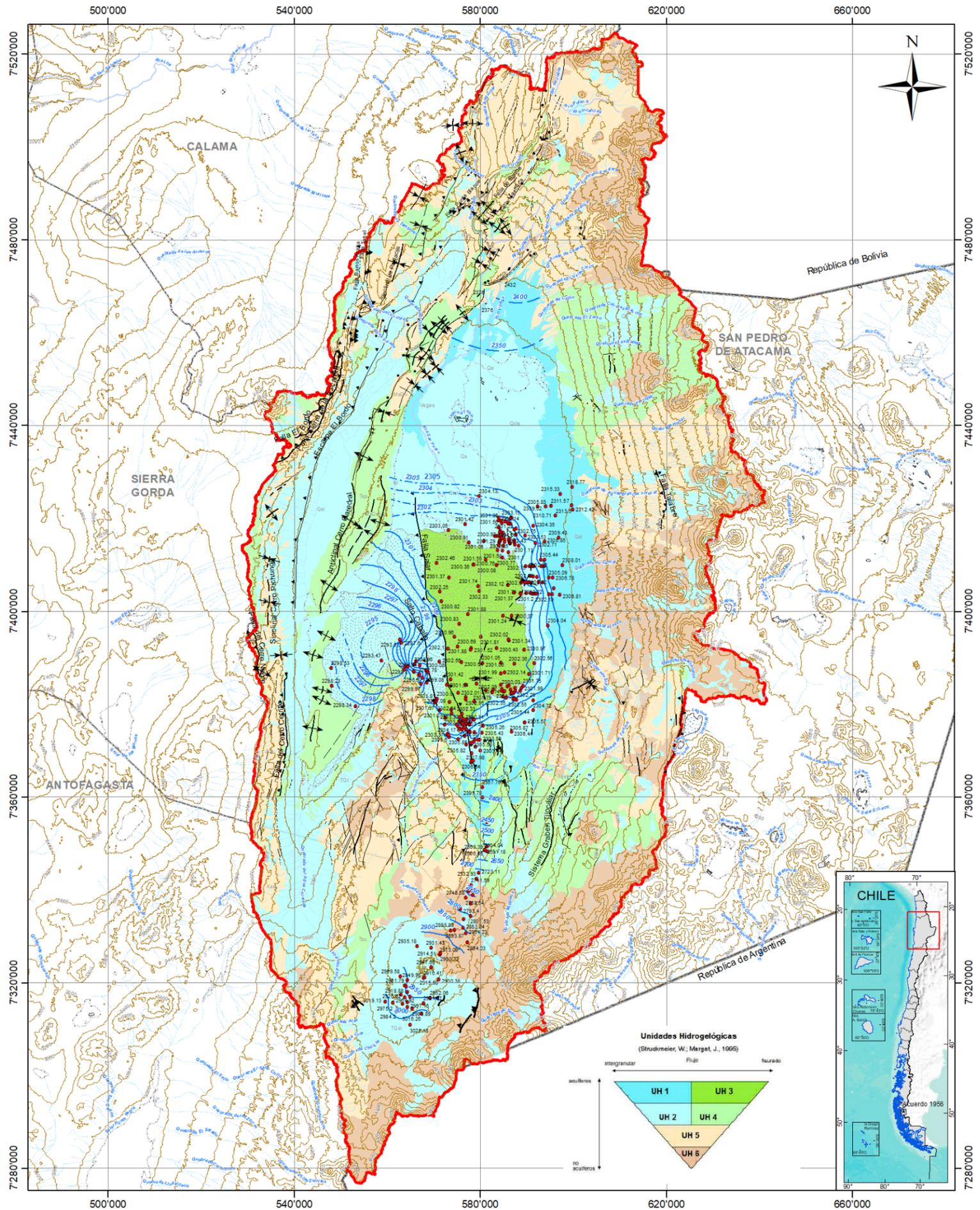


Figura 5-50: Mapa piezométrico de la Cuenca Salar de Atacama 2019. Equidistancia de 1 y 50 m. Niveles corregidos por DEM y densidad.

Fuente: Elaboración propia.

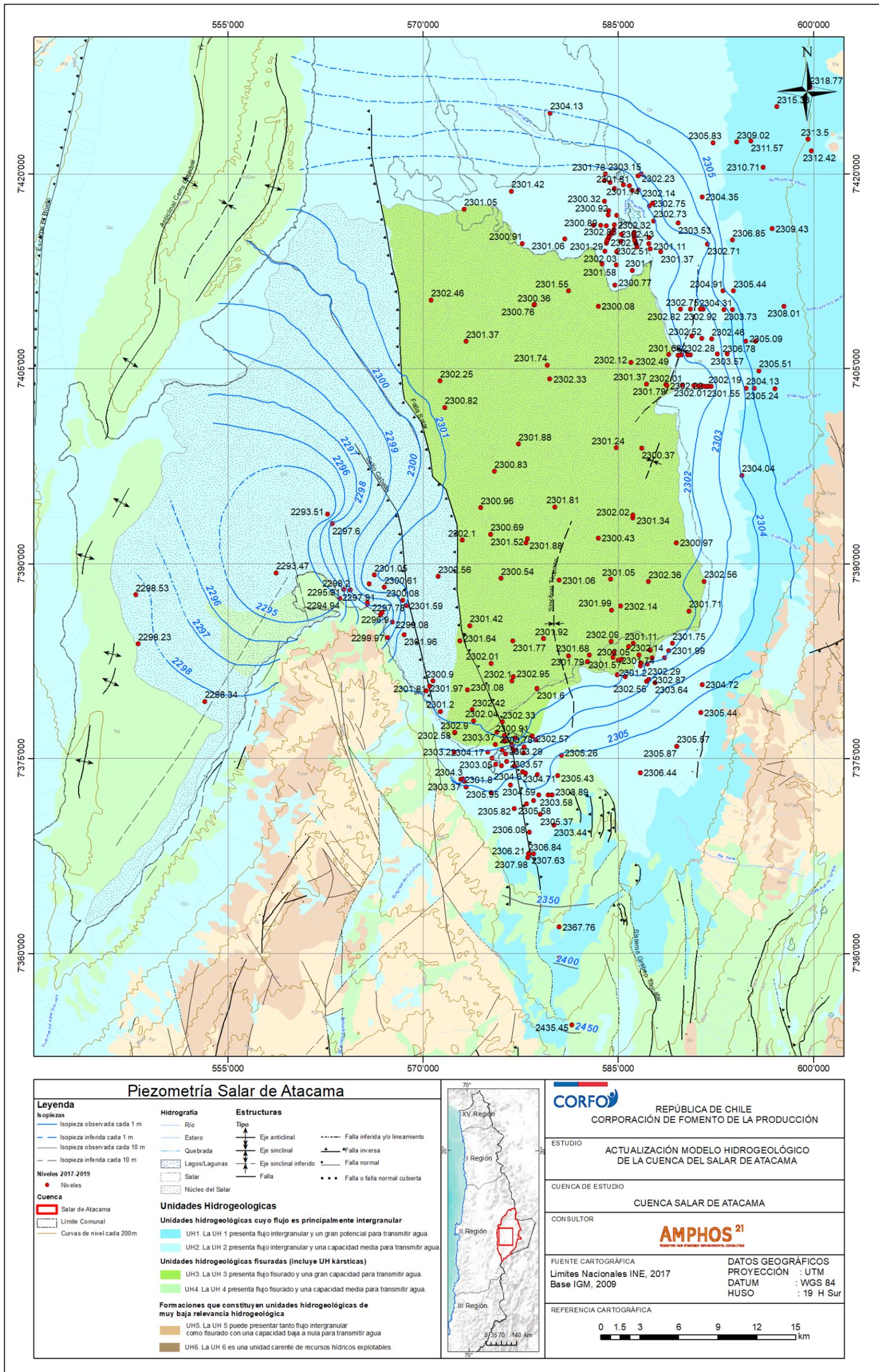


Figura 5-51: Mapa piezométrico del Núcleo del Salar de Atacama y el acuífero del Borde Este 2019. Equidistancia de 1 y 50m. Niveles corregidos por DEM y densidad.

Fuente: Elaboración propia

5.5 Sectores Hidrogeológicos de Aprovechamiento Común

El reglamento sobre normas de exploración y explotación de aguas subterráneas (Decreto Supremo N° 203, de 20 de mayo de 2013, Anexo II – Apéndice A.2) define como Sectores Hidrogeológicos de Aprovechamiento Común (SHAC) a un “acuífero o parte de un acuífero cuyas características hidrológicas espaciales y temporales permiten una delimitación para efectos de su evaluación hidrogeológica o gestión en forma independiente”.

Los polígonos SHAC, definidos por la DGA, se consideran representativos de la cuenca y del funcionamiento hidrogeológico de la misma.

A continuación, se presenta una descripción de los SHAC, que se han agrupado según características similares.

- SHAC C2, C1 y C → En este sector se encuentra el acuífero detrítico de MNT.

En la zona de interfaz agua dulce-salobre y salina-salmuera (SHAC C) existen los sistemas de lagunas de La Punta-La Brava y Peine que constituyen sistemas lagunares sensibles a cambios en la altura del nivel de agua y calidad química.

- SHAC A, A1, A2, B1, B (Borde Este y norte del Salar de Atacama) → Los SHAC A1, A2 y B1, limitan con el Borde Este y norte del Salar de Atacama por un lado y, por el otro, con la cuenca hidrográfica, mientras que los SHAC A y B están constituidos por la zona Marginal, donde se encuentra la traza de la cuña salina en superficie.
- SHAC N1 → El SHAC N1 se encuentra en el borde oeste de la cuenca Salar de Atacama. Corresponde al área comprendida de la Cordillera de Domeyko, Cordillera de la Sal, Llano de la Paciencia, parte del Cordón de Lila y el Salar de Atacama. Es el SHAC de mayor extensión en la cuenca.
- SHAC N → El SHAC N corresponde al Núcleo del Salar de Atacama desde donde se extrae salmuera por parte de las empresas SQM y Albemarle.

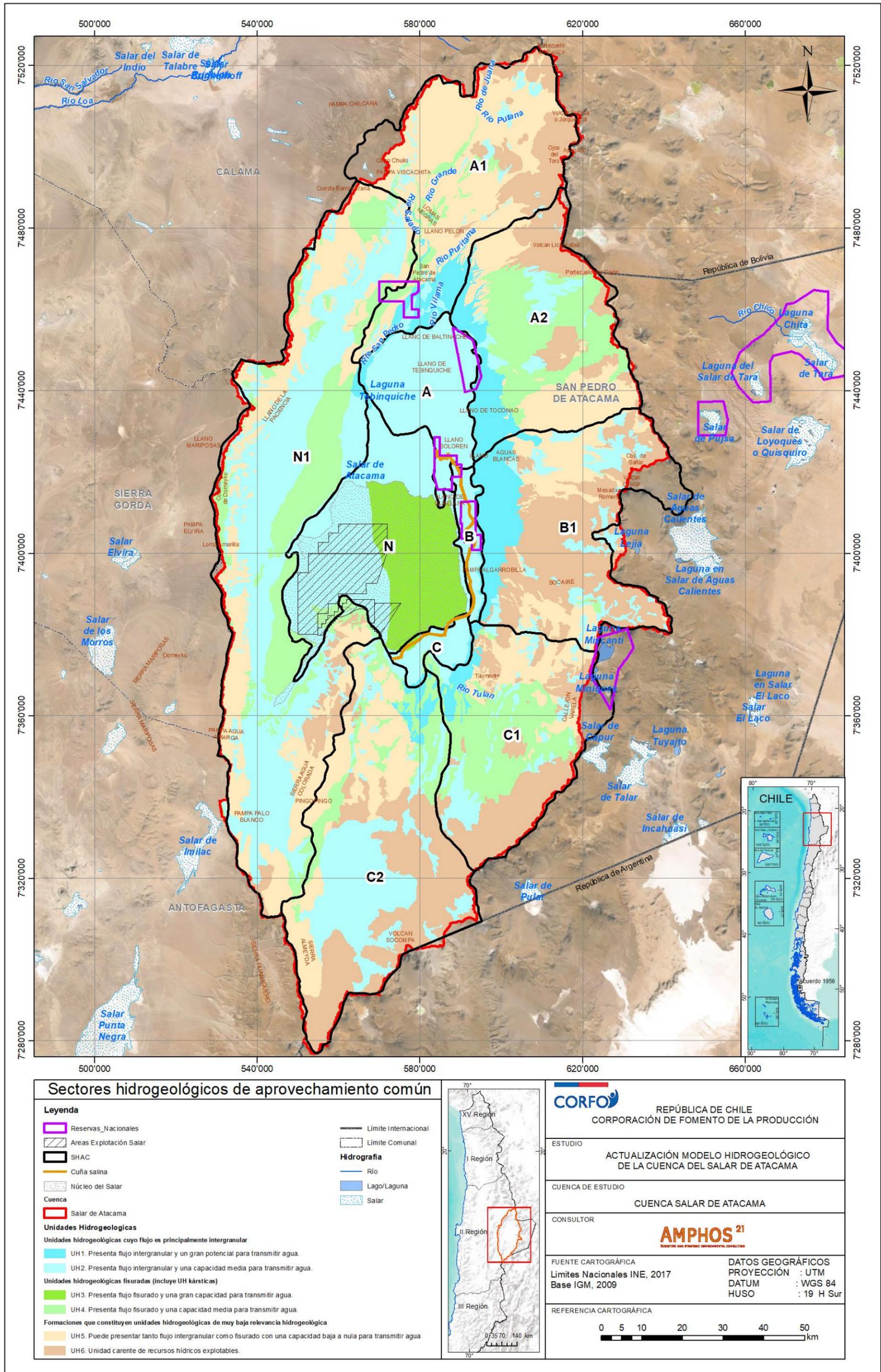


Figura 5-52: Mapa de ubicación de sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común.

Fuente: Elaboración propia, modificado de DGA (2010).

6. Caracterización Hidrogeoquímica e Isotópica

En este capítulo se presenta el análisis hidroquímico e isotópico de las aguas subterráneas y superficiales de la cuenca Salar de Atacama.

En primer lugar, se explica la sectorización y clasificación de los datos según sus tipologías y ubicación geográfica, para luego seguir con una descripción y análisis de los parámetros fisicoquímicos, facies hidroquímicas y principales relaciones iónicas. En segundo lugar, se realiza un análisis isotópico, esencialmente de la molécula del agua, enfocado en identificar los procesos que afectan la evolución química de las aguas.

De esta manera, la integración e interpretación de la información hidrogeoquímica e isotópica permite complementar el conocimiento que se tiene sobre el funcionamiento global del sistema hidrogeológico.

6.1 Información disponible

La caracterización hidroquímica e isotópica se realizó a partir de una base de datos compuesta por 962 puntos y 6.855 analíticas, la cual se constituyó a partir de la recopilación, validación e integración de datos de diversas fuentes. Los estudios revisados y la información se detallan en el Anexo II Antecedentes y BBDD.

Dada la gran cantidad de información recopilada y la diversidad de fuentes consultadas, de forma previa al análisis e interpretación, fue necesario filtrar los datos en base a diferentes criterios que son detallados en los capítulos posteriores (6.3).

Cabe mencionar que los datos de hidroquímica disponibles en la base de datos abarcan desde el año 1947 hasta el 2019, representando un amplio espectro temporal. La frecuencia de muestreo es muy variable y en el 87% de los casos, los puntos de muestreo tienen al menos dos analíticas. Además, la cantidad de información recopilada aumenta exponencialmente a lo largo de los años donde, a partir de 1990, se tienen datos de más de 100 analíticas al año llegando a superar las 600, entre 2010 y 2015, demostrando el interés creciente que ha suscitado el estudio de la cuenca Salar de Atacama.

6.2 Clasificación de los puntos de agua y sectorización

En base a la naturaleza de los puntos de aguas se definieron 5 tipos y 9 subtipos de clases para la clasificación hidroquímica. En la Tabla 6-1 se resume la tipología propuesta y sus respectivos subtipos, mientras que en la Figura 6-1 se muestra su distribución geográfica en la cuenca.

Tabla 6-1: Tipos y subtipos de punto para clasificación hidroquímica.

Tipo de punto	Subtipo de punto
Subterráneo	Pozo/piezómetro
	Dren
Superficial	Río/Estero
	Laguna/Lago
Manantial	Manantial/vertiente
	Manantial termal
Humedal	Humedal
Precipitación	Lluvia
	Nieve

Fuente: Elaboración propia.

Sumado a la tipología anterior, los puntos se clasificaron en base a su localización dentro de las 8 zonas definidas en el Capítulo 1.2 (Cordillera, Borde Este, Norte, Noroeste, Suroeste, Cordón de Lila, MNT, Marginal y Núcleo Salar). La distribución de los puntos en función de las distintas zonas definidas en la cuenca Salar de Atacama se muestra en la Figura 6-1.

Por último, en cada punto de la base de datos de hidroquímica (Anexo II. Apéndice C Hidroquímica Isótopos) se muestra la siguiente información:

- Ubicación: coordenada, fechas de monitoreo, tipo y subtipo del punto, y zona de localización.
- Parámetros físicos: temperatura, pH, Eh, CE, salinidad, sólidos totales, alcalinidad, dureza, oxígeno disuelto, etc.
- Concentración de cationes, aniones disueltos y totales, y el balance iónico calculado.

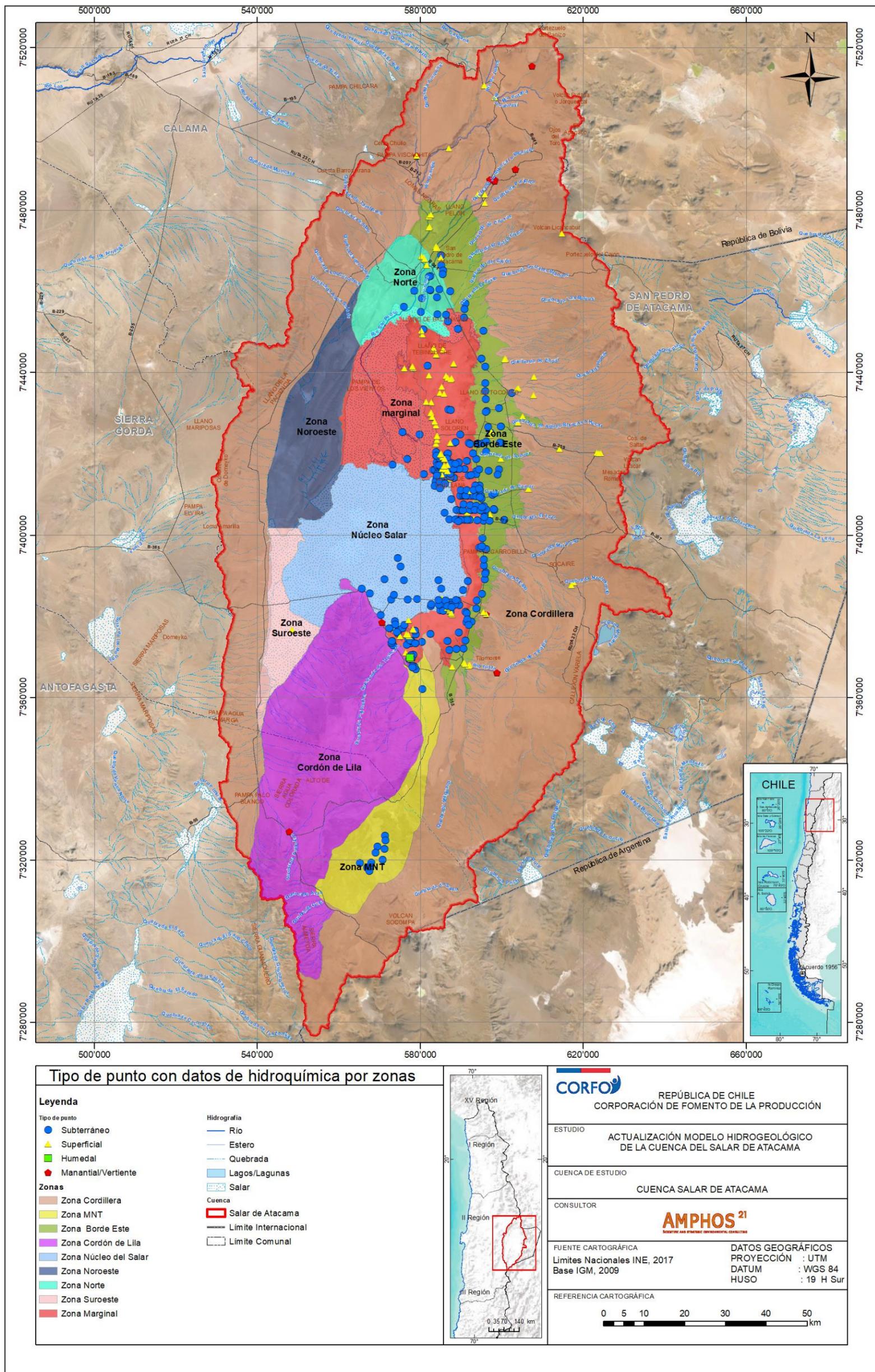


Figura 6-1: Tipos de puntos con datos de hidroquímica por zonas de la cuenca Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia.

6.3 Validación de los datos

Dada la gran cantidad de analíticas disponibles dentro de la cuenca del Salar de Atacama (6.490 datos al excluir aquellos puntos clasificados como Fuera de la Cuenca) junto a la diversidad y heterogeneidad de la información según cada fuente recopilada, se han asumido los siguientes supuestos y consideraciones:

Para el balance iónico y análisis posterior, se han utilizado los elementos disueltos de cada analítica disponible. En aquellos casos en que la muestra no cuenta con sus elementos disueltos, se utilizaron los totales. Cabe destacar, además, que, en muchos de los documentos consultados, sobre todo en los más antiguos, no se menciona explícitamente si los análisis químicos de laboratorio corresponden a la fracción disuelta o total.

En la gran mayoría de los casos, no ha sido posible conocer los límites de detección según cada laboratorio y para cada elemento analizado. En consecuencia, existe una gran heterogeneidad en estos valores y un posible sesgo a la hora de interpretar conjuntamente los datos con muy bajas concentraciones. No obstante, esta limitación no resulta de gran relevancia al momento de realizar un análisis regional de los principales procesos que afectan el recorrido de las aguas que circulan hacia el Salar de Atacama.

Para el análisis de parámetros fisicoquímicos (figuras y mapas de distribución espacial); en particular aquellos referentes al pH y CE se han utilizado todos los datos disponibles, independientemente si estos disponían, también, de análisis de elementos disueltos/totales. Además, se les ha dado preferencia a los datos tomado *in situ* (datos de terreno) por lo que, en aquellos casos en que no existe tal dato, se utilizó el medido en el laboratorio.

En cuanto al análisis de los componentes mayoritarios, facies hidroquímicas y relaciones iónicas, las muestras fueron filtradas según el proceso de validación por balance iónico (Custodio y Lamas, 1996) (Anexo II – Apéndice C Hidroquímica Isótopos). Aquellas muestras en que faltase alguno de los elementos mayoritarios (i.e. Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , $\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$, SO_4^{2-}) fueron descartadas para este tipo de análisis, por presentar incompleta una información que se considera imprescindible para un correcto análisis e interpretación de los resultados.

Así, la validación de los datos se ha realizado mediante el cálculo del balance iónico (BI) para cada muestra o análisis disponible. Los cationes disueltos que se han tenido en cuenta (según la disponibilidad de la información) son: Al^{3+} , B^{3+} , Ca^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{3+} , K^+ , Li^+ , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Na^+ , Pb^{2+} , Sr^{2+} y Zn^{2+} , mientras que los aniones son: SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , y PO_3^{3-} . La concentración de los iones se transformó de mg/l a meq/l y se utilizó para determinar el error de balance iónico, según la siguiente expresión (Apello y Postman, 2013):

$$Error (r\%) = \frac{\sum cationes - \sum aniones}{\sum cationes + \sum aniones} \times 100$$

Por otro lado, el error de balance iónico que se consideró admisible varía en función de la concentración de Sólidos Disueltos Total (SDT) de la muestra evaluada. Para el agua dulce, cuya concentración de SDT es menor a 1.000 mg/l (Davis, 1964; Frezze y Cherry, 1979), se consideraron válidas aquellas que presentan un error de balance menor al 10%. Para las aguas salobres (SDT entre 1.000 a 10.000 mg/l), saladas (SDT entre 10.000 a 100.000 mg/l) y salmueras (SDT >100.000 mg/l), se toleró un error admisible del 15% (Fritz, 1997).

Finalmente, en base a los criterios mencionados, se obtuvieron 301 puntos con 3.754 analíticas válidas, lo que corresponde a un 58% del total de datos disponibles dentro de la cuenca Salar de Atacama.

6.4 Parámetros fisicoquímicos

La base de datos integrada presenta 3.189 registros de temperatura para un periodo comprendido entre los años 1959 y 2019. El promedio de temperatura de las aguas subterráneas es de 20,7°C, mientras que en los manantiales y humedales asciende a 22,8°C y 25°C, respectivamente. La temperatura promedio en las aguas del tipo superficial es menor y de 18,7°C. A partir del análisis de la temperatura, se aprecia que las aguas subterráneas presentan una variación estacional menor que las aguas superficiales, así como una temperatura más homogénea.

En particular, las temperaturas mínimas registradas en las aguas de la zona de estudio están comprendidas entre -1,3°C y 2°C y corresponden a muestras superficiales de las zonas Marginal, Borde Este y Cordillera. A su vez, la mayor temperatura registrada dentro de la cuenca corresponde al punto Chaxa Reglilla CONAF y fue de 37,5°C, tomada en enero de 2018. También, se han registrado temperaturas próximas y superiores a 35°C en el manantial termal corriente Puritama, en junio de 1993, y en la laguna de Aguas de Quelana, en enero de 2014; encontrándose ambas en la zona Norte de la cuenca.

En lo que respecta al valor del pH, se cuenta con 5.738 registros cuyo rango temporal va desde 1956 hasta 2016. Estas medidas poseen rangos de pH que varían entre 4,2 y 10 con un promedio de 7,6. Por otra parte, las aguas superficiales presentan un valor de pH promedio un tanto más básico que el resto de las aguas (~8,0), seguidas por las aguas de manantiales (7,6), aguas subterráneas (7,3) y humedales que es cercano a 7.

Al graficar la relación que existe entre el valor de pH y CE de las muestras al clasificarlas por zonas (Figura 6-2), se puede observar que independientemente de los valores de CE, la gran mayoría de las aguas son esencialmente neutras. Es decir, no existe relación clara y aplicable a

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

toda la cuenca entre el pH y la CE o salinidad. Sin embargo, es posible observar que las muestras con las mayores conductividades ($>230.000 \mu\text{S}/\text{cm}$), ubicadas en las zonas Núcleo Salar, Cordón de Lila (la más cercana al salar) y una porción de la zona Marginal, tienen tendencia a desarrollar pH entre 6,0 y 7,0. Por otro lado, la zona Borde Este es la que presenta los rangos de pH más ácidos (5,0 y 6,0) y son los puntos asociados al contacto con la zona Marginal.

Según Risacher y Alonso (1996), la tendencia a disminuir el pH en las aguas de mayor salinidad se debería a dos factores: i) redisolución del yeso de antiguas formaciones evaporíticas, lo que aporta un exceso de calcio en las aguas, y ii) oxidación del azufre de las rocas volcánicas, lo que acidifica las aguas más diluidas.

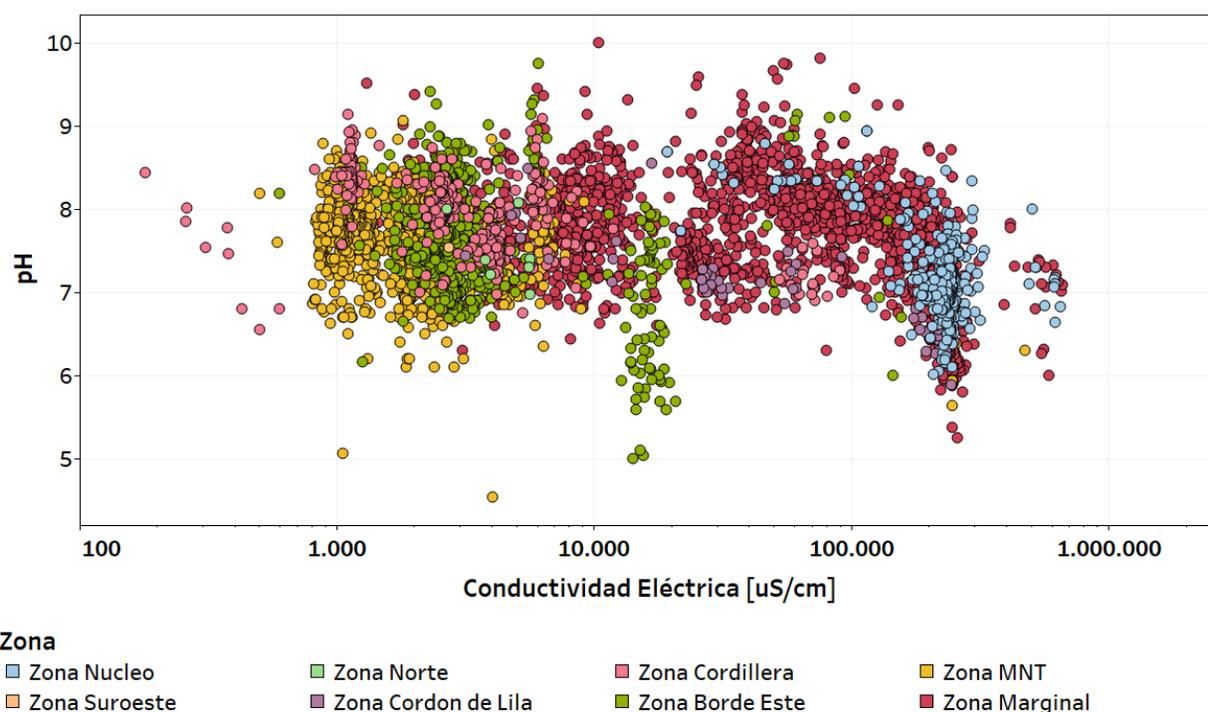


Figura 6-2: Relación entre el valor de pH y la CE.

Fuente: Elaboración propia.

Respecto a la CE, se cuenta con 5.215 registros que datan entre 1963 y 2019. La relación específica entre la CE y los sólidos disueltos totales (SDT) para la cuenca del Salar de Atacama se muestra en la Figura 6-3. De igual modo, en la Figura 6-4 se expone la relación CE/SDT en función de los SDT. En ambas figuras las muestras han sido clasificadas en función de su localización.

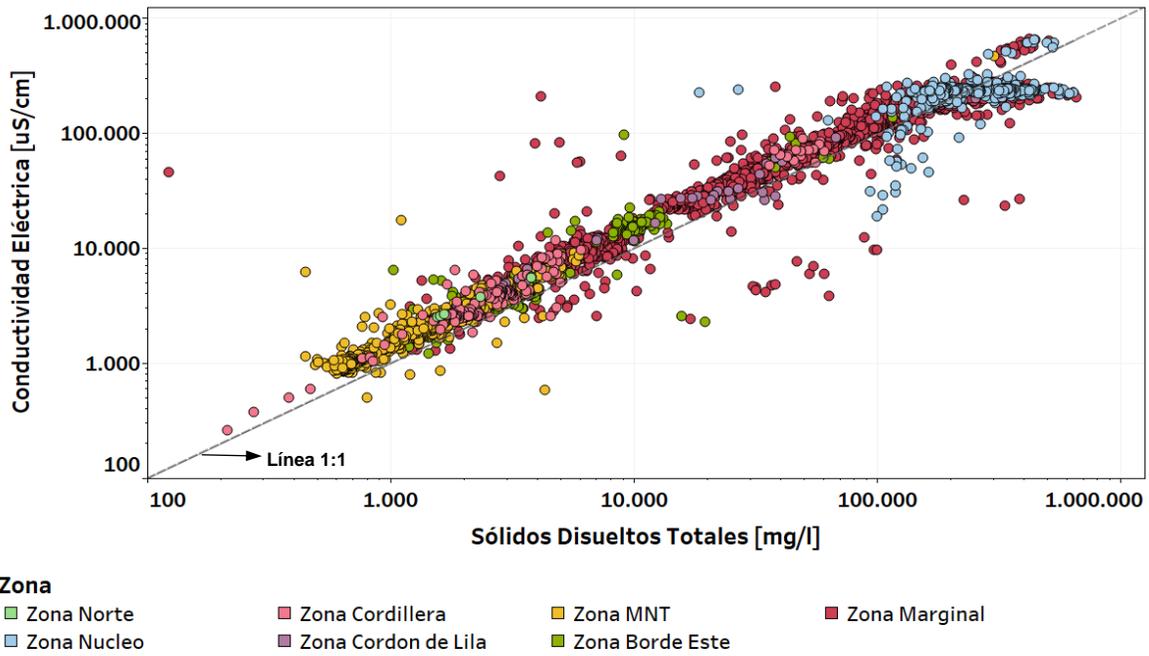


Figura 6-3: Relación entre la conductividad eléctrica (CE) y los sólidos disueltos totales (SDT)

Fuente: Elaboración propia.

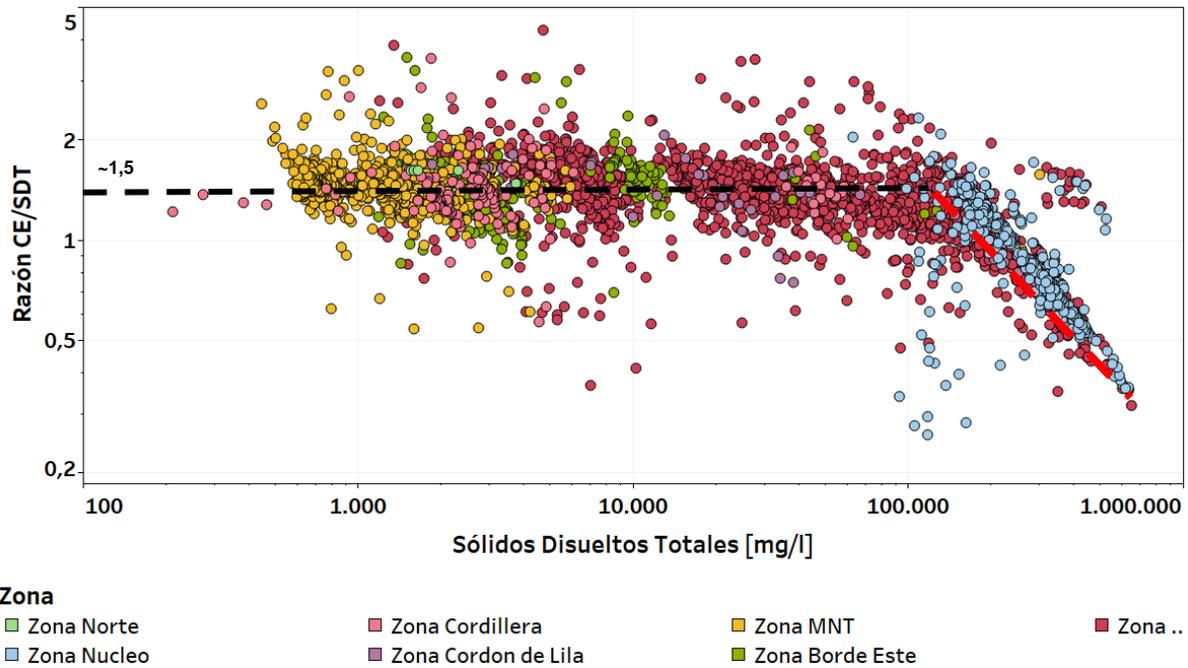


Figura 6-4: Relación entre la razón CE/SDT y los SDT. Líneas segmentadas muestran tendencias.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

A partir de las figuras anteriores, es posible determinar que existen dos tramos con comportamientos distintos entre la CE y SDT. Por un lado, para valores de SDT < 100.000 mg/l, existe una relación prácticamente lineal entre ambos parámetros que puede describirse como:

$$\text{Conductividad eléctrica (CE)}[\mu\text{S/cm}] = 1,5 \times \text{Sólidos Disueltos Totales (SDT)}[\text{mg/l}]$$

Por otro lado, para valores de SDT > 100.000 mg/l esta relación deja de ser válida, ya que se pierde el comportamiento lineal entre ambas variables. La CE se mantiene estable o aumenta muy poco en comparación al aumento de los SDT, por lo que la proporción CE/SDT disminuye y se aleja del valor constante de 1,5 característico de salinidades menores. Dicha variación observada podría ser atribuible a un sesgo instrumental, en donde las altas CE estarían por sobre el límite máximo de detección de algunos de los aparatos utilizados para medir este parámetro. No obstante, se carece de la información necesaria para validar esta última hipótesis.

A partir de la relación entre la CE y SDT, se realizó una comparación y extrapolación para el parámetro de CE mediante la clasificación de salinidad de las aguas propuesta por Davis (1964) y Frezze & Cherry (1979). Según estos autores, en base a los contenidos de SDT es posible clasificar las aguas como: agua dulce (<1.000 mg/l), agua salobre (1.000 a 10.000 mg/l), agua salada (10.000 a 100.000 mg/l) y salmuera (>100.000 mg/l). De esta manera, en la Tabla 6-2, se resume la clasificación en función de los SDT y se presenta un valor referencial de la CE, calculado a partir de la relación lineal previamente comentada. En adelante, al hablar de un agua dulce, salobre, salada o salmuera, se hará referencia implícitamente a los rangos de valores de CE y SDT expuestos en la Tabla 6-2.

Tabla 6-2: Clasificación de aguas según SDT.

Clasificación	SDT (mg/l)*	CE ($\mu\text{S/cm}$)**
Agua dulce	<1.000	<1.500
Agua salobre	1.000-10.000	1.500-15.000
Agua salada	10.000-100.000	15.000-150.000
Salmuera	>100.000	>150.000

Fuente: *Davis (1964) y Frezze & Cherry (1979). **Valor referencial de CE según la relación lineal $CE = 1,5 \times SDT$.

Para estudiar la distribución espacial de la CE, en la Figura 6-5 se han proyectado los valores promedio de CE de los puntos con información disponible. Tanto las figuras anteriores (Figura 6-2, Figura 6-3, Figura 6-4) como la Figura 6-5 permiten advertir que la salinidad (o CE) aumenta en dirección de la línea de flujo de las aguas, tanto superficiales como subterráneas, de forma concéntrica hacia las cotas más bajas de la cuenca (o depocentro), donde se encuentra ubicado el Salar de Atacama.

Las aguas de las zonas altas y alejadas de la cuenca (zonas Cordillera y MNT) exhiben los menores valores de CE, asociado principalmente a que su menor recorrido y poco tiempo de interacción con el medio limitan el proceso de lixiviación de los minerales del substrato por donde circulan. Su impronta química es más similar al agua de precipitaciones (líquida o sólida). En particular, los valores más bajos de CE ($< 1.500 \mu\text{S/cm}$), correspondientes a agua dulce, se midieron en puntos superficiales próximos a San Pedro de Atacama, en la zona Cordillera, en las aguas subterráneas al sur de la zona de MNT y, en menor medida, en la zona Borde Este.

Continuando con la línea de flujo de las aguas, a medida que descienden siguiendo la topografía en dirección al depocentro de la cuenca (zona Núcleo Salar), se enriquecen paulatinamente en elementos químicos que incrementan su salinidad y CE. En particular, los valores de CE entre $1.500 \mu\text{S/cm}$ y $15.000 \mu\text{S/cm}$ (aguas salobres) se identifican, principalmente, en el límite entre la zona Marginal con la zona Borde Este y en la zona de MNT. Al este del límite entre ambas zonas, las aguas del Borde Este aún presentan CE inferiores a $\sim 10.000 \mu\text{S/cm}$, mientras que al oeste del límite la CE de la zona Marginal aumentan abruptamente alcanzando valores superiores a los $150.000 \mu\text{S/cm}$, en muy pocos metros recorridos.

También, se han identificado aguas salobres en la zona MNT, particularmente en el extremo norte de esta, entorno al límite con la zona Marginal. Cabe destacar que las aguas salobres de la zona sur de MNT se encuentran en el rango inferior de CE de dicha clasificación ($< 5.000 \mu\text{S/cm}$).

Una vez las aguas alcanzan la parte más baja de la cuenca (zonas Marginal y Núcleo Salar), se acumulan aumentando su exposición al ambiente. La evaporación juega un rol preponderante en el aumento de la salinidad (y CE) de las aguas de estas zonas, fomentando procesos reiterativos de precipitación y disolución mineral, lo que produce reconcentración mineral y aumento de estos parámetros. Las aguas saladas (entre $15.000 \mu\text{S/cm}$ y $150.000 \mu\text{S/cm}$), se encuentran únicamente en la zona Marginal, mientras que las salmueras están presentes en ambas zonas, alcanzando valores máximos de CE $> 300.000 \mu\text{S/cm}$ y SDT $> 400.000 \text{ mg/l}$.

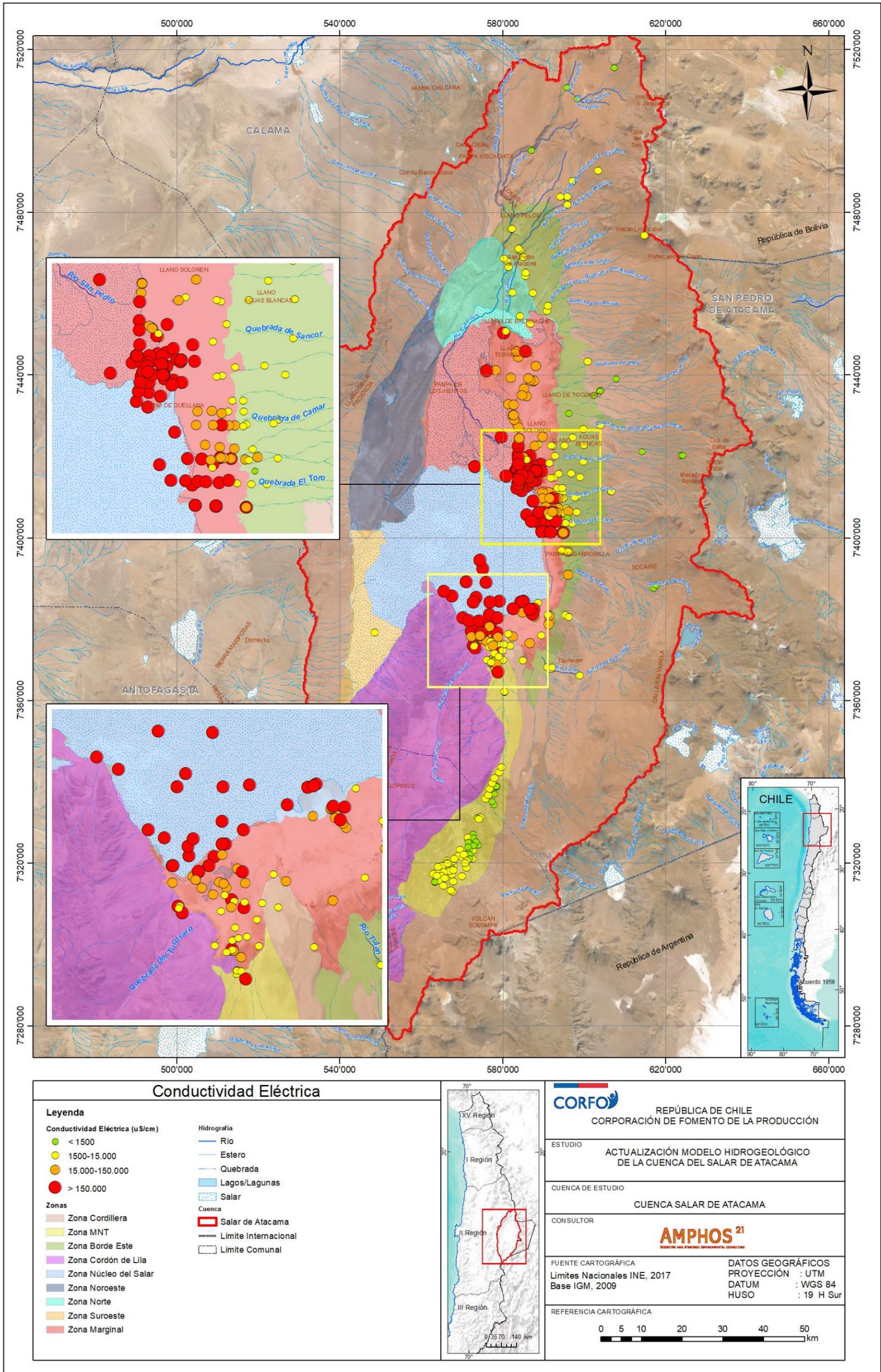


Figura 6-5: Distribución espacial de la conductividad eléctrica.

Fuente: Elaboración propia a partir de información de terceros.

6.5 Componentes mayoritarios y facies hidroquímicas

Con el objetivo de realizar un análisis y clasificación de las aguas en función de sus cationes y aniones mayoritarios se ha utilizado el diagrama de Piper. Este diagrama permite clasificar de forma directa el tipo de agua en relación con las facies hidroquímicas mediante la distribución de concentraciones relativas de los cationes (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^{+} + K^{+}) y aniones (HCO_3^{-} + CO_3^{-2} , SO_4^{-2} , Cl^{-} + NO_3^{-}) mayoritarios disueltos. Entre estos últimos, también se ha considerado el ión NO_3^{-} dado que su presencia es común en este tipo de ambientes evaporíticos.

Se han confeccionado diagramas de Piper para cada zona de la cuenca Salar de Atacama, clasificando las muestras por su tipología (subterránea, superficial, etc.). Debido a la heterogeneidad de fechas de muestreo y cantidad de información, los diagramas muestran aquellos datos más recientes. Por tanto, estos diagramas no reflejan evoluciones temporales, sino que entregan características generales de la composición química de las aguas en función de sus componentes mayoritarios, que a su vez permiten asociar e interpretar los procesos hidroquímicos.

A grandes rasgos se observa una tendencia generalizada al tipo de agua clorurada-sódica. Sin embargo, es posible notar mayor heterogeneidad en las aguas analizadas de las zonas MNT (Figura 6-6), Cordillera (Figura 6-7) y Borde Este (Figura 6-8) con una componente bicarbonatada-cálcica y sulfatada-cálcica-sódica. Esta mayor variabilidad se debe a que en los sectores altos de la cuenca existe una mayor influencia de la química del agua de recarga (lluvia/nieve) cuya composición es esencialmente bicarbonatada-cálcica. Las muestras con mayor componente sulfatada se pueden asociar tanto a la geología del sector (flujo a través de niveles de yesos, principalmente en el sector norte de MNT) como a circulación por zonas de alteración hidrotermal con mayores contenidos de azufre, en los sectores Cordillera y Borde Este.

El quimismo de las aguas de la zona Marginal (Figura 6-9) es de tipo clorurado-sódico, con algunas excepciones como los puntos A-57, A-65 y a la laguna Aguas de Quelana, cuyas aguas se clasifican como sulfatadas sódicas con tendencia al calcio en el caso de los primeros dos y con tendencia al magnesio en el último. Dada la dirección de flujo de las aguas, desde las zonas elevadas de la cuenca hacia las más bajas, es posible advertir que las aguas de la zona Marginal presentan composiciones intermedias entre la zona Borde Este y Núcleo Salar, evidenciando posibles procesos de mezclas en ambos márgenes.

A su vez, las aguas del sector Norte (Figura 6-10) son del tipo clorurado-sódico, reflejando un recorrido y tiempos de interacción suficiente para enriquecerse en elementos más conservativos como el cloruro. Esto es concordante con la morfología de la cuenca (elongación N-S) y la mayor distancia de esta zona respecto a su zona de recarga, validando el mayor recorrido de las aguas en este sector.

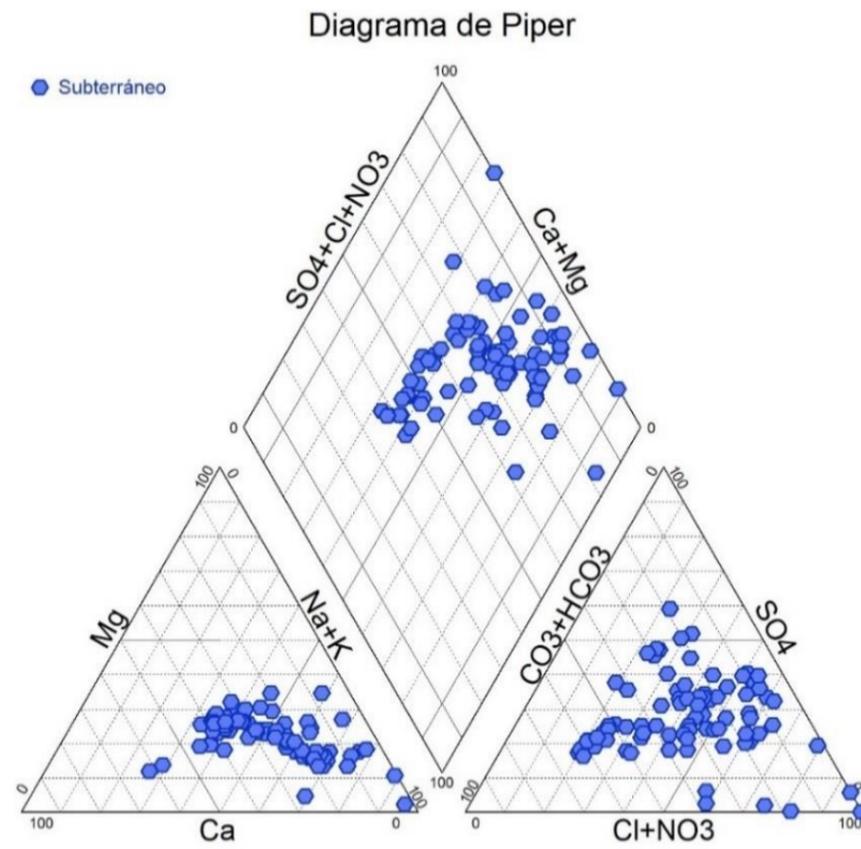


Figura 6-6: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona MNT.

Fuente: Elaboración propia

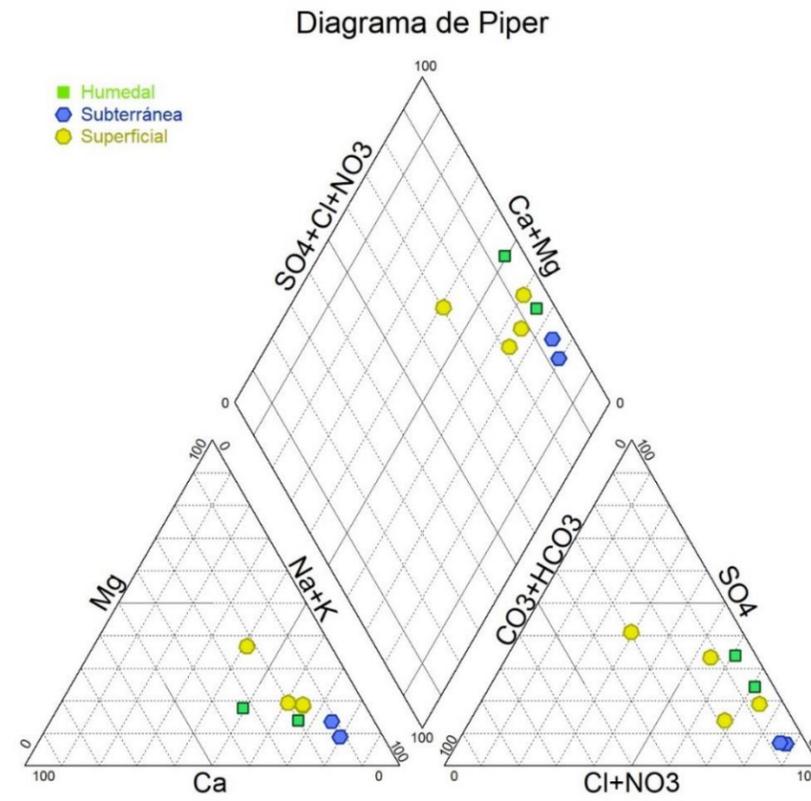


Figura 6-7: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Cordillera.

Fuente: Elaboración propia

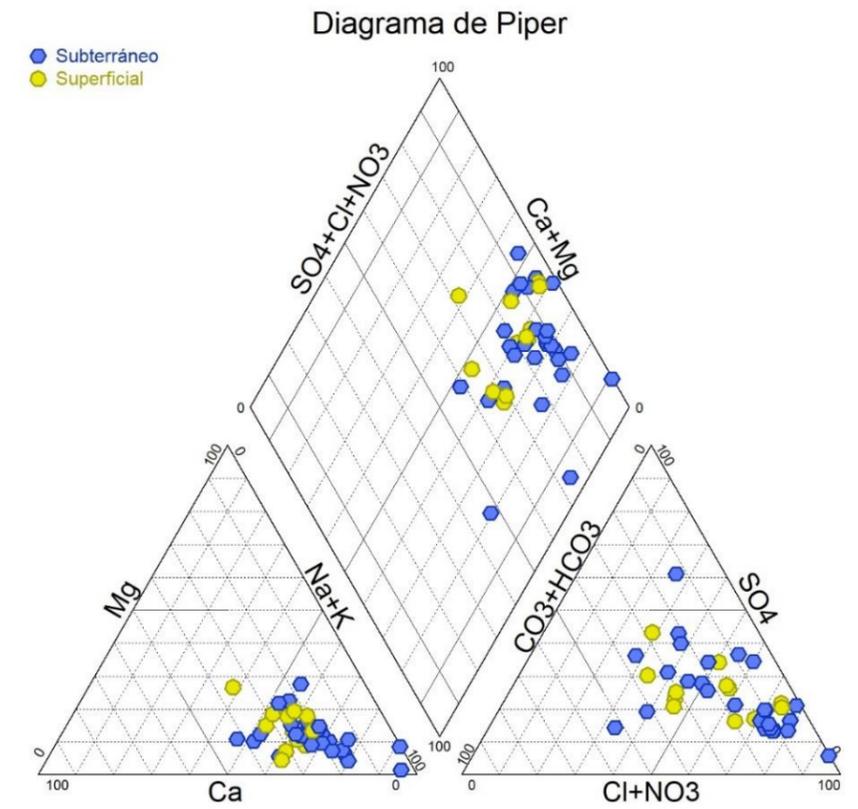
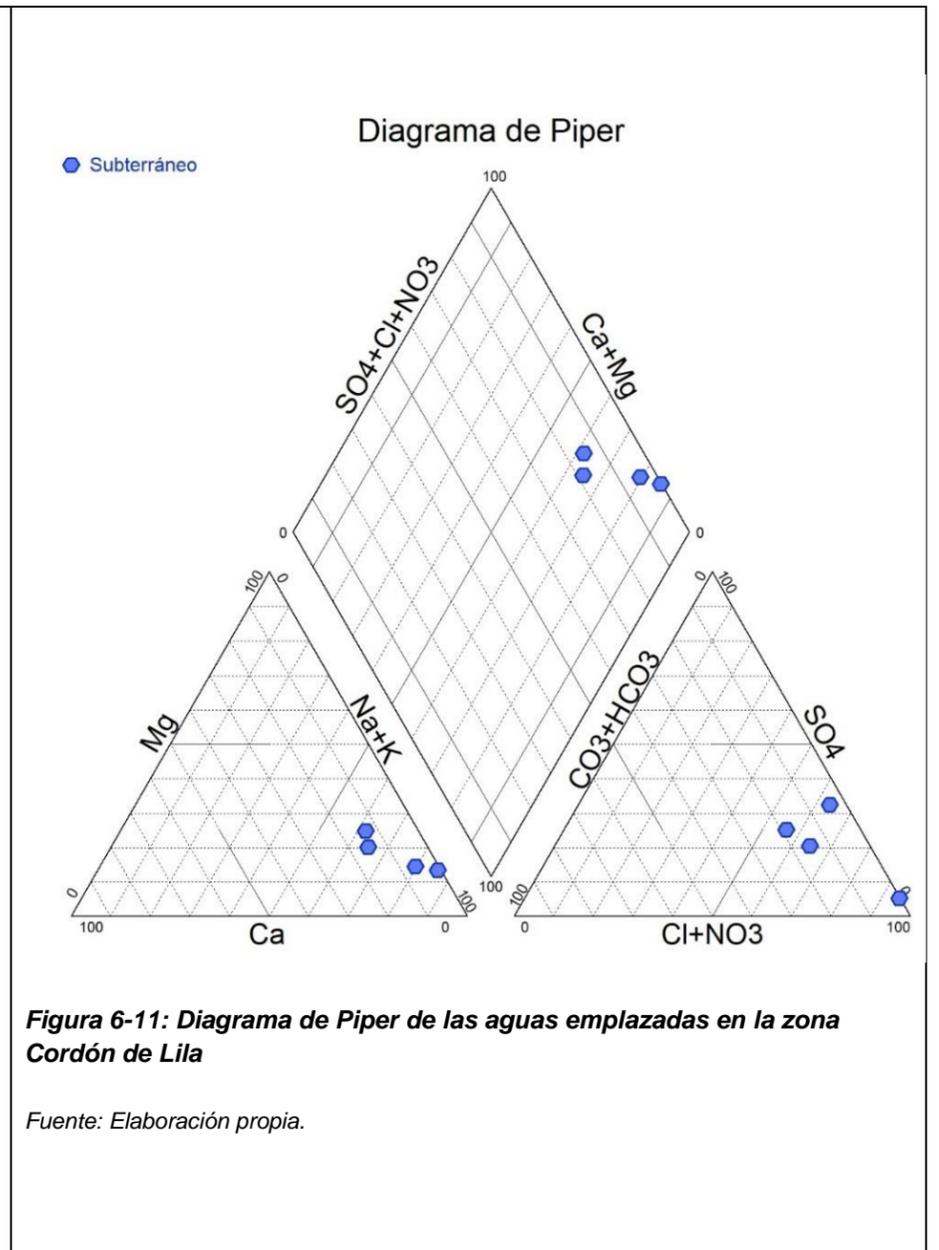
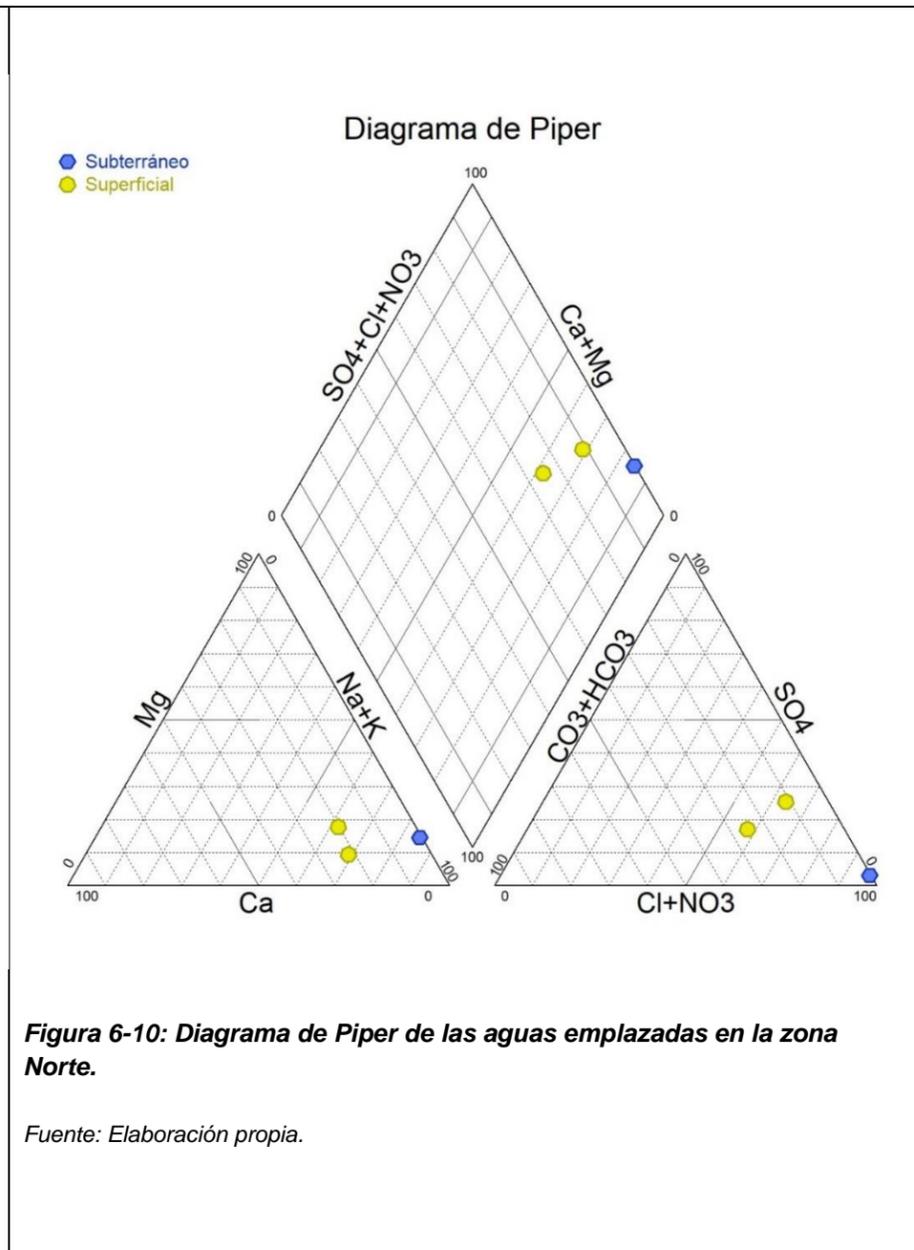
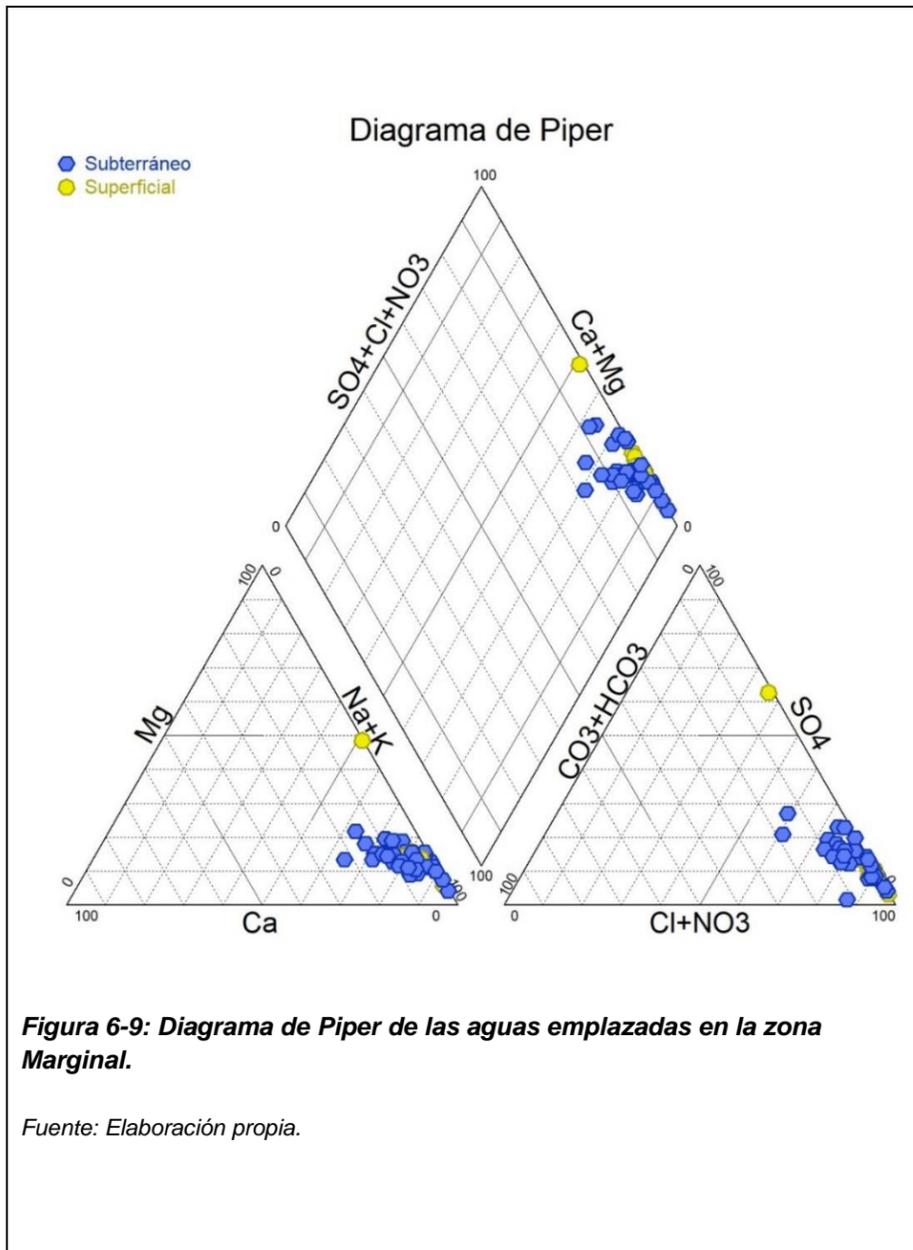


Figura 6-8: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Borde Este.

Fuente: Elaboración propia



En cuanto a la zona Cordón de Lila (Figura 6-11), las muestras disponibles se localizan muy cercanas a la zona Marginal y Núcleo Salar, mostrando una composición clorurada-sódica y sugiriendo una influencia importante de la salmuera. Finalmente, la zona Núcleo Salar (Figura 6-12) corresponde al final del recorrido de las aguas de la cuenca, donde éstas presentan mayores tiempos de residencia y han estado sometidas a importantes procesos reiterativos de evaporación y reconcentración mineral. Su quimismo es del tipo clorurado-sódico con cierta tendencia al ión magnesio.

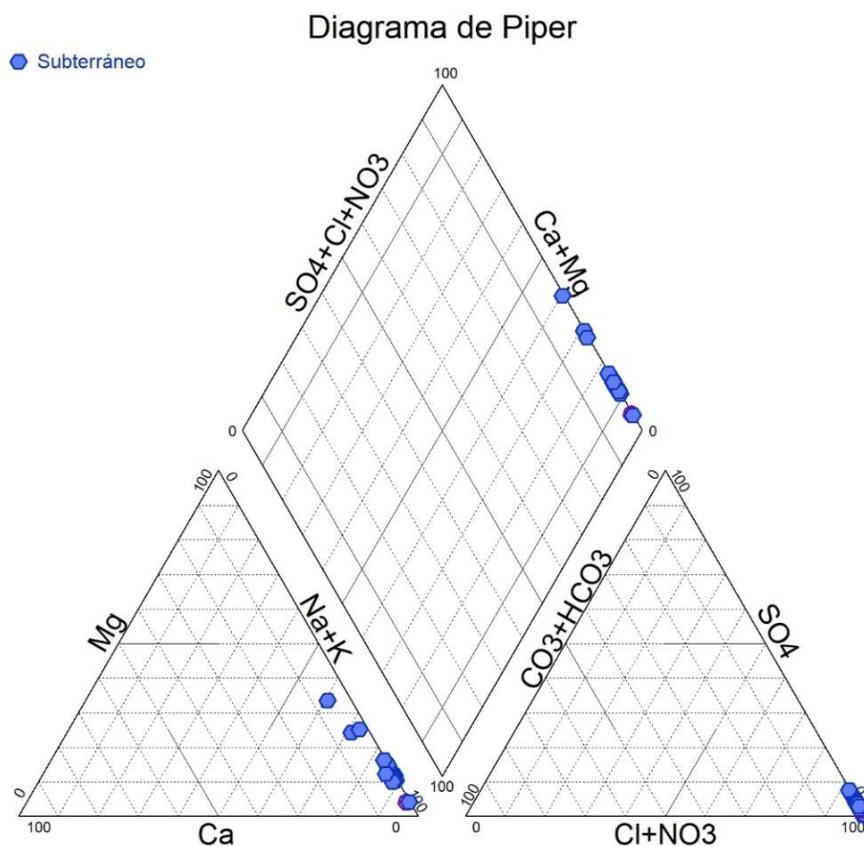


Figura 6-12: Diagrama de Piper de las aguas emplazadas en la zona Núcleo Salar.

Fuente: Elaboración propia

6.6 Evolución de las aguas y su relación con la geología

El origen y evolución de las aguas se puede comprender a partir del modelo de evolución de la composición química de aguas por evaporación según Garrels y Mackenzie (1967), Hardie y Eugster (1970), Eugster y Hardie (1978). Este modelo evolutivo, además, fue utilizado en los estudios de Risacher *et al.* (1999; 2003) de las cuencas altiplánicas del Norte de Chile.

Según este modelo, cuando un agua de aporte se evapora, sus componentes disueltos se concentran y precipitan una secuencia de minerales en el orden creciente de sus solubilidades. De esta forma, la secuencia propuesta por los autores comienza con la precipitación de carbonatos, seguida por la precipitación de sulfatos y finalizando con la precipitación de haluros. La precipitación de sales de magnesio puede darse en ciertas vías específicas como la vía carbonatada, vía sulfatada alcalina y sulfatada directa (Risacher *et al.* 1999).

Cuando estos minerales precipitan el producto de actividad iónica se mantiene constante. Dado que las aguas de aporte poseen bajas salinidades, las concentraciones y las actividades iónicas son equivalentes, de tal manera que cuando estos minerales precipitan, la concentración de un ion aumenta y del otro debe disminuir de manera de mantener el equilibrio. Este mecanismo lleva a la generación de distintas vías evolutivas las que se resumen en la Figura 6-13 (Hardie y Eugster, 1970).

La secuencia evaporítica propuesta por estos autores (calcita - yeso - halita) es característica del Salar de Atacama y ha sido identificada previamente por Bevacqua (1992), sugiriendo tan solo al observar la secuencia de precipitación mineral que las aguas de aporte han seguido una vía sulfatada o vía cálcica (Figura 6-13). La distribución de la zonación mineral no es perfectamente concéntrica, debido a que los aportes hídricos principales son distintos en cada flanco del Salar. Bevacqua (1992) clasificó las costras según su composición mineralógica en distintas unidades, que de margen a centro son (Figura 6-14):

- Costras detrítico-evaporíticas: son las más marginales y están formadas por limos y arcillas cementadas por yeso y halita principalmente. Estas costras se forman por la descarga de material detrítico, que es transportado por la escorrentía superficial y posteriormente cementado por las sales disueltas que lleva el agua intersticial.
- Costras de carbonatos: contienen carbonatos con texturas oolíticas y de travertinos, sulfatos y materia orgánica (algas y diatomeas). Se encuentran rodeando las distintas lagunas e intercaladas entre la costra detrítico-evaporítica y la de sulfatos.

- Costra de sulfatos: se compone de yeso y anhidrita y en menor proporción, cloruros. Se encuentra al noreste y sureste del delta del río San Pedro y en el margen oriental del Salar, entre la costra de carbonatos y de cloruros.
- Costra de cloruros: está formada sobre todo por halita y cubre dos áreas, una en el centro del Salar y otra más septentrional que recubre parte del delta del río San Pedro. La zona donde esta costra es más pura en halita (llegando hasta el 90% en cloruro sódico) se llama núcleo salino (Moraga *et al.*, 1974).

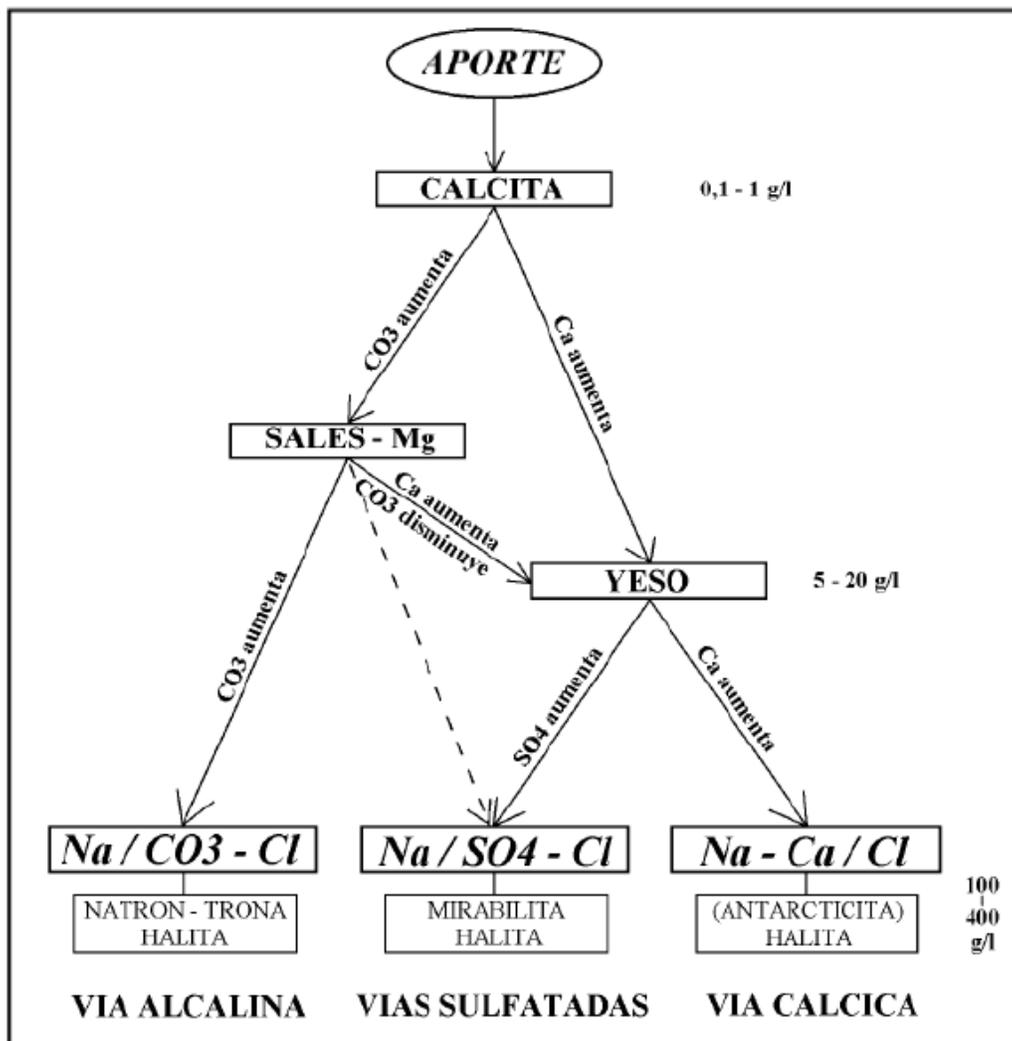


Figura 6-13: Diagrama de evolución de las aguas por evaporación.

Fuente: Hardie y Eugster (1970)

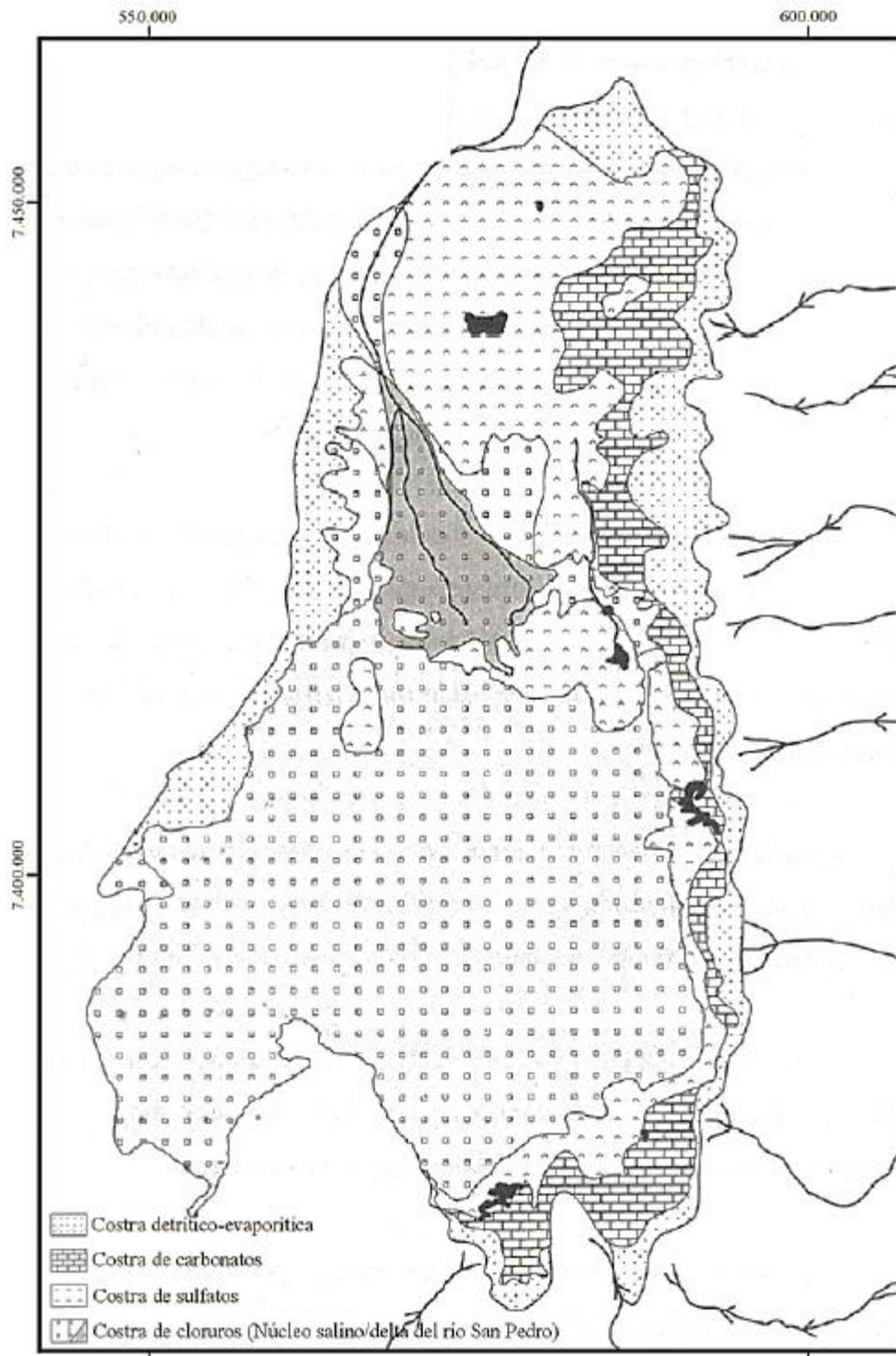


Figura 6-14: Distribución superficial de las costras del Salar de Atacama siguiendo la secuencia evaporítica carbonatos-sulfatos-haluros.

Fuente: Bevacqua (1992).

Para poder comprobar específicamente cuáles son las principales vías evolutivas de las aguas de la cuenca Salar de Atacama y relacionarlas con la geología descrita de la costra salina, se han realizado gráficos con distintas relaciones iónicas (Figura 6-15). La alcalinidad es representada a través del ion bicarbonato (HCO_3^-), ya que es la especie dominante según los pH cercanos a neutro de las aguas.

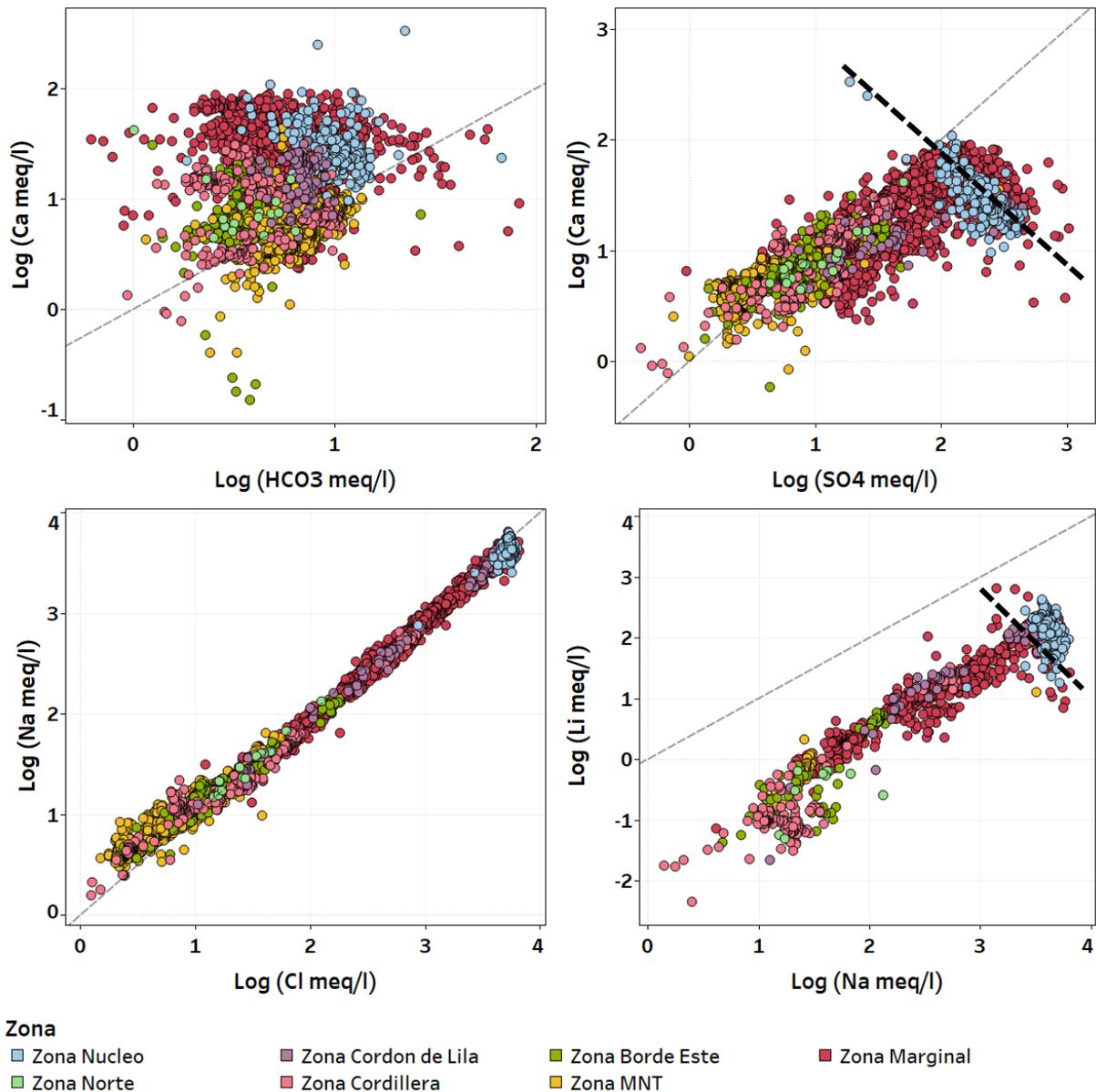


Figura 6-15: Relaciones iónicas entre distintos componentes de las aguas de la cuenca Salar de Atacama. Línea segmentada gris representa relación equimolar (1:1) entre los componentes del gráfico. Línea segmentada negra representa saturación mineral.

En primer lugar, a partir de la Figura 6-15, se puede observar que las aguas de aporte del Salar (i.e. zonas MNT, Cordillera, Borde Este y Norte) presenten tendencias equimolares (relación 1:1) en Na ~ Cl y Ca ~ SO₄ (ver relaciones r_{Na}/r_{Cl} y r_{Ca}/r_{SO_4}). En particular, en las aguas más diluidas la concentración de Na es superior al Cl, mientras que tienden a igualarse a medida que aumenta la salinidad. Estas observaciones ya habían sido identificadas previamente por Risacher *et al.*(1999), en cuyo trabajo se sugiere que el Na, Ca, Cl y SO₄ provendrían en gran parte, pero no exclusivamente, de la redisolución de halita (NaCl) y yeso (CaSO₄ x 2H₂O) en antiguas evaporitas recubiertas por formaciones volcánicas más recientes. Los demás componentes típicos de los salares (K, Mg, Li, B, aunque también una proporción de Ca, Na y SO₄) tendrían su fuente esencialmente a partir de la alteración de rocas volcánicas ácidas.

Considerando la línea de flujo de las aguas de aporte, concéntrica hacia el salar, en la Figura 6-15 es posible observar que la mayoría de los puntos tienen una razón $r_{Ca}/r_{HCO_3} > 1$. Esto sugiere que, una vez precipita la calcita en la zona más externa de la costra salina (Figura 6-14), la mayoría de las aguas se concentran en Ca a expensas de HCO₃ siguiendo una vía evolutiva sulfatada neutra o cálcica.

Siguiendo la secuencia evaporítica observada en la geología del Salar de Atacama (Figura 6-14), la precipitación de yeso se puede estudiar mediante la relación rCa/rSO_4 . A partir de la Figura 6-15, se observa que los puntos se reparten a lo largo de una "T" inclinada, donde el pie de la "T" está representado por soluciones no saturadas en yeso y en las cuales el Ca y SO_4 se concentran conjuntamente. Por otra parte, las aguas saturadas en yeso (zona Marginal y Núcleo Salar) tienen su punto representativo en la barra transversal de la T (línea negra segmentada en la Figura 6-15). Esta saturación se alcanza a una concentración cercana a los 1.500 mg/l Ca y 4.500 mg/l de SO_4 y muestra dos tendencias en las salmueras.

La tendencia principal indica que, al precipitar yeso, la mayoría de las salmueras se enriquecen en SO_4 y se empobrecen en Ca siguiendo la vía sulfatada neutra ($rCa/rSO_4 < 1$). Esta vía evolutiva es coherente con la geología de la parte oriental de la cuenca, donde los aportes al Salar de Atacama drenan esencialmente rocas volcánicas.

Existe otra tendencia minoritaria en donde las aguas se concentran en Ca y se empobrecen en SO_4 siguiendo la vía cálcica ($rCa/rSO_4 > 1$). Los puntos analizados que siguen esta vía se encuentran localizados en el sector centro-sur del núcleo (Figura 6-16). Esta vía cálcica también ha sido identificada previamente por Risacher *et al.* (1999) en cuyo trabajo se plantea que la porción occidental del núcleo tendría estas características y reflejaría la mayor influencia litológica, en gran parte sedimentaria, de la Cordillera de Domeyko.

Por otra parte, la gran cantidad de puntos de la zona Marginal ubicados bajo la línea de saturación de yeso y bajo la línea equimolar (i.e. $rCa/rSO_4 < 1$) reflejarían procesos reiterativos de disolución y precipitación de yeso de aguas que ya han seguido previamente la vía sulfatada.

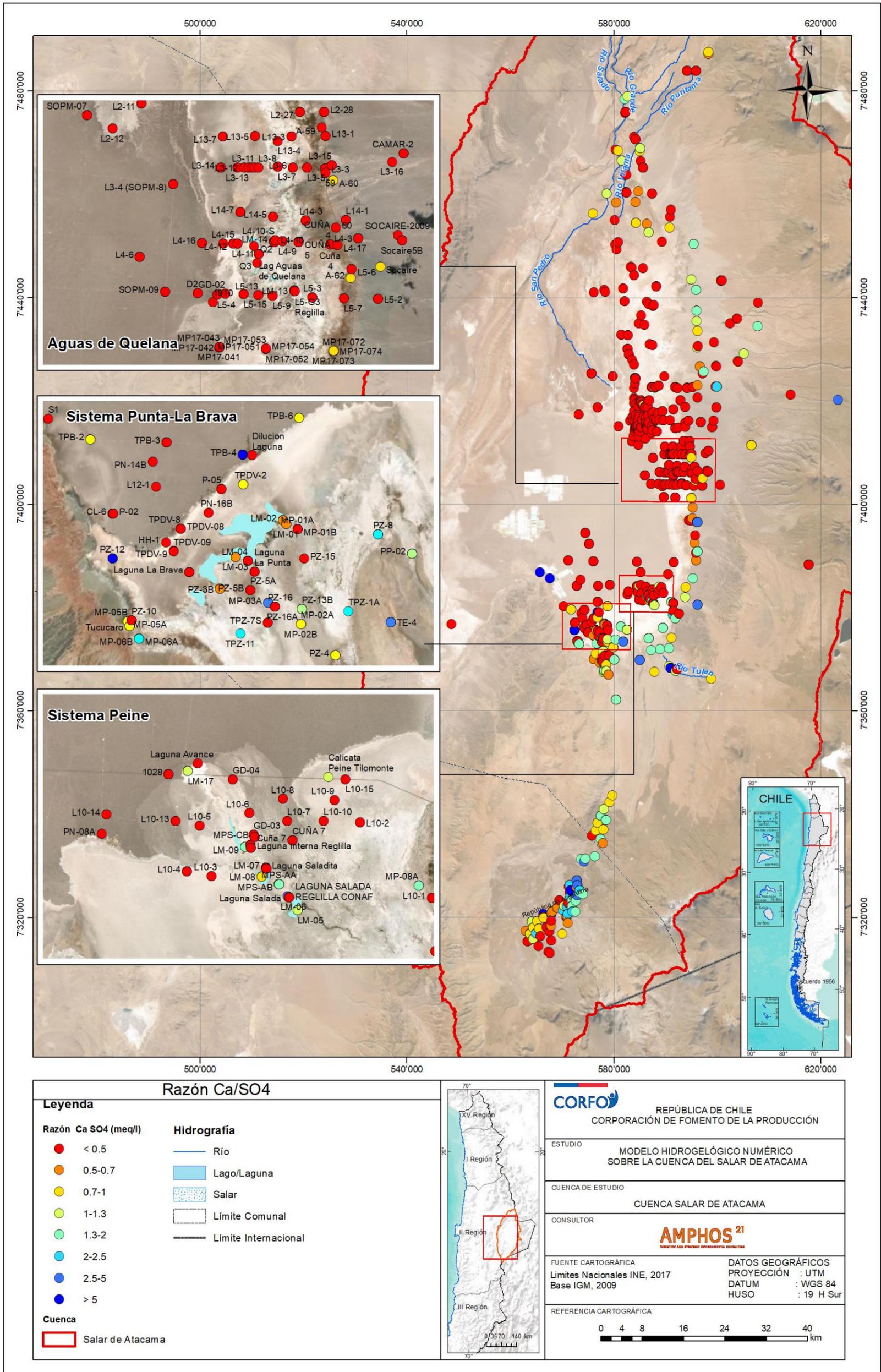


Figura 6-16: Distribución espacial de la razón Ca/SO₄

Fuente: Elaboración propia.

Luego de la precipitación del yeso, en las zonas Núcleo Salar y Marginal, algunos iones de la salmuera continúan concentrándose por efecto de las altas tasas de evaporación y la disolución de otras sales presentes en menores cantidades. En particular, los iones Cl^- y Na^+ alcanzan sus valores máximos ($> 200.000 \text{ mg/L Cl}^-$ y $> 120.000 \text{ mg/L de Na}^+$) y su relación equimolar (1:1) evidenciaría una disolución de halita y salmueras antiguas (Figura 6-14 y Figura 6-15).

Una vez que las salmueras alcanzan la saturación en halita (último mineral en precipitar de la secuencia de la Figura 6-14), en la lámina superficial de las aguas se puede producir una reconcentración de Li como se observa en la relación $r\text{Li}/r\text{Na}$ (línea segmentada negra de la Figura 6-15). Debido a que el Li es un elemento altamente conservativo y permanece en el agua a lo largo de su recorrido, se va enriqueciendo paulatinamente al circular por rocas volcánicas (esencialmente rocas ácidas tipo ignimbritas) y, también, al disolver antiguas costras salinas que pueden aportar este elemento. Una vez el agua alcanza la zona Marginal el proceso de enriquecimiento preponderante pasa a ser la evaporación, así como también la mezcla con salmueras preexistentes en las mismas zonas Marginal y Núcleo Salar (Figura 6-17).

Por último, se ha visto que la precipitación de halita puede influir en enriquecimiento final de Li en rana la salmuera, en donde a partir de la relación $r\text{Li}/r\text{Na}$ (Figura 6-15) es posible observar que algunas muestras se concentran en Li y se empobrecen en Na cuando se alcanza la saturación de este mineral. Este proceso también ha sido identificado en otros trabajos como en Munk *et al.* (2018); sin embargo, los datos disponibles también muestran que puede operar un comportamiento inverso, sugiriendo que puede ocurrir la precipitación de algún mineral que secuestre Li de la solución, aumentando la concentración de Na.

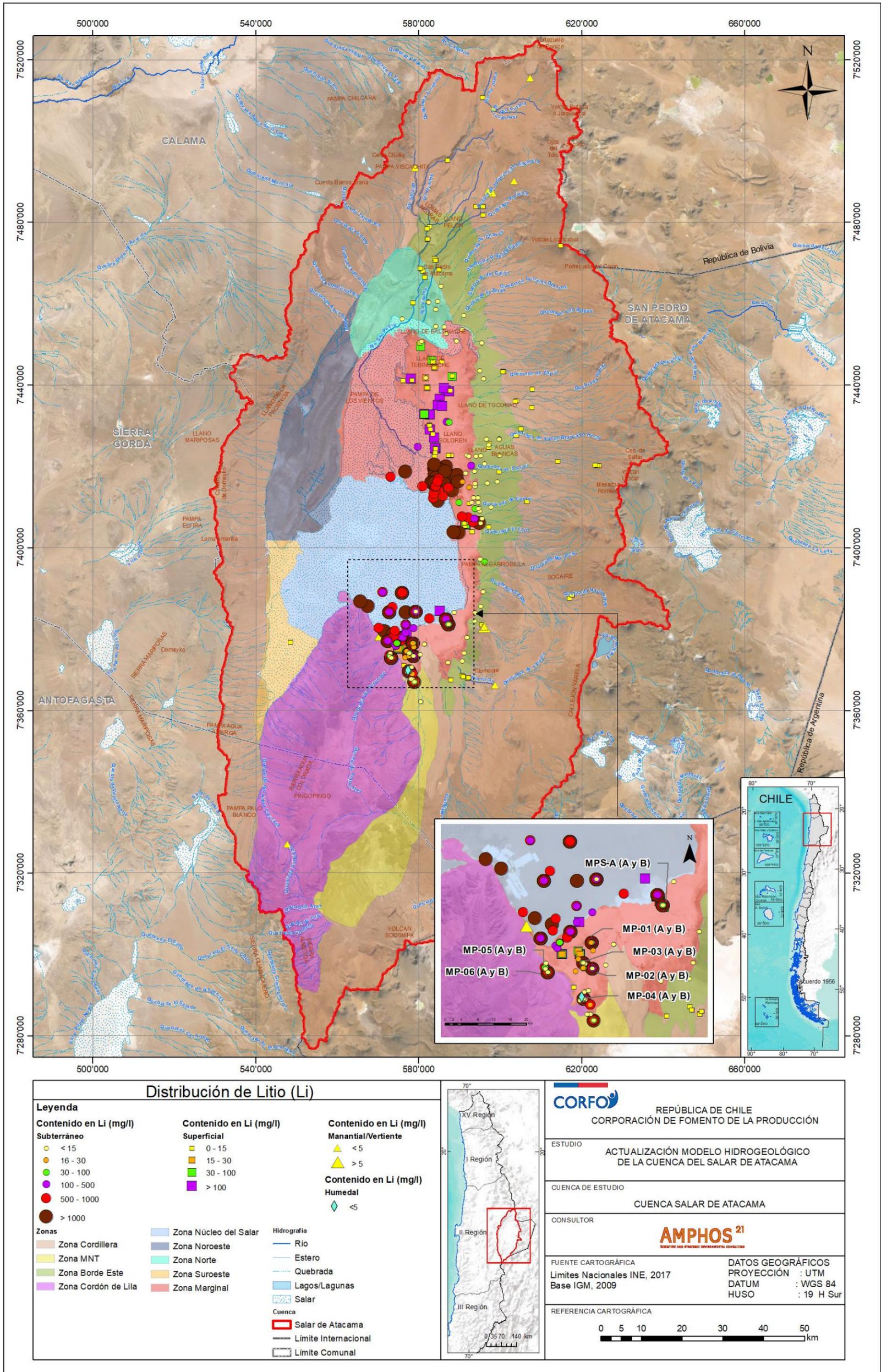


Figura 6-17: Distribución espacial de la concentración de litio (Li).

Fuente: Elaboración propia.

A modo de síntesis, en la Figura 6-19 se muestran cómo varían las razones Ca/HCO_3 , $\text{HCO}_3/(\text{Ca}+\text{Mg})$ y $(\text{SO}_4+\text{HCO}_3)/\text{Ca}$ en función de la salinidad de las aguas (SDT). Según Risacher *et al.* (1999) al estudiar estas razones se puede tener una evaluación cualitativa y simple de las vías evolutivas de las aguas que llegan al salar, según los siguientes criterios (Figura 6-18):

RESUMEN:		
$[\text{alc}] > [\text{Ca}]$ y $[\text{alc}] > [\text{Ca}] + [\text{Mg}]$	====>	vía carbonatada
$[\text{alc}] > [\text{Ca}]$ y $[\text{alc}] < [\text{Ca}] + [\text{Mg}]$	====>	vía sulfatada alcalina o directa
$[\text{alc}] < [\text{Ca}]$ y $[\text{alc}] + [\text{SO}_4] > [\text{Ca}]$	====>	vía sulfatada neutra
$[\text{alc}] < [\text{Ca}]$ y $[\text{alc}] + [\text{SO}_4] < [\text{Ca}]$	====>	vía cálcica

Figura 6-18: Resumen de los criterios para determinar cualitativamente las vías evolutivas de las aguas de aporte.

Fuente: Risacher *et al.* (1999).

En el presente trabajo se ha tomado al HCO_3^- como equivalente a la alcalinidad dado que es el ion predominante bajo el rango de pH neutro de las aguas del sistema.

En la Figura 6-19 es posible apreciar claramente cómo evolucionan químicamente las aguas de aporte en su trayectoria hacia el Salar de Atacama, siguiendo esencialmente la vía sulfatada neutra ($\text{Ca}/\text{HCO}_3 > 1$ y $(\text{SO}_4+\text{HCO}_3)/\text{Ca} > 1$) y, en menor medida, la vía sulfatada alcalina o directa ($\text{Ca}/\text{HCO}_3 < 1$ y $\text{HCO}_3/(\text{Ca}+\text{Mg}) < 1$). La distinción entre vía sulfatada alcalina y vía sulfatada directa es de poca relevancia, ya que ambas tienen el mismo significado geoquímico e indican aguas diluidas que han drenado terrenos volcánicos con poco azufre.

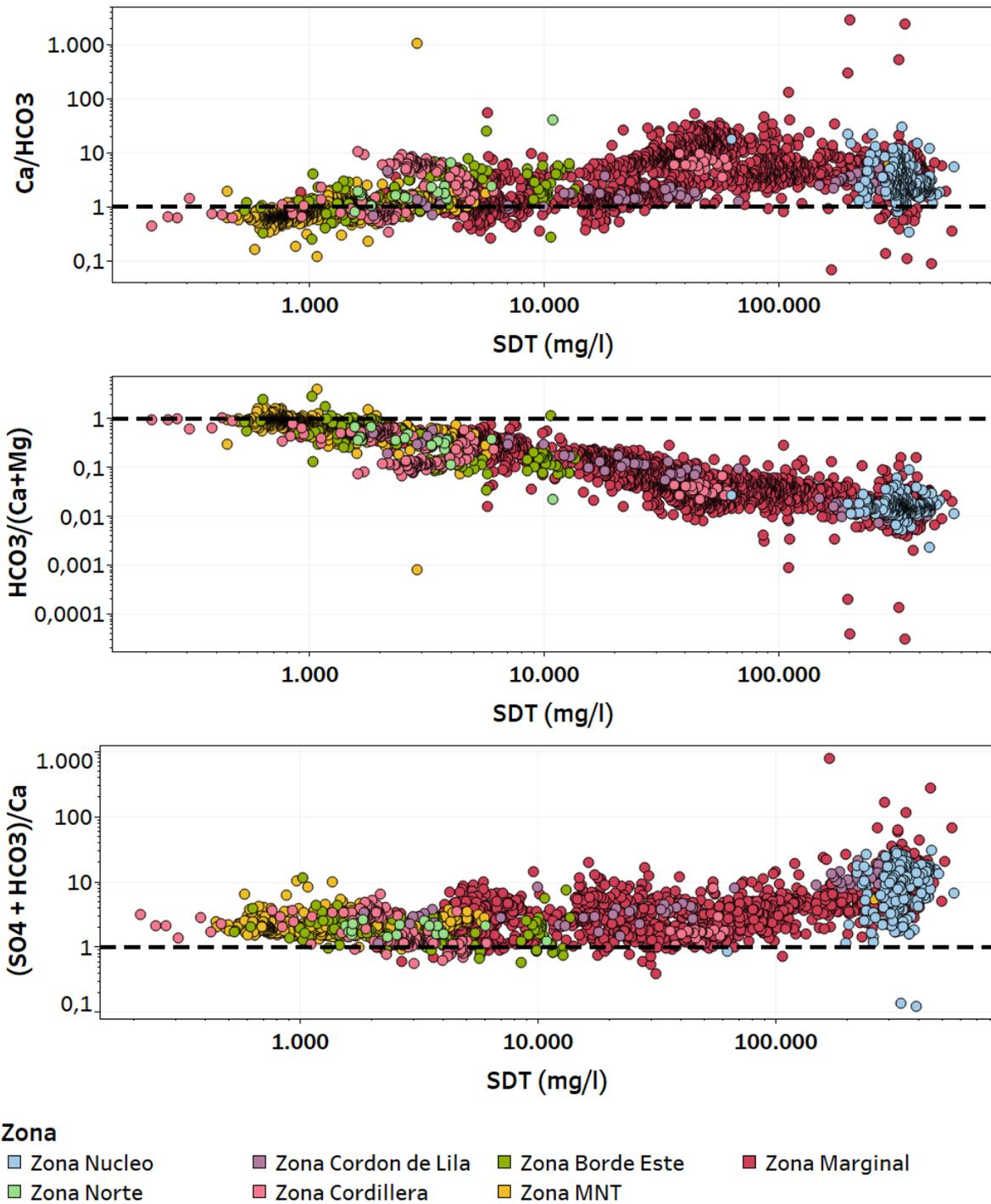


Figura 6-19: Relación entre las razones HCO_3/Ca , $HCO_3/(Ca+Mg)$ y $(SO_4+HCO_3)/Ca$ en función de la salinidad de las aguas (SDT). Línea segmentada representa valor constante e igual a 1.

Fuente: Elaboración propia.

6.7 Isótopos

Los isótopos estables de la molécula de agua se utilizan principalmente para conocer el origen y la ubicación de las fuentes de recarga al acuífero, las condiciones climáticas existentes en el momento y lugar de la recarga, o los procesos que han modificado la composición del agua desde que esta se recargó, es decir, las reacciones agua-roca, la mezcla de distintas aguas y la precipitación-disolución mineral.

La proporción de los isótopos poco abundantes (²H y ¹⁸O) respecto a los más abundantes (¹H y ¹⁶O) se expresan respecto a un estándar internacional de referencia, que para la molécula de agua es el VSMOW (IAEA, 2006). La composición isotópica de isótopos estables se expresa como la desviación isotópica o “delta” (δ) en partes por mil (‰), respecto al patrón internacional, a partir de la expresión de Clark & Fritz (1997):

$$\delta^{18}O_{muestra} = \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{muestra} - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{V-SMOW}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{V-SMOW}} \times 1.000 \cdot \text{‰} \cdot \text{SMOW}$$

De esta manera, los valores positivos de $\delta^{18}O$ indican que la muestra tiene una mayor concentración del isótopo pesado (¹⁸O) que el estándar, es decir está enriquecida respecto al SMOW; mientras que, al contrario, un valor negativo indica que la muestra está empobrecida en el isótopo pesado respecto al patrón internacional. El procedimiento para obtener la composición δ^2H o δD es análogo

Los isótopos ambientales analizados en esta sección corresponden, esencialmente, a los isótopos estables de la molécula de agua: deuterio (²H o D) y ¹⁸O. Para el respectivo análisis, se han utilizado 712 analíticas desprendidas de 114 puntos de los antecedentes recopilados (Anexo II. Apéndice C Hidroquímica Isótopos). En la Figura 6-20 se muestra su localización junto con el valor promedio de ¹⁸O de cada punto.

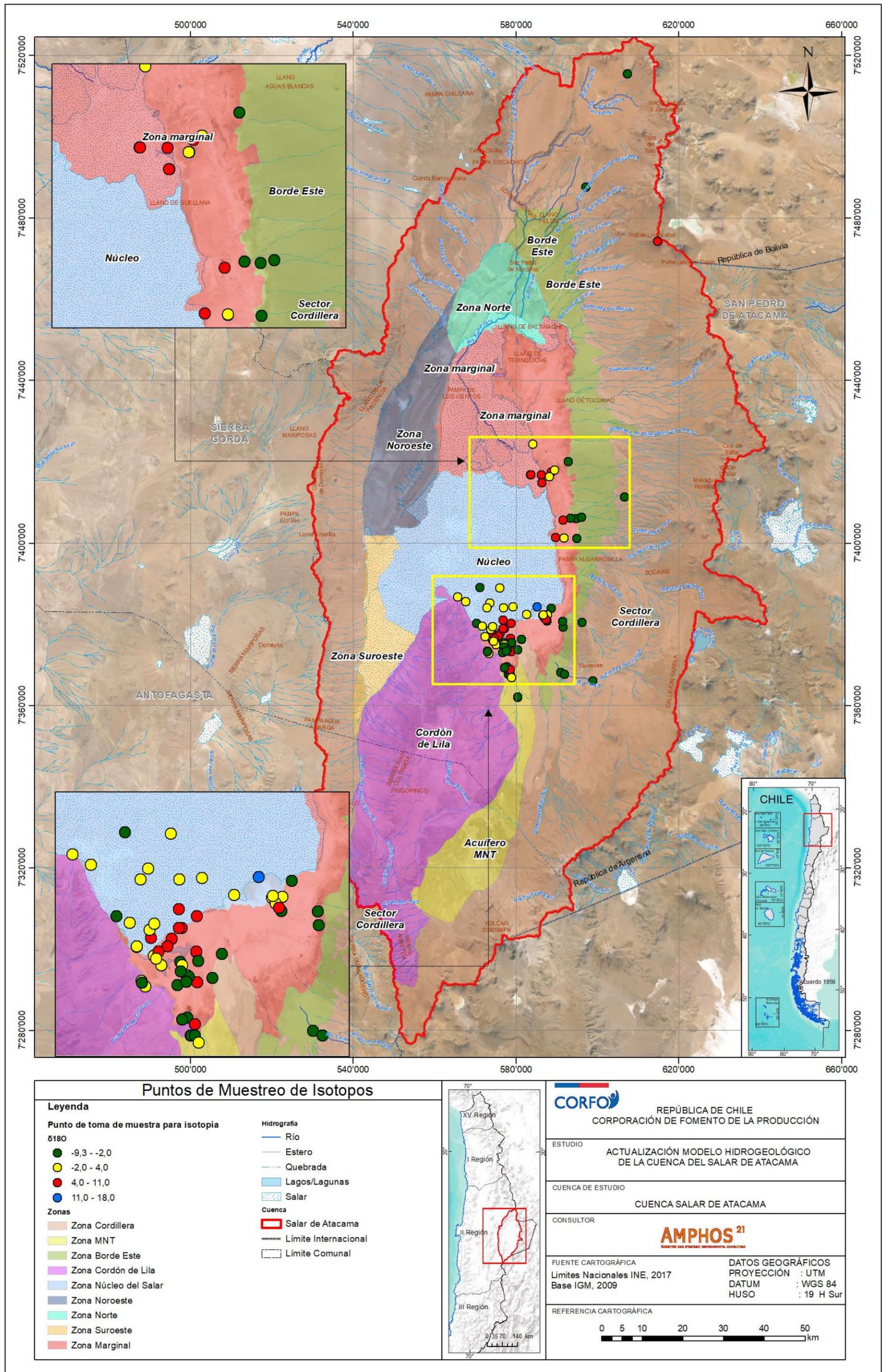


Figura 6-20: Mapa de localización de los puntos con datos isotópicos. Se muestra el valor promedio de $\delta^{18}O$ para cada punto disponible.

Fuente: Elaboración propia.

6.7.1 Relación $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$

Para el análisis de isótopos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de la cuenca Salar de Atacama, se ha empleado la Línea Meteórica Local (LML) calculada por Aravena *et al.* (1997) la que describe la composición isotópica de las aguas de lluvia en la región norte de Chile.

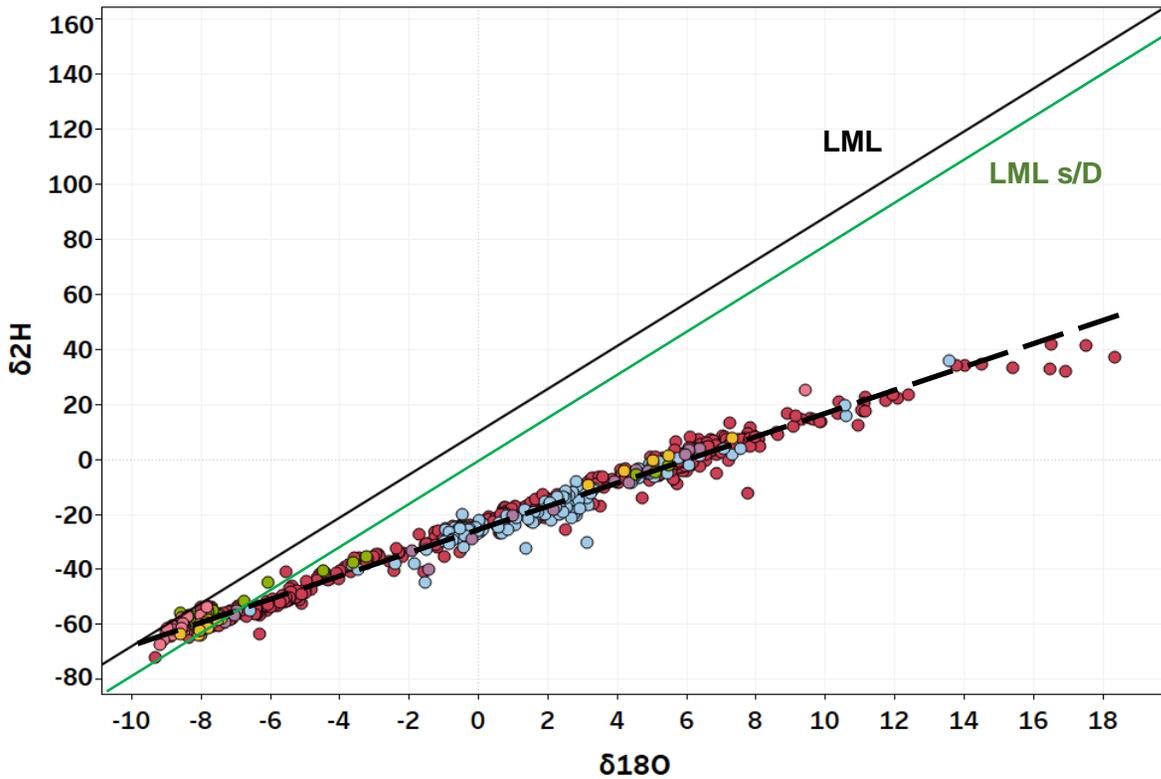
$$\text{LML: } \delta^2\text{H} = 7,8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 9,7$$

El término independiente de la LML, en este caso (9,7) es conocido como exceso de deuterio y tiene un valor característico de la humedad y temperatura ambiente del lugar donde se han formado las nubes que generan la lluvia local. En zonas áridas, este término puede perder relevancia debido a su muy baja humedad ambiental, por lo que también se ha utilizado la Línea Meteórica Local sin exceso de deuterio (LML s/D) dadas las características de la zona, a modo de comparación.

$$\text{LML s/D: } \delta^2\text{H} = 7,8 \cdot \delta^{18}\text{O}$$

De esta manera, las muestras tomadas en la cuenca Salar de Atacama podrían presentar tendencias similares a las rectas recién descritas, siempre y cuando no se vean afectadas por procesos posteriores que provoquen fraccionamiento isotópico. En la Figura 6-21 se presenta la composición isotópica $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de todas las aguas analizadas, donde es posible observar que las muestras siguen una tendencia distinta a las rectas LML y LML s/D, alejándose de las líneas de referencia a medida que se enriquecen en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

La composición isotópica de los puntos muestra una gran variedad de valores, con un rango entre -9,3 a 18,4‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -72,1 y 41,4‰ para el $\delta^2\text{H}$, evidenciando en su proyección una tendencia típica de zonas donde predominan los procesos de evaporación. La pendiente de la recta (valor de 4,2) es indicativa de que el principal proceso que domina el fraccionamiento isotópico observado es la evaporación desde una superficie libre, el que enriquece las aguas remanentes en isótopos pesados. En menor medida, contribuiría una evaporación asociada a la infiltración en la zona no saturada o por evaporación freática a través de la vegetación.



Zona

- Zona MNT
 - Zona Cordillera
- Zona Borde Este
 - Zona Cordon de Lila
- Zona Nucleo
 - Zona Marginal

Figura 6-21: Relación entre $\delta^{18}O$ y δ^2H de la molécula de agua de las muestras disponibles del Salar de Atacama.

Líneas continuas representan las Líneas Meteoricas Locales, mientras que la línea segmentada representa la tendencia de los puntos reflejando evaporación.

Fuente: Elaboración propia.

A partir del gráfico de la Figura 6-21 se desprende que tanto las aguas de la zona Cordillera, MNT como del Borde Este se encuentra agrupadas en la parte inferior izquierda, mostrando los valores más negativos y evidenciando las signatures isotópicas más empobrecidas de la cuenca. Además, presentan composiciones isotópicas cercanas a las rectas meteóricas (LML y LML s/D), sugiriendo una similitud isotópica con las lluvias locales, poca interacción con el medio y un bajo fraccionamiento isotópico. Por tanto, las zonas Cordillera, MNT y Borde Este pueden considerarse como zonas de recarga desde los sectores altos de la cuenca, con aguas diluidas (bajas CE) y empobrecidas isotópicamente.

También, se observan puntos con mayor fraccionamiento en las zonas MNT y Borde Este, correspondientes a muestras más cercanas a la zona Marginal y que se han visto expuestas a procesos de evaporación y de mezcla con aguas de mayor salinidad. Esta tendencia también se observa en las muestras ubicadas en la zona Cordón de Lila, aunque estas muestras suelen presentar un mayor enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 6-20 y Figura 6-21).

Por otra parte, las aguas de la zona Marginal presentan una gran variabilidad en su composición isotópica. Se ha visto que los puntos más empobrecidos se localizan en el margen exterior de la zona Marginal, mientras que aquellos más enriquecidos tienden a situarse en dirección a la zona Núcleo Salar (Figura 6-20). Esta variabilidad isotópica sugiere que las aguas más externas de la zona Marginal están influenciadas por una mezcla con aguas de recarga isotópicamente empobrecidas (ej. zonas Cordillera, MNT y Borde Este); mientras que las aguas localizadas hacia el interior, más enriquecidas en isótopos pesados, indican mayor preponderancia de procesos de evaporación, mayor tiempo de residencia en el acuífero y mezcla con aguas preexistentes más enriquecidas.

En particular, los puntos con mayor enriquecimiento isotópico de la zona Marginal corresponden a las aguas superficiales de los sistemas lagunares, los que están asociados a las altas tasas de evaporación en lámina libre (puntos encerrados de la Figura 6-22).

En cuanto a los puntos ubicados en la zona del Núcleo Salar, se observa una distribución con menos variabilidad que la zona Marginal y comparativamente menos enriquecida en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 6-20, Figura 6-21 y Figura 6-22). Se ha observado, también, una tendencia donde las aguas más enriquecidas se localizan hacia el límite con la zona Marginal y no en el mismo Núcleo, evidenciando que el fraccionamiento generado por la evaporación es más intenso en esta zona donde se alojan los sistemas lagunares que en el mismo Núcleo.

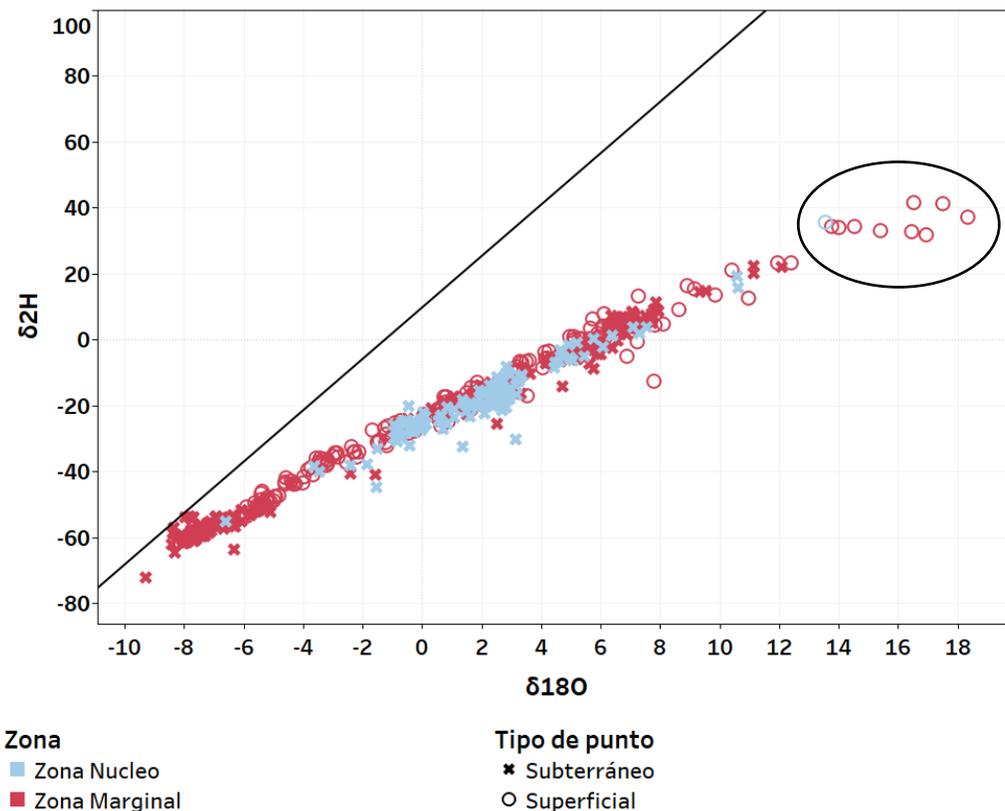


Figura 6-22: Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de la molécula de agua de la zona Marginal y Núcleo Salar, clasificados por zona y por tipo de punto.

Fuente: Elaboración propia.

Por otra parte, una consecuencia directa de la evaporación es el aumento de la salinidad de las aguas por reconcentración. Así, en el gráfico de la Figura 6-23 se presenta la relación entre los SDT y el $\delta^{18}\text{O}$, en donde se aprecia que a bajas salinidades las composiciones isotópicas son más ligeras (empobrecidas en isótopos pesados), mientras que a altas salinidades ocurre lo contrario. En consecuencia, tanto la salinidad como la composición isotópica del agua son buenos indicadores de las líneas de flujo. De este modo, las aguas de recarga (zona Cordillera, Borde Este y MNT), ubicadas en las zonas altas de la cuenca y alejadas del Salar, presentan bajas salinidades y signaturas isotópicas ligeras. A medida que fluyen hacia las partes más bajas se enriquecen paulatinamente en elementos disueltos e isótopos pesados hasta llegar a la zona Marginal y Núcleo Salar, donde la mezcla con salmueras preexistentes y las altas tasas de evaporación en lámina libre terminan por otorgar la impronta química característica de estas zonas, con elevadas salinidades y enriquecimiento isotópico.

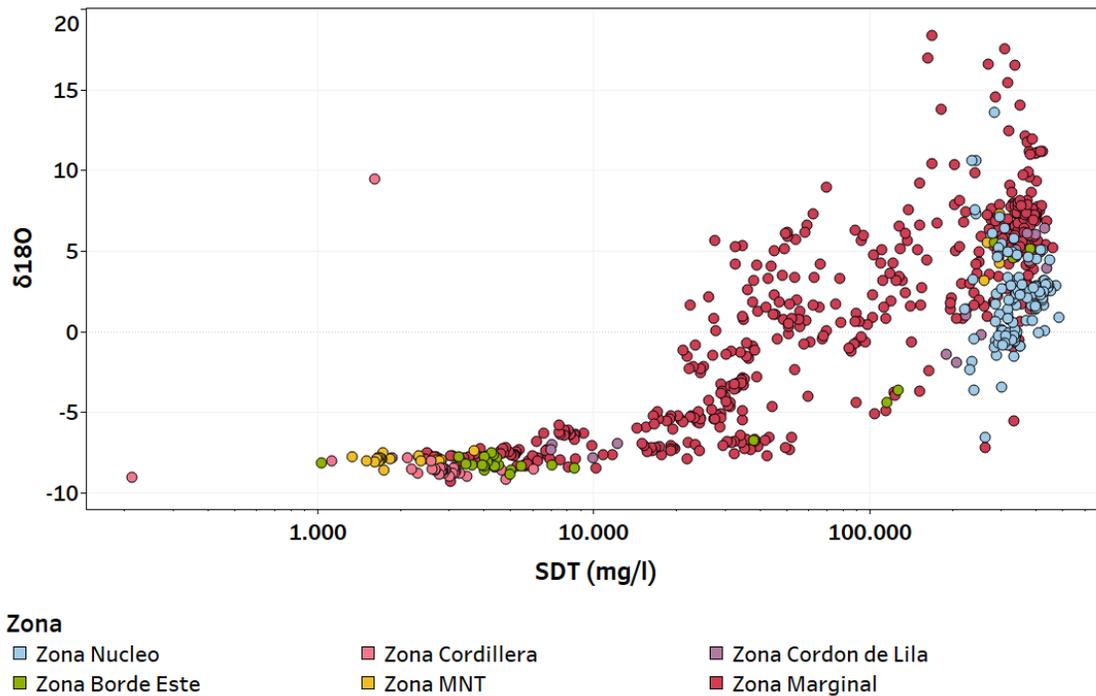


Figura 6-23: Relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ y los SDT (mg/l).

Fuente: Elaboración propia

6.7.2 Evolución temporal $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$

Para caracterizar la evolución temporal de los isótopos del agua, se han considerado los puntos con al menos 4 registros de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$. El análisis de las series de tiempo isotópicas en toda la cuenca muestra una clara influencia estacional a raíz de las intensas precipitaciones que componen el invierno altiplánico y, también, debido a los procesos de evaporación que ocurren a lo largo del año, sobre todo en época estival. La ubicación de las muestras con información isotópica temporal en la cuenca del Salar de Atacama se indica en: Figura 6-24, Figura 6-25, Figura 6-26 y Figura 6-27.

En las zonas Cordillera y Borde Este las aguas superficiales y de vertientes tienen una composición isotópica empobrecida en $\delta^{18}\text{O}$, la cual puede variar entre -5,9 y -9,2‰. Las fluctuaciones estacionales de $\delta^{18}\text{O}$ son poco significativas. En las quebradas que bajan hacia el Borde Este, se observa un enriquecimiento en las aguas superficiales en comparación con las aguas subterráneas que afloran en las zonas de vertientes (e.g. vertiente Peine). Esta diferencia no suele ser mayor al 2‰, por lo cual se presume que el enriquecimiento se debe a procesos de evaporación localizados y acotados al tiempo de viaje del agua desde su punto de origen hasta la base de la quebrada. En esta zona existen pozos que comparten las mismas firmas

isotópicas de las quebradas, indicando un origen común y asociado al agua de lluvia de las partes altas de la cuenca. Durante los periodos de lluvia, la escorrentía superficial fuera de las grandes quebradas puede escurrir hacia los rellenos sedimentarios del Borde Este e infiltrar rápidamente, modificando localmente la signatura isotópica sólo en el periodo estival donde hay mayor evaporación.

Por otra parte, en el sector norte de la zona MNT, las aguas subterráneas de los pozos TM-6 y TP-1 muestran composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ cercanas a -8‰ y las variaciones son poco significativas y asociadas a fluctuaciones estacionales. También, es posible encontrar pozos con composiciones más enriquecidas (entre 3 y $7,4\text{‰}$) en intervalos cortos de tiempo, como el pozo TP-3, lo cual posiblemente tiene su origen a partir de procesos de mezclas con aguas más profundas de la cuña salina, más enriquecidas isotópicamente que el agua de recarga.

Respecto a la zona Marginal, se ha observado que las aguas subterráneas presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ que varían en un rango entre -9 y 12‰ . En particular, se ha visto que aquellos puntos de profundidad somera presentan valores isotópicos más empobrecidos que los pozos más profundos, lo cual podría indicar un flujo descendente (celdas convectivas) de salmueras más evaporadas y densas.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

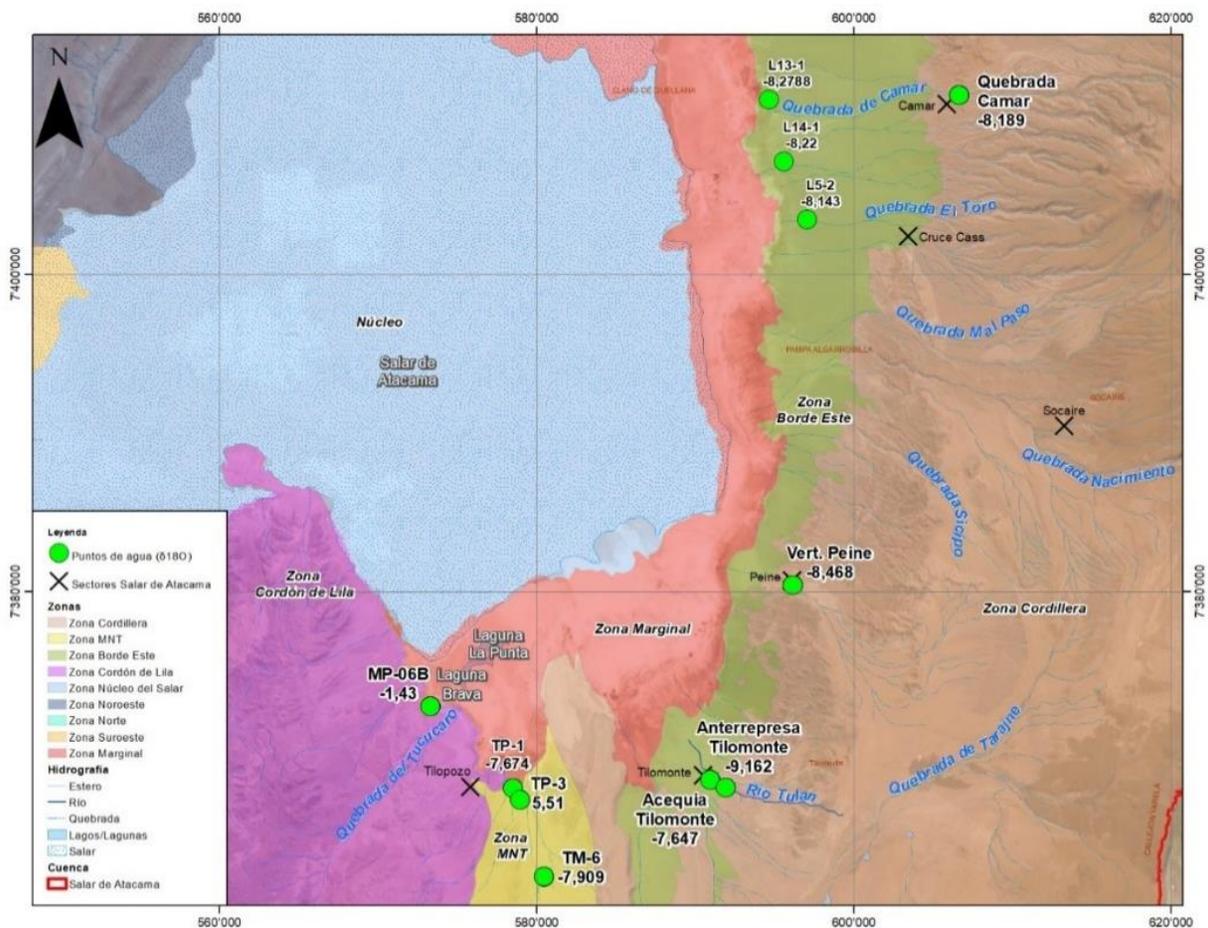


Figura 6-24: Localización de los puntos analizados para la zona de zona MNT, Borde Este, Cordón de Lila y Cordillera.

Fuente: Elaboración propia.

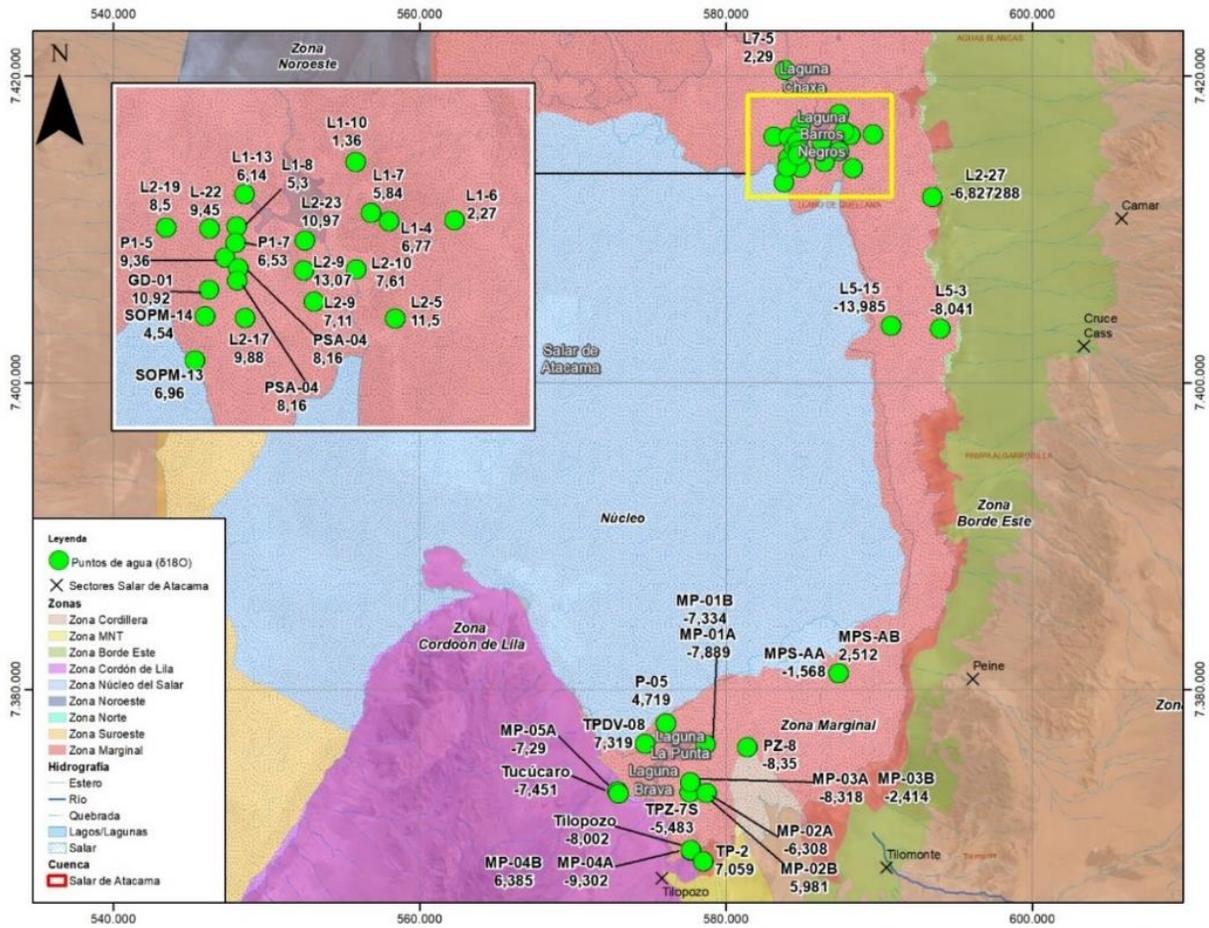


Figura 6-25: Localización de los puntos de muestreo de aguas subterráneas de la zona Marginal.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

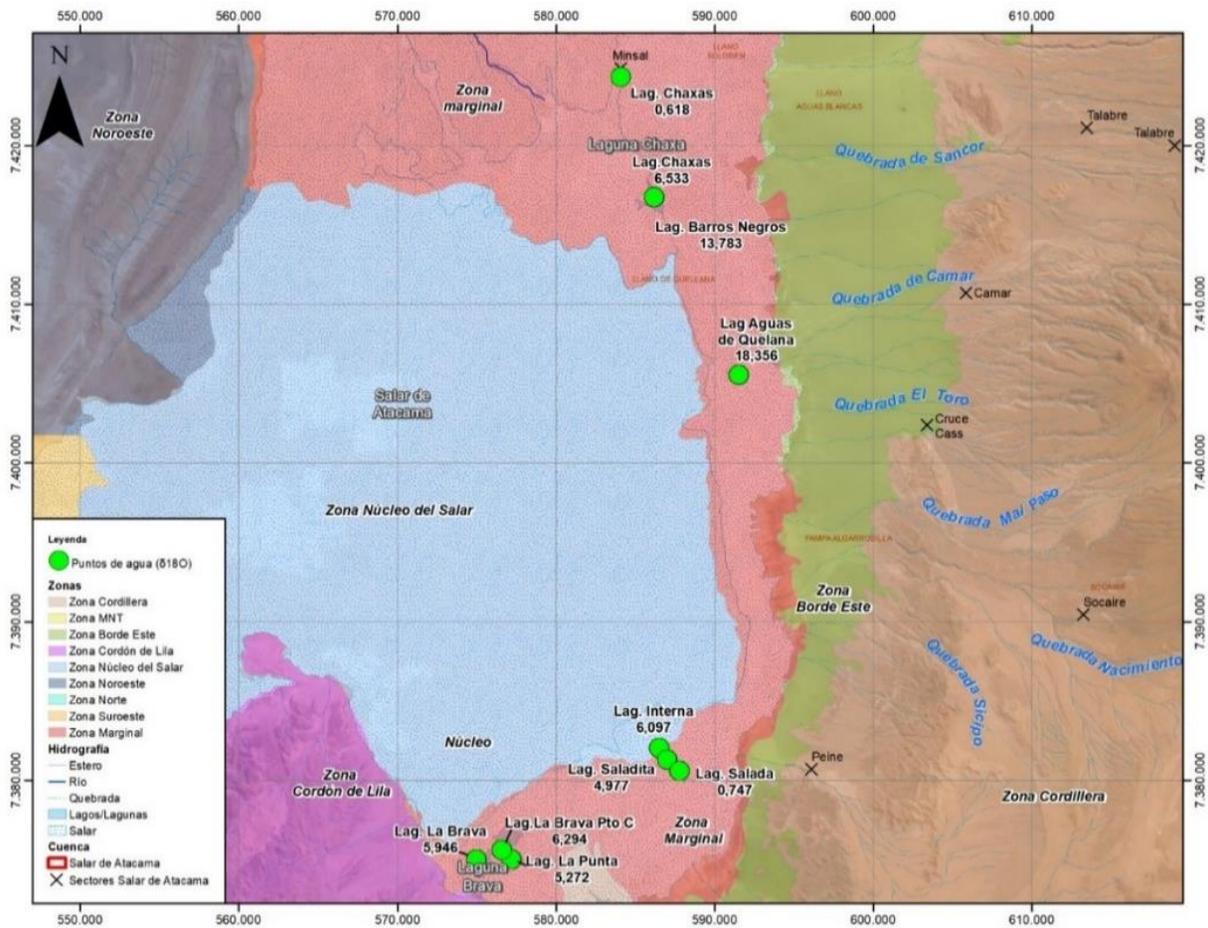


Figura 6-26: Localización de los puntos de agua superficial analizados de la zona Marginal.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

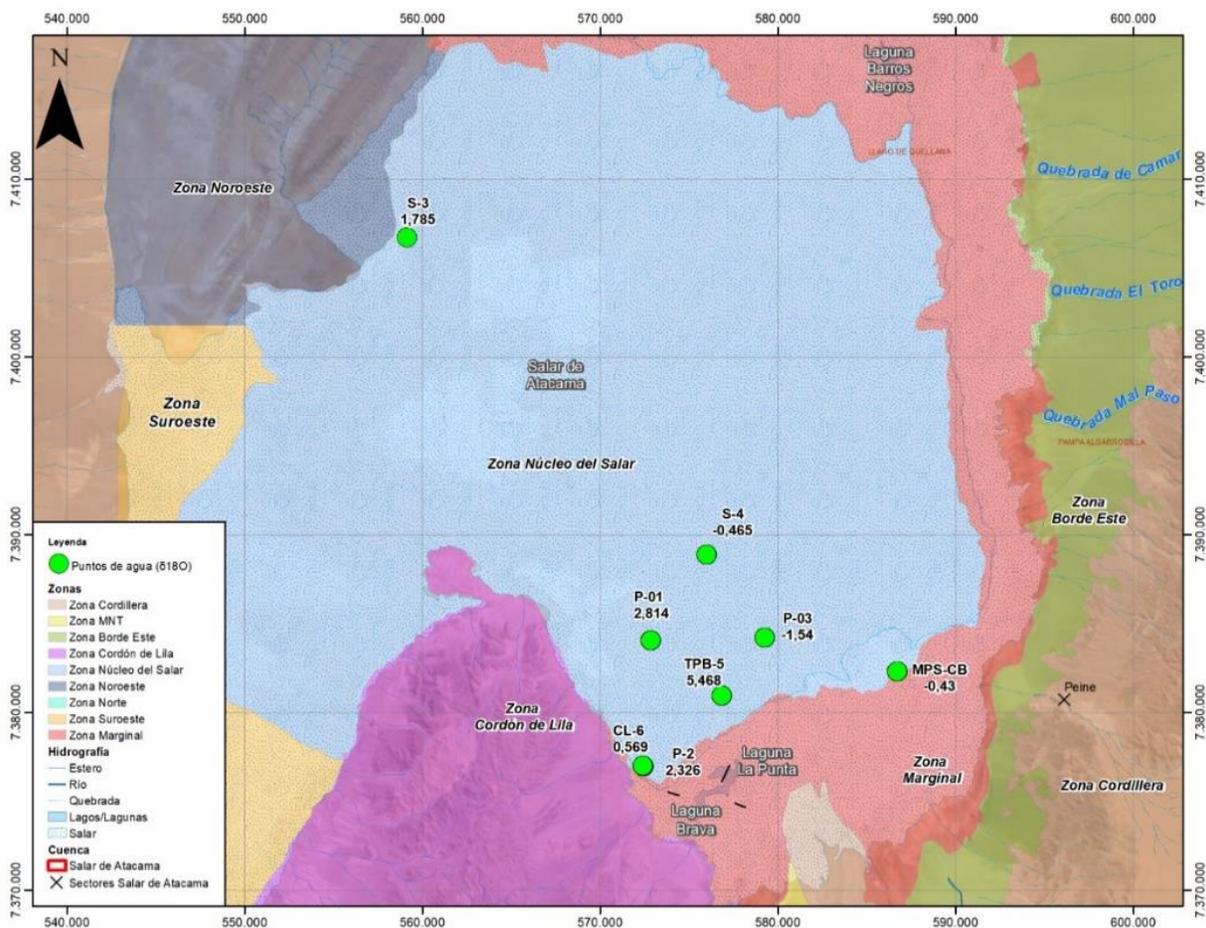


Figura 6-27: Localización de los puntos analizados de agua subterránea de la zona Núcleo Salar.

Fuente: Elaboración propia.

Por otro lado, la información disponible para los sistemas lagunares ofrece mayores evidencias del efecto de los procesos estacionales y del rápido aumento en $\delta^{18}\text{O}$ debido a las mayores tasas de evaporación en lámina libre en periodo estival. En la Figura 6-28 se observa que, en general, las aguas superficiales presentan grandes fluctuaciones estacionales asociadas a las condiciones climáticas ($\delta^{18}\text{O}$ entre -6 y 18‰), con composiciones más enriquecidas en isótopos pesados durante los meses estivales debido a la mayor tasa de evaporación, y con composiciones más empobrecidas en los meses invernales debido a la menor tasa de evaporación. Para ilustrar esta variabilidad estacional, se ha graficado como ejemplo la evolución temporal de la Laguna La Punta, en el sector sur del Salar (Figura 6-29).

Luego del fraccionamiento isotópico menor producido durante el trayecto de las aguas desde la zona Cordillera a la zona Marginal, el cual se ve fuertemente incrementado debido a la evaporación al llegar a la zona Marginal, sobre todo en los sistemas lagunares, el agua finalmente

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

llega a su estado maduro y forma parte de las aguas de la zona Núcleo Salar. Las variaciones isotópicas de estas aguas (Figura 6-30) muestran variaciones interanuales menores, las cuales podrían resultar a partir de la mezcla de aguas que eventualmente rebalsan desde la zona Marginal hacia la zona Núcleo Salar y, en menor medida, también por sobre eventos de precipitación directa sobre éste.

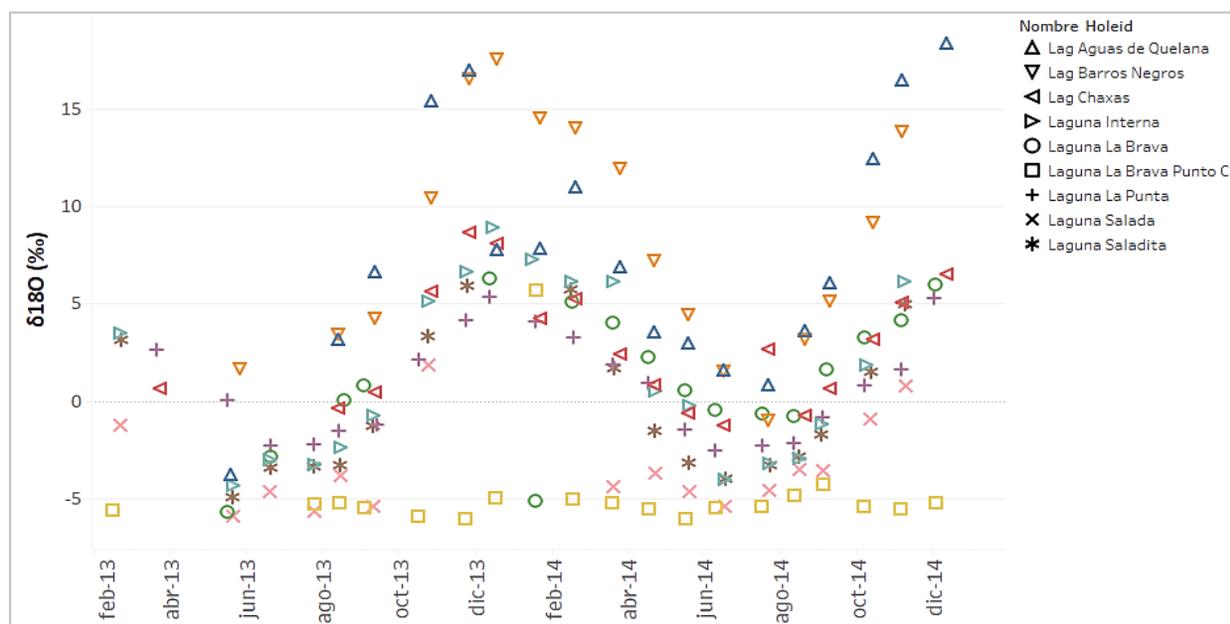


Figura 6-28: Evolución temporal de $\delta^{18}O$ de las aguas superficiales de la zona Marginal.

Fuente: Elaboración propia.

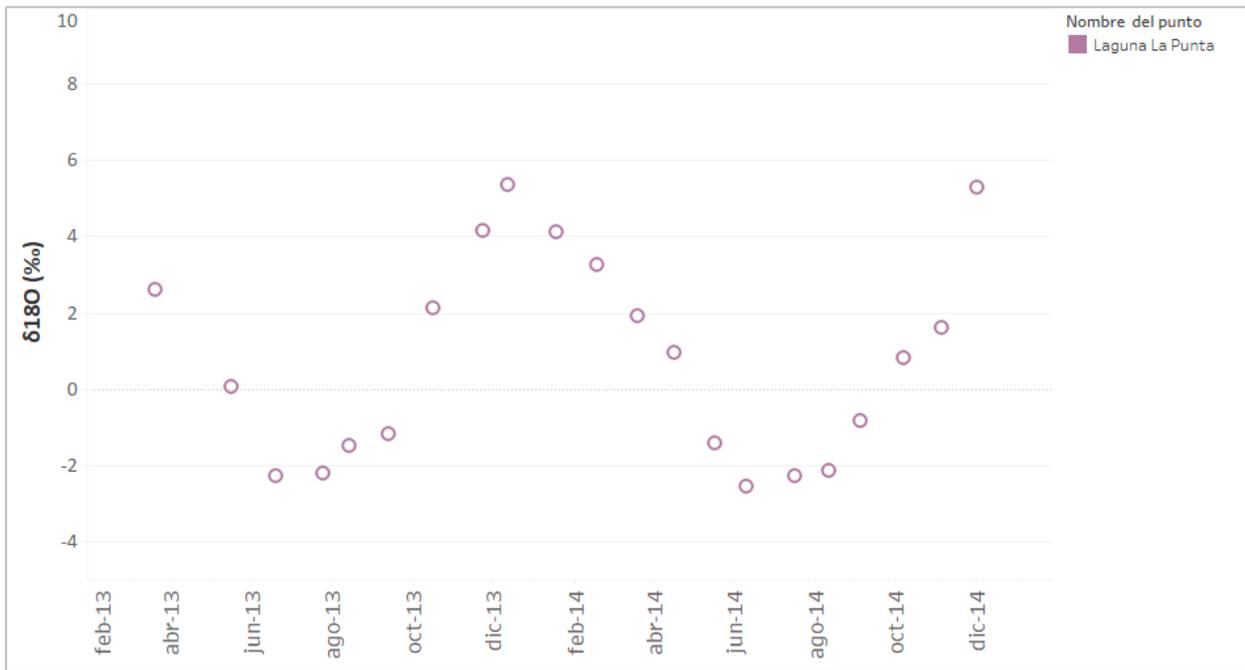


Figura 6-29: Variación temporal isotópica de la Laguna La Punta.

Fuente: Elaboración propia.

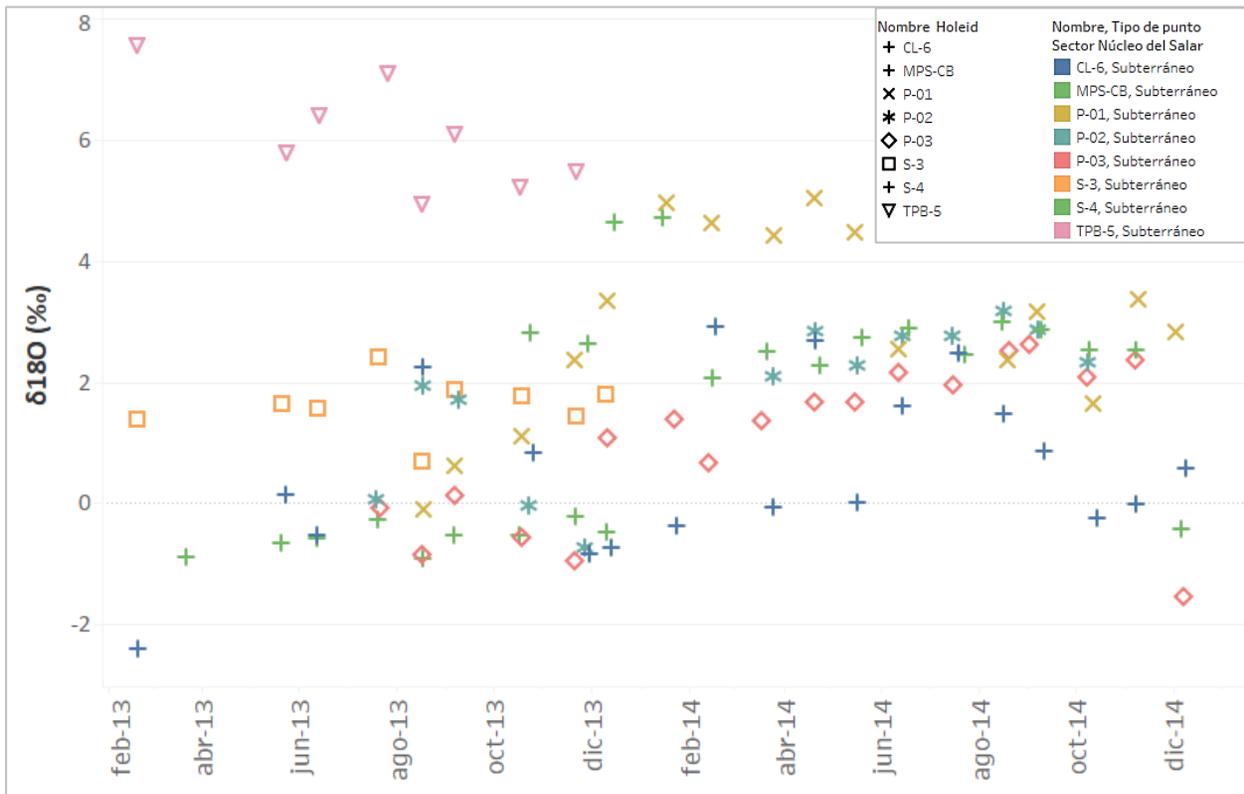


Figura 6-30: Evolución temporal de $\delta^{18}O$ de las aguas subterráneas de la zona Núcleo Salar.

Fuente: Elaboración propia.

6.8 Modelo hidrogeoquímico conceptual

A partir de la información analizada ha sido posible caracterizar las aguas de la cuenca del Salar de Atacama estudiando su comportamiento tanto a escala regional, como enfocándose en el funcionamiento particular de la zona Marginal, la que alberga sistemas lagunares objeto de protección ambiental.

A nivel regional, en la cuenca del Salar de Atacama, es posible establecer líneas de flujo de las aguas en base a sus características geográficas, químicas e isotópicas. Se ha visto que la salinidad (y CE), tanto en aguas superficiales como subterráneas, aumenta en dirección de la línea de flujo de forma concéntrica hacia las cotas más bajas de la cuenca (o depocentro), donde se encuentra ubicado el salar. Complementariamente, ocurre un enriquecimiento isotópico de la molécula del agua en dirección de la línea de flujo, donde la signatura isotópica (valores de $\delta^{18}O$ y δ^2H) se vuelve cada vez más positiva. Además, el análisis isotópico ha permitido validar que el proceso imperante que produce el fraccionamiento isotópico corresponde a la evaporación en lámina libre con una menor contribución de evaporación en la zona no saturada del terreno. Este proceso enriquece las aguas remanentes en isótopos pesados por lo que, a mayor evaporación, mayor enriquecimiento isotópico (valores más positivos de $\delta^{18}O$ y δ^2H).

Las aguas de las zonas altas y alejadas de la cuenca (Zona Cordillera y zona sur de MNT) exhiben las menores salinidades (aguas dulces a salobres), lo que está asociado principalmente a que su menor recorrido y poco tiempo de interacción con el medio limitan el proceso de lixiviación de los minerales del substrato por donde circulan. Su impronta química es más diluida y similar al agua de precipitaciones (líquida o sólida). Adicionalmente, estas zonas muestran firmas isotópicas empobrecidas en isótopos pesados (-9 a -6‰ $\delta^{18}\text{O}$ y $-72,1$ a -45‰ $\delta^2\text{H}$). Los valores observados presentan composiciones isotópicas similares a las lluvias de la Línea Meteorológica Local (LML) propuesta por Aravena *et al.* (1997), corroborando su similitud química-isotópica con las aguas de precipitaciones, además de sugerir poca interacción con el medio y una baja afectación de procesos que producen fraccionamiento isotópico en estas zonas de recarga. Además, se ha visto que, en general, las zonas de recarga presentan fluctuaciones estacionales de $\delta^{18}\text{O}$ poco significativas y que tanto las aguas subterráneas como superficiales poseen firmas isotópicas bastante similares, indicando un origen común y asociado a las precipitaciones de las partes altas de la cuenca. Durante periodos de lluvia/deshielo, la escorrentía superficial infiltraría rápidamente sin sufrir evaporación sustancial en su recorrido, modificando localmente la firma isotópica de las aguas superficiales sólo en el periodo estival donde predomina este proceso.

Continuando con la línea de flujo de las aguas, a medida que descienden siguiendo la topografía en dirección al depocentro de la cuenca, se enriquecen paulatinamente en elementos químicos, incrementando su salinidad (y CE), así como en isótopos pesados. Al llegar a la zona Marginal, se observa un aumento abrupto e importante de la salinidad, evidenciando procesos de mezcla entre las aguas preexistentes de la zona Marginal con las aguas salobres del final del recorrido de las zonas de recarga que descargan en ella (norte de MNT, Borde Este, Norte y sector NE del Cordón de Lila).

Las aguas de la zona Marginal presentan una gran variabilidad en su salinidad (aguas salobres a salmueras) y en su composición isotópica (-9 a 18‰ $\delta^{18}\text{O}$ y -72 a 41‰ $\delta^2\text{H}$). Los valores más elevados de salinidad se observan en las aguas subterráneas profundas, asociadas a la cuña salina, y sobre todo en los sistemas lagunares sometidos a altas tasas de evaporación en lámina libre. Estos sistemas de lagunas, también, presentan las firmas isotópicas más enriquecidas de toda la cuenca debido a este proceso, siendo mayores incluso que las aguas del Núcleo. Complementariamente, la información isotópica muestra que aquellos puntos subterráneos de profundidad somera presentan valores isotópicos más empobrecidos que los pozos más profundos, lo cual podría indicar la influencia y el efecto de mezcla de las aguas más ligeras provenientes de las zonas de recarga durante los meses lluviosos o bien el descenso, producto de una mayor densidad, de las aguas evaporadas en superficie, lo que generaría celdas convectivas.

Por otra parte, existe una tendencia en que aquellos puntos más empobrecidos en isótopos pesados se localizan en el margen exterior de la zona Marginal, mientras que aquellos más enriquecidos tienden a situarse en dirección hacia la zona del Núcleo. Esta información también respalda que las aguas más marginales (más externas) están influenciadas por la mezcla con aguas de recarga isotópicamente empobrecidas (ej. zona Cordillera, Borde Este, MNT), mientras

que las aguas localizadas hacia el interior indican mayor preponderancia de procesos de evaporación, residencia en el acuífero y mezcla con salmueras preexistentes.

Las variaciones isotópicas estacionales en la zona Marginal son de consideración y atribuibles tanto a mezclas de aguas como a efectos ambientales, tales como las altas tasas de evaporación en época estival y las altas precipitaciones del invierno altiplánico. Estas variaciones son mucho más evidentes y regulares en los sistemas lagunares alojados en la zona Marginal, tales como las lagunas de La Punta y La Brava por el sur, hasta laguna Chaxa por el norte.

En cuanto al fin del recorrido de las aguas, una vez que alcanzan la parte más baja de la cuenca (Núcleo del Salar y también gran parte de la zona Marginal), se acumulan aumentando su exposición al ambiente. La evaporación juega un rol preponderante en el aumento de la salinidad y fraccionamiento isotópico de las aguas de estas zonas, fomentando procesos reiterativos de precipitación y disolución mineral, lo que se traduce en reconcentración y aumento de las especies disueltas formando salmueras que alcanzan valores de SDT superiores a los 200.000 mg/l. La composición isotópica de la molécula de agua en el Núcleo muestra menor variabilidad que en la zona Marginal, aunque igualmente muestra valores enriquecidos ($-6,5$ a $13,6\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ y -55 a $35,5\text{‰}$ $\delta^2\text{H}$). Se ha observado, también, una tendencia en donde las aguas más enriquecidas se localizan cercanas a la zona Marginal y no en el mismo Núcleo, indicando que el mayor fraccionamiento isotópico está asociado a este margen donde se albergan los sistemas lagunares y donde predomina la evaporación en lámina libre.

En las aguas subterráneas del Núcleo del Salar, las variaciones estacionales resultan menos evidentes que en las lagunas, además de mostrar procesos con periodicidades superiores al año. Esto también tendría relación con la baja intensidad de precipitaciones que se registran sobre el mismo Núcleo y que no influirían mayormente en la composición isotópica de la salmuera.

Respecto a la composición química de las aguas de la cuenca, se tiene que las aguas de recarga son principalmente del tipo clorurado-sódico, aunque con una marcada componente sulfatada-cálcica que las distingue de las aguas netamente cloruradas-sódicas del Núcleo del salar. Esta componente más sulfatada, característica de la zona Cordillera, Borde Este y MNT, estaría asociada a la alteración de las rocas volcánicas esencialmente ácidas que conforman la geología de la cuenca en estas zonas. Se observa que el flujo del agua, independiente de su composición inicial, tiende a evolucionar químicamente al tipo clorurado-sódico en dirección al salar. También, se ha visto que la fuente de Na, Ca, Cl y SO_4 provendría en gran parte, pero no exclusivamente, de la redisolución de halita (NaCl) y yeso ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) en antiguas evaporitas recubiertas por formaciones volcánicas más recientes, mientras que los demás componentes típicos de los salares (como el K, Mg, Li, B, aunque también una proporción de Ca, Na y SO_4) tendrían su fuente esencialmente a partir de la alteración de rocas volcánicas, en particular de ignimbritas.

A partir del estudio de las vías evolutivas de las aguas de aporte del Salar de Atacama según los modelos de Hardie y Eugster (1970) y Eugster y Hardie (1978), también utilizados por Risacher *et al.* (1999; 2003) en las cuencas del norte de Chile, se ha podido determinar que las aguas de aporte siguen esencialmente vías sulfatadas, esencialmente una vía sulfatada neutra. La

secuencia de precipitación evaporítica que sigue la vía sulfatada lleva a la precipitación de una secuencia mineral, en el orden creciente de sus solubilidades, conformada por calcita, yeso y halita. Dicha secuencia evaporítica es representativa del Salar de Atacama y ha sido identificada y caracterizada en detalle en trabajos previos (e.g. Bevacqua, 1992). Una vez que las salmueras alcanzan la saturación en halita, lo que ocurre esencialmente en la lámina superficial de las aguas en la zona Marginal y Núcleo del Salar, se ha visto que puede llegar a producirse una reconcentración final de Li, en donde la precipitación de este mineral produce un aumento en la concentración de Li y un empobrecimiento relativo de Na.

Finalmente, en la Figura 6-31 se presenta un esquema conceptual que resume los rasgos y procesos más relevantes que describen el funcionamiento hidrogeoquímico-isotópico de la cuenca del Salar de Atacama. El esquema refleja un perfil representativo de orientación E-W que sigue las líneas de flujo desde las zonas de recarga Cordillera y Borde Este hasta descargar en la zona Marginal y Núcleo del Salar. Las flechas azules indican precipitación (Pp), mientras que las amarillas indican evaporación (Ev), donde la cantidad de flechas representa el predominio de estos procesos en función del recorrido del agua. Complementariamente, se han añadido rangos de concentración referenciales de los SDT, $\delta^{18}\text{O}$ y elementos disueltos más representativos del sistema estudiado. Cabe notar que los rangos son referenciales y apuntan a mostrar lo más característico de cada zona, sin considerar los valores fuera de tendencia.

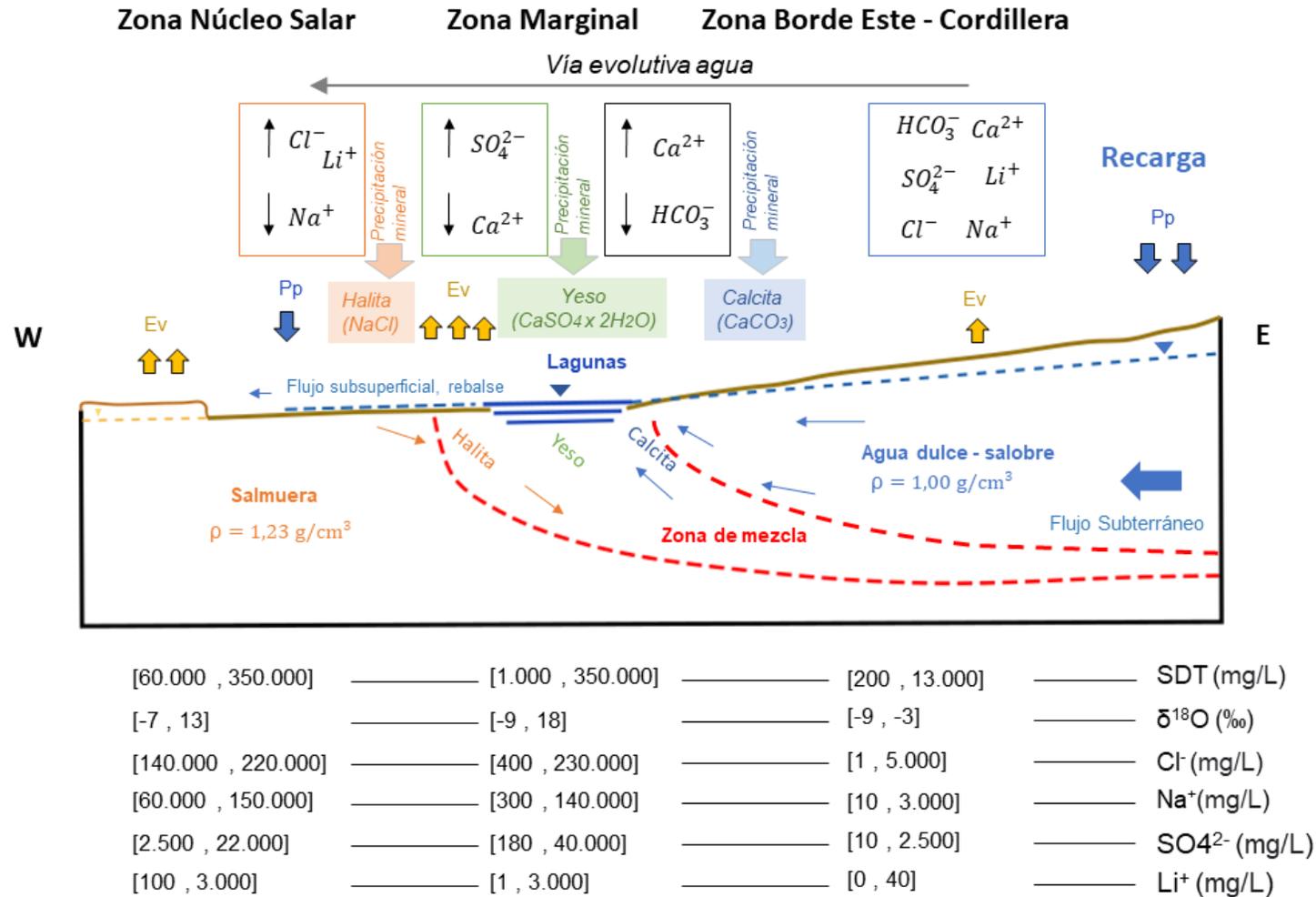


Figura 6-31: Esquema conceptual del funcionamiento hidrogeoquímico-isotópico de la cuenca del Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia.

7. Modelos Conceptuales Locales

En este capítulo se presentan los antecedentes que describen el funcionamiento hidrogeológico junto con la dinámica de los cuerpos de agua de la zona Marginal del Salar de Atacama. Este funcionamiento se describe a partir de las características geológicas, parámetros hidráulicos en base al análisis de niveles, extracciones y salinidad del agua.

7.1 Interfaz salina y contexto hidrogeológico de la Zona Marginal

Se denomina zona Marginal al borde externo de la zona Núcleo Salar, donde se conjugan una serie de características geológicas, hidrológicas, hidrogeológicas e hidroquímicas, que permiten la formación de sistemas lagunares y objetos de protección ambiental.

En la zona Marginal confluyen una serie de torrentes efímeros que circulan por quebradas ubicadas al este del Salar de Atacama, cuyas zonas de cabecera se sitúan en el Altiplano Andino. En general, estas quebradas tienen una marcada orientación de este a oeste, son prácticamente paralelas entre sí y presenta áreas aportantes comparativamente menores a los ríos San Pedro y Vilama. Algunas de las quebradas presentan un escurrimiento permanente, debido a que su fuente está relacionada con agua subterránea que descarga a través de vertientes. Entre las quebradas que poseen escurrimiento permanente se pueden mencionar la quebrada de Zapar, Hamar, Potor, Aguas Blancas, Camar, Socaire, Peine, Talabre y Jerez. El resto de las quebradas son secas y mayoritariamente no poseen nombre (Figura 3-2). Las quebradas drenan una extensa superficie de terrenos volcánicos que buzcan hacia el Salar, erosionándolos de forma que se crean profundos y angostos valles de paredes verticales y que, al llegar al Salar, forman abanicos aluviales (Carmona, 2002).

Parte del agua que precipita al este del Salar de Atacama se infiltra, llega al acuífero de la zona Borde Este y escurre con una dirección de flujo principal este-oeste hacia el Salar. Al término del piedemonte ocurre un cambio importante de la pendiente del terreno, pasando a un área plana, donde se ubica la zona Marginal. El agua dulce se acerca a la superficie del terreno a medida que alcanza un nivel de base local que, como consecuencia, permite el aumento de la evaporación. A medida que aumenta la evaporación, se produce la concentración de sales y la densidad del fluido aumenta. Hacia la zona Núcleo Salar, el aumento de densidad reduce las tasas de evaporación, a pesar de que el nivel freático está cerca de la superficie. Por otra parte, en la zona Marginal la evaporación es más significativa debido a la humedad en el suelo, producto del aporte de agua superficial y/o subterránea (Houston, 2006).

La superficie del Salar está recubierta por distintos tipos de costras que muestran una zonación bien definida, que sigue la secuencia de precipitación evaporítica por orden de solubilidades crecientes. La distribución no es perfectamente concéntrica, debido a que los aportes hídricos principales provienen del norte y del este. Bevacqua (1992) clasificó las costras según su composición mineralógica en distintas unidades, que de margen a centro son (Figura 7-1):

- Costras detrítico-evaporíticas: son las más marginales y están formadas por limos y arcillas cementadas por yeso y halita principalmente. Estas costras se forman por la descarga de material detrítico, que es transportado por la escorrentía superficial y posteriormente cementado por las sales disueltas que lleva el agua intersticial.
- Costras de carbonatos: contienen carbonatos con texturas oolíticas y de travertinos, sulfatos y materia orgánica (algas y diatomeas). Se encuentran rodeando las distintas lagunas e intercaladas entre la costra detrítico-evaporítica y la de sulfatos.
- Costra de sulfatos: se compone de yeso y anhidrita y, en menor proporción, cloruros. Se encuentra al noreste y sureste del delta del río San Pedro y en el margen oriental del Salar, entre la costra de carbonatos y de cloruros.
- Costra de cloruros: está formada sobre todo por halita y cubre dos áreas, una en el centro del Salar y otra más septentrional que recubre parte del delta del río San Pedro. La zona donde esta costra es más pura en halita (llegando hasta el 90% en cloruro sódico) se llama núcleo salino (Moraga *et al.*, 1974).

La geología de subsuperficie, en la zona Marginal, fue descrita por Salas *et al.* (2010) como intercalaciones de depósitos arcillosos y facies evaporíticas. Los materiales detríticos del acuífero aluvial de la zona Borde Este, de forma general, presentan conductividades hidráulicas mayores a la zona Marginal donde, además, se reconoce una alternancia de materiales finos ricos en materia orgánica de origen lagunar. En estos sedimentos, Salas *et al.* (2009) indicaron conductividades hidráulicas horizontales de 1 a 2 m/d, las que verticalmente pueden llegar a valores menores que $8,6 \times 10^{-3}$ m/d, lo que además les otorga un comportamiento hidráulico tipo acuitardo.

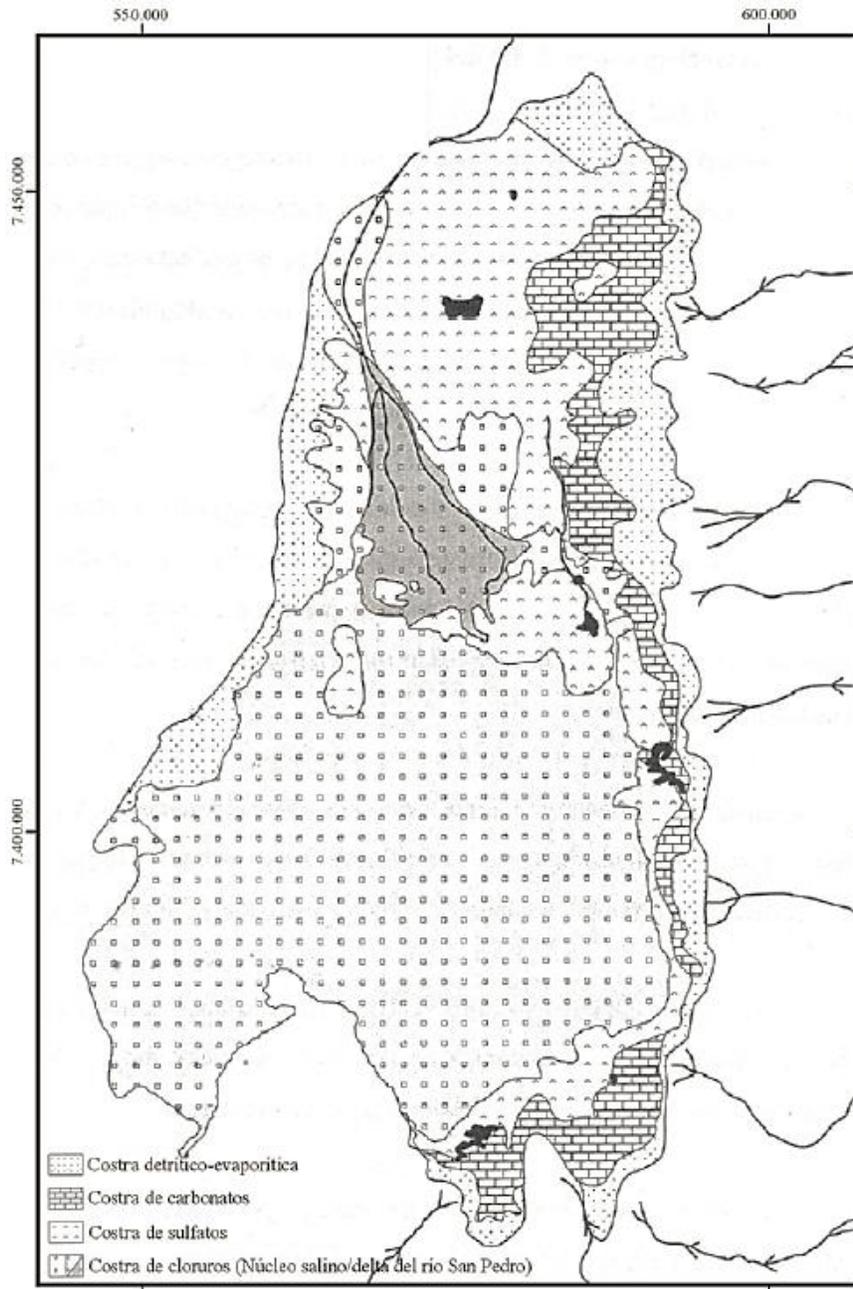


Figura 7-1: Distribución superficial de la costra del Salar de Atacama.

Fuente: Bevacqua (1992).

En la zona Marginal la salinidad aumenta de este a oeste, desde aguas dulces-salobres (SDT < 10 mg/l) que se recargan en los sectores más elevadas de la cuenca, hasta la salmuera de alta densidad del núcleo (SDT > 100 mg/l). Debido a la menor densidad del

agua dulce proveniente del este, se ubica por sobre la salmuera del núcleo, y la interacción entre ambas ocurre a través de una interfaz salina, similar a la desarrollada en los acuíferos costeros (Custodio y Llamas, 2001), con una pendiente negativa hacia fuera del salar.

El agua salobre proveniente desde las subcuencas de la cordillera se ve forzada a ascender debido al cambio topográfico y diferencia de densidad con la salmuera, hasta que alcanza la superficie del terreno, y sale del sistema hídrico debido a los efectos de la evaporación, pudiéndose distinguir dos situaciones:

1. Cuando la evaporación directa desde el terreno es similar al caudal de descarga. En este caso se forman lagunas de salmuera. En estas zonas además se produce la dinámica de los procesos de disolución-precipitación que generan las diferentes costras de rocas evaporíticas (carbonatos, sulfatos y cloruros).
2. Cuando la evaporación directa desde el terreno es insuficiente para evacuar a la atmosfera toda el agua que aflora. En estas zonas se forman sistemas lagunares, de tipo salobre, con valores de conductividad eléctrica mayores que el agua proveniente desde las subcuencas aportantes, pero que no alcanzan el rango de una salmuera.

Los principales sistemas lagunares de la zona Marginal corresponden a Soncor, Aguas de Quelana, Peine y La Punta - La Brava, los cuales se componen de las siguientes lagunas (Figura 7-2).

- Soncor → Lagunas Chaxa, Barros Negros y Piular.
- Aguas de Quelana → Conjunto de lagunas de poca profundidad situadas al pie de los depósitos aluviales que conectan con las Quebradas de Camar y El Toro.
- Peine → Lagunas Salada, Laguna Saladita y Laguna Interna.
- La Punta - La Brava → Lagunas permanentes La Punta y La Brava.

Estos sistemas lagunares se ubican dentro de los acuíferos protegidos según la DGA (ver capítulo 1.3 del presente informe). Además, el sistema lagunar de Aguas de Quelana y el sistema Soncor se encuentran en la Reserva Nacional de Flamencos.

En los siguientes capítulos se revisan los principales elementos que definen y caracterizan el funcionamiento hidrogeológico de estos 4 sistemas lagunares.

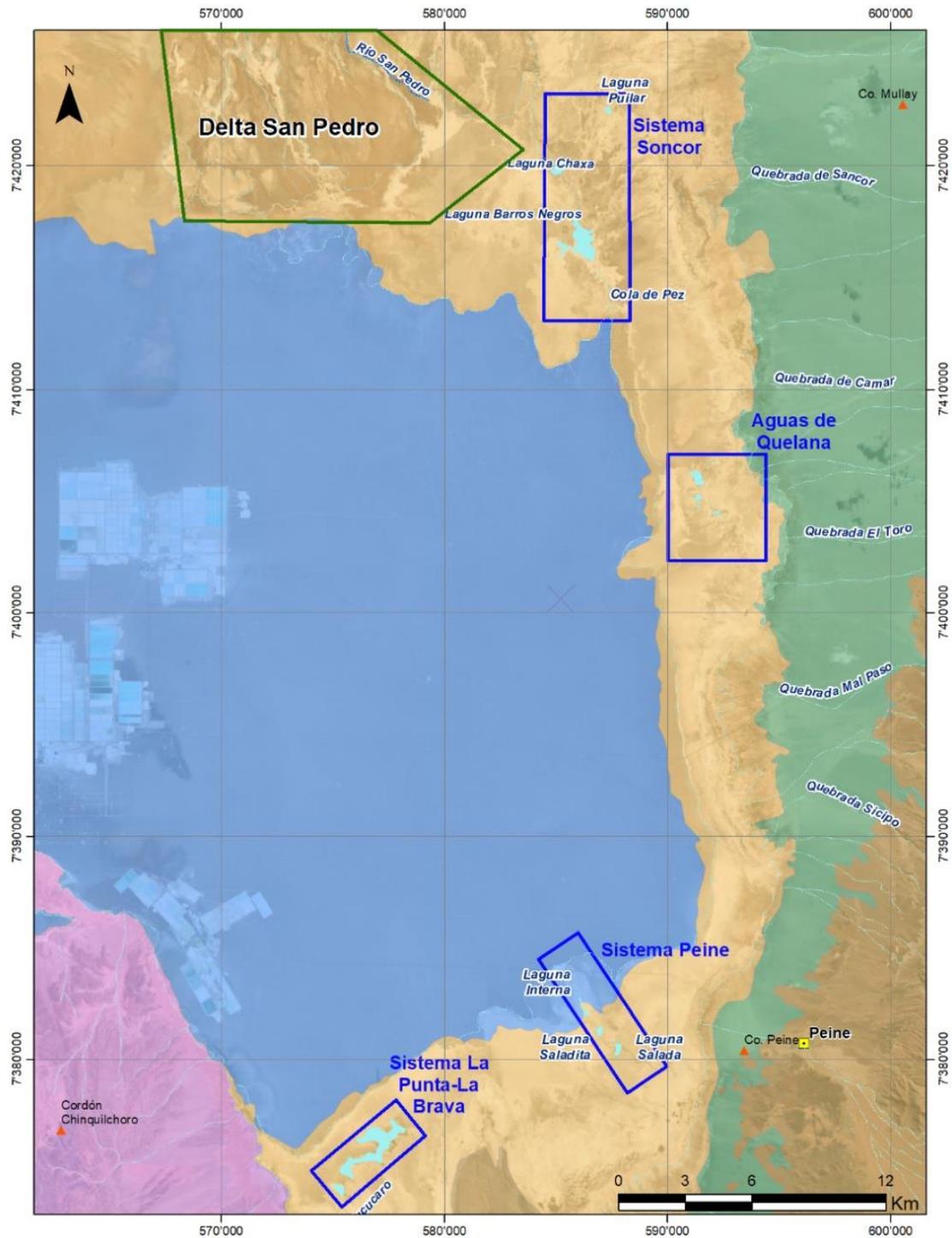


Figura 7-2: Localización de los sistemas lagunares.

Fuente: Elaboración propia.

7.2 Sistema Laguna Soncor

El sistema Soncor se emplaza en el sector noreste del Salar de Atacama, en la zona Marginal, al sureste del delta del río San Pedro. Se compone de las lagunas Chaxa, Barros Negros y Puñlar, cuya ubicación se aprecia en Figura 7-3. La Laguna Chaxa se alimenta, desde el norte, a través del Canal del Burro Muerto y descarga hacia el sur por otro canal, hacia la Laguna de Barros Negros.

La Figura 7-4 presenta la localización de los puntos de monitoreo del sector de Soncor, donde se identifican los puntos con información de niveles, hidroquímica y litología.

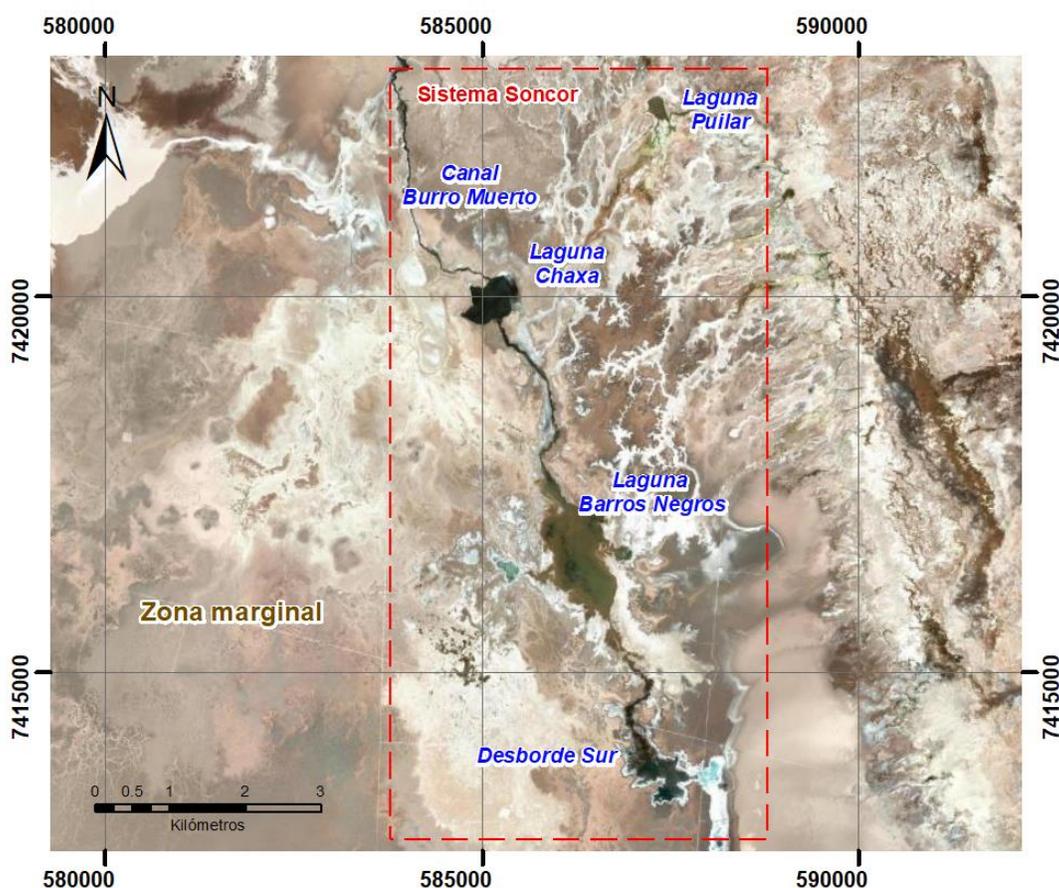


Figura 7-3: Mapa de ubicación de las lagunas del sistema Soncor.

Fuente: Elaboración propia.

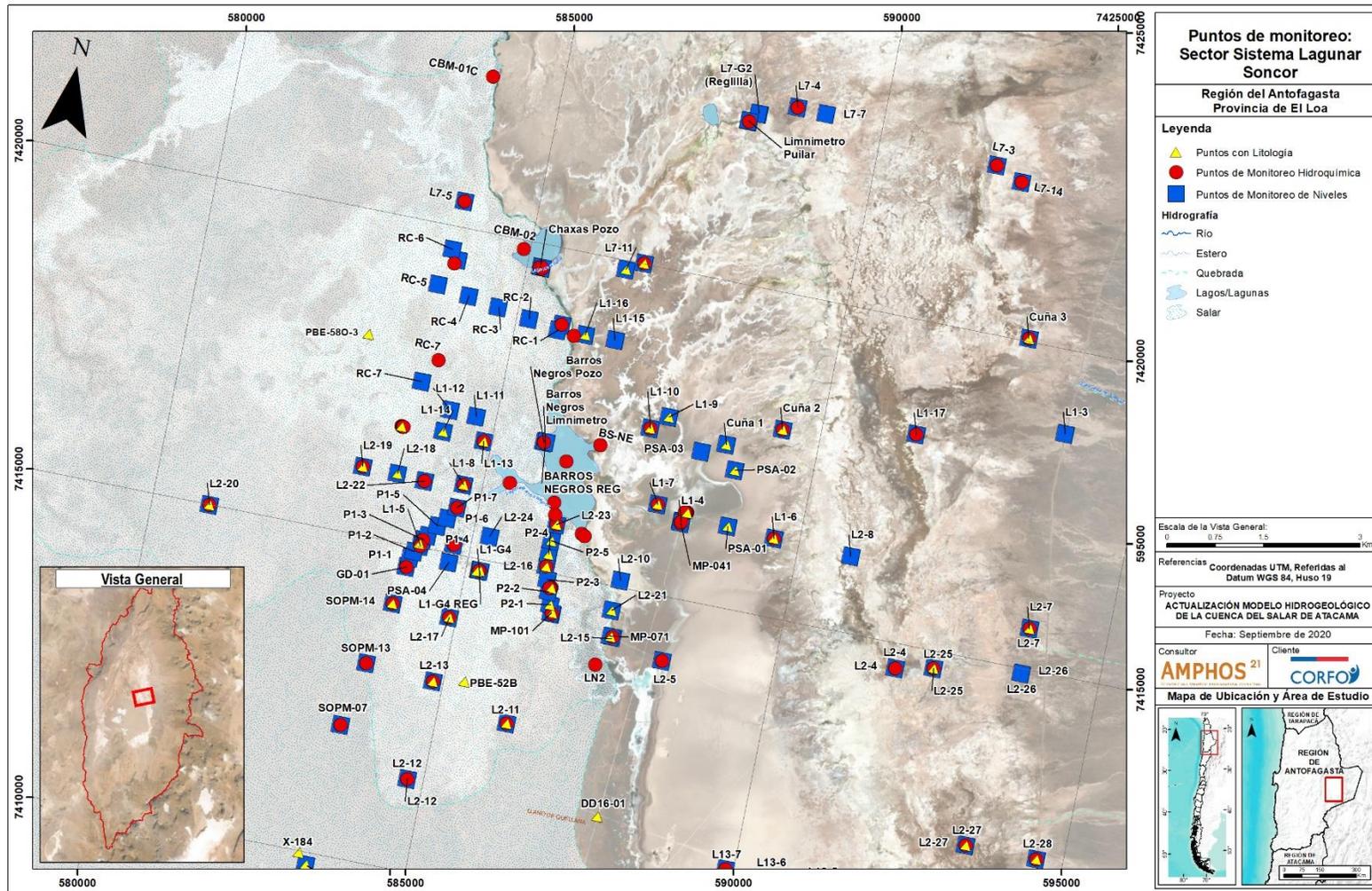


Figura 7-4: Ubicación de los puntos de monitoreo de niveles e hidroquímica y los puntos con información litológica Sector Soncor.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

En el entorno de las lagunas (zona S de Barros Negros; Figura 7-5), el substrato litológico está caracterizado por la intercalación de depósitos sedimentarios y evaporíticos (mayoritariamente sulfatos), que evidencian la interrelación entre ambos ambientes sedimentarios en los márgenes del Salar. Por lo general, los depósitos detríticos son granodrecientes hacia el depocentro de la cuenca, lo que indica que el área fuente de los sedimentos se encuentra en los conos aluviales que enlazan el Salar con el sector volcánico de los Andes (Salas *et al.*, 2009).

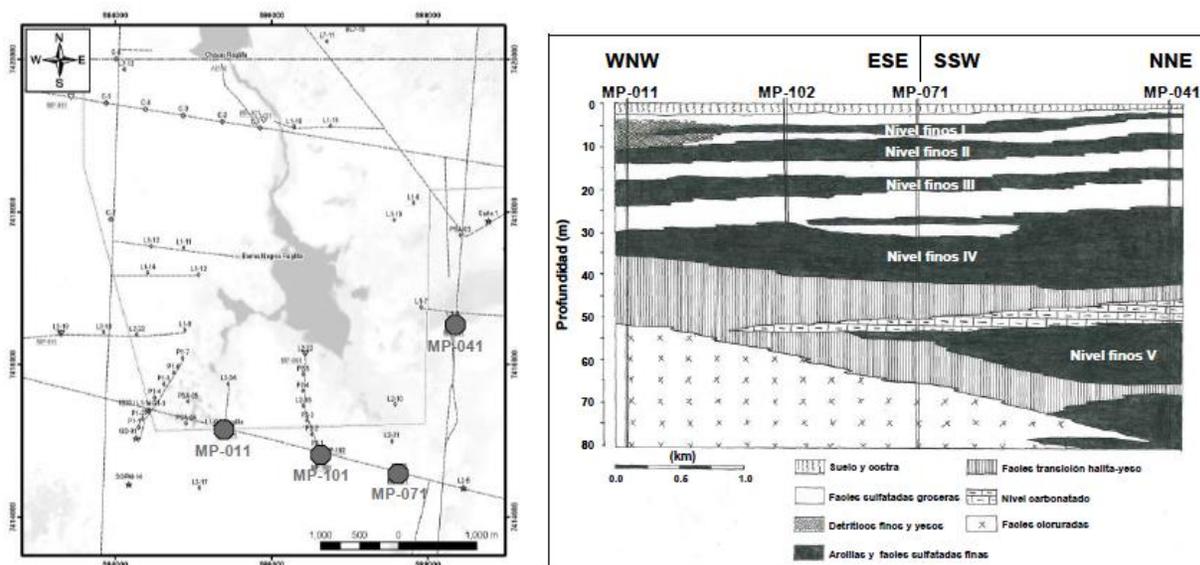


Figura 7-5: Sección geológica oeste-este y sur-norte ubicada al sur-sureste de la laguna Barros Negros.

Fuente: Salas *et al.* (2009).

Para caracterizar el funcionamiento de este sistema se consultaron, principalmente, 2 fuentes de información. La primera de ellas corresponde al estudio desarrollado por SGA (2015) para Rockwood, mientras que el segundo corresponde al estudio realizado por Salas *et al.* (2010).

En función de la piezometría presentada por ambos estudios, se observó que, en términos generales, en la zona del sistema Soncor el flujo subterráneo posee una dirección ENE-OSO, mientras que al oeste y en el sector del delta del Río San Pedro la dirección es N-S, lo cual indica que el acuífero de agua dulce-salobre en la zona recibe la recarga subterránea de la zona aluvial situada al este y al noreste de las lagunas.

Por otro lado, SGA (2015) realizó un análisis de la evolución temporal de los niveles en la salmuera, en el acuífero y en las aguas superficiales de las lagunas, con el objetivo de contrastar los comportamientos y evaluar si existe conexión entre los distintos tipos de agua.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

Se observa que los niveles en la salmuera no presentan una única tendencia. Los pozos emplazados en las cercanías de la zona Núcleo Salar (al sur y oeste de las lagunas) muestran una tendencia al descenso con ascensos abruptos asociados a precipitaciones, mientras que los pozos ubicados en las cercanías de las lagunas presentan un comportamiento estacional, con niveles máximos en invierno y mínimos en época estival, y con ascensos producto de precipitaciones intensas. Cabe mencionar, que estos últimos presentan niveles muy someros, los cuales fluctúan entre los 0 y 1,3 m de profundidad (SGA, 2015).

En cuanto al comportamiento de los niveles en las aguas superficiales, tanto en las lagunas como en los canales, se observa que se mantienen constantes en el tiempo, con variaciones estacionales asociadas a procesos de evaporación y variaciones puntuales asociadas a eventos de precipitación, en los cuales ascienden los niveles.

La superficie de las lagunas también presenta variaciones estacionales asociadas a procesos de evaporación, donde las máximas extensiones se presentan en invierno, sin estar precedidas por periodos lluviosos. Por lo tanto, la superficie depende de las tasas de evaporación, y en menor medida, por las precipitaciones. Cabe destacar que la superficie de las lagunas es estable, lo que realmente varía es la extensión de los canales que las comunican y del canal emplazado al sur de la laguna Barros Negros, además de la zona de inundación ubicada al este del sistema correspondiente, según SGA (2015), a desbordamientos (afloramientos) desde la interfaz salina.

En la Figura 7-6 se muestra el registro de CE en la reglilla de la laguna Chaxa con mínimos de 63 mS/cm en invierno y máximos de 231 mS/cm en verano, con un promedio de 134 mS/cm.

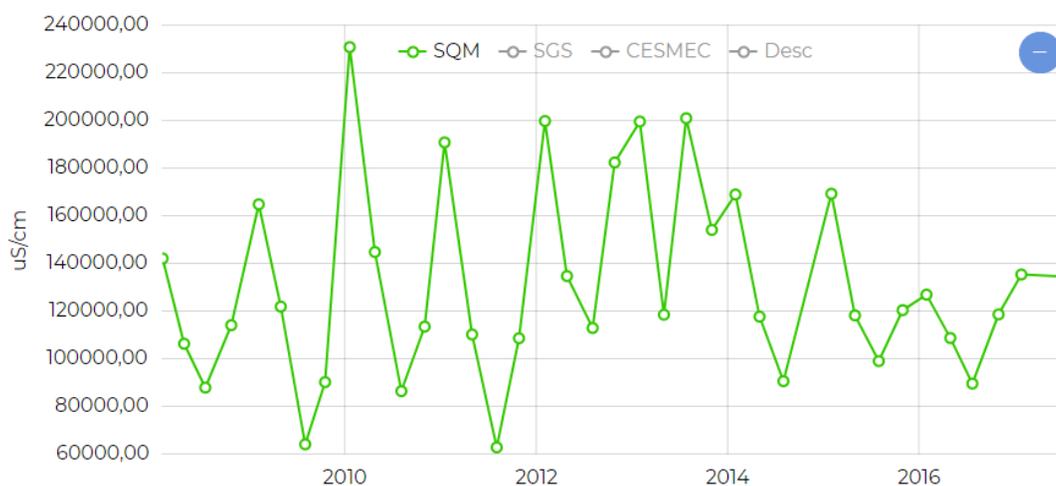


Figura 7-6: Registro de CE en el punto Chaxa Reglilla.

Fuente: sqmsenlinea.com.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

Respecto al funcionamiento de las lagunas del sistema Soncor, SGA (2015) concluye que las aguas de la laguna Puilar son alimentadas por agua subterránea que ingresa al sistema proveniente de los acuíferos situados al norte y este, en la zona donde la interfaz salina intercepta con el terreno, generando desbordamientos del agua que fluye hacia el oeste de manera superficial y subsuperficial.

Otros desbordamientos se concentran en el canal de Burro Muerto que acaba desembocando en la Laguna Chaxa, por lo tanto, esta última se alimenta exclusivamente por aguas superficiales de dicho canal.

Por su parte, la laguna Barros Negros presenta un sistema mixto de aguas superficiales provenientes del canal que la conecta con la laguna Chaxa y aguas subterráneas generadas por desbordamientos (SGA,2015).

En los canales y lagunas mencionadas, el agua fluye en dirección sur y comienza a sufrir procesos de evaporación, pasando primero por la Laguna Chaxa, después Barros Negros, y finalmente termina saliendo del sistema por la zona de desbordamiento “Desborde Sur” e infiltrándose en la zona Núcleo Salar (Figura 7-7). Cabe mencionar, que los desbordes dejaron de ocurrir hacia el sector de Cola de Pez en el año 2012, pasando a generarse hacia el Desborde Sur.

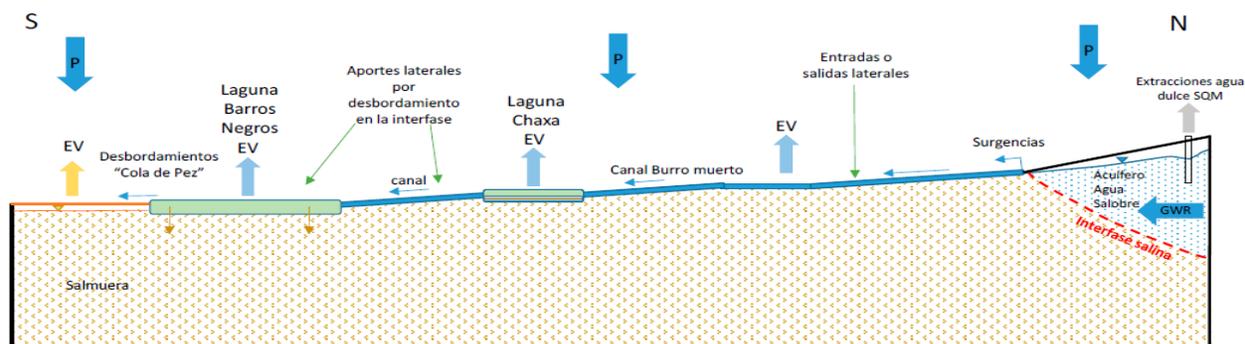


Figura 7-7: Modelo conceptual del funcionamiento de las lagunas del sistema Soncor.

Fuente: SGA (2015).

7.3 Sistema lagunar Aguas de Quelana

El sistema de Quelana está conformado por una serie de afloramientos superficiales con un régimen de caudales esporádico, situados al pie de los depósitos aluviales que conectan con las Quebradas de Camar y El Toro (Figura 7-2 y Figura 7-8).

La Figura 7-9 presenta la localización de los puntos de monitoreo del sector de Aguas de Quelana, donde se identifican los puntos con información de niveles, hidroquímica y litología.

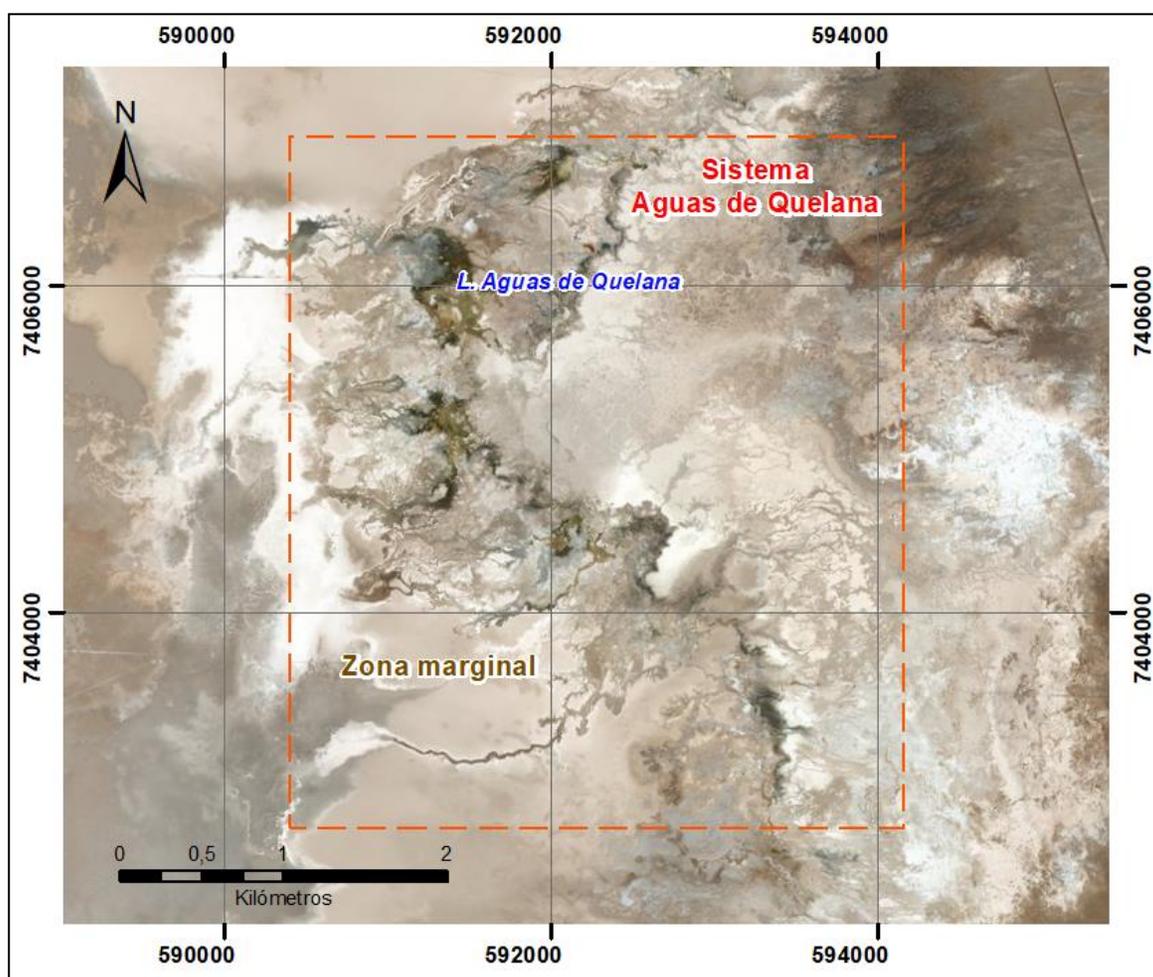


Figura 7-8: Mapa de ubicación de las lagunas del sistema Aguas de Quelana.

Fuente: Elaboración propia.

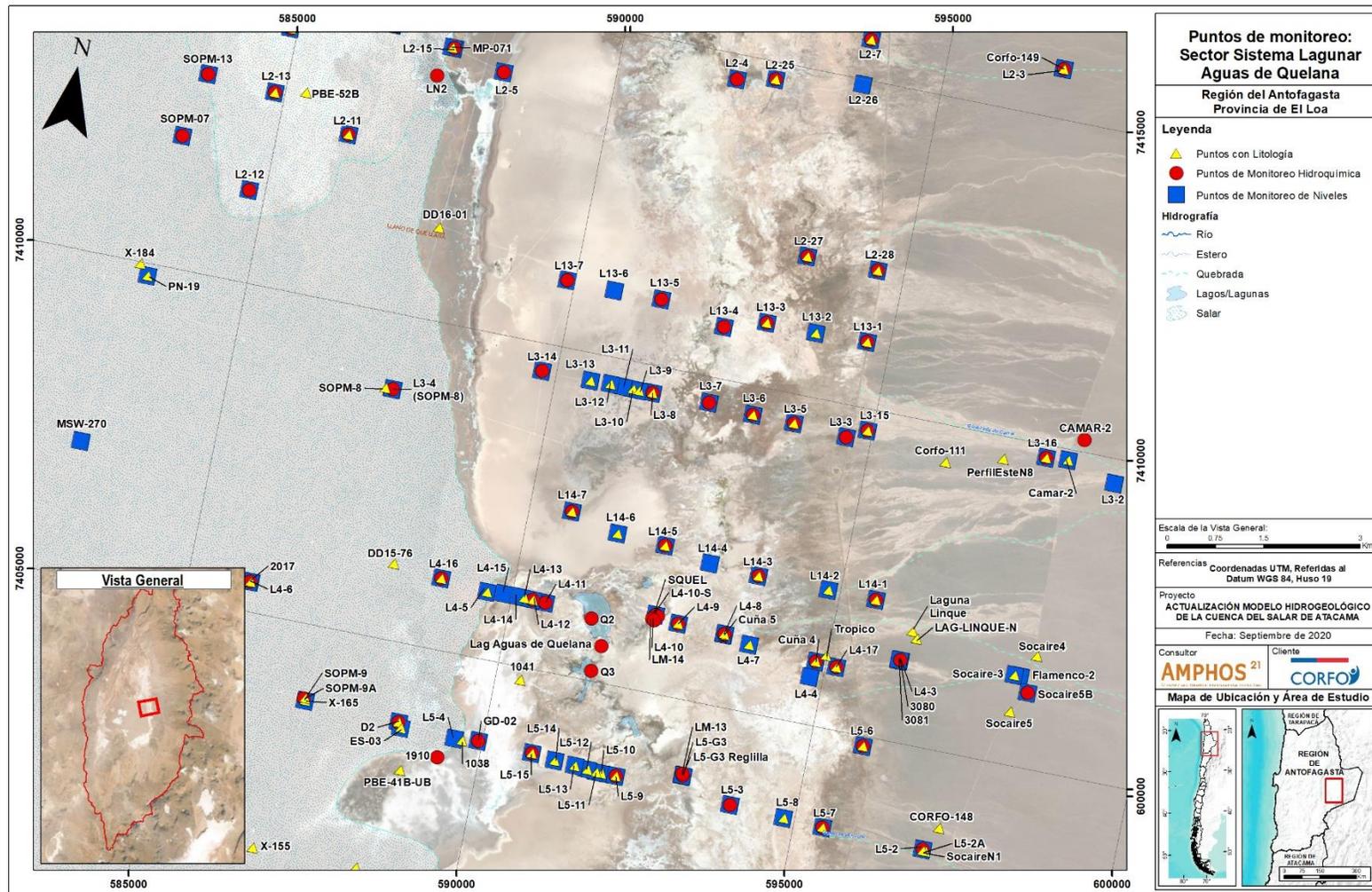


Figura 7-9: Ubicación de los puntos de monitoreo de niveles e hidroquímica y los puntos con información litológica Sector Aguas de Quelana.

Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 7-10 se presenta una sección geológica del sector de Quelana construida a partir de columnas litológicas de los pozos ubicados en las proximidades del sistema. En el perfil se visualiza una variación en la estratigrafía de los pozos de este a oeste, mostrando una sucesión de materiales sedimentarios a depósitos evaporíticos. De este modo, en los primeros 200 m al este del perfil, se observa un cuerpo sedimentario masivo y heterogéneo, principalmente compuesto por depósitos de granulometría gruesa (gravas y arenas) con una permeabilidad entre 12 y 30 m/d, que gradan hacia el oeste a un dominio de carbonatos y, posteriormente, de yesos, con intercalaciones de materia orgánica y niveles arcillosos con una permeabilidad en torno a 3 m/d. En el extremo oeste del perfil, en la zona Núcleo Salar, se identifica un cuerpo masivo de halita, puntualmente intercalado con depósitos de yeso, con un amplio rango de permeabilidad que alcanzan 250 m/d en las capas más superficiales. Bajo los sedimentos aluviales gruesos localizados al oeste del perfil, se reconocieron sedimentos de menor granulometría, compuestos por arenas masivas con importante presencia de depósitos finos (mayor al 30%) que generan una menor permeabilidad respecto a los niveles superiores. Por último, bajo estos sedimentos, se reconoce el basamento volcánico de la cuenca Salar de Atacama.

Los niveles de los pozos de observación L3-16 y L3-2 localizados al este de la zona Marginal a una distancia a 355 y 788 m, respectivamente, del pozo de bombeo Camar-2 (Figura 7-9), muestran un descenso y recuperación de los niveles estáticos, que coincide con los períodos de bombeo y detención de las extracciones desde el pozo Camar-2 (Figura 7-11). Por otra parte, hacia el oeste, dentro de la zona Marginal, los pozos L3-6 y L3-8 localizados a 4.942 y 6.589 m del punto Camar-2, respectivamente, muestran niveles estables en el tiempo, sin una influencia del bombeo. El pozo de bombeo Camar-2 cuenta con derechos de aprovechamiento por 60 L/s y un promedio de extracción entre 2014 y 2019 de 30,4 L/s. Sin embargo, dejó de bombear durante 7 meses en 2016 y durante 18 meses entre febrero 2018 y diciembre 2019, debido a la activación del plan de contingencia (SMA y SPDC, 2019).

Los descensos más cercanos al pozo de bombeo son coherentes con la mayor permeabilidad (conos de descenso más extensos) de los depósitos aluviales y cercanía hacia el pozo de bombeo. Por el contrario, la mayor distancia y menor permeabilidad de los pozos del centro del perfil, ubicados en la zona Marginal, es consistente con la ausencia de respuestas de los niveles estáticos ante el bombeo.

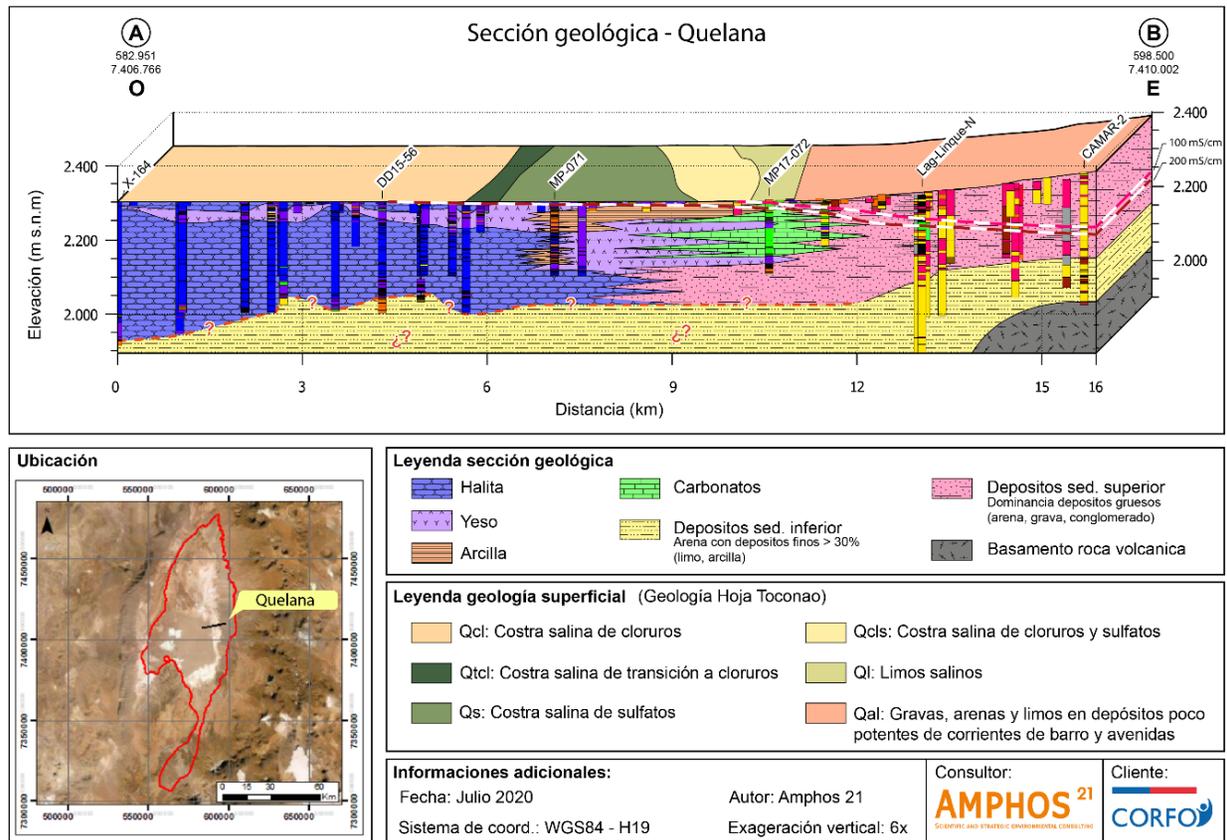


Figura 7-10: Sección geológica simplificada del sistema Aguas de Quelana.

Fuente: Elaboración propia.

Los puntos más alejados del pozo de extracción (más de 10 Km) corresponden a los pozos, SOPM-08, D2 y L2-12. En general, se observa que los niveles se encuentran estables, a diferencia del pozo SOPM-08 que muestra ascensos centimétricos puntuales, y un posterior descenso prolongado en el tiempo hasta niveles cercanos a los iniciales, posiblemente asociado a eventos de precipitación, escorrentía superficial a subsuperficial desde la zona Marginal hacia la zona Núcleo Salar y, posterior infiltración.

En este sistema no se aprecia la presencia de canales que alimenten los cuerpos de agua, a diferencia de lo que ocurre en los sistemas de Peine y Soncor. Esto estaría indicando que las surgencias de agua subterránea se producen en las mismas lagunas o muy cerca de ellas.

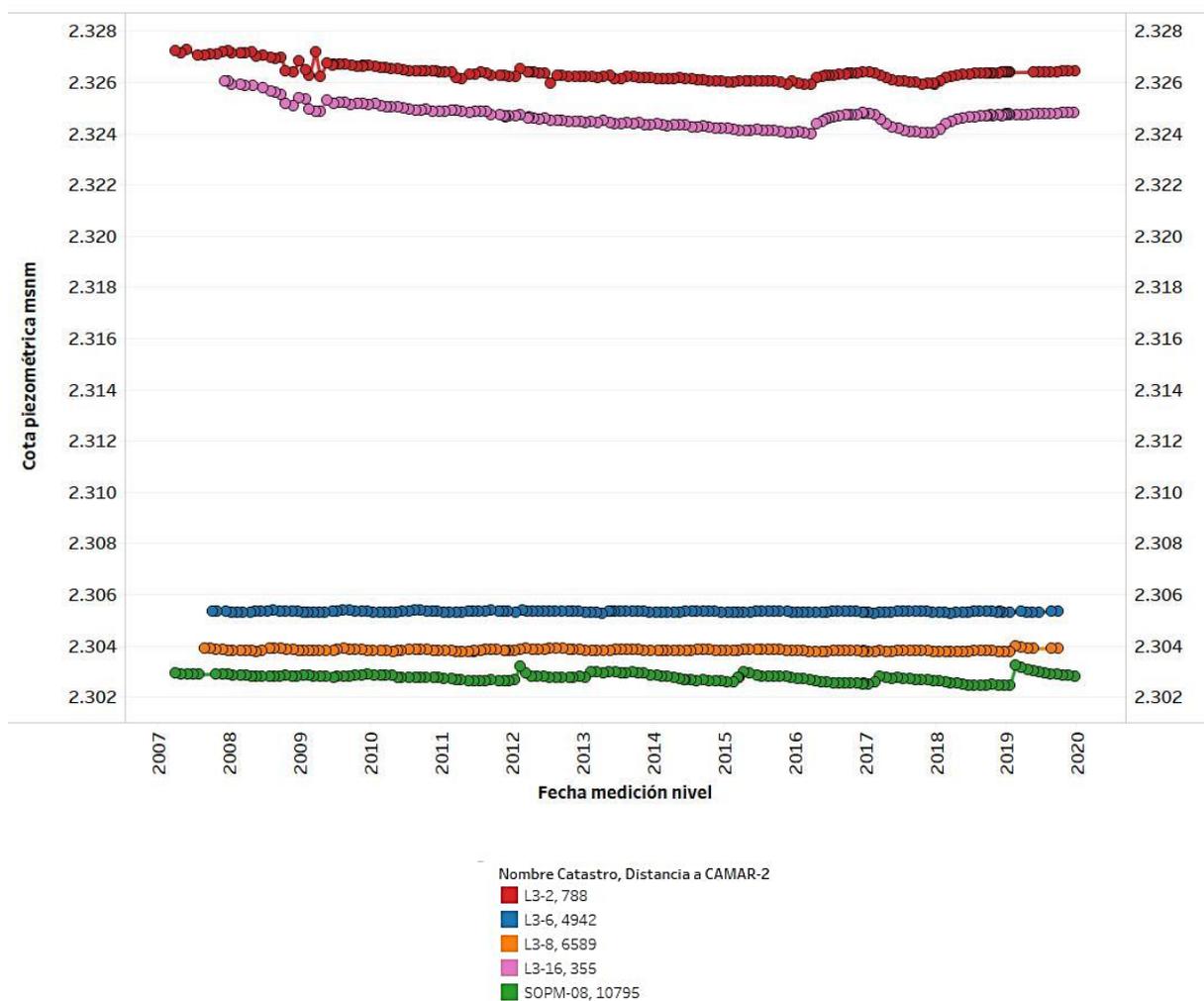


Figura 7-11: Análisis de la variación de la cota piezométrica a partir de la distancia al punto de extracción de agua industrial Camar-2.

Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 7-12 se muestran las curvas de isoconductividad eléctrica trazadas a partir de muestras de agua superficial, muestras de pozos someros (<8 m) y de perfiles de CE en pozos. La CE en el límite este de la zona Marginal es cercana a 10 mS/cm y va aumentando hacia el oeste, hasta llegar a los 200 mS/cm en la zona Núcleo Salar. En el sector de las lagunas las curvas de isoconductividad indican valores entre 50 y 100 mS/cm, sin embargo, la salinidad en estos sectores tiene una importante variabilidad estacional. En la Figura 7-13 se incluye el registro histórico del punto L4-10, que corresponde a una regleta en el sector de lagunas y que muestra una menor CE en invierno y mayor en verano, con valores extremos de 20 mS/cm y 276 mS/cm, respectivamente, y un promedio de 114,5 mS/cm. Esta amplia variación está asociada a la mayor concentración de solutos en verano producto de la mayor evaporación.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

El amplio rango de CE del agua que recarga la zona Marginal, que se encuentra entre la zona Borde Este (~10 mS/cm) y la salmuera de la zona Núcleo Salar (>200 mS/cm), está asociada a una mezcla que representaría la interfaz salina cercana a la superficie del terreno, con un ancho cercano a 6 Km. Sin embargo, cabe mencionar que los efectos estacionales de evaporación en las aguas superficiales se superponen a la salinidad del agua de mezcla.

Por otra parte, los datos de CE en pozos (Figura 7-14) indican espesores entre 10 y 20 m, lo que está muy por debajo del ancho en superficie. La interfaz salina que muestran los pozos no se considera representativa y estaría alterada por la estratificación natural debido a la diferencia de densidad dentro del mismo pozo, al tener una amplia zona ranurada. Del registro histórico de los perfiles de CE se aprecia un rango entre 10 y 18 mS/cm en los primeros 30 m del pozo y variaciones entre 212 y 250 mS/cm bajo los 50 m de profundidad. Estas variaciones podrían estar asociadas a flujos dentro de la interfaz, sin embargo, las limitaciones en la cantidad de registros en profundidad no permiten determinar con certeza la dinámica dentro de esta zona de mezcla.

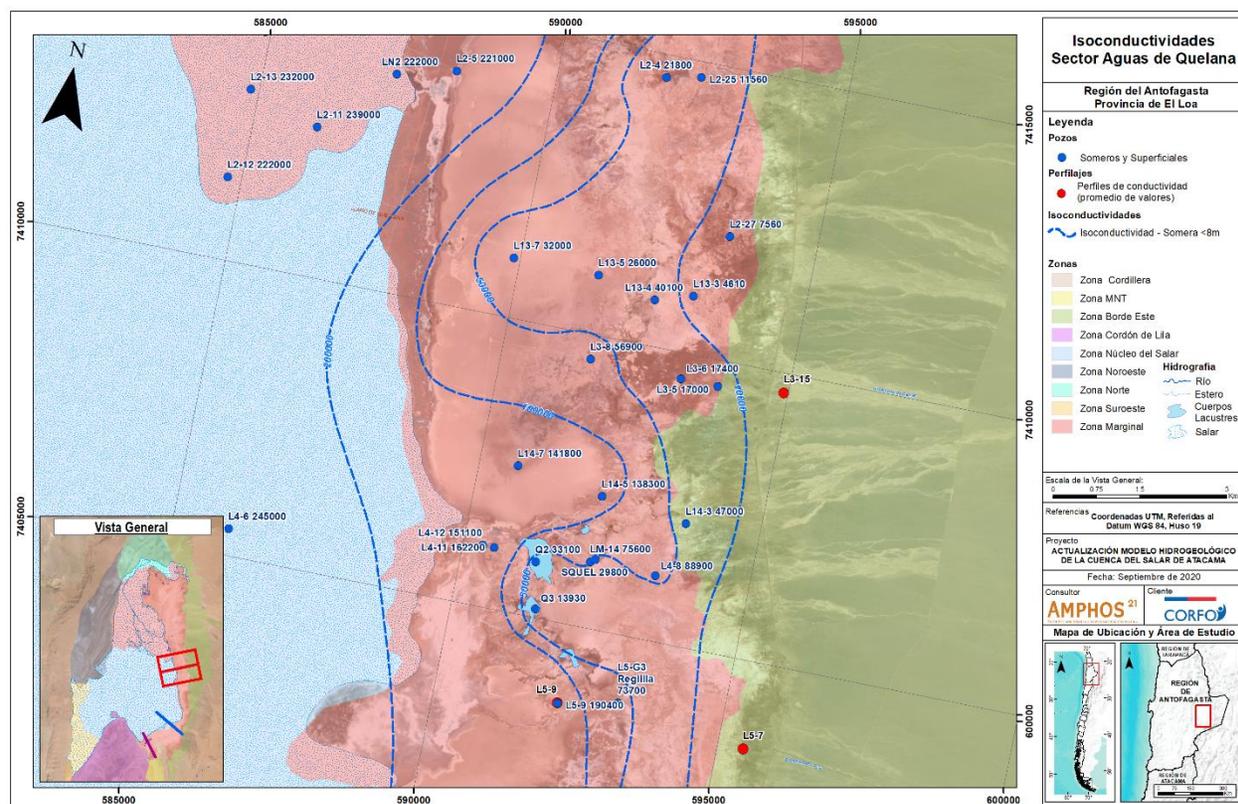


Figura 7-12: Curvas de isoconductividad eléctrica superficial-somera en el entorno del sistema Quelana.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

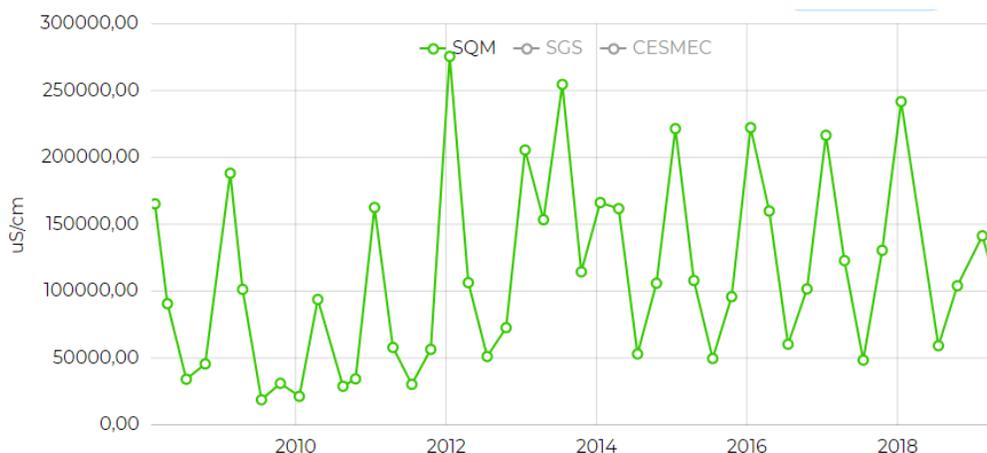


Figura 7-13: Registro de CE en punto L4-10, regilla en laguna sector Quelana.

Fuente: sqmsenlinea.com.

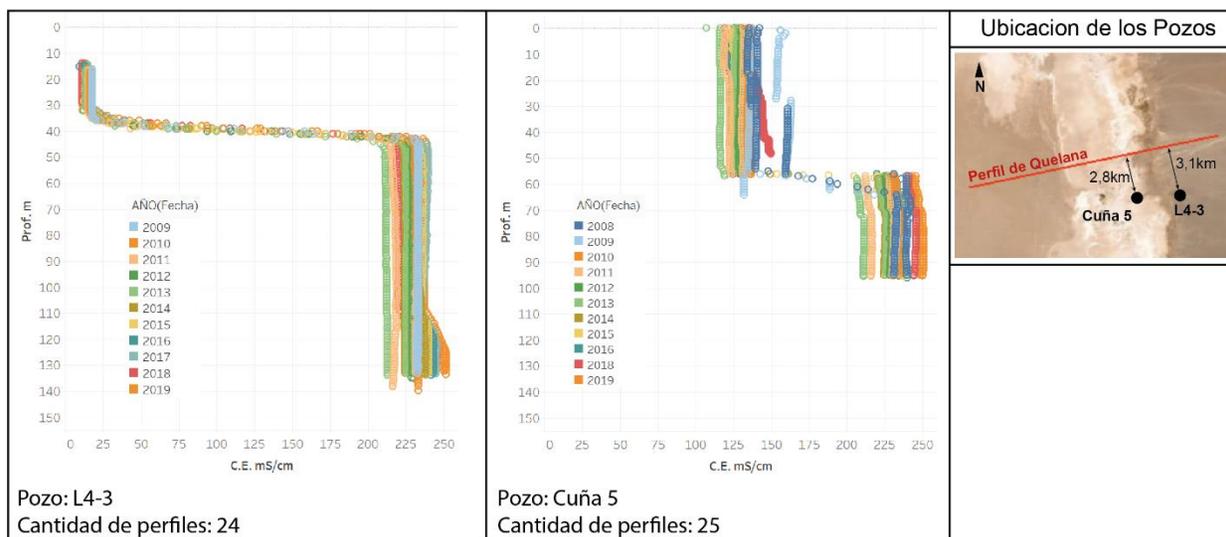


Figura 7-14: Perfiles verticales de CE en pozos del sector Quelana.

Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 7-15 se muestra un esquema conceptual del funcionamiento de las lagunas del sistema de Quelana. La salinidad del agua indica una mezcla entre la salmuera de la zona Núcleo Salar y el agua dulce de la zona Borde Este. Las lagunas se alimentarían de agua subterránea que aflora en una franja de orientación general norte – sur debido a la intersección del nivel freático con la superficie del terreno asociado al cambio en la pendiente. Este afloramiento del agua subterránea también podría estar favorecido por el contraste de permeabilidad entre los

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

depósitos aluviales y las evaporitas con intercalaciones de arcillas y materia orgánica relictas de lagunas antiguas y/o por el contraste de densidad del agua dulce con la salmuera.

En las lagunas y agua subterránea somera de la zona Marginal se aprecia una oscilación estacional en los niveles y salinidad. De esta forma, en verano los niveles se encuentran más bajos y el agua aumenta considerablemente la CE, debido a la evaporación, y en invierno los niveles aumentan y la CE disminuye.

Cuando ocurren precipitaciones importantes, la recarga aumenta, y se observan ascensos en los niveles, que en algunos casos son mayores en pozos de la zona Núcleo Salar respecto a la zona Marginal. Estos ascensos se explicarían en parte por la infiltración directa de las precipitaciones, pero, además, por una recarga por escorrentía superficial a subsuperficial (somera) proveniente desde fuera del salar como se indica en el esquema de la Figura 7-15.

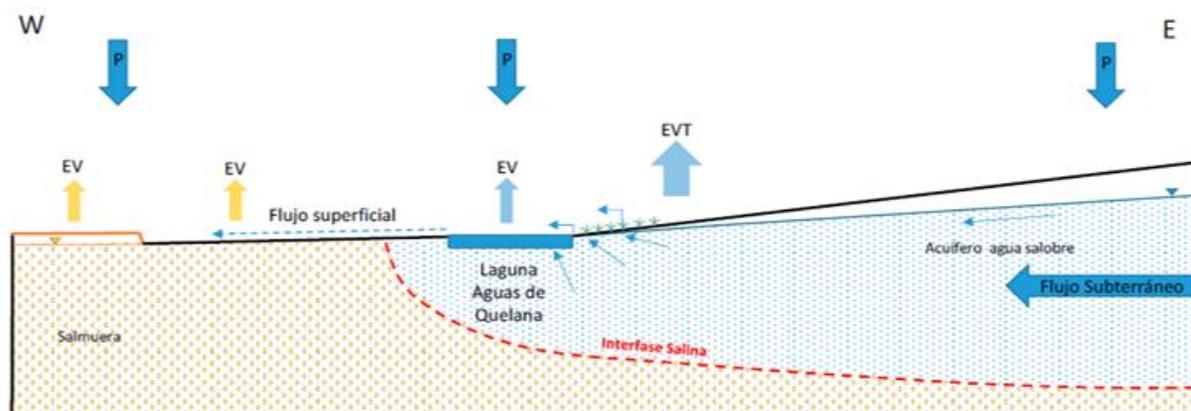


Figura 7-15: Esquema del funcionamiento de las lagunas de Quelana.

Fuente: SGA (2015).

7.4 Sistema lagunar de Peine

El sistema Peine se compone de 3 lagunas, que ordenadas de sureste a noroeste son las siguientes: Laguna Salada, Laguna Saladita y Laguna Interna, tal como se ilustra en la Figura 7-16.

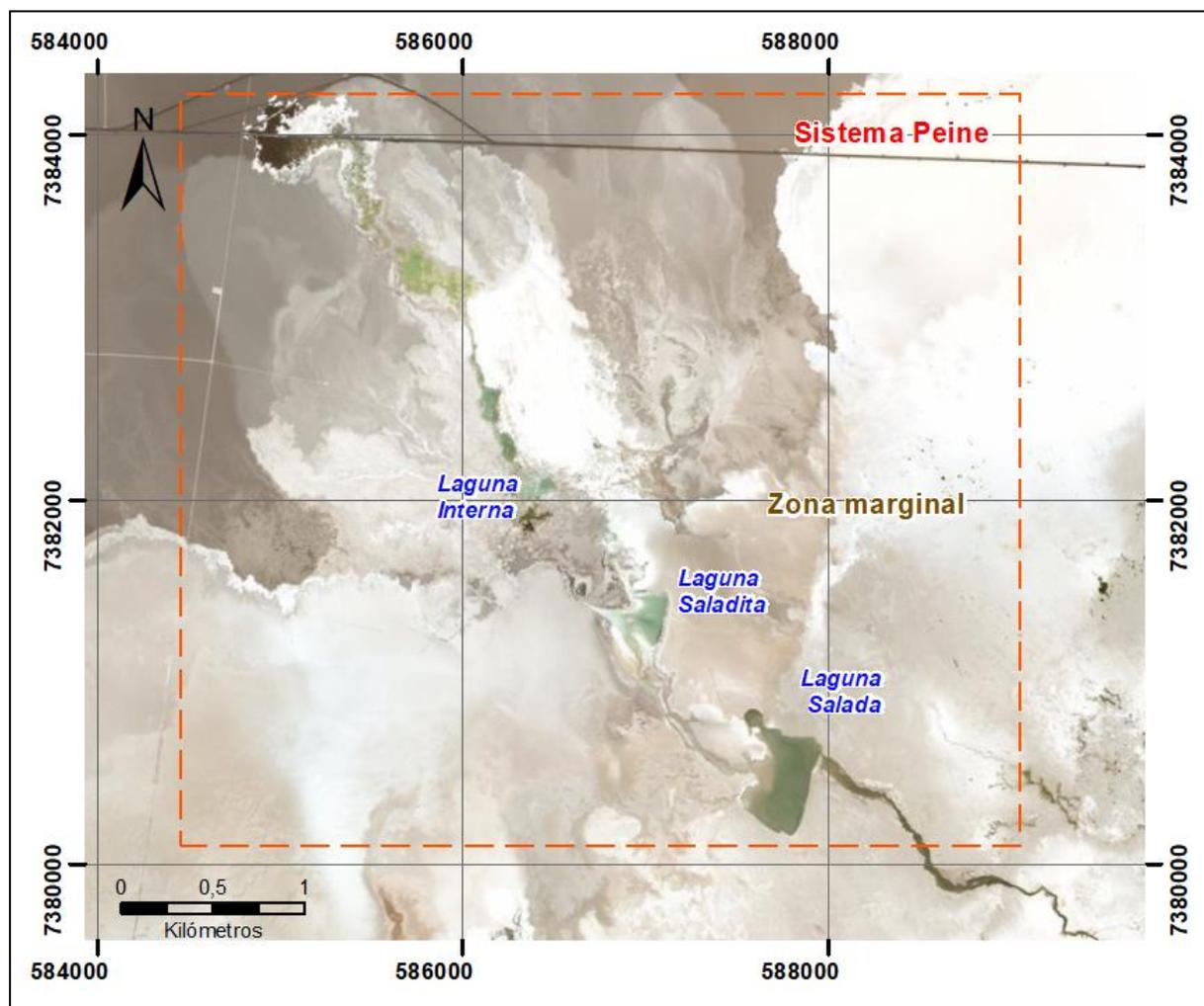


Figura 7-16: Mapa de ubicación de las lagunas del Sistema Peine.

Fuente: Elaboración propia.

La Figura 7-17 presenta la localización de los puntos de monitoreo del sector de Peine, donde se identifican los puntos con información de niveles, hidroquímica y litología.

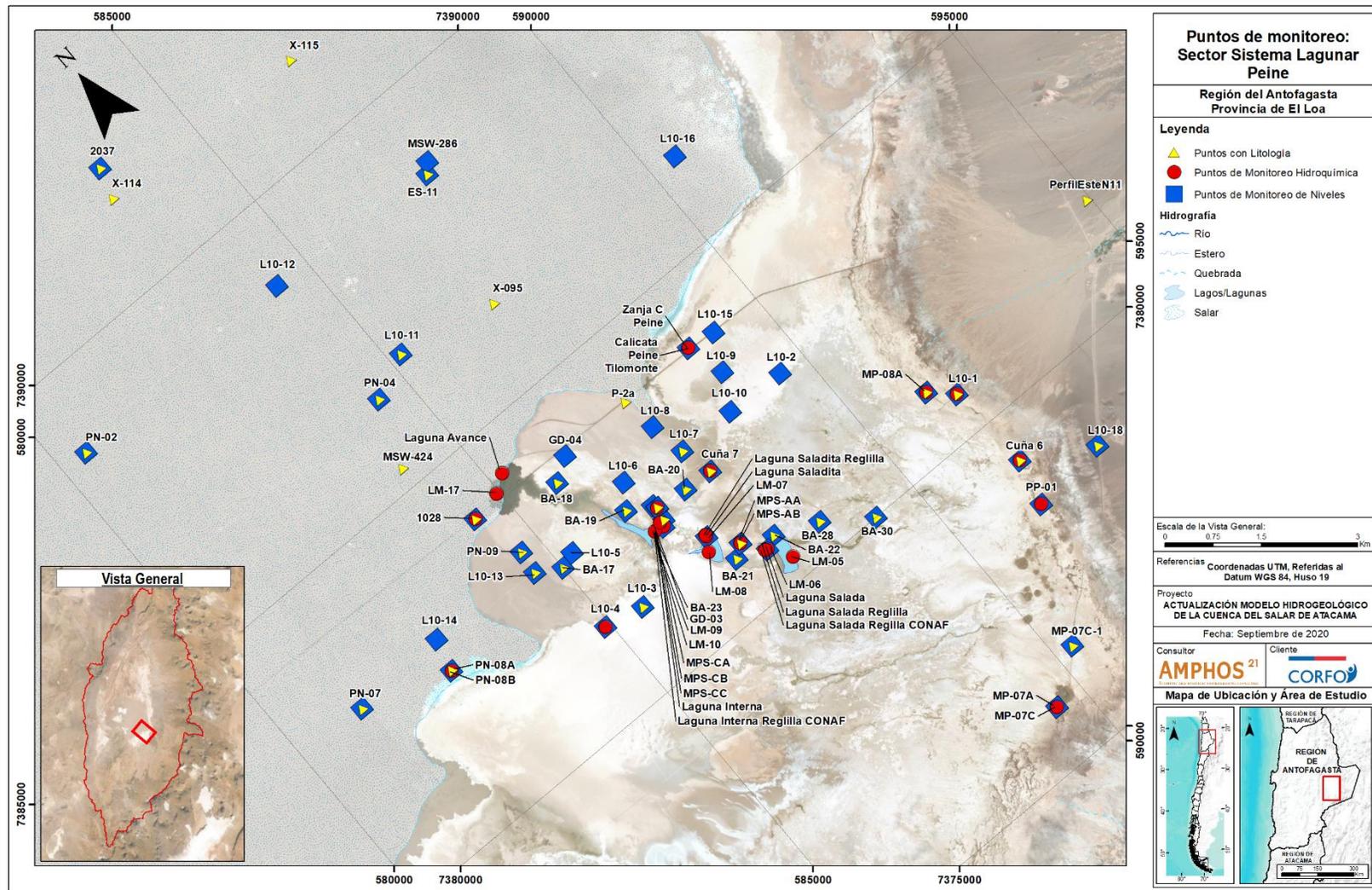


Figura 7-17: Ubicación de los puntos de monitoreo de niveles e hidroquímica y los puntos con información litológica Sector Peine.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

La Figura 7-18 presenta la sección geológica del sector de Peine. En ella se observa de sureste a noroeste una variación en la estratigrafía de los pozos, mostrando primero la presencia de depósitos carbonatados, yesos y depósitos aluviales en el extremo este de la zona Marginal. Estos depósitos gradan a una costra de halita y yeso en superficie, que en profundidad estaría conformada además por intercalaciones con ignimbritas y gravas según el pozo P-2a. En el centro del perfil, ya en la zona Núcleo Salar, domina la halita, con intercalaciones de yesos, carbonatos y arcillas en la parte central de la sección, y que gradan a una halita con menores intercalaciones en el extremo oeste del perfil. La distribución de las evaporitas en la sección es consistente con las costras superficiales según Bevacqua (1992).

Bajo el dominio de halita en el extremo noroeste del perfil, se reconocen intercalaciones de halita y yeso. Hacia el este, bajo las ignimbritas y depósitos evaporíticos más someros se reconocen depósitos aluviales con importante contenido de limos y arcillas. Estos depósitos aluviales y evaporíticos más profundos, tendrían una menor permeabilidad que los depósitos más someros.

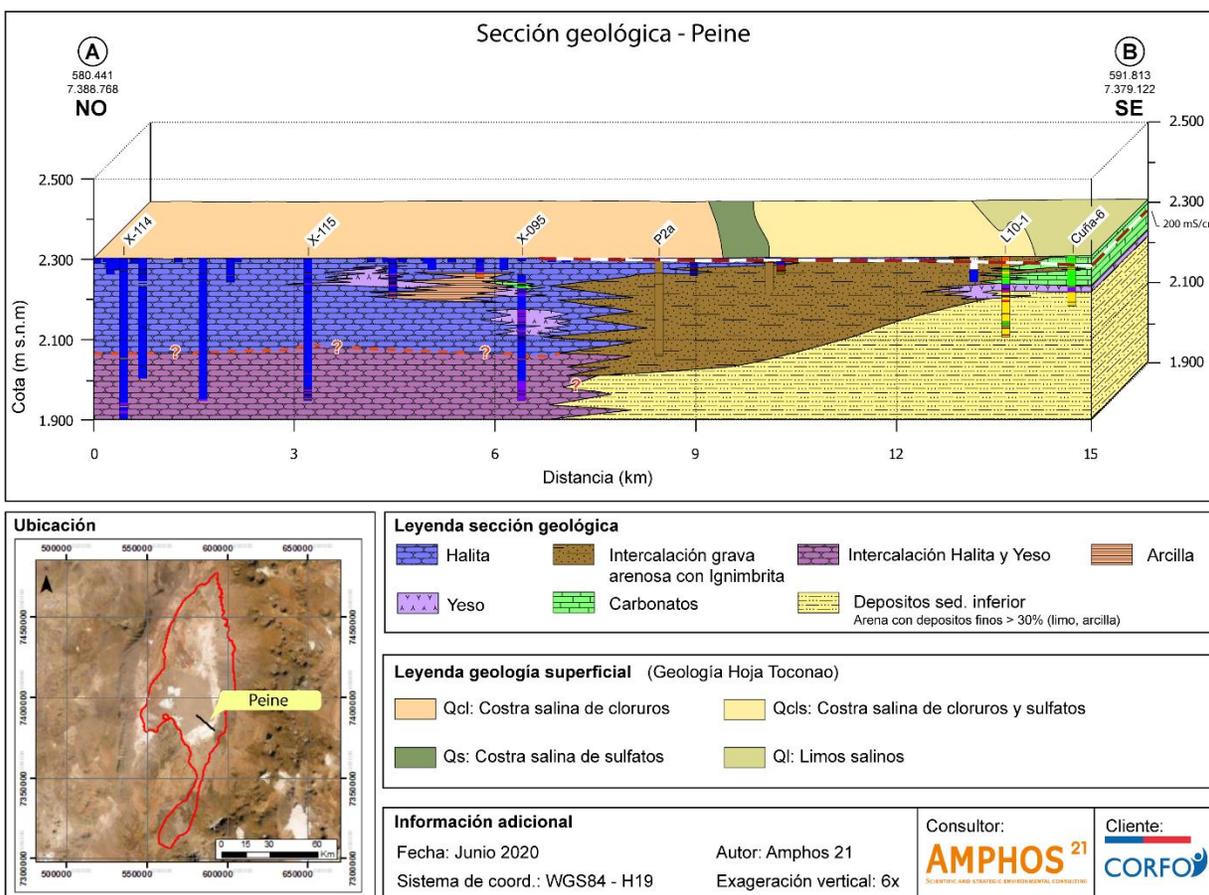


Figura 7-18: Sección geológica simplificada del sistema lagunar de Peine.

Fuente: Elaboración propia.

En este sector, el pozo Peine extrae un caudal medio de 3,5 L/s de agua dulce-salobre. Los pozos L10-1, L10-2 y L10-15 se ubican en la zona Marginal a 2.600, 4.260 y 4.970 m, respectivamente, del pozo de bombeo y debido a su lejanía y bajo caudal de extracción, no perciben los efectos del bombeo, tal como se aprecia en la Figura 7-19. En los hidrogramas de estos pozos se aprecia un nivel estable, con aumentos en los periodos de precipitación fuertes y posteriores descensos de más de un año, hasta la estabilización y ascenso producto de las siguientes lluvias. El pozo L10-1 incluso tiene una leve tendencia ascendente desde 2009 a la fecha (Figura 7-19).

Por el contrario, al analizar la evolución temporal de niveles de agua en los pozos de monitoreo utilizados por SGA (2015) se observa que los niveles en la salmuera, ubicados en el extremo oeste de la zona Marginal, cercano a la zona Núcleo Salar, muestran una tendencia general al descenso, con aumentos en el nivel en períodos de precipitaciones intensas (ver capítulo de piezometría del presente informe y SGA, 2015). Al igual que en el área de Quelana, los niveles en puntos ubicados en la zona Marginal muestran variaciones estacionales asociadas a las diferentes tasas de evaporación en invierno y verano, y no se observan grandes fluctuaciones asociadas a eventos de precipitación.

Adicionalmente, en la Figura 7-20 se incluyen los datos de los multipiezómetros MPS-AA y MPS-AB que tienen una profundidad de 4 y 30,7 m, respectivamente, y se encuentran completamente ranurados. Se observa como el piezómetro más profundo (MPS-AB) tiene un nivel piezométrico más elevado que el piezómetro somero (MPS-AA). Esto se puede deber a un grado de confinamiento en el sector, sin embargo, la conductividad eléctrica del piezómetro somero es de 67.000 $\mu\text{S/cm}$ en promedio y la del piezómetro profundo de 231.000 $\mu\text{S/cm}$, es decir, la comparación de los niveles no es directa y ante una compensación por densidad, estos podrían equipararse.

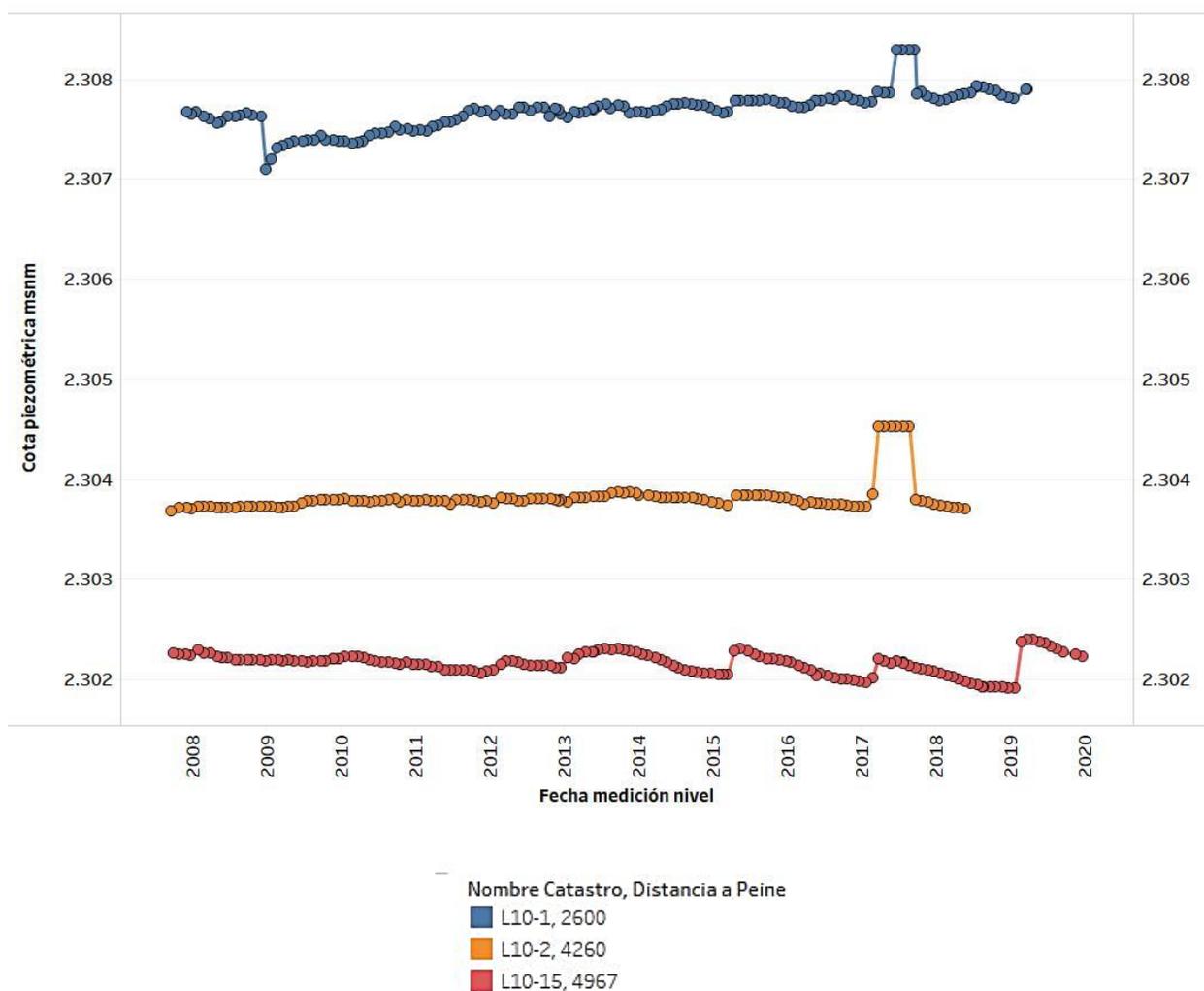


Figura 7-19: Análisis de la variación de la cota piezométrica a partir de la distancia al punto de extracción de agua industrial de Tilopozo.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

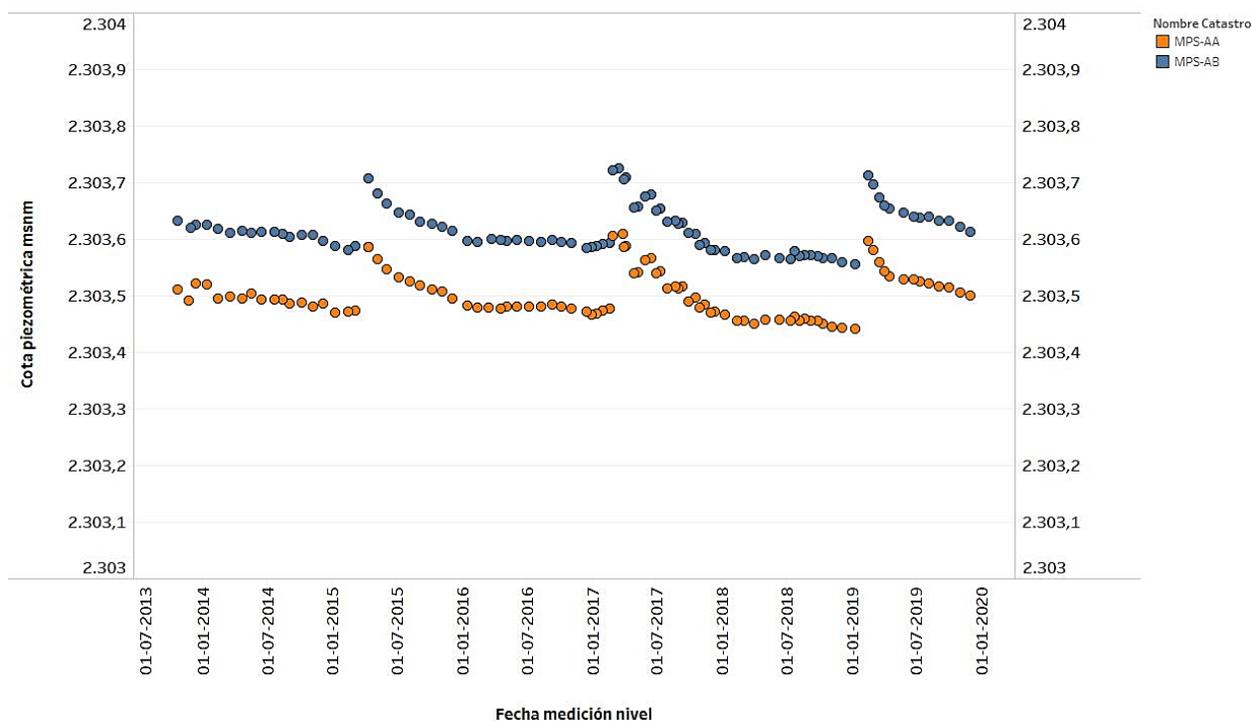


Figura 7-20: Niveles en multipiezómetro MPS-AA y MPS-AB en el sector de Peine.

Fuente: Elaboración propia.

La CE superficial-somera en el sector varía entre 10 mS/cm en el extremo este de la zona Marginal y mayor a 200 mS/cm en la zona Núcleo Salar (Figura 7-21), en un tramo de 5 Km, aproximadamente. En la laguna Salada los valores de SDT oscilan estacionalmente con mínimos históricos cercanos a 5.000 mg/L y máximos cercanos a 70.000 mg/L, con un promedio de 31.200 mg/L (Figura 7-22).

Los perfiles verticales de CE en pozos indican un ancho de la interfaz salina entre 30 y 40 m en el pozo Cuña 6 (Figura 7-23). En el pozo Cuña 7, ubicado más al oeste, sólo se reconoce salmuera, con una CE mayor a 200 mS/cm durante todo el registro, que llega a valores de hasta 250 mS/cm.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

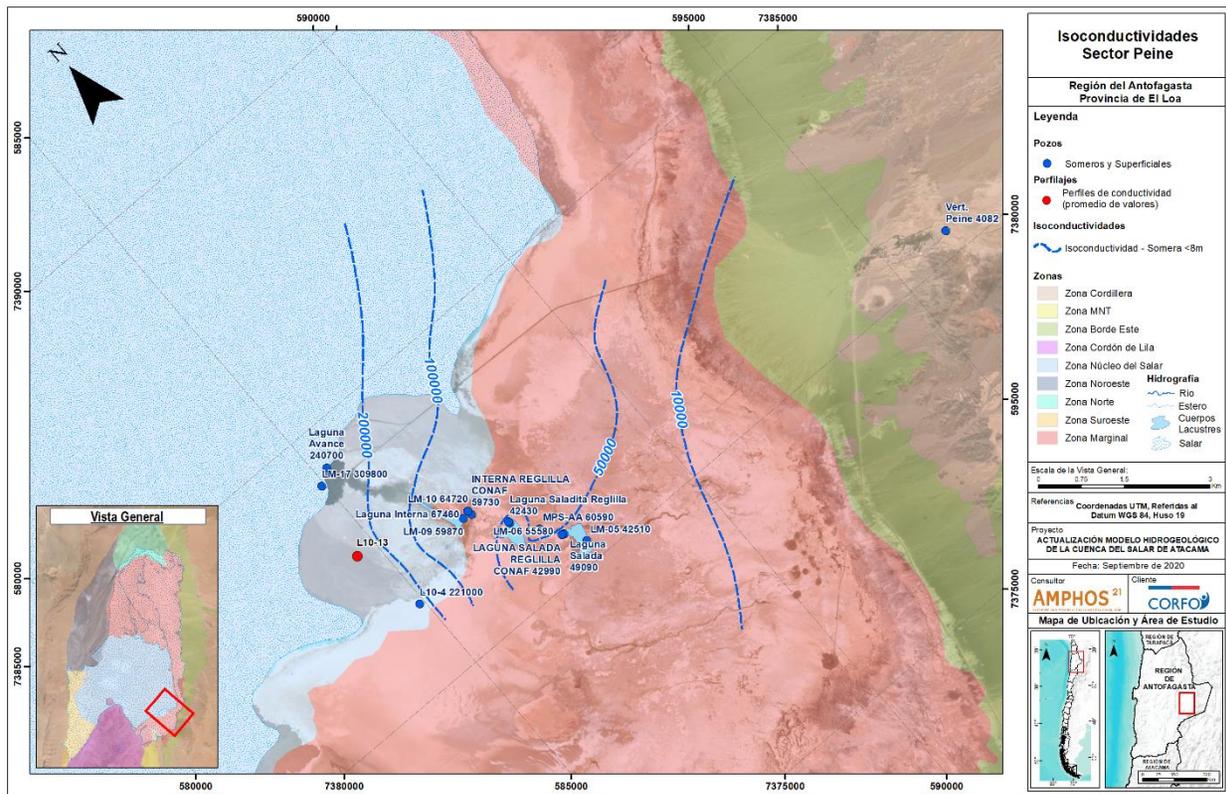


Figura 7-21: Curvas de isoconductividad eléctrica superficial-somera en el sector de Peine.

Fuente: Elaboración propia.

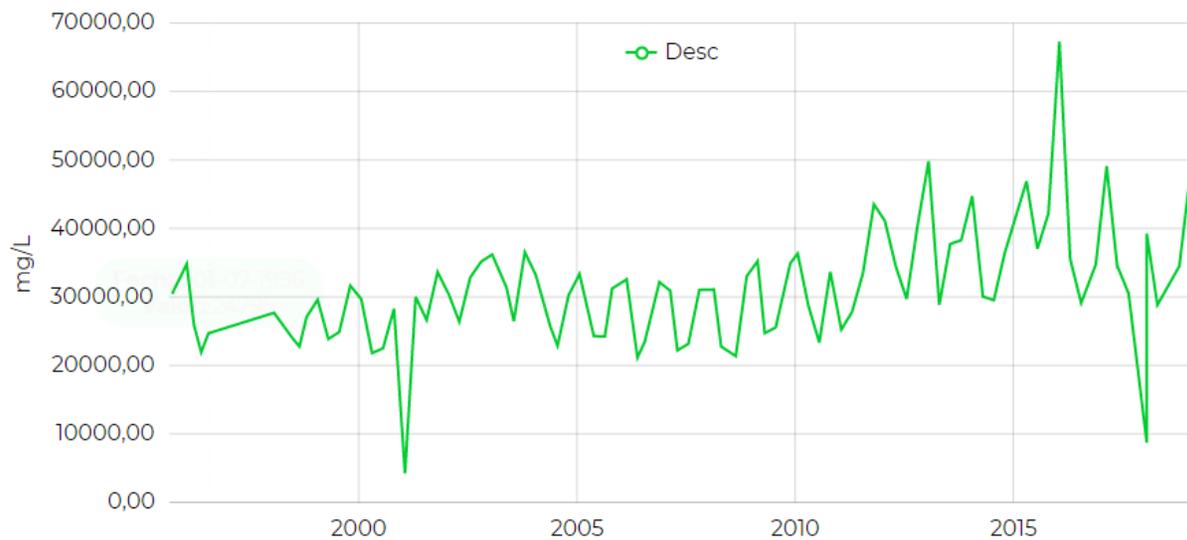


Figura 7-22: Registro histórico de SDT en laguna Salada (estación Regilla Salada CONAF).

Fuente: sqmsenlinea.com.

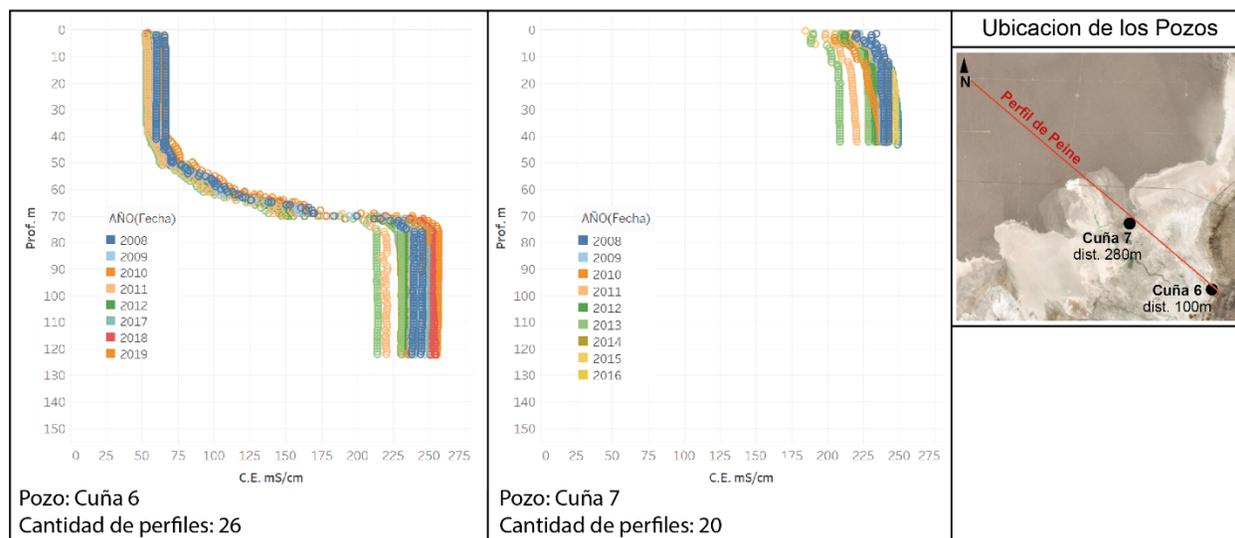


Figura 7-23: Perfiles verticales de CE históricos en sector Peine.

Fuente: Elaboración propia.

A partir de los antecedentes, se concluye que la recarga de las lagunas de este sistema se produce principalmente por agua subterránea salobre proveniente del este-sureste. El agua subterránea forma una surgencia (manantial) en el punto donde el nivel freático del acuífero de agua dulce-salobre intercepta la superficie topográfica. Dichas surgencias ocurren a lo largo de 2 Km hacia el sur de la Laguna Salada. El agua subterránea que aflora discurre superficialmente y forma un canal natural hasta llegar a la Laguna Salada (SGA, 2015; Figura 7-24). El agua acumulada de la Laguna Salada se traspasa naturalmente hacia la Saladita y finalmente hacia la Laguna Interna, mediante canales de ancho variable y muy poco espesor de lámina de agua. Cabe mencionar, que en este trayecto el agua de las lagunas sufre procesos de evaporación que generan cambios en la hidroquímica de las aguas.

Finalmente, SGA (2015) concluye que a partir del análisis de los niveles de aguas subterráneas a un lado y otro de la interfaz salina, se puede afirmar que no se observa relación entre la evolución de los niveles del acuífero y de las lagunas del Sistema Peine, con la evolución de los de la salmuera de la zona Núcleo Salar. La única conexión entre la zona de agua salobre-salada (Laguna Saladita) y la salmuera de la zona Núcleo Salar (Laguna Interna) sería a través de los canales superficiales como se muestra en el esquema de la Figura 7-24.

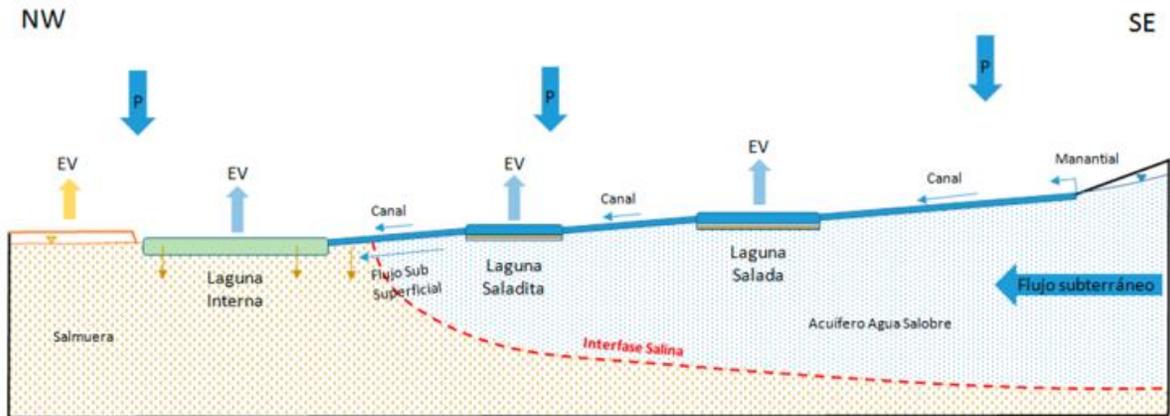


Figura 7-24: Esquema del funcionamiento de las lagunas de Peine.

Fuente: SGA (2015).

7.5 Sistema lagunar de La Punta La Brava

Este sistema se ubica en el sector Tilopozo y se conforma, principalmente, por las lagunas permanentes La Punta y La Brava. Además, en el sector existen afloramientos de poca profundidad, tales como el canal natural que conecta ambas lagunas o el denominado canal de disolución (Figura 7-25).

La Figura 7-26 presenta la localización de los puntos de monitoreo del sector de Punta La Brava, donde se identifican los puntos con información de niveles, hidroquímica y litología.

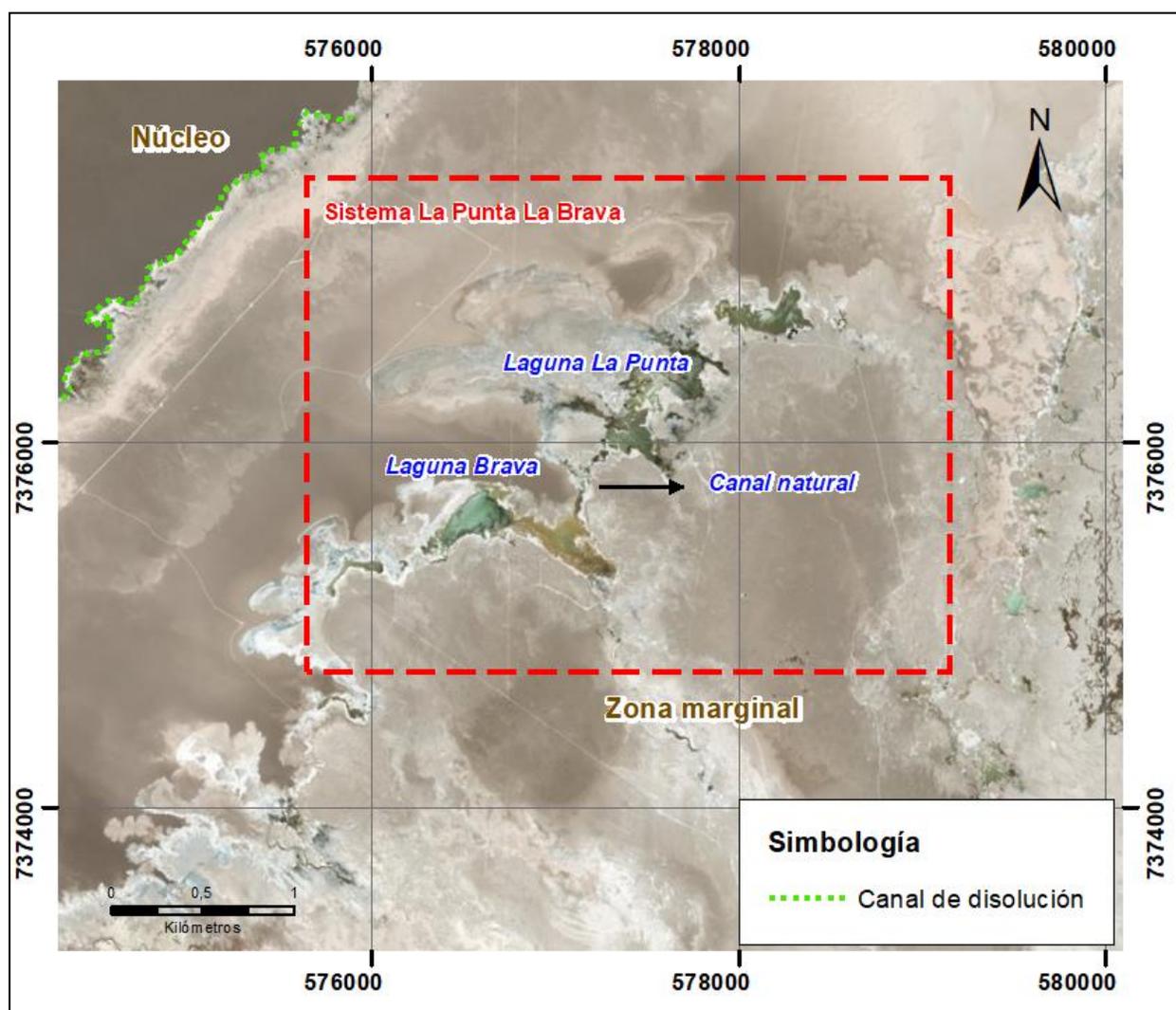


Figura 7-25: Situación de las lagunas La Punta-La Brava.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

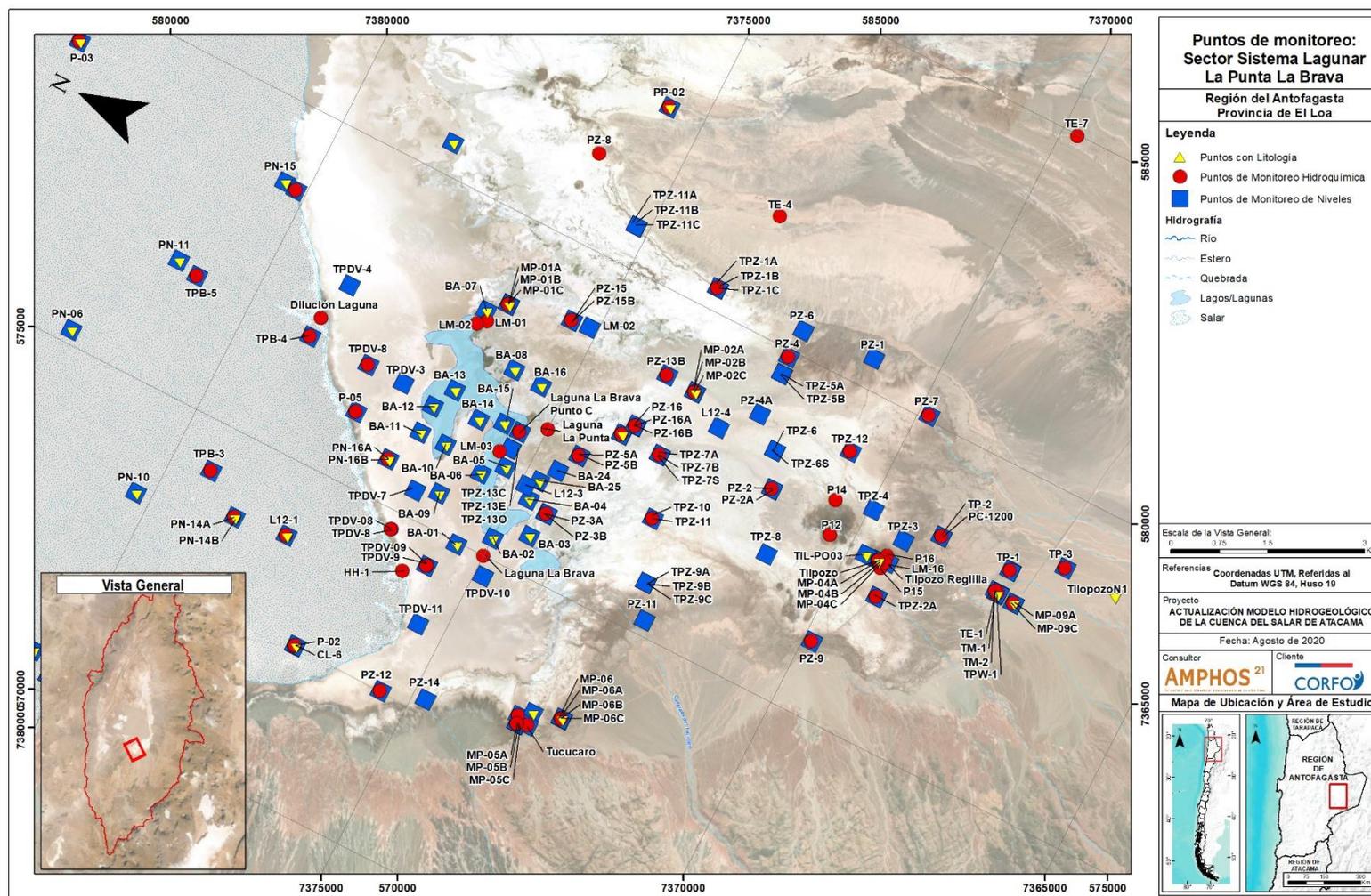


Figura 7-26: Ubicación de los puntos de monitoreo de niveles e hidroquímica y los puntos con información litológica Sector La Punta La Brava.

Fuente: Elaboración propia.

La Figura 7-27 presenta una sección geológica de orientación noroeste a sureste construida en el sector de Punta la Brava. El perfil tiene una longitud de 12 kilómetros.

En la Figura 7-27 se observa una sucesión de ignimbritas y halita a lo largo del perfil, de la misma forma que en el perfil geológico del sector de Peine, aunque con una potencia menor (± 150 metros). Entre el kilómetro 2 y 4 desde el noroeste del perfil se observan intercalaciones de niveles de arcilla, yeso y carbonatos (pozo PN-16B) que coinciden con las observaciones anteriormente presentadas en Quelana y Peine.

En profundidad, en base a pozos más lejanos, se infiere la presencia de depósitos sedimentarios similares a los de Quelana y Peine en el borde sur del Salar, pero no se cuenta con información de pozos para determinar la litología bajo la halita, en el extremo noroeste del perfil.

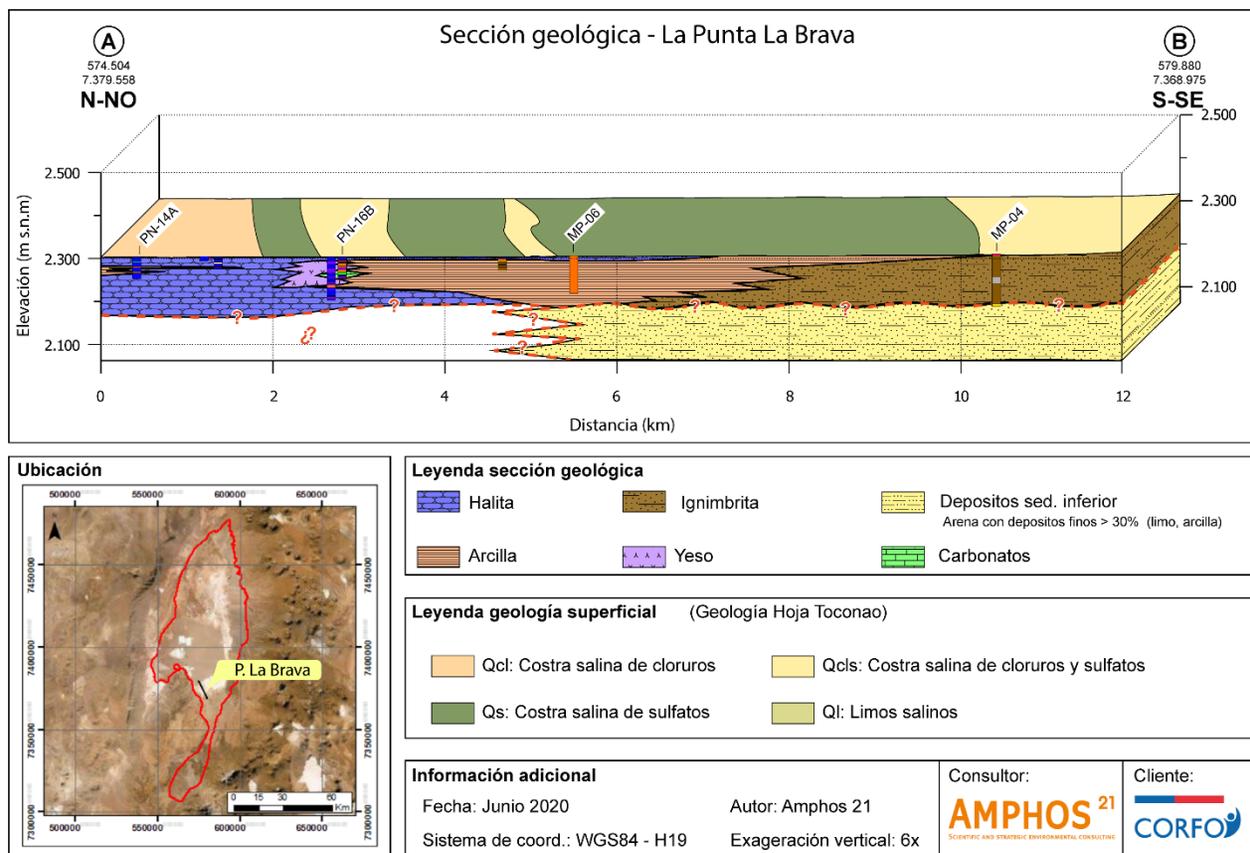


Figura 7-27: Sección geológica simplificada del sistema lagunar de Punta La Brava.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

Los niveles de los pozos TIL-PO3, TPZ-4, TPZ-8, TPZ-10 y L12-1 (Figura 7-28) situados a 217, 792, 1.738, 3.570 y 9.196 metros del pozo de bombeo Tilopozo, se muestran estables en el tiempo y con oscilaciones estacionales. El bombeo de los pozos Tilopozo, con un caudal medio de 4,9 L/s, y Tucúcaro, con un caudal medio de 2 L/s, no ha afectado los niveles de los pozos de observación en la zona Marginal.

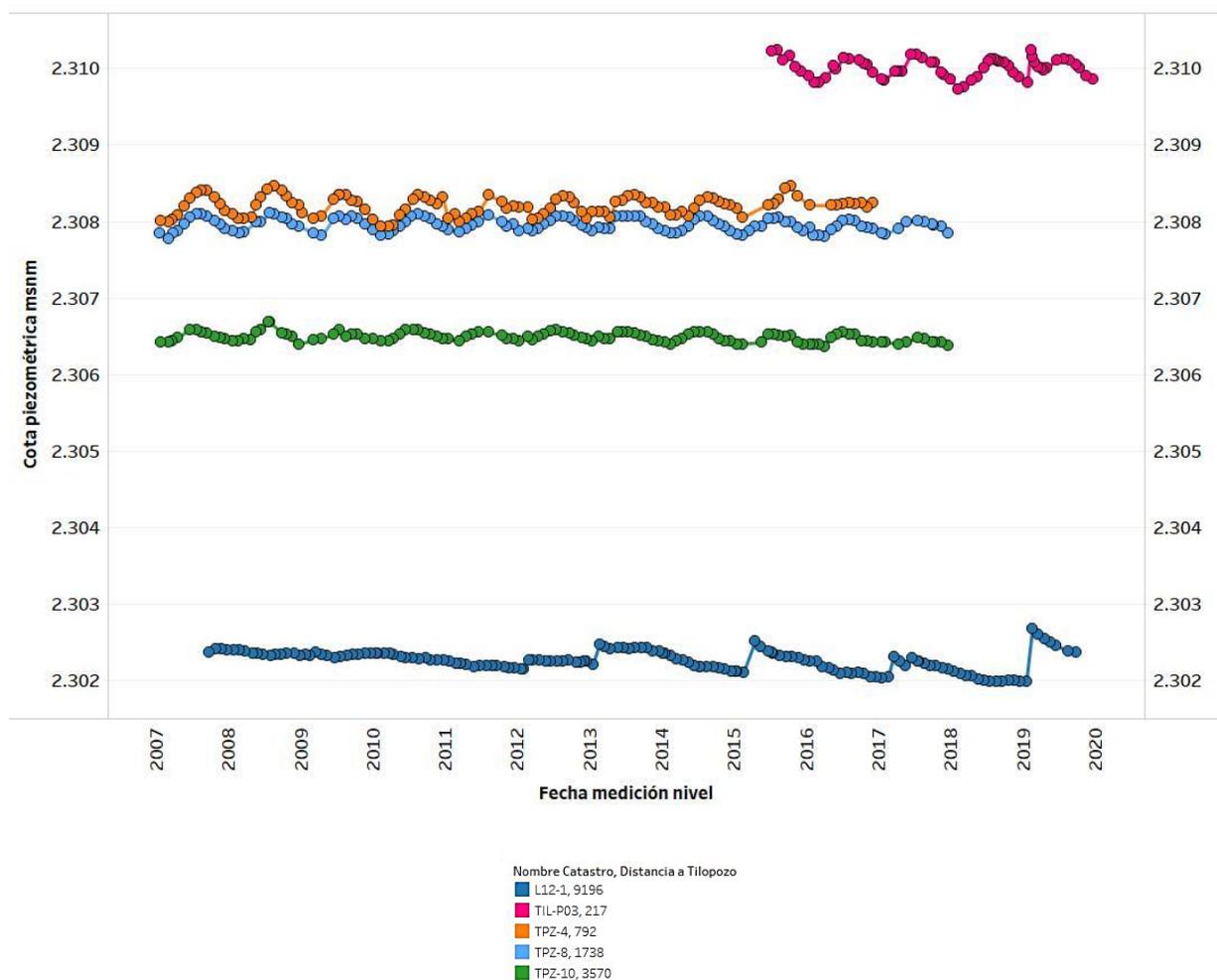


Figura 7-28: Análisis de la variación de niveles a partir de la distancia al punto de extracción de agua industrial de Tilopozo.

Fuente: Elaboración propia.

Los multipiezómetros MP-03A y MP-03B se encuentran ranurados entre 0 a 12,5 y de 24 a 30,5m, respectivamente. En ambos se aprecia la oscilación estacional y el nivel del piezómetro profundo esta levemente por sobre el somero, sin embargo, la CE promedio del primero es de 11.640

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

$\mu\text{S/cm}$, y del piezómetro profundo de $183.000 \mu\text{S/cm}$, lo que podría equiparar los niveles ante una corrección por densidad.

En la Figura 7-30 se incluyen curvas de isoconductividad eléctrica de los niveles de pozos someros y aguas superficiales, que muestran valores menores a 5 mS/cm en el extremo este de la zona Marginal, hasta valores sobre los 200 mS/cm el extremo oeste, en un tramo de 8 Km , aproximadamente.

Los perfiles de CE del pozo MP-04C en la Figura 7-31 indican un ancho de la cuña salina menor a 10 m , sin embargo, este abrupto cambio de salinidad no se considera representativo y estaría mostrando la estratificación natural del agua debido a las diferencias de densidad dentro del mismo.

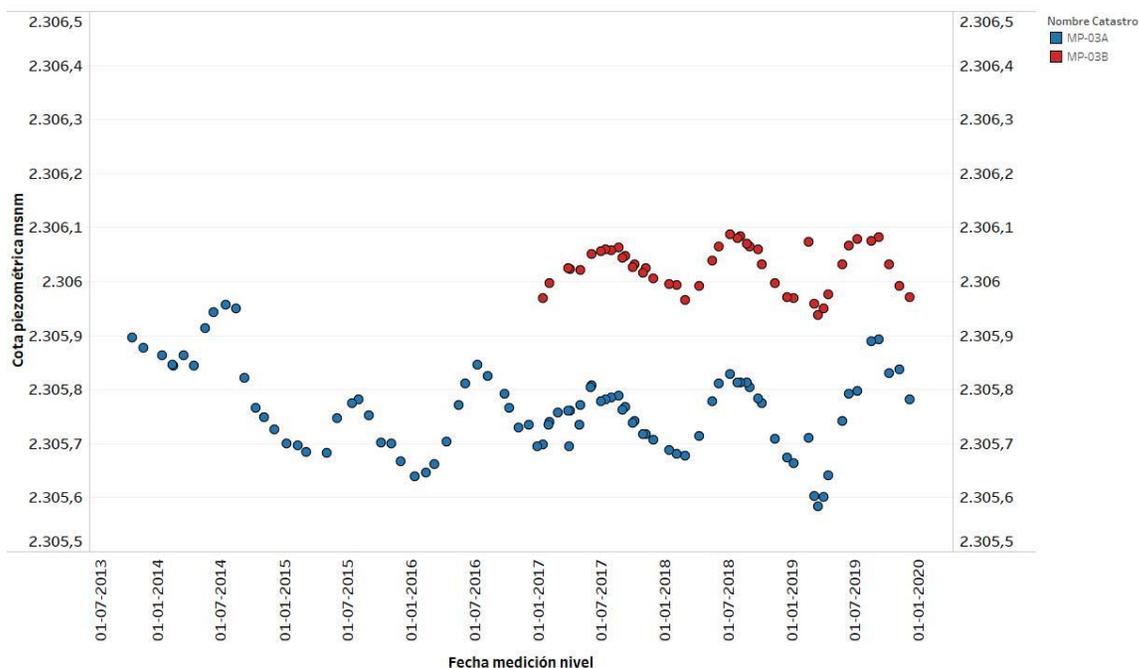


Figura 7-29: Niveles en multipiezómetro MP-03A y MP 03B en el sector de Punta La Brava.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

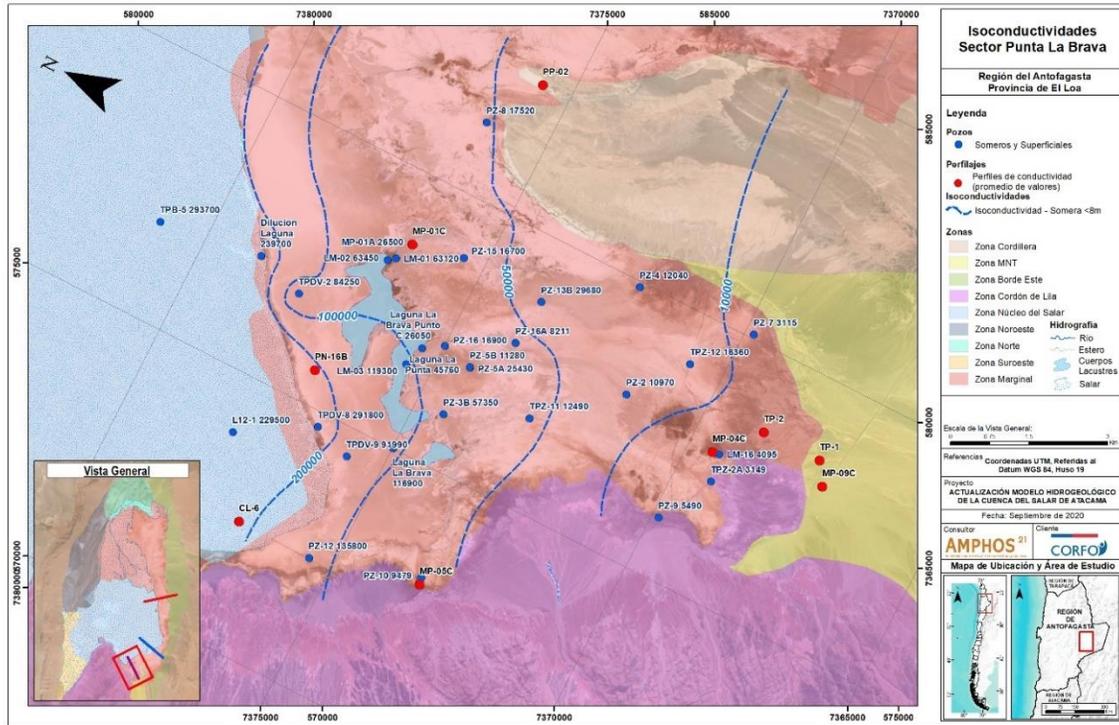


Figura 7-30: Curvas de isoconductividad eléctrica superficial-somera para el sector La Punta-La Brava.

Fuente: Elaboración propia.

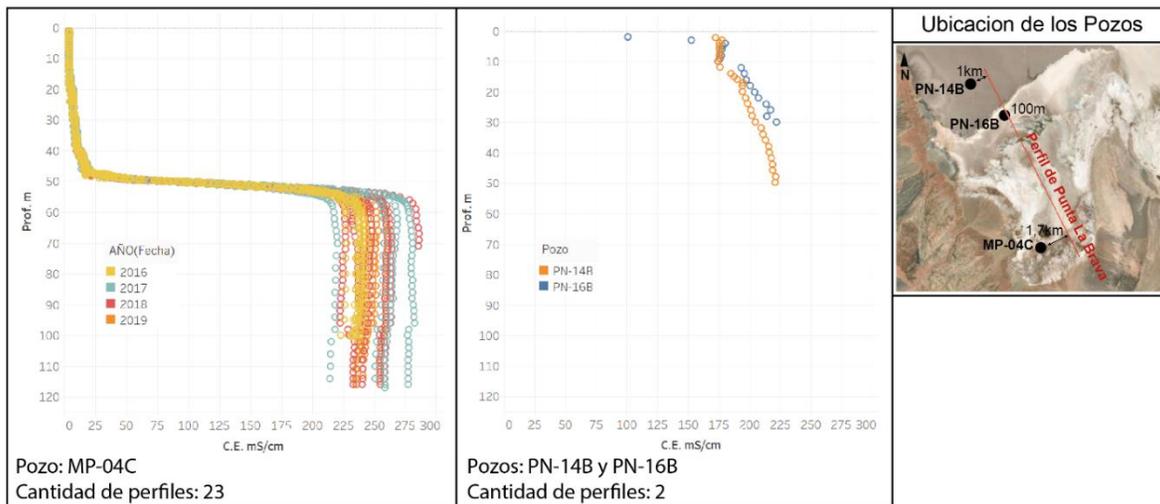


Figura 7-31: Perfiles verticales de CE en pozos del sector La Punta-La Brava.

Fuente: Elaboración propia.

A partir de toda la información analizada, se concluye que en la zona de emplazamiento del sistema de lagunas La Punta-La Brava, el flujo subterráneo dulce-salobre proveniente del sector Sur (zona MNT), se encuentra con la salmuera de la zona Núcleo Salar, generando una interfaz salina en forma de cuña entre ambos cuerpos de agua. Debido a las diferentes densidades de las aguas, además de la disminución de la cota topográfica desde el sector Callejón hasta el sector de emplazamiento de las lagunas, se generan afloramientos superficiales del agua dulce-salobre. Esta situación origina una de las principales descargas de la zona MNT asociado a la evaporación desde lámina libre, además de evaporación desde el terreno en sectores donde el nivel se encuentra somero. En las inmediaciones de las lagunas se producen descargas del nivel de agua que puede alimentar las lagunas (surgencias) o el agua puede acumularse, retenerse y evaporarse, como se muestra en el esquema de la Figura 7-32.

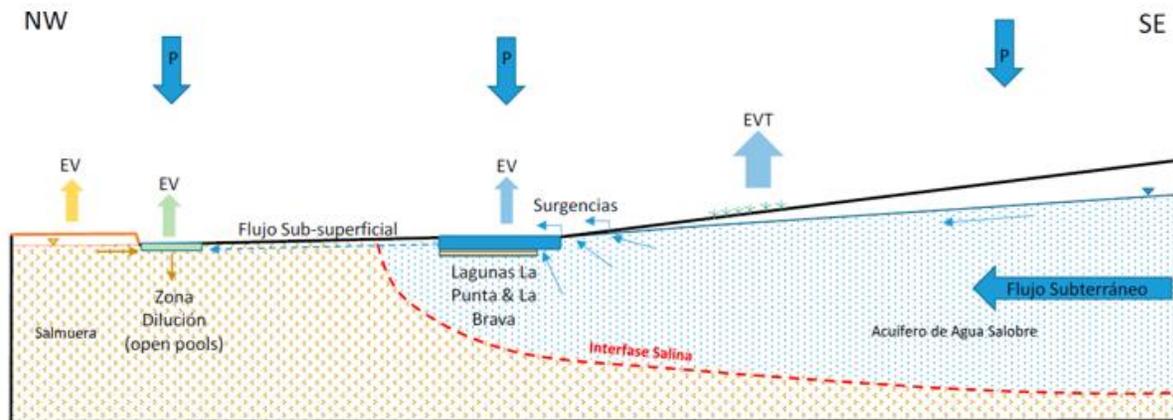


Figura 7-32: Esquema del funcionamiento de las lagunas de La Punta La Brava.

Fuente: SGA (2015).

7.6 Síntesis del funcionamiento de la zona Marginal

La geología de la zona Marginal se caracteriza por ser una zona de transición entre depósitos sedimentarios aluviales y volcanoclásticos y depósitos evaporíticos. De este a oeste, se aprecia una gradación de gravas y arenas a carbonatos, sulfatos y halita, con intercalaciones de limos, arcillas y materia orgánica en los niveles más superficiales. La permeabilidad decrece desde los depósitos aluviales a los sulfatos y arcillas y, generalmente, vuelve a aumentar en el Núcleo. En profundidad la permeabilidad también disminuye debido a una mayor proporción de material fino al este y mayor compactación y presencia de yesos bajo la halita.

El agua subterránea dulce-salobre del acuífero de la zona Borde Este tiene una baja CE (<10 mS/cm) y aflora de forma difusa, a través de vertientes puntuales en distintos sectores del extremo este de la zona Marginal. El afloramiento del agua subterránea se atribuye a causas como: 1) el cambio de pendiente en el terreno, que permite que el nivel piezométrico intercepte la superficie del terreno, 2) la menor permeabilidad de los depósitos evaporíticos, arcillas, materia orgánica y/o 3) la diferencia de densidad con la salmuera. La evaporación del agua cercana a la superficie, precipitación mineral y disolución de evaporitas hacen que aumente la salinidad del agua (Salas *et al.*, 2010; Munk *et al.*, 2020), que llega a valores entre 50 y 100 mS/cm en superficie, en el sector de las lagunas.

Existen distintos sectores de descarga de agua desde el acuífero a la zona Marginal con diferentes caudales. Algunos manantiales descargan agua del acuífero con caudales mayores que la tasa de evaporación, lo que sumado a un sustrato de baja permeabilidad permite la formación de lagunas.

La alta radiación solar en verano permite una mayor evaporación y disminución del nivel freático y, por lo tanto, una mayor concentración de los solutos en el agua subterránea somera y superficial que conforman las lagunas. Por el contrario, en invierno la radiación es menor, y tanto el agua subterránea somera, como el agua superficial de las lagunas tienen un nivel freático más alto que en los meses de verano y una salinidad menor.

Los eventos de precipitaciones intensas no generan grandes ascensos en el nivel del agua subterránea de la zona Marginal, lo que evidencia su dependencia, principalmente, de los aportes del acuífero de la zona Borde Este. Estudios isotópicos en el sistema de la Punta-La Brava muestran que las lagunas se recargan del acuífero de la zona Borde Este y además de la recarga local por precipitaciones (Boutt *et al.*, 2016; Munk *et al.*, 2020). Por otra parte, los niveles de los pozos ubicados hacia la zona Núcleo Salar, muestran un evidente ascenso en el nivel en los períodos de precipitaciones importantes, que reflejaría una recarga por escorrentía superficial o subsuperficial somera desde la zona Marginal hacia la zona Núcleo Salar. En el sector de La

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

Punta-La Brava, Munk *et al.* (2020) indican que la recarga hacia los cuerpos de agua ubicados en el extremo oriental del núcleo (al oeste de las lagunas) se debe a las precipitaciones locales en la zona Marginal, sin aportes del agua subterránea de la zona Borde Este.

La zona de transición entre el agua dulce-salobre de la zona Borde Este y la salmuera de la zona Núcleo Salar tiene un ancho en superficie de 5 Km o más. En profundidad se identifica una interfaz salina, similar a la de los acuíferos costeros, con una pendiente negativa hacia afuera del Salar. Algunos pozos muestran un cambio abrupto entre el agua salobre y la salmuera, lo que indicaría un ancho muy reducido de la interfaz salina, del orden de 10 m o menor. Sin embargo, existen otros pozos que muestran espesores entre 40 y 90 m (Figura 7-33), que se consideran más representativos. Existen trabajos (Tellam *et al.*, 1986) que han demostrado que los pozos con ranurados continuos, como la mayor parte de los pozos que monitorean la interfaz salina, muestran una interfaz abrupta que no corresponde a la realidad y difiere del ancho representado a través de muestras puntuales.

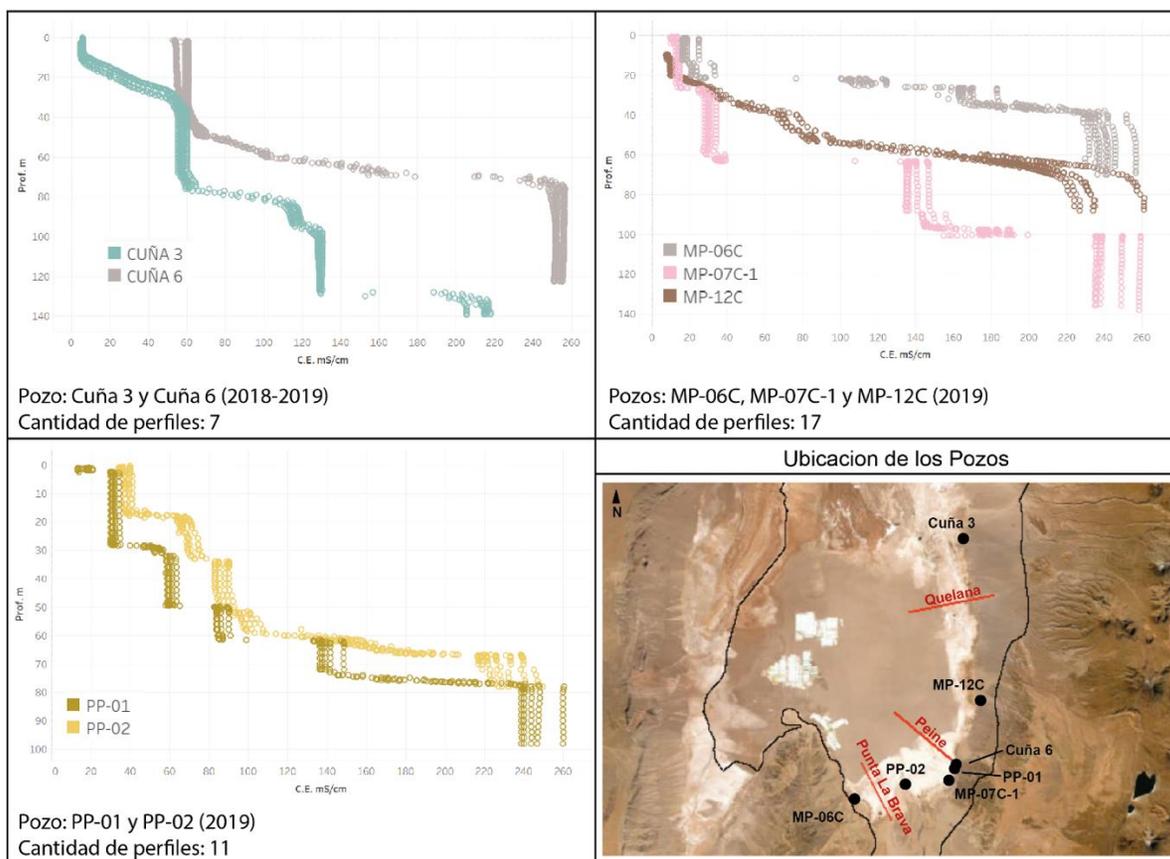


Figura 7-33: Perfiles verticales de CE en pozos de la zona Marginal.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

Las extracciones de agua industrial salobre desde la zona Borde Este generan un descenso de los niveles del acuífero en las inmediaciones de los pozos de bombeo, pero no han afectado los niveles del acuífero en la zona Marginal, en el entorno de las lagunas. Los niveles superficiales de las lagunas se han mantenido estables durante todo el periodo de monitoreo y muestran variaciones estacionales naturales debido a la evaporación (Figura 7-34).

Por otro lado, los niveles de la salmuera en algunos pozos ubicados en el extremo este de la zona Núcleo Salar muestran descensos, asociados al bombeo de la salmuera, que tampoco se aprecian en los niveles de las lagunas y del agua subterránea salina o salmuera de la zona Marginal.

Por lo tanto, a la fecha no se aprecian efectos del bombeo desde un lado u otro de la interfaz salina sobre los sistemas lagunares de la zona Marginal. La diferencia de densidad entre la salmuera y agua dulce generan una dinámica compleja, en parte independiente, pero con una zona de mezcla que no ha sido del todo estudiada y comprendida. El continuo monitoreo de los parámetros fisicoquímicos junto con el estudio detallado permitirá establecer de mejor manera su funcionamiento y la respuesta ante las extracciones, donde además se deben considerar los tiempos de respuesta del sistema, aspecto que se trata más adelante con los modelos numéricos.

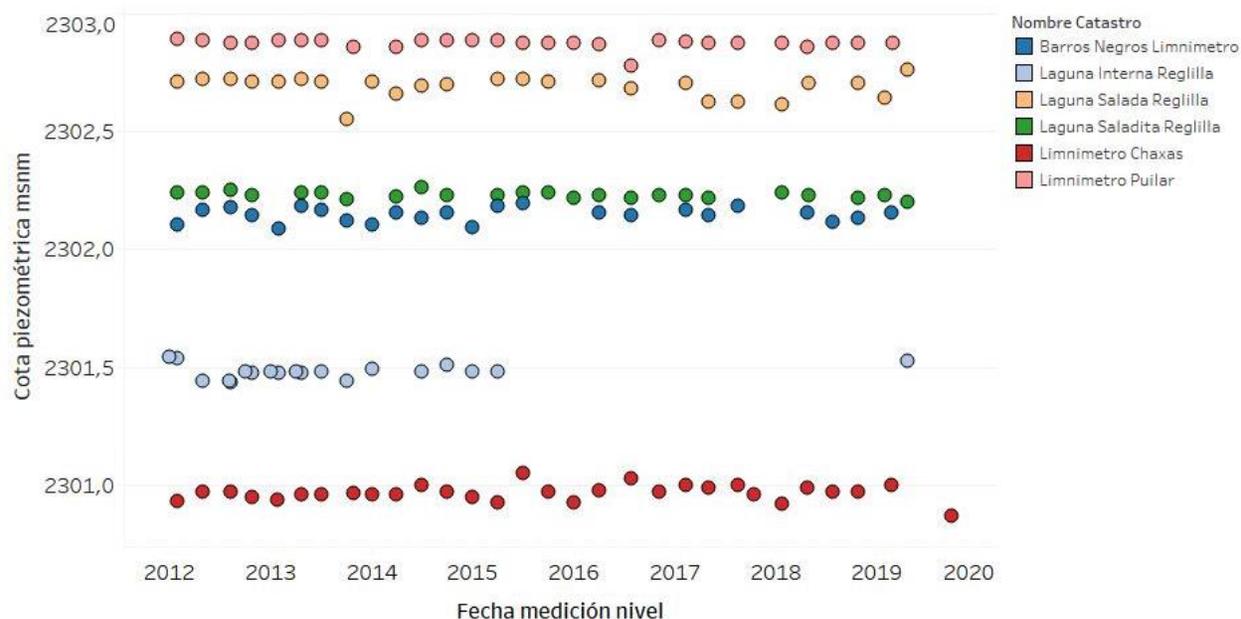


Figura 7-34: Niveles de las lagunas de la Zona Marginal entre 2012 y 2019.

Fuente: Elaboración propia.

8. Determinación de Flujos de Entrada y Salida

En este capítulo se presenta una estimación de los principales flujos de entrada y salida al Sistema Acuífero de la Cuenca del Salar de Atacama. Las entradas al acuífero (recarga) se componen de la recarga por precipitación y los caudales de escorrentía. Este último término, llamado recarga por escorrentía, se consideró como una entrada al sistema subterráneo debido a que la cuenca es endorreica, de modo que, la totalidad o una parte del flujo de escorrentía que transcurre por los cauces y el caudal restante que llega hasta la parte baja se infiltran recargando al acuífero. Por otro lado, las salidas de agua y salmuera del sistema se componen de la evaporación, la evapotranspiración en áreas con vegetación y las extracciones antrópicas que se efectúan en la cuenca.

8.1 Recarga por precipitación

La recarga por precipitación de los acuíferos altiplánicos tiene como fuente principal la precipitación que se infiltra en zonas de alta permeabilidad, favorecida por eventos de lluvia de gran envergadura que son capaces de saturar el suelo y conducir agua hasta el acuífero (DGA-DIHA PUC, 2009).

La recarga por precipitación se estimó de acuerdo con la metodología utilizada por DGA-DIHA PUC (2009), que considera la litología superficial de la cuenca y los montos de precipitación media anual. Los coeficientes de infiltración se definieron a partir de las características de las unidades litológicas presentes en las subcuencas analizadas. Adicionalmente, se consideró un factor de reducción en la recarga por precipitación para las subcuencas con bajas precipitaciones.

Se utilizó la metodología propuesta por DGA-DIHA PUC (2009) ya que: 1) es un método conceptualmente simple, 2) requiere conocer la distribución espacial de la precipitación media anual, que se determinó en el capítulo 3.3.2, 3) el método incorpora la litología presente en cada subcuenca y 4) los coeficientes de infiltración propuestos se determinaron en regiones semiáridas, lo que permite su aplicación al área de estudio. Por otro lado, no se dispone de mediciones de infiltración en el suelo que permitan calibrar modelos de precipitación-escorrentía-recarga con un mayor nivel de detalle temporal (escala diaria u horaria). Finalmente, numerosos sectores de la cuenca no cuentan con mediciones de precipitación en escala temporal diaria (u horaria).

A continuación, se presenta la estimación de la recarga por precipitación media anual (R), como la suma de una recarga por precipitación directa en la zona acuífera (R_D) dada por la precipitación que cae sobre los depósitos sedimentarios, y una recarga por precipitación en la zona no acuífera

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

(R_L), producida por la precipitación que cae sobre la roca impermeable o semipermeable de la cuenca aportante. En este sentido, las expresiones que se utilizaron para calcular el valor de la recarga son las siguientes:

- Recarga por precipitación directa (R_D)

- $R_D = C_{ID} \cdot Pp \cdot A_D \cdot F_R$

- Recarga por precipitación lateral (R_L)

- $R_L = C_{IL} \cdot C_{EL} \cdot Pp \cdot A_L \cdot F_R$

Donde Pp es precipitación en la cuenca (LT^{-1}), A_D es el área acuífera (L^2), A_L es el área no acuífera (L^2), C_{EL} es el coeficiente de escorrentía de la zona no acuífera y F_R (-) es el factor de reducción asociados a bajas precipitaciones. El valor del parámetro C_{EL} para las subcuencas aportante al Salar de Atacama se definió de acuerdo con lo indicado en el capítulo 8.2. Finalmente, C_{ID} y C_{IL} son los coeficientes de infiltración adimensional directa y lateral que DGA-DIHA PUC (2009) estimó entre 0,05 y 0,30 dependiendo del grado de permeabilidad y consolidación de la unidad litológica, tal y como se observa en la Tabla 8-1.

Tabla 8-1: Valores del coeficiente de infiltración (C_{ID} y C_{IL}) en función de la permeabilidad cualitativa.

Permeabilidad cualitativa	C_{ID} y C_{IL}
Alta	0,30
Media a Alta	0,25
Media	0,20
Media Baja	0,15
Baja	0,10
Muy Baja	0,05

Fuente: DGA-DIHA PUC (2009) a partir de Xu et al. (2005) y Wang et al. (2008).

El factor de reducción FR permite representar que la recarga por precipitación es menor en subcuencas donde las precipitaciones son escasas. Se calculó un valor de precipitación umbral para representar que la recarga por precipitación no es lineal con la precipitación cuando esta es escasa. La precipitación umbral se obtuvo como el promedio ponderado de la precipitación media anual de las subcuencas ubicadas en el sector oriente del Salar de Atacama que tienen una precipitación media anual sobre 60 mm. Se consideró que estas subcuencas contribuyen con una mayor recarga. Así, se obtiene que la precipitación umbral es de aproximadamente 90 mm. El

factor de reducción FR se calculó según la siguiente ecuación, donde Pp es igual a la precipitación media anual de la subcuenca donde se calcula la recarga por precipitación:

$$F_R = \begin{cases} 1 & \text{si } Pp \geq 90 \\ \frac{Pp}{90} & \text{si } Pp < 90 \end{cases}$$

El factor de reducción antes descrito no se aplicó en la subcuenca Núcleo Salar, debido a que está compuesto por una costra salina de halita que presenta propiedades particulares para la generación de recarga, entre las que destacan: 1) superficies con una baja capacidad de retener agua, a diferencia de un suelo común, el cual puede retener agua entre sus poros y 2) la costra presenta grietas, las cuales favorecen la ocurrencia de recarga por precipitación.

Según DGA-DIHA PUC (2009), la metodología utilizada para estimar la recarga por precipitación no considera los efectos de la morfología local del terreno y las condiciones de almacenamiento en el suelo, introduciendo cierta incertidumbre a los valores obtenidos. Por lo tanto, se estableció una variación entre un 5% y un 20% en los coeficientes de infiltración presentados en la Tabla 8-1, a fin de ajustar los valores de recarga por precipitación media anual en las subcuencas analizadas.

Los valores de C_{ID} y C_{IL} se definieron a partir de una comparación entre los rangos de permeabilidades de cada UH (capítulo 5) y los valores de permeabilidad cualitativa propuestos en la Tabla 8-1. Posteriormente, ambos coeficientes de infiltración se ajustaron como máximo un 20%, considerando la incertidumbre inherente a la técnica asociada a la morfología local del terreno y las condiciones de almacenamiento en el suelo.

En la Tabla 8-2 se presentan las UHs, los coeficientes adoptados en cada unidad y el porcentaje del área en cada subcuenca del Salar de Atacama. Los porcentajes de las UHs presentes en cada subcuenca se obtuvieron a partir de las capas vectoriales presentadas en las Figuras 3-1 y 5-6. Posteriormente, se calculó un coeficiente de infiltración para la zona acuífera (C_{ID}) de cada subcuenca, realizando una suma ponderada por el área de los C_{ID} de las UH 1 hasta UH 4. También, se obtuvo el coeficiente para la zona no acuífera (C_{IL}) como la suma ponderada por el área de los C_{IL} de las UH 5 y UH 6. Los valores de C_{ID} , C_{IL} y F_R obtenidos en cada subcuenca se muestran en la Tabla 8-3. En el Anexo VI – Apéndice A.2 “Balance Hídrico” se presenta un archivo Excel con la planilla de cálculo de los coeficientes.

De acuerdo con los parámetros calculados, se obtuvo la recarga por precipitación total en cada subcuenca, calculada como la suma entre recarga por precipitación directa (R_D) y recarga por precipitación lateral (R_L). Los resultados por subcuencas se muestran en la Tabla 8-3 y en total

la recarga por precipitación calculada en el área de estudio es igual a 2.316 l/s. Los cálculos de la recarga por precipitación se presentan en el Anexo VI – Apéndice A.2 “Balance Hídrico”.

Se consideró una variación de $\pm 15\%$ en el valor de la recarga por precipitación, debido a la incertidumbre en la estimación de la precipitación y en los coeficientes de infiltración, que se utilizan en el método DGA-DIHA PUC (2009). Contemplando dicha variación, el rango adoptado para la recarga por precipitación queda entre 1.975 y 2.675 l/s.

Tabla 8-2: Parámetros para la estimación de C_{ID} y C_{IL} en las subcuencas del Salar de Atacama.

UH	CID y CIL	Porcentaje del área de cada subcuenca																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	0,30	1	13	10	21	21	19	2	4	18	0	3	0	0	11	2	0	0
2	0,24	5	2	10	22	11	12	29	13	18	52	32	42	54	88	92	41	60
3	0,30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	39
4	0,15	8	2	42	0	29	1	10	38	1	17	64	9	4	0	3	59	1
5	0,12	70	45	21	36	38	16	23	12	30	31	2	38	41	1	0	0	0
6	0,05	16	38	17	20	0	52	35	34	32	0	0	11	0	0	0	0	0

Fuente: Elaboración propia. Nota: las cifras de porcentajes se encuentran redondeadas.

Tabla 8-3: Estimación de la recarga por precipitación.

Parámetro	Subcuenca																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Precipitación (mm/año)	117	104	96	92	25	80	51	67	34	31	19	28	20	22	18	14	17
FR	1,00	1,00	1,00	1,00	0,28	0,89	0,56	0,75	0,38	0,35	0,21	0,31	0,22	0,25	0,20	0,15	1,00
Área acuífera (Km ²)	167	128	894	220	84	474	1.090	784	111	1.319	460	765	126	769	378	275	1.617
Área no acuífera (Km ²)	1.030	627	550	284	52	1.028	1.494	660	184	599	7	734	88	7	0	0	0
CID	0,19	0,28	0,19	0,27	0,22	0,27	0,22	0,18	0,26	0,22	0,18	0,22	0,23	0,25	0,24	0,19	0,26
CIL	0,11	0,09	0,09	0,09	0,12	0,07	0,08	0,07	0,08	0,12	0,12	0,10	0,12	0,12	0,09	0,09	0,07
RD (l/s)	119	118	514	172	15	329	389	304	32	283	50	153	18	134	51	22	223
RL (l/s)	75	34	27	12	1	26	25	18	3	11	0	10	1	0	0	0	0
Recarga por precipitación (l/s)	194	151	542	184	4	315	234	242	13	101	10	51	4	33	10	3	223

Fuente: Elaboración propia.

8.2 Recarga por escorrentía

La escorrentía superficial se genera por la fracción de la precipitación que no se infiltra ni evapora al caer sobre el suelo. En este sentido, la escorrentía se alimenta, principalmente, de los eventos de precipitación líquida asociadas al denominado “Invierno Altiplánico”, que va de diciembre a marzo. Durante este periodo se registra la mayor proporción de la precipitación media anual. Pese a lo anterior, se optó por caracterizar el caudal medio anual del área de estudio, ya que el objetivo es determinar esta variable en el largo plazo, por lo que la variabilidad interanual del fenómeno no es considerada para elaborar el modelo conceptual. Para estimar la escorrentía superficial neta en las cuencas se utilizó la siguiente relación:

$$Q = C_E \cdot A \cdot P_p \cdot F_R$$

Donde Q es el caudal medio anual (L^3/T), C_E es un coeficiente de escorrentía, A (L^2) corresponde al área de la cuenca, P_p (L/T) es la precipitación media anual definida en el capítulo 3.3 y F_R (-) es el factor de reducción asociados a bajas precipitaciones, según lo definido en el punto 8.

Para la determinación del coeficiente de escorrentía se utilizaron los registros de caudal medio en las estaciones fluviométricas con caudales mayores a 100 l/s. Las estaciones utilizadas son: 1) Río San Pedro en Cuchabrachi, 2) Canal Cuno en Socaire, 3) Canal Vilama en Vilama y 4) Canal Aguas Blancas. Se realizó el supuesto que los canales captan la totalidad del flujo que escurre naturalmente en los cauces. Se determinó un valor de C_E en cada uno de los 4 puntos mencionados. Luego, se calculó un valor único de C_E igual a 0,16, obteniéndose como el promedio ponderado por el área de los C_E calculados en los 4 puntos (ver Anexo VI – Apéndice A.2 “Balance Hídrico”). Se le asignó una variabilidad de $\pm 15\%$ a los valores de C_E , debido a la incertidumbre en la medición de los caudales y en la extrapolación del coeficiente de escorrentía de una subcuenca a otra. De acuerdo con lo anterior, se obtiene un rango entre 0,14 y 0,18 para el C_E . Finalmente, a cada subcuenca se asignó un C_E (dentro del rango estimado) según la red de drenaje y las UHs presentes en las subcuencas (Figura 5-6).

El valor de C_E para la subcuenca Núcleo Salar se fijó con un valor nulo. Se propuso este valor ya que en el Salar se registran las menores precipitaciones de la cuenca (menor a 25 mm/a). Además, la costra salina (parte superior de los depósitos evaporíticos) presenta una potencia relativamente importante, especialmente, cuando está formada por halita y yeso, con espesores de 50 a 100 cm (Golder 2017). Esto reduce de forma importante la escorrentía, ya que la costra actuaría como una barrera que impide el libre escurrimiento de la escorrentía. Por otro lado, la costra presenta grietas que favorecen un aporte directo al acuífero en forma de recarga por precipitación. Finalmente, el Salar es particularmente plano, lo que se asocia con una menor generación de escorrentía.

A continuación, se calcularon los caudales de escorrentía en cada subcuenca, según se muestran en la Tabla 8-4. En total el caudal de escorrentía generado en el área de estudio es igual a 3.790 l/s. En el Anexo VI – Apéndice A.2 “Balance Hídrico” se presenta un archivo Excel con el respaldo de los cálculos.

Tabla 8-4: Estimación de escorrentía en el área de estudio.

Subcuenca	Área (Km ²)	Precipitación media anual (mm/año)	C _E (-)	Caudal (l/s)
1	1.196	119	0,18	819
2	754	105	0,18	460
3	1.444	96	0,18	806
4	504	92	0,15	221
5	137	23	0,16	5
6	1.502	80	0,15	505
7	2.584	49	0,14	320
8	1.444	66	0,18	426
9	296	32	0,18	22
10	1.918	29	0,15	98
11	468	17	0,15	9
12	1.499	26	0,15	63
13	214	18	0,15	4
14	777	20	0,16	22
15	378	16	0,16	7
16	275	12	0,15	3
17	1.618	14	0,00	0
Total	17.007	54	-	3.790

Fuente: Elaboración propia.

Según se indicó, el caudal total de escorrentía estimado (3.790 l/s) puede infiltrar parcialmente en su transcurso por los cauces que lo transportan hasta la parte baja de la cuenca, donde infiltra recargando al acuífero. Considerando la suma total de los registros fluviométricos y aforos de la cuenca aportante, es posible estimar que, aproximadamente, 2.183 l/s (~60% del caudal de escorrentía estimado) se infiltran a lo largo de los cauces que componen la red hídrica de la

cuenca aportante al Salar previo a los puntos de aforo y estaciones fluviométricas, mientras que el 40% restante es medido en las estaciones y puntos de aforo.

Parte del caudal que escurre por la cuenca es captado por el ser humano para regar cultivos (mediante derechos de agua superficiales). Este consumo de agua para riego se encuentra incorporado implícitamente en el análisis de evapotranspiración en áreas con vegetación (EVT) (ver capítulo 8.6). Según lo anterior, no se consideró un descuento de la recarga por escorrentía por concepto de consumo de agua para riego, ya que esta salida del sistema está cuantificada en la estimación de la evapotranspiración.

Las estaciones fluviométricas miden la altura de agua en una sección de escurrimiento mediante diferentes sistemas de medición o instrumentos. En general, las estaciones DGA cuentan con sistemas de medición que tienen limnigrafos o sensores para registrar el nivel de agua. El registro del nivel de agua se transforma en caudal mediante una curva de descarga. La curva de descarga se construye mediante una serie de aforos puntuales que se realizan en el tiempo, con el fin de obtener una relación entre el caudal y el nivel de agua en la sección de escurrimiento. Así, dependiendo del tipo de instrumentación y las condiciones de escurrimiento de cada estación fluviométrica se debe tener en cuenta que las mediciones de caudales (ver capítulo 3.3) podrían estar afectadas por incertidumbres significativas y errores que se detallan a continuación:

- Errores en determinar la sección de escurrimiento (ancho y profundidad), así como errores en asumir que la profundidad medida es representativa de la profundidad media del segmento analizado.
- Errores en la determinación de la velocidad media, los que se asocian a errores de medición del instrumento que mide la velocidad, errores en la determinación de la distribución vertical y horizontal de la velocidad, la ocurrencia de pulsos de mayor velocidad, flujos oblicuos, turbulencias en el río y otros factores.
- Error de cálculo en las variables involucradas en la estimación del caudal (velocidad media, profundidad media de la lámina de agua y área de cada subsección) para calibrar la curva de descarga de la estación.
- Errores a cambios en las condiciones de medición, efectos de borde, presencia de hielo, obstrucciones del flujo, flujos con sedimentos, presencia de vegetación, viento, equipos deficientes, técnicas de medición inadecuadas, obras mal ejecutadas, entre otros.

Para obtener mediciones adecuadas con una estación fluviométrica se debe considerar: 1) construir adecuadamente las componentes de la estación, 2) asegurar que la sección de acercamiento se encuentre bien diseñada y bien mantenida, 3) asegurar que las obras estén bien

alineadas, 4) asegurar una condición de flujo libre hacia aguas abajo de la estación (en caso que presente un vertedero), 5) asegurar que las mediciones de nivel de agua se encuentren correctamente localizadas y alineadas, 6) procurar la mantención de las componentes (corrosión de metales, desprendimientos del hormigón, etc.), 7) eliminar algas, vegetación, sedimentos y obstáculos acumulados en la cercanía de la estación.

Según lo anterior, se consideró una variación de $\pm 15\%$ en la escorrentía calculada, debido al error de medición de los caudales en las estaciones de aforo y, además, a la variación espacial de los coeficientes de escorrentía C_E , que puede variar en función de las características del terreno. De esta forma, se adoptó un rango para la recarga por escorrentía que varía entre 3.225 y 4.350 l/s.

8.3 Balance hidrometeorológico

El balance hidrometeorológico constituye una parte fundamental del modelo conceptual hidrogeológico, ya que explica el funcionamiento e interacción de las precipitaciones al caer sobre la cuenca aportante al Salar. En la Figura 8-1 se presenta un esquema simplificado de la interacción de las variables involucradas en dicho balance. Para su determinación se tomaron en cuenta las variables hidrológicas de precipitación, recarga por precipitación, evaporación de la precipitación y la escorrentía mediante la siguiente expresión:

$$\text{Precipitación (Pp)} - \text{Recarga por precipitación (R)} - \text{Evaporación de la precipitación (Ev)} - \text{Escorrentía (Q)} = \text{Variación del agua en el suelo } (\Delta V)$$

Dónde:

Precipitación (Pp): Es el agua que precipita sobre la cuenca. Ocasionalmente, la precipitación puede ocurrir en forma sólida (nieve). Cuando ésta ocurre en forma sólida, se acumulará en la superficie hasta que se derrita o sublime. Cuando ocurre la fusión de nieve, el agua tiene la posibilidad de infiltrar, escurrir o evaporarse.

Recarga por precipitación (R): Consiste en el agua que pasa por el suelo y la zona no saturada, llegando al nivel freático en la zona saturada. La recarga por precipitación es una de salida para el volumen de control determinado en el balance hidrometeorológico.

Evaporación de la precipitación (Ev): Es el proceso de evaporación desde la superficie del terreno humedecido por la precipitación. Este término no debe ser confundido con la evaporación que ocurre desde el nivel freático somero (Salar), la cual se estima en el capítulo 8.5, ni con la evapotranspiración en áreas con vegetación (ver capítulo 8.6).

Escorrentía (Q): Es la proporción de la precipitación que no se retiene en la superficie del suelo, no se evapora y tampoco se infiltra. El caudal formado por la escorrentía fluye a través de la superficie de la cuenca, infiltrándose en sus cauces o llegando hasta la parte baja de ésta, en donde recarga al acuífero. Se considera como una salida para el volumen de control del balance hidrometeorológico.

En la Tabla 8-5 se presentan los resultados de los principales componentes del balance hidrometeorológico obtenidos en la cuenca.

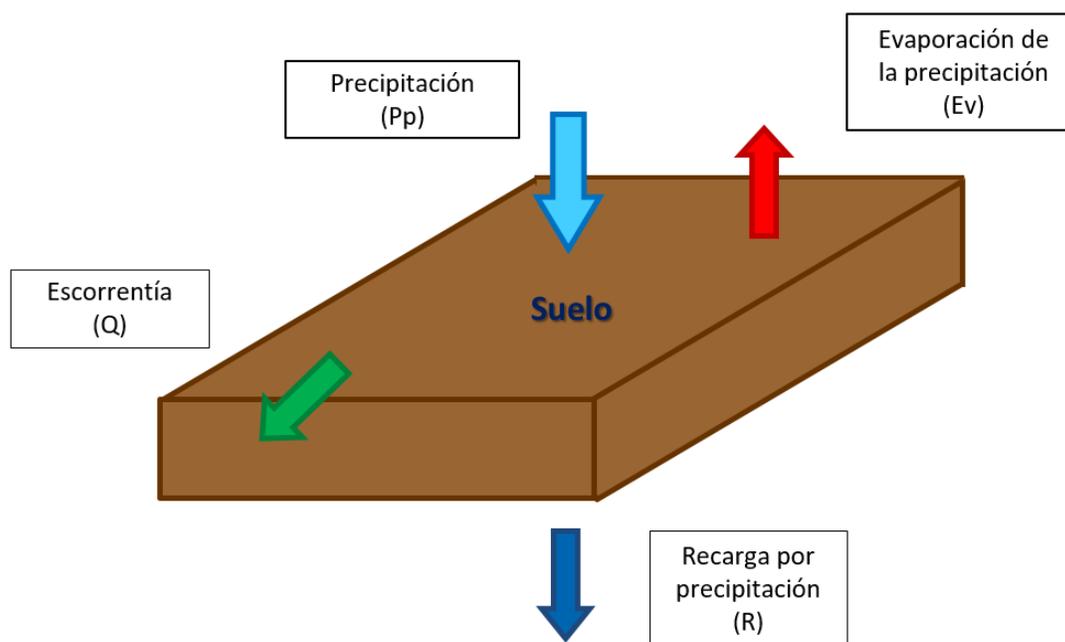


Figura 8-1: Sistema hidrometeorológico simplificado de la precipitación al caer al suelo.

Fuente: Elaboración propia.

Nota: El volumen de control del balance hidrometeorológico corresponde a la primera capa del suelo y roca donde la precipitación cae, se retiene y es capaz de interactuar con la atmósfera.

Tabla 8-5: Resultados del balance hidrometeorológico.

Área Total (Km ²)	Precipitación media anual (Pp) (mm/a)	Precipitación media anual (Pp) (l/s)	Recarga por precipitación (R) (l/s)	Caudal de Escorrentía (Q) (l/s)	Evaporación de la precipitación (Ev) (l/s)	Evaporación de la precipitación (Ev) (%)
17.007	55	29.661	2.316	3.790	23.556	79

Fuente: Elaboración propia.

8.4 Comparación de entradas y caudales aforados

Se compararon los caudales de entrada de agua (suma de recarga por precipitación y por escorrentía) en cada subcuenca con los registros fluviométricos en estaciones y/o puntos de aforo. La ubicación de los puntos de aforo puede ser revisada en el capítulo 3.

8.4.1 Caudales de aforos traspuestos

Se realizó una trasposición de los caudales aforados considerando el área y la precipitación. La trasposición de caudales se realizó a fin de poder comparar los caudales aforados con las entradas estimadas en cada subcuenca. Los caudales de aforos traspuestos y la escorrentía estimada se normalizaron, dividiéndolos por las entradas estimadas en cada subcuenca. Así, es posible comparar los aforos traspuestos como un porcentaje de las entradas totales en todas las subcuencas con registros fluviométricos disponibles.

La Figura 8-2 muestra los caudales de aforo traspuestos y la escorrentía estimada, ambos normalizados por las entradas totales en cada subcuenca. En la Figura 8-2 se observa que los aforos traspuestos de las subcuencas 2, 3 y 8 son menores que la escorrentía estimada, debido probablemente a que la escorrentía presenta pérdidas en los cauces por donde fluye. En cambio, las subcuencas 1, 4, 6 y 9, presentan caudales de aforo similares a la escorrentía estimada.

El aforo traspuesto para la subcuenca 1 muestra una situación particular, ya que el caudal aforado en la estación río San Pedro en Cuchabrachi es el más alto (porcentualmente) respecto de las entradas estimadas. Así, es posible suponer que esta estación registra la mayor parte de la recarga por precipitación y la escorrentía superficial generada en su cuenca aportante, ya que la estación se ubica aguas abajo de extensos tramos de río que pasan sobre zonas poco permeables (UH 5) (ver Figura 8-3). Según lo anterior, el caudal subterráneo tendría que aflorar en estos sectores, generando un flujo base importante. Por otro lado, se observa que el caudal medio mensual registrado en la estación del río San Pedro es relativamente constante durante todo el año (probabilidad de excedencia de 50%), lo que es acorde al supuesto antes descrito. Finalmente, en el sector donde se ubica la estación del río San Pedro, el relleno sedimentario es estrecho (menor a 100 m de ancho).

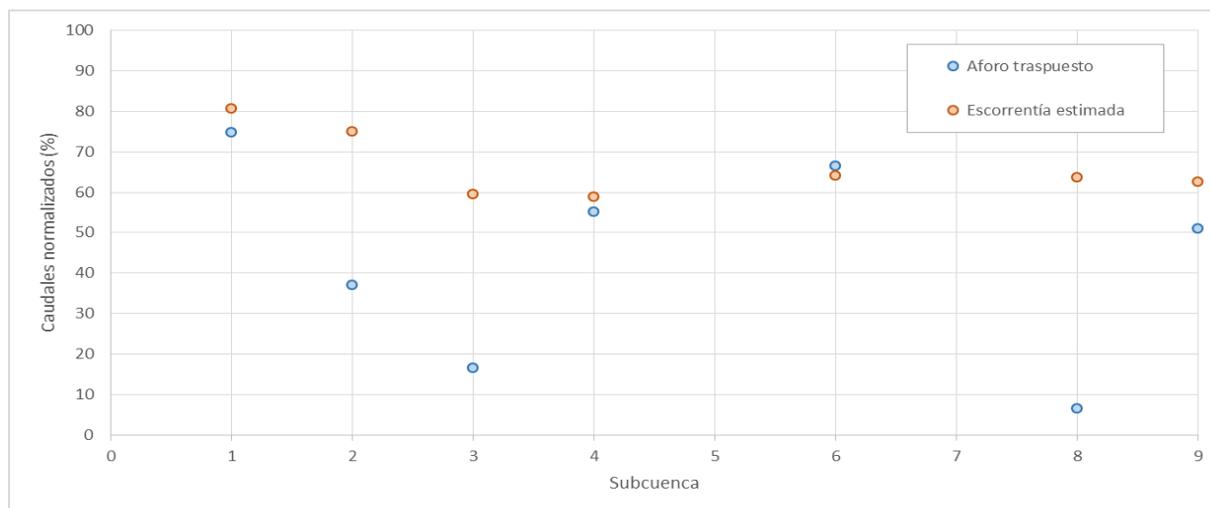


Figura 8-2: Aforos traspuestos y escorrentía normalizada por las entradas de agua.

Fuente: Elaboración propia.

La Tabla 8-6 presenta los rangos de caudales de entrada (Q + R) y las salidas (QE, QS y EVT) de la subcuenca 1, donde Q es la escorrentía estimada, R es la recarga por precipitación estimada en la subcuenca aportante a la estación, QE es el caudal medio en la estación, QS es el caudal subterráneo bajo la estación, estimado según el punto (8.4.1.1) y EVT es la evapotranspiración en áreas con vegetación ubicada en la subcuenca aportante a la estación, estimada según lo expuesto en el capítulo 8.6. Se observa que el rango de entradas es similar al rango de salidas. Lo anterior comprueba que las entradas estimadas en la subcuenca 1 son consistentes con los aforos de la estación fluviométrica Río San Pedro en Cuchabrachi. Esta estación es idónea para verificar la estimación de entradas al sistema, ya que el río gana, como flujo base, la mayor parte de la recarga de la subcuenca que no es evapotranspirada por la vegetación natural.

Tabla 8-6: Entradas y salidas en subcuenca aportante a estación río San Pedro en Cuchabrachi.

Entradas	Salidas		
Q + R (l/s)	EVT (l/s)	QS (l/s)	QE (l/s)
850 a 1.175	200 a 250	8,5 a 85	650 a 850

Fuente: Elaboración propia.

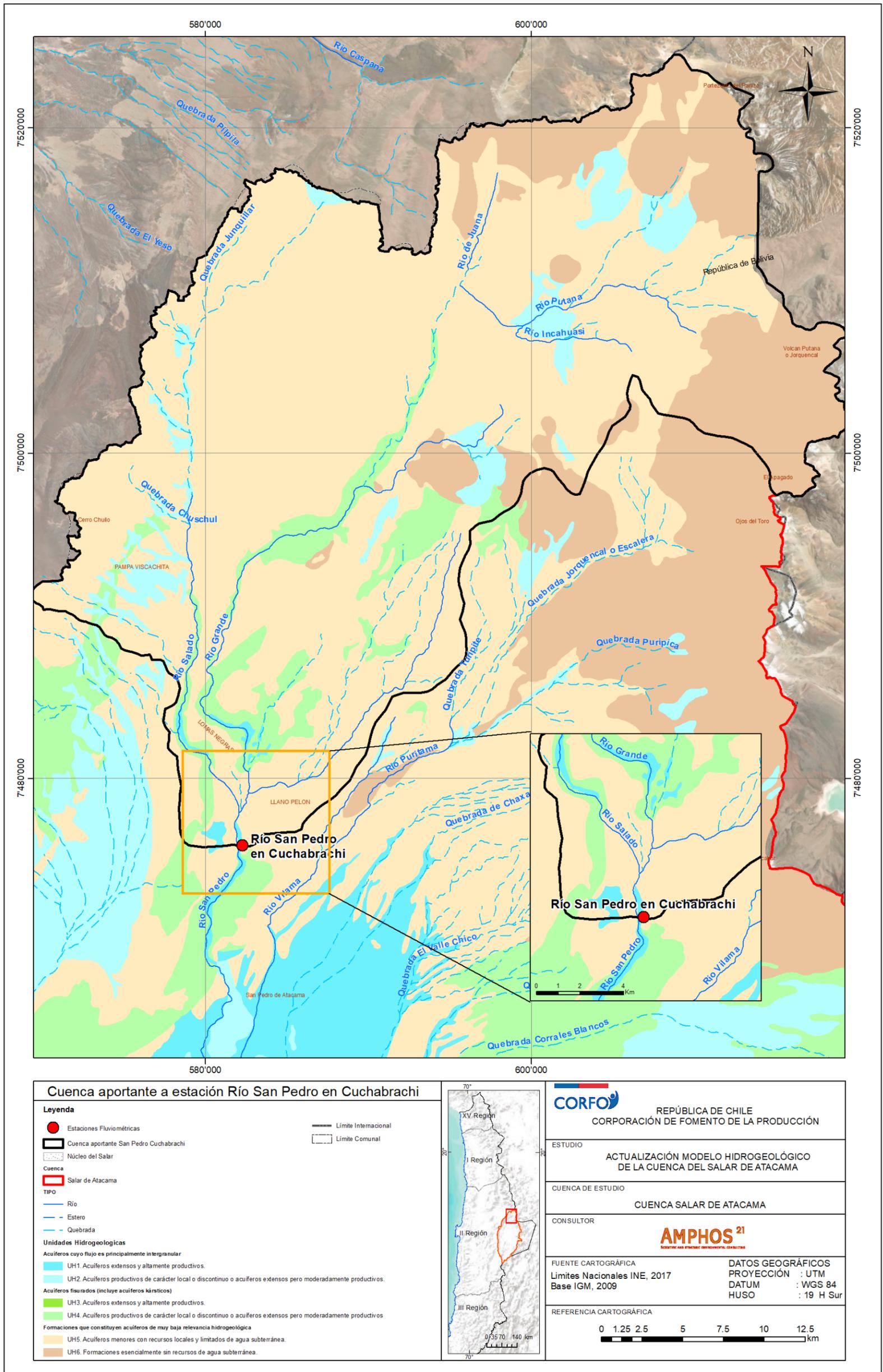


Figura 8-3: Cuenca aportante a estación río San Pedro en Cuchabrachi.

Fuente: Elaboración propia.

8.4.1.1 Estimación de flujo subterráneo bajo estación según ecuación de Darcy

Para estimar el caudal subterráneo pasante bajo la estación fluviométrica Río San Pedro en Cuchabrachi (Figura 8-4), es necesario conocer la litología en la cual se encaja el río, la permeabilidad y las características morfológicas de la sección, tal que:

$$Q = K * A * i$$

Donde Q es el caudal (L^3T^{-1}), K la permeabilidad (LT^{-1}), A el área de la sección (L^2) e i el gradiente piezométrico, correspondiente a la ley de Darcy.

En cuanto a la geología e hidrogeología, la estación se encuentra sobre rellenos sedimentarios cuaternarios poco potentes de tipo aluvial. Se trata de gravas, arenas y limos (Qal) pertenecientes a la UH 1. Además, estos rellenos sedimentarios se encajan en rocas cuaternarias tales como areniscas, limolitas y conglomerados con intercalaciones de tobas y niveles calcáreos (Qvi) (ver capítulo 4.3). Estas unidades geológicas se asignaron a la UH 5 y debido a sus características litológicas se podrían considerar de baja permeabilidad. No se dispone de ensayos hidráulicos en el relleno de la UH 1, con lo cual se le asignó una permeabilidad entre 10 y 100 m/d dentro del rango descrito en el capítulo 5. Tampoco existen sondajes cercanos a la estación para determinar el espesor de los rellenos Qal y caracterizar con más detalle la sección. Según lo anterior, se consideró que el ancho de la sección es igual a la profundidad en su parte central (70 m), dando lugar a una sección de morfología triangular, con un área:

$$A = \frac{b \times p}{2}$$

Donde b es el ancho de la sección (L) y p la profundidad de la sección (L). La dimensión de la sección, aplicando la fórmula, da un resultado de 2.450 m².

El gradiente hidráulico subterráneo se calculó realizando una simplificación debido a la falta de datos piezométricos. En este sentido, se consideró que la totalidad del relleno está saturado y, por tanto, se utilizaron las cotas de terreno (Figura 8-4):

$$i = \frac{c_1 - c_2}{d}$$

Donde c_1 es la cota mayor (L), c_2 la cota menor (L) y d es la distancia entre c_1 y c_2 (L). El gradiente resultante es de 0,03.

La Tabla 8-7 presenta los resultados de la estimación del caudal subterráneo pasante bajo la estación río San Pedro en Cuchabrachi. El rango de caudal obtenido va de 8,5 l/s a 85 l/s (en

función de la permeabilidad considerada). Cabe destacar que existe incertidumbre respecto al área de la sección, la permeabilidad del medio y el gradiente.



Figura 8-4: Ubicación de la estación río San Pedro en Cuchabrachi.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 8-7: Flujo subterráneo bajo estación río San Pedro en Cuchabrachi.

Estimación	Permeabilidad (K) (m/d)	Sección (A) (m ²)	Gradiente (i) (-)	Caudal (Q) (m ³ /d)	Caudal (Q) (l/s)
Máxima	100	2.450	0,03	7.350	85
Mínima	10	2.450	0,03	735	8,5

Fuente: Elaboración propia.

8.5 Evaporación en el Salar

En este capítulo se estimó la evaporación que se produce desde la superficie freática somera y en las lagunas presentes en el Salar de Atacama. Se consideraron dos escenarios de evaporación, uno para la situación en régimen natural y un escenario de explotación de salmuera,

atendiendo a que la explotación de la salmuera ha producido un descenso en el nivel freático de la zona Núcleo Salar, lo que se asocia a una menor evaporación.

La evaporación del escenario de explotación de salmuera se define como la evaporación media registrada durante los años 2000 a 2018. Se seleccionó este periodo ya que: 1) es lo suficientemente extenso para establecer un balance hídrico conceptual, que representa las variables en el largo plazo y 2) es el periodo más actualizado posible, así refleja de mejor forma la reducción de la evaporación debido a las extracciones antrópicas.

8.5.1 Profundidad del nivel freático

La determinación de la profundidad del nivel freático y su distribución espacial es una variable relevante para determinar la evaporación en el Salar. La Figura 8-5a muestra los 187 puntos distintos con mediciones de la profundidad del nivel freático en la zona Marginal y Núcleo Salar, de los cuales 133 se reportaron en diversos estudios (EDRA, 1999; SGA, 2015; CPH, 2017; Golder, 2017; CSIC 2017; Gestionare, 2018; Golder 2018b) y 54 se levantaron en la campaña de terreno realizada por Amphos 21 (Anexo I). De esta manera, se identificaron que existen zonas extensas que no cuenta con las mediciones de profundidad del nivel. Sin embargo, se aplicaron técnicas de análisis de imágenes satelitales para detectar sectores con presencia de aguas superficiales y subterráneas someras (Ordoyne and Friedl, 2008; Li *et al.* 2015). Así, se definieron bandas de profundidad realizando un análisis espectral de imágenes satelitales.

La imagen satelital mostrada en la Figura 8-5 se obtuvo desde el satélite Landsat 8 y se descargó desde la página <https://earthexplorer.usgs.gov/>. La fecha de captura es del 29-10-2016 y se eligió esta fecha, ya que no se registraron precipitaciones previas en más de 30 días.

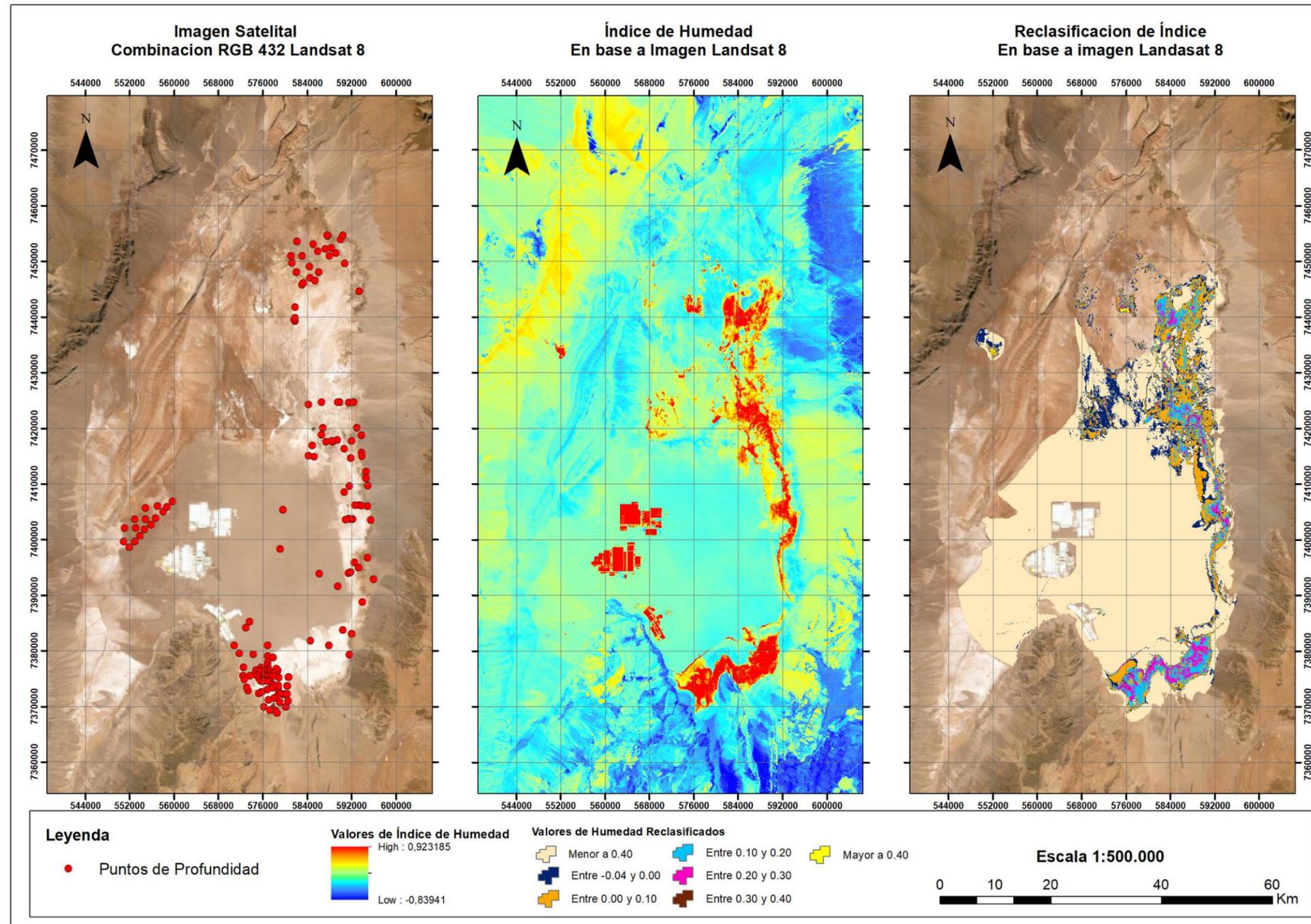


Figura 8-5: a) Imagen satelital, b) Índice de humedad (TCWI) y c) Reclasificación.

Fuente: Elaboración propia. Nota: Se puede observar que el índice de humedad resalta las pozas de evaporación de salmuera pertenecientes a las compañías mineras que operan en el Núcleo del Salar. Estos sectores presentan un alto contenido de humedad y pueden ser detectados por las imágenes satelitales.

Se realizó una corrección radiométrica de las imágenes satelitales analizadas según la metodología propuesta por USGS (2019). La corrección radiométrica se implementó en el software ArcGIS 10.3 y permite convertir la información de las imágenes de cada pixel de “Niveles Digitales” a niveles de reflectancia captada por el sensor en el tope de la atmósfera (TOA por sus siglas en inglés). Con esto se trata de disminuir y/o remover el efecto de diferentes ángulos de incidencia de la energía solar y de la distancia Tierra-Sol.

La técnica de análisis utilizada corresponde al índice de humedad o TCWI por sus siglas en inglés (*Tassled Cap Wetness Index*) (Crist *et al.* 1986; Jian *et al.* 2012) que se muestra en la Figura 8-5b. Este índice contrasta la suma del espectro visible y el infrarrojo cercano con las bandas de onda más largas del infrarrojo (medio y lejano). El índice TCWI entrega una medida de la tensión de la humedad de suelo. De esta manera, en la Figura 8-5b se observan concentraciones de humedad en amplios sectores de la zona Marginal, así como en el delta del río San Pedro.

La Figura 8-6 muestra la profundidad media en cada punto contra el índice de humedad calculado. Los datos utilizados para construir el gráfico se presentan en el Anexo VI – Apéndice A. Se observa que para valores de índice de humedad mayores a -0,04, las profundidades son menores a 1,05 m, con la excepción de una medición atípica (outlier), con profundidad de 3,48 m. El outlier se descartó ya que 2 mediciones ubicadas a menos de 10 m presentan profundidades menores de 0,15 m. Así, es posible suponer que los sectores con índice de humedad mayor a -0,04 tienen un nivel freático somero, con profundidades menores a 1 m. En cambio, para valores menores que -0,04 se observa una gran dispersión en las profundidades. Estos sectores corresponden a suelos en los cuales el satélite no es capaz de detectar humedad somera, por tanto, se clasifican con un bajo o nulo contenido de humedad.

Por otro parte, en la Figura 8-6 se identifica una tendencia lineal para valores de índice de humedad mayores a -0,04, con una pendiente de aproximadamente 15 cm por cada 0,1 que podría aumentar el valor del índice de humedad.

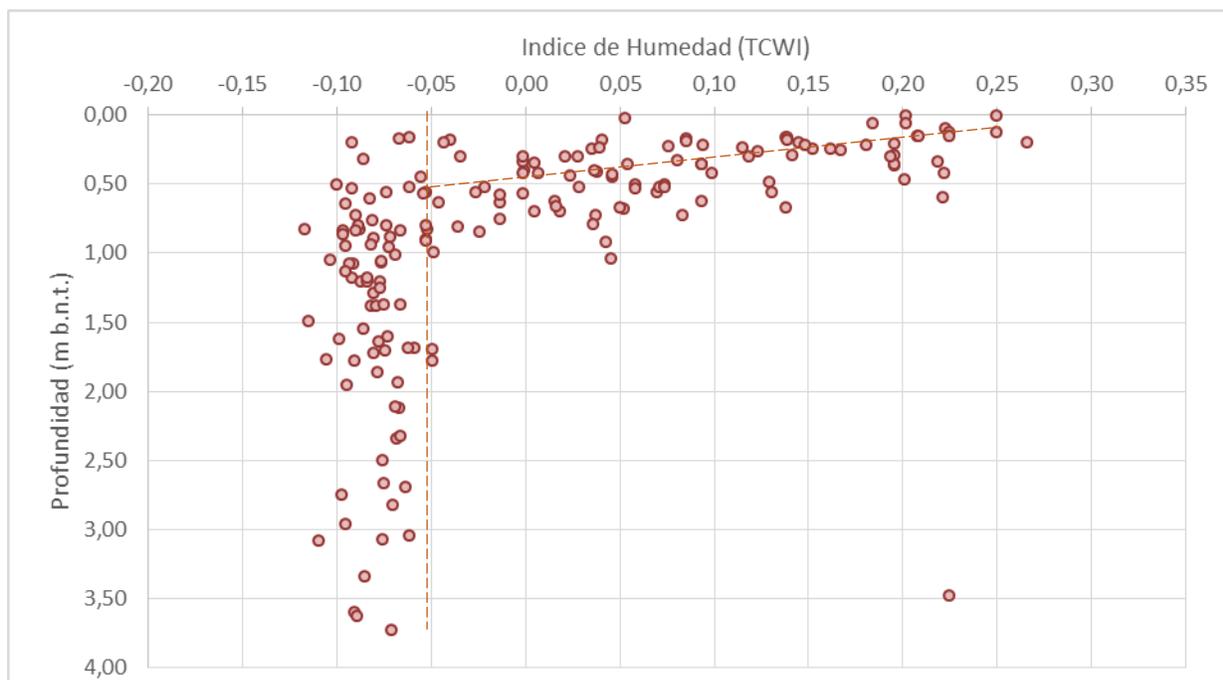


Figura 8-6: Profundidad contra índice de humedad (TCWI).

Fuente: Elaboración propia.

Para estimar la evaporación se generaron 7 bandas de profundidad del nivel freático según el valor de índice de humedad (ver Tabla 8-8). Luego se calculó la profundidad media aproximada en cada banda según el promedio de los datos disponibles y la tendencia lineal que exhiben los datos (ver Figura 8-6). En las primeras 6 bandas, que representan los suelos con humedad somera (índice mayor a -0,04), se determinó un rango de profundidad considerando el valor medio $\pm 8,5$ cm, que permite representar la variabilidad observada en la relación entre el índice de humedad y la profundidad (ver Figura 8-7).

Para la banda de humedad baja o nula (índice menor a -0,04) se hicieron 3 supuestos: 1) en la zona Marginal se usó el valor medio de los registros, al igual que en el resto de las bandas, 2) en la zona Norte se supuso que la profundidad era tal que no existe evaporación y 3) los suelos dentro de la zona Núcleo Salar y del delta del río San Pedro se les asignaron una profundidad media igual a un 0,55 m en el escenario de régimen natural y de 1,15 m para el escenario de explotación de salmuera, según los datos de niveles (ver punto 5.4.2). La Figura 8-5c presenta la clasificación del área de estudio por bandas de profundidad para la imagen de octubre de 2016.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

Tabla 8-8: Rango de profundidad adoptado por banda de profundidad del nivel freático.

Valor de índice de humedad	< -0,04	-0,04 a 0,00	0,00 a 0,10	0,10 a 0,20	0,20 a 0,30	0,30 a 0,40	>0,40
Profundidad según promedio y tendencia lineal (m)	1,60	0,55	0,45	0,30	0,20	0,1	0,05
Rango de profundidad (m)	(*)	0,635 a 0,465	0,535 a 0,365	0,385 a 0,215	0,285 a 0,115	0,185 a 0,015	0,135 a 0,01

Fuente: Elaboración propia.

Nota: El rango de profundidad para índices de humedad <-0,04 depende de la ubicación dentro del Salar, según los tres supuestos explicados anteriormente en el texto.

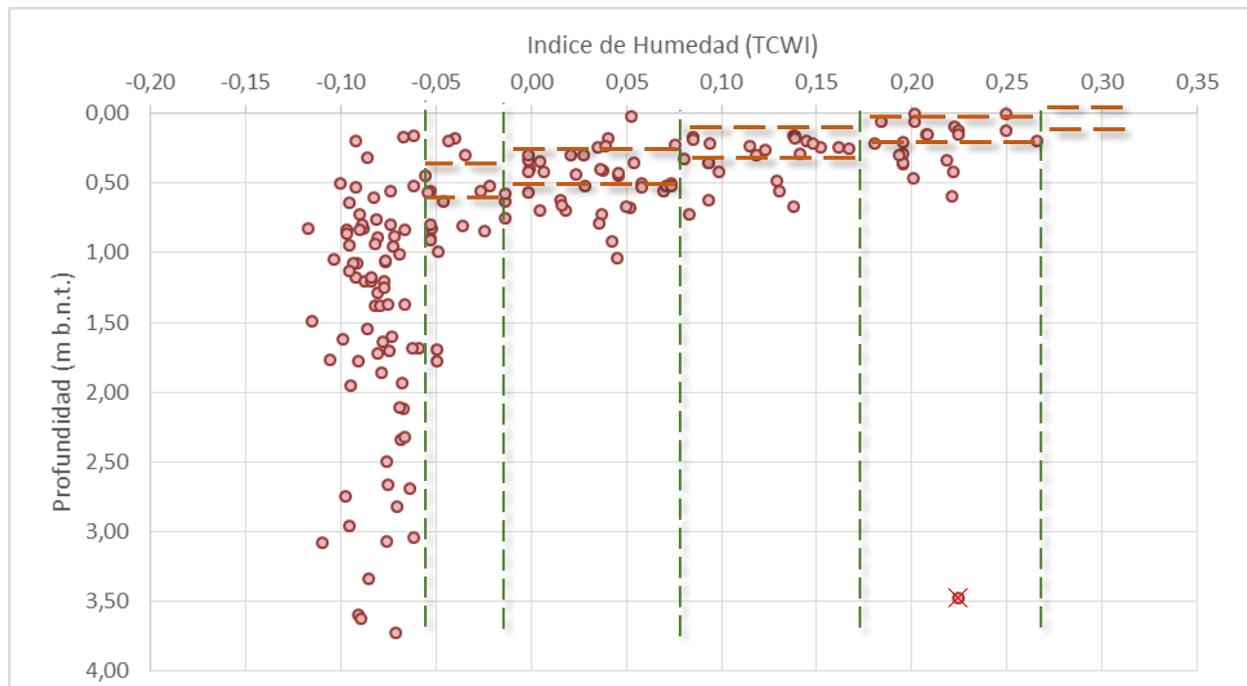


Figura 8-7: Clasificación de bandas de profundidad del nivel freático y rango de profundidad estimado.

Fuente: Elaboración propia.

8.5.2 Curvas de evaporación contra profundidad

Estas curvas plantean la relación existente entre la profundidad del nivel freático y la evaporación que ocurre en el suelo. Esta relación se ve influenciada por: 1) la salinidad (densidad) del agua que se evapora, 2) la permeabilidad del suelo y 3) la morfología de las costras salinas. Esta última variable cambia dramáticamente la respuesta de la evaporación frente a las mismas condiciones climáticas y de profundidad del agua subterránea (Kampf *et al.* 2005).

Mardones (1986) definió 13 zonas de evaporación en el Salar, según sea la profundidad del agua, la litología y las características de la costra salina. Estudios posteriores (Muñoz *et al.* 2004; SGA, 2015; CSIC, 2017) definieron curvas de evaporación asociadas a las zonas antes descritas. Por otra parte, Golder (2017) definió 3 curvas de evaporación según las propiedades del suelo en el sector Tilopozo. A continuación, se muestra un resumen de las características de las curvas presentadas en los estudios mencionados:

- Muñoz *et al.* (2004) construyeron un set de 4 curvas según la expresión propuesta por Philip (1957), a partir de mediciones de lisímetros efectuadas por Mardones (1986). Cada curva se asoció a las zonas de evaporación definidas por Mardones (1986). Las curvas se construyeron a partir de 4 a 15 mediciones en cada curva y no se realizó una diferenciación clara entre los datos recopilados durante los meses con alta y baja evapotranspiración potencial. La Figura 8-8 a muestra un ejemplo de estas curvas.
- SGA (2015) presentó curvas estimadas a partir de mediciones con domos realizadas en 23 puntos, durante 7 campañas desarrolladas entre los años 2013 y 2014. Tienen la ventaja de estar definidas en 13 de las 16 zona de evaporación definidas por DGA/GCF (2010), a partir de las zonas definidas por Mardones (1986). Pese a lo anterior, la mayoría de las curvas se definieron considerando sólo 4 mediciones tomadas en un único punto. Finalmente, se debe destacar que este estudio presenta mediciones en la zona Núcleo Salar con valores menores a 0,50 mm/d. La Figura 8-8b muestra un ejemplo de estas curvas.
- Golder (2017) presentó 3 curvas de evaporación asociada a suelos con estratificación salina (costra salina suave), limos salinos (costra salina clásica) y sulfato granular (costra de halita y yeso) presentes en el sector Tilopozo de la zona Marginal. Las curvas se obtuvieron a partir de mediciones de 6 lisímetros y 9 campañas de domos, desarrolladas entre abril de 2011 y septiembre de 2015. Cada curva está construida con un elevado número de datos. La Figura 8-8c muestra un ejemplo de las curvas.

- CSIC (2017) definió curvas de evaporación contra profundidad para 4 de las 13 zonas de evaporación de Mardones, a partir de 84 mediciones de domos y lisímetros registradas durante el año 2015. Así, cada curva definida integra un elevado número de mediciones. Para el resto de las zonas de evaporación, el estudio propuso una curva promedio, construida a partir de las 84 mediciones registradas. La Figura 8-8d muestra la curva propuesta a partir de todos los datos.

Las curvas asociadas a sectores con limo salino y sulfato granular propuestas por Golder (2017) muestran un comportamiento que no se reportó en los estudios anteriores realizados en el Salar de Atacama, en que las mediciones de evaporación serían relativamente constantes y presentarían una baja dependencia con la profundidad del nivel freático. Este comportamiento es consistente con el rango de evaporación medido por SGA (2015) en la zona Núcleo Salar (menores a 0,50 mm/d) y la observación de Kampf *et al.* (2005).

El comportamiento atípico antes descrito podría explicarse debido a la baja permeabilidad de los suelos, lo que es consistente con la presencia de limos. Así, la tasa de evaporación estaría fuertemente limitada por la capacidad de transporte del medio poroso. Por otro lado, este comportamiento también puede ser debido a las características morfológicas de las costras salinas presentes en algunos sectores del Salar, ya que se forman capas que reducen significativamente la evaporación. Lo anterior, se observó en la zona Núcleo del Salar a partir de mediciones realizadas cuando el nivel freático se encuentra en la superficie del suelo, registrando valores de solo 0,1 mm/d, lo que se explica por la presencia de una costra salina delgada (1 cm de espesor) que se ubicaba sobre el suelo (Kampf *et al.* 2005).

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

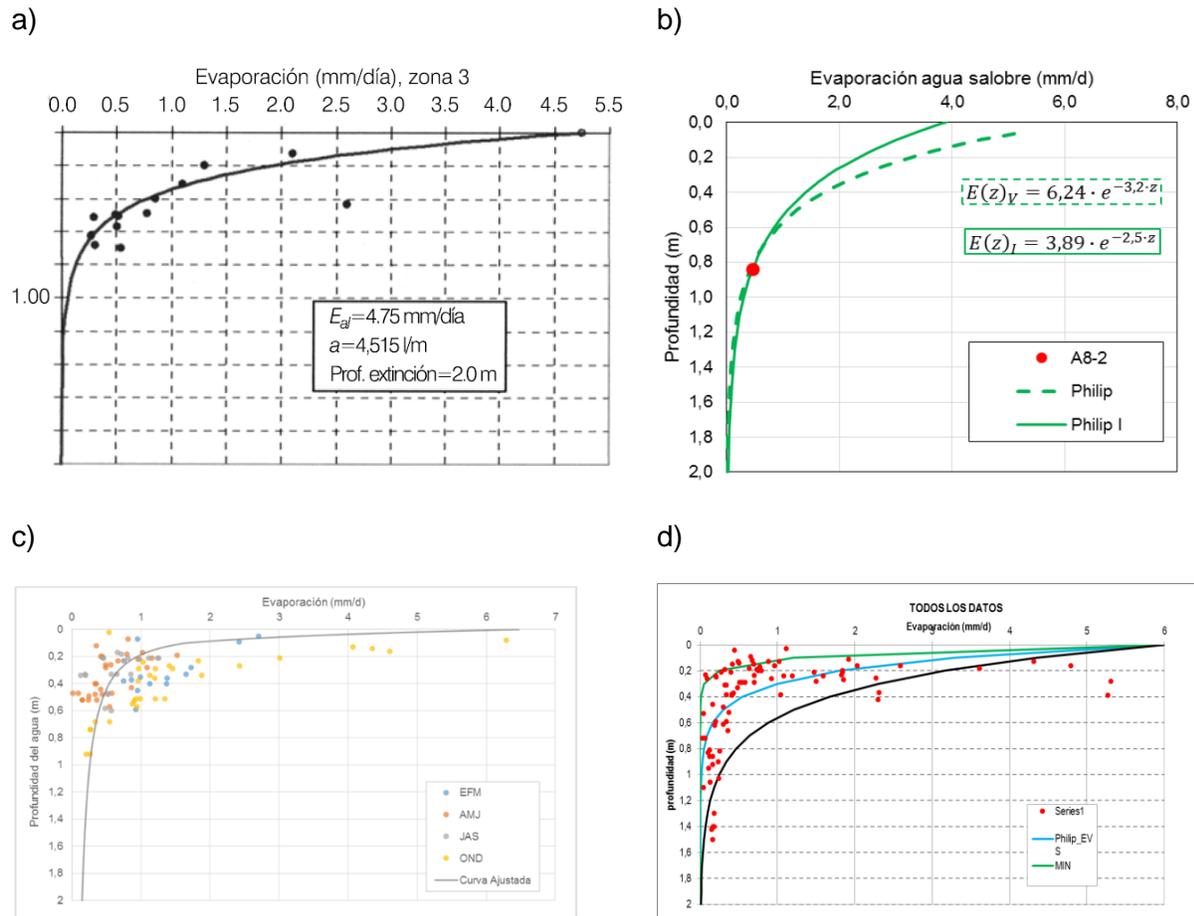


Figura 8-8: Ejemplos de curvas de evaporación contra profundidad propuestas en el Salar de Atacama.

Fuente: a) Muñoz et al. (2004), b) SGA (2015), c) Golder (2017), d) CSIC (2017).

El estudio CIREN (2018) identificó sectores con información mineralógica en el mapeo de zonas evaporíticas dentro de los Salares mediante el uso de imágenes satelitales espectrales y bandas RGB. En el citado estudio se delimitaron áreas con la presencia de cloruros, halita mezclada con sedimentos limosos, mezcla entre sulfatos con cloruros, arcillas con carbonatos y cloruros con limos, junto con costras con limos, cloruros y sulfatos según la coloración. Considerando lo anterior, en el presente estudio se utilizó un análisis espectral de imágenes satelitales para determinar zonas evaporantes, comparable a lo realizado por CIREN (2018).

La Figura 8-8 a muestra los 49 puntos distintos con mediciones de evaporación desde del nivel freático en la zona Marginal y Núcleo Salar. Los puntos se reportaron en diversos estudios

(Mardones, 1986; Minsal, 1988; Kampf, 2002; SGA, 2015; Golder, 2017; CSIC 2017; Golder 2018b).

Se calculó el índice de brillo o TCBI por sus siglas en inglés (*Tassled Cap Brightness Index*) (ver Figura 8-9 b). Este índice se compone por la suma ponderada de las bandas del espectro visibles y del espectro infrarrojo. Debido a esto, el índice de brillo responde a los cambios en la reflectancia total y en los procesos físicos que pueden afectar la reflectancia (Crist y Cicone, 1984).

El índice de brillo puede detectar cambios en las características de los suelos, como la distribución en el tamaño de partículas (Crist y Cicone, 1984). El índice de brillo también permite detectar eflorescencias y costras salinas bien desarrolladas, ya que están siempre asociadas a una alta reflectancia en el espectro visible y el infrarrojo cercano (Everitt *et al.* 1988). Adicionalmente, el índice es adecuado para detectar la presencia de aguas superficiales, ya que el agua absorbe fuertemente la radiación del espectro infrarrojo y del espectro visible, mostrando los sectores con aguas superficiales con bajos índices de brillo, en esta aplicación se consideraron valores menores a 0,37.

La Figura 8-10 muestra la evaporación media normalizada en cada punto contra el índice de brillo calculado. Los datos utilizados para construir el gráfico se presentan en el Anexo VI – Apéndice A. Se observa que para valores de índice de brillo mayor a 0,91, la evaporación en la mayoría de los puntos está relacionada con la profundidad. Por otro lado, para valores de índice menor a 0,91, la evaporación es relativamente constante y presentarían una baja dependencia con la profundidad del nivel.

La normalización de los datos de evaporación se realizó dividiendo la medición de evaporación desde el nivel freático por la evaporación potencial del día en que tomó cada medición. Para determinar la evaporación potencial se utilizaron los registros diarios en las estaciones Peine y KCI corregidos por un coeficiente de bandeja igual a 0,67 (Golder, 2017).

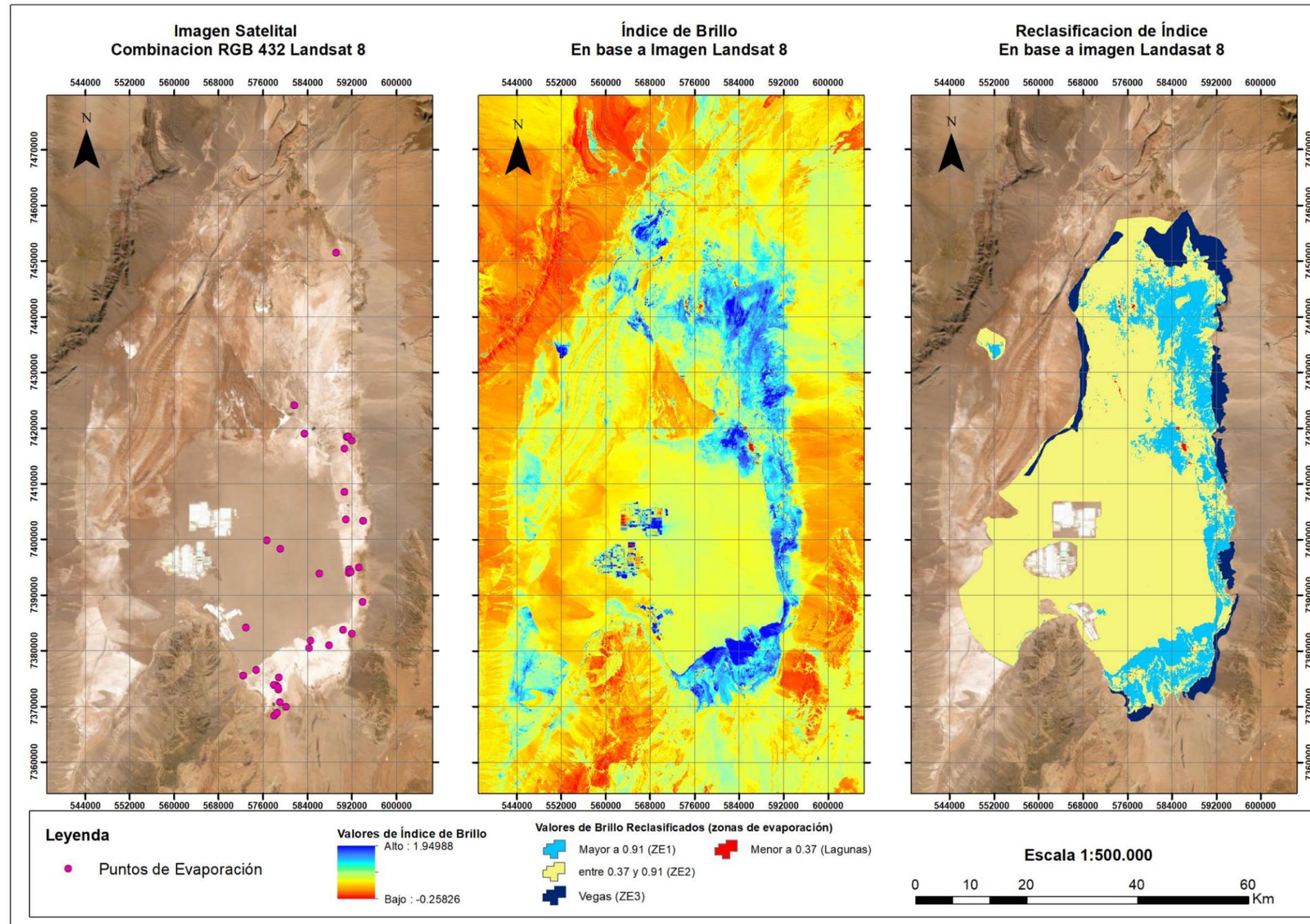


Figura 8-9: a) Imagen satelital, b) Índice de brillo (TCBI) y c) Reclasificación.

Fuente: Elaboración propia. Nota: Se puede observar que tanto el índice de brillo resalta las pozas de evaporación de salmuera pertenecientes a las compañías mineras que operan en el Núcleo del Salar. Estos sectores presentan un alto contenido de humedad y pueden ser detectados por las imágenes satelitales.

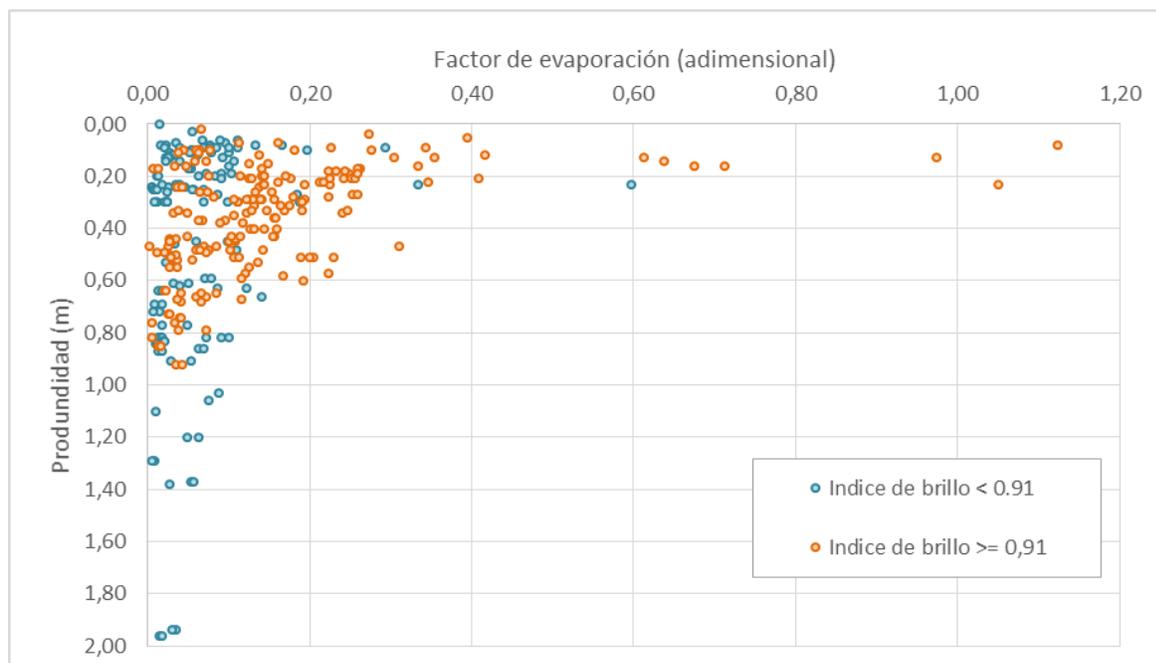


Figura 8-10: Evaporación normalizada contra índice de brillo (TCBI).

Fuente: Elaboración propia.

Los puntos con mediciones en zonas de vegas (zonas A12 de Mardones) no se presentan en la Figura 8-10, ya que muestran un comportamiento particular, el cual podría verse influenciado por la presencia de vegetación. Por otro lado, los puntos LZA3 y LZA7 reportados en el estudio CSIC (2017) se descartaron del análisis, ya muestran inconsistencias en sus registros (evaporación más alta a mayor profundidad).

En la Figura 8-10 se observa que algunos puntos con índice de brillo mayor a 0,91 podrían clasificarse con un comportamiento de baja dependencia a la profundidad. Lo anterior, puede ser debido a que cada pixel es de 30 por 30 m y, por tanto, podrían existir diferencias locales en la cobertura salina que no pueden detectarse satelitalmente a esa escala.

Se realizó una reclasificación de las áreas considerando la imagen satelital del 29-10-2016 y los valores de índice de brillo calculados (ver respaldo en Anexo VI – Apéndice A.1). Esta reclasificación permite determinar las zonas evaporantes asociadas a una superficie libre de agua, suelos con evaporación altamente dependiente de la profundidad (ZE1) y suelos con baja dependencia (ZE2). Adicionalmente se separaron los datos recogidos en zonas de vegas (ZE3), que corresponde a sectores A12 en la clasificación de Mardones (1986).

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

Considerando los datos y las clasificaciones realizadas se construyeron las curvas de evaporación presentadas en las Figura 8-11 a Figura 8-13, que permiten definir la evaporación en función de la profundidad del nivel freático en cada área evaporante. Las curvas se extienden hasta una profundidad máxima de 2 m, según el valor de profundidad de extinción propuesto por Shah *et al.* (2007) para un suelo bien graduado (franco arcilloso arenoso). Las ecuaciones de las curvas ajustadas se presentan a continuación:

$$ZE1: E(z) = \begin{cases} 1 & z \leq 0,1 \text{ m} \\ 0,3 * e^{-2,56*(z-0,1)} & z > 0,1 \text{ m} \end{cases}$$

$$ZE2: E(z) = \begin{cases} e^{-28*z} & z \leq 0,16 \text{ m} \\ 0,0085 * z^{-0,3} & z > 0,16 \text{ m} \end{cases}$$

$$ZE3: E(z) = \begin{cases} 1 & z \leq 0,18 \text{ m} \\ 0,6 * e^{-17*(z-0,18)} + 0,015 & z > 0,18 \text{ m} \end{cases}$$

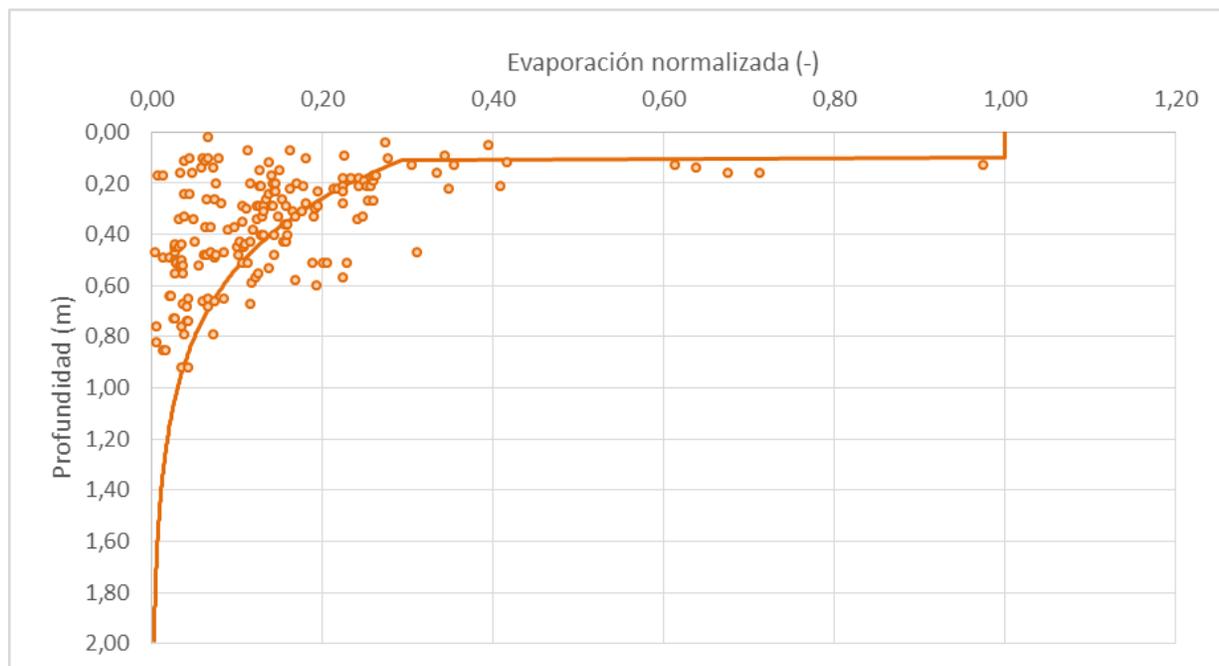


Figura 8-11: Curvas de evaporación contra profundidad en suelo con alta dependencia (ZE1).

Fuente: Elaboración propia.

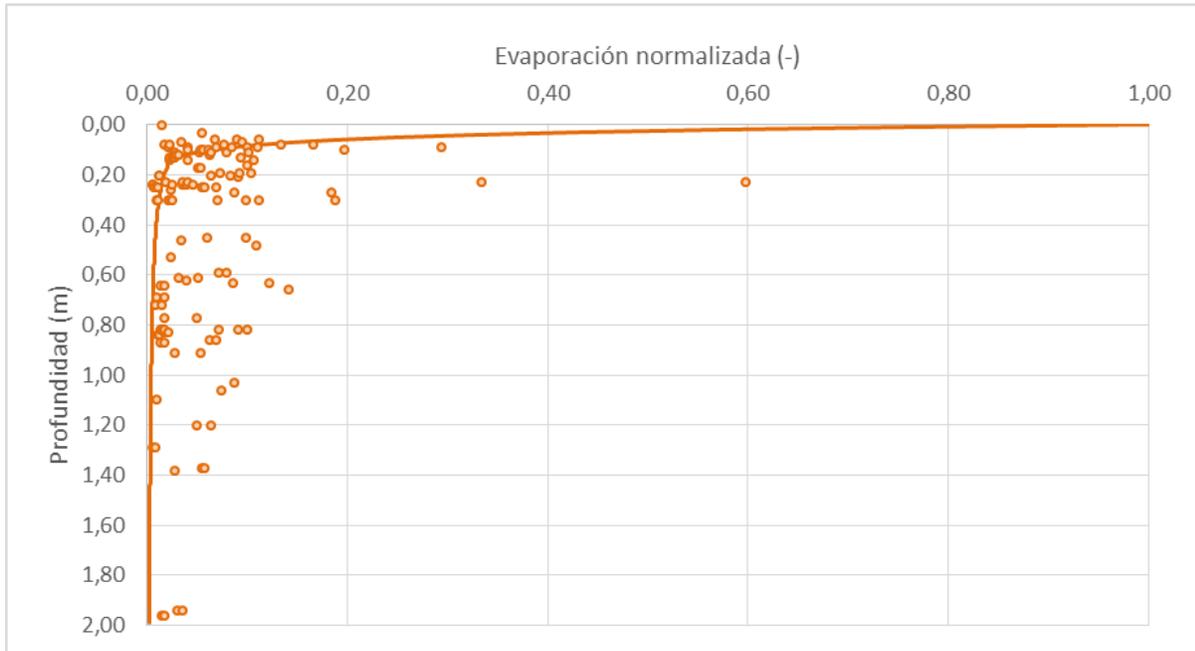


Figura 8-12: Curvas de evaporación contra profundidad de suelo con baja dependencia (ZE2).

Fuente: Elaboración propia.

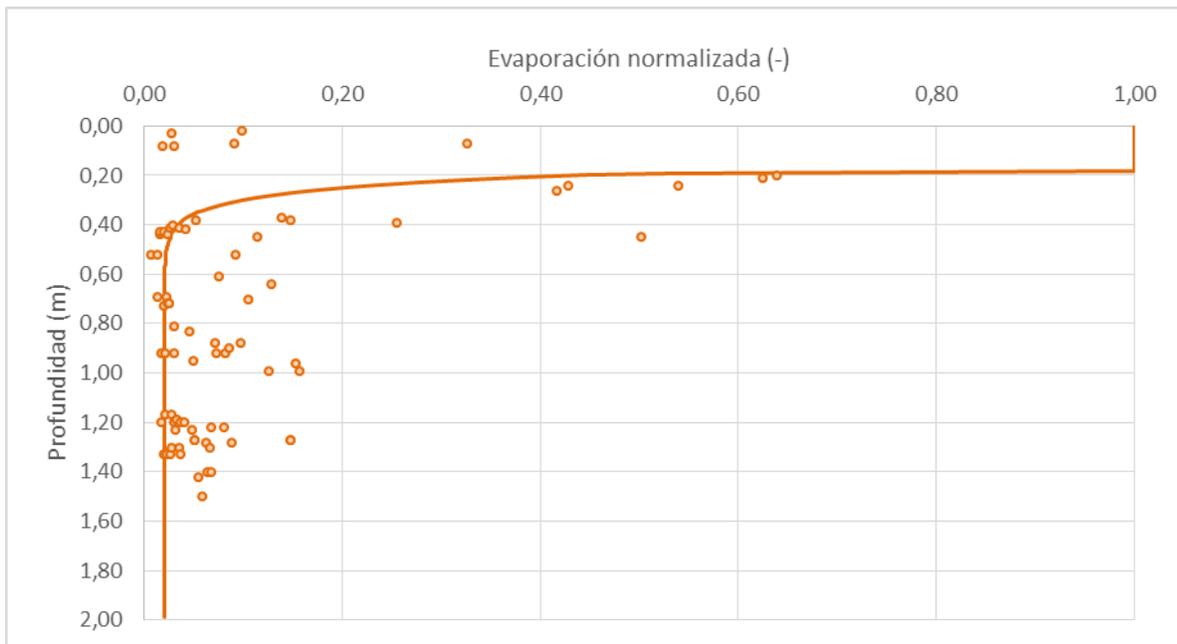


Figura 8-13: Curvas de evaporación contra profundidad de zona de vegas (ZE3).

Fuente: Elaboración propia.

8.5.3 Salinidad y evaporación potencial

Se realizó una distinción de la salinidad dependiendo si se ubican en el delta del río San Pedro y en el Núcleo del Salar (zona Núcleo Salar) respecto de la zona Marginal, ya que la densidad y salinidad del fluido afectan a la evaporación. La evaporación potencial para el agua dulce se tomó igual a 6,14 mm/d y se estimó a partir de los registros en la estación Planta SCL. Para la salmuera de la zona Núcleo Salar se estimó una tasa un 33% menor, según las mediciones de evaporación en salmuera en la estación antes mencionada. Estos valores se obtuvieron considerando un coeficiente de bandeja igual a 0,67 (Golder, 2017). Finalmente, para las aguas de la zona Marginal se estimó una reducción entre 2 y 8% de la evaporación potencial en agua dulce. La reducción se obtuvo considerando los rangos de salinidad y CE presentes en esta zona Marginal y la fórmula de reducción de evaporación en función de la densidad propuesta por Ide (1978).

8.5.4 Metodología de cálculo

El procedimiento de cálculo de la evaporación en el Salar de Atacama compuesto por N pixeles, cada uno con área A_i [km^2], es el siguiente:

- Según la ubicación del pixel de evaporación i , se determinó la tasa de evaporación potencial asociada a la salinidad.
- A partir del índice de brillo se determinó si cada pixel pertenece o no a una laguna. De ser así se utilizó una evaporación E_{v_i} [$\frac{mm}{día}$] igual a la evaporación potencial.
- En caso de que el pixel no se clasifique como laguna, se evaluó a partir del índice NDVI si el punto tiene o no vegetación (ver punto 8.6). De ser así, no se considera en este cálculo y se cuantifica según lo indicado en el punto 8.6.
- En caso de que el pixel no se clasifique como de vegetación, se evaluó a partir del índice de humedad el rango de profundidad característico del pixel (banda de profundidad) y se determinó una curva de evaporación en función del índice de brillo y su ubicación.
- Con la curva de evaporación elegida y cada profundidad determinada se calculó la tasa de evaporación correspondiente, E_{v_i} [$\frac{mm}{día}$].
- Se calculó el flujo de evaporación de cada pixel, $F_i = A_i \cdot E_{v_i}$
- Se estimó el flujo neto del total del Salar como: $F_{neto} = \sum_{i=1}^N F_i$

Por último, se obtuvieron rangos de evaporación considerando todo el procedimiento anteriormente descrito debido a que se establecieron bandas de incertidumbre en la profundidad del nivel freático.

8.5.5 Variaciones anuales y de largo plazo

Se realizó una cuantificación de la evaporación considerando las variaciones mensuales y anuales que se registraron en el índice de humedad, utilizado para determinar las áreas de cada banda de profundidad. Lo anterior permitió contar con una estimación representativa del largo plazo, tomando en cuenta las variaciones anuales y mensuales que se producen en la profundidad del nivel freático del Salar.

Se cuantificó la variabilidad mensual de la evaporación calculando el área de cada banda de profundidad de nivel freático para 6 imágenes satelitales captadas durante el año 2016, meses de enero, marzo, mayo, julio, septiembre y octubre (ver Figura 8-15). Luego de calcular la evaporación para estos 6 meses, se estableció la relación existente entre la evaporación del mes de octubre con la evaporación anual, estimada igual al promedio de los 6 meses analizados.

Posteriormente, se cuantificó la variación interanual de la evaporación a partir de 7 imágenes históricas tomadas durante el mes de octubre de los años 1992, 1995, 2001, 2004, 2007, 2010 y 2016 (ver Figura 8-16). Se calcularon las áreas asociadas a cada banda de profundidad en las 7 imágenes. Luego, se estimó la evaporación de octubre de cada año y se anualizó, según el análisis de variabilidad mensual realizado con imágenes del año 2016. Así, se obtuvo una estimación de la evaporación media anual en 7 años distintos. La Figura 8-14 muestra la evolución interanual de la evaporación para la condición de profundidad media. Se observa que la evaporación es consistente con la precipitación, aumentando en periodos lluviosos y disminuyendo en periodos secos.

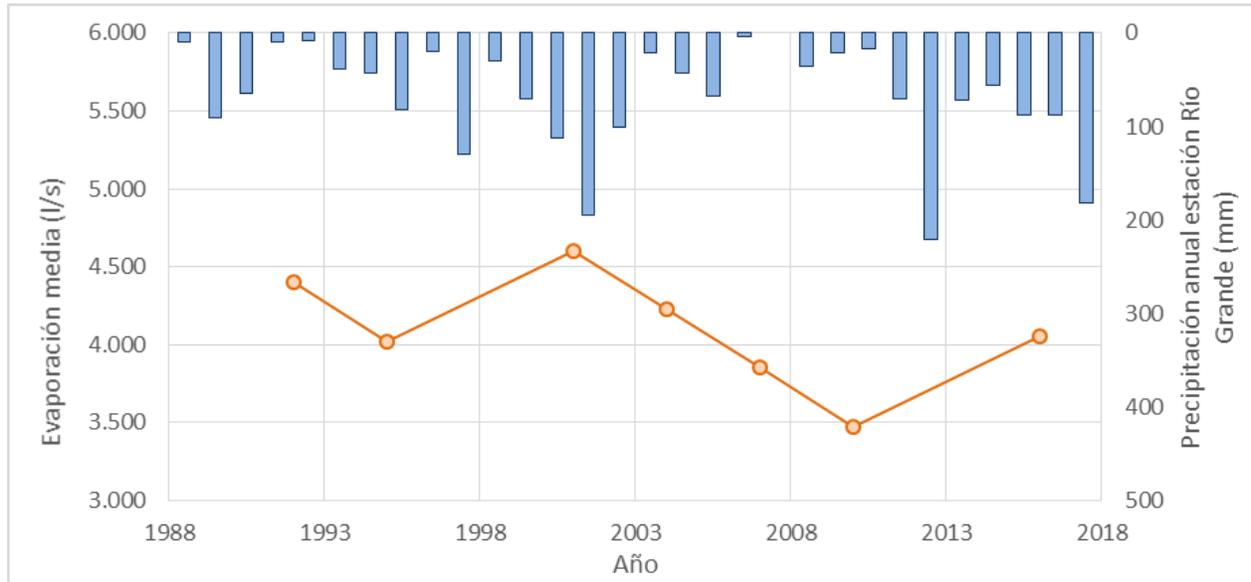


Figura 8-14: Variación interanual de la evaporación.

Fuente: Elaboración propia.

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

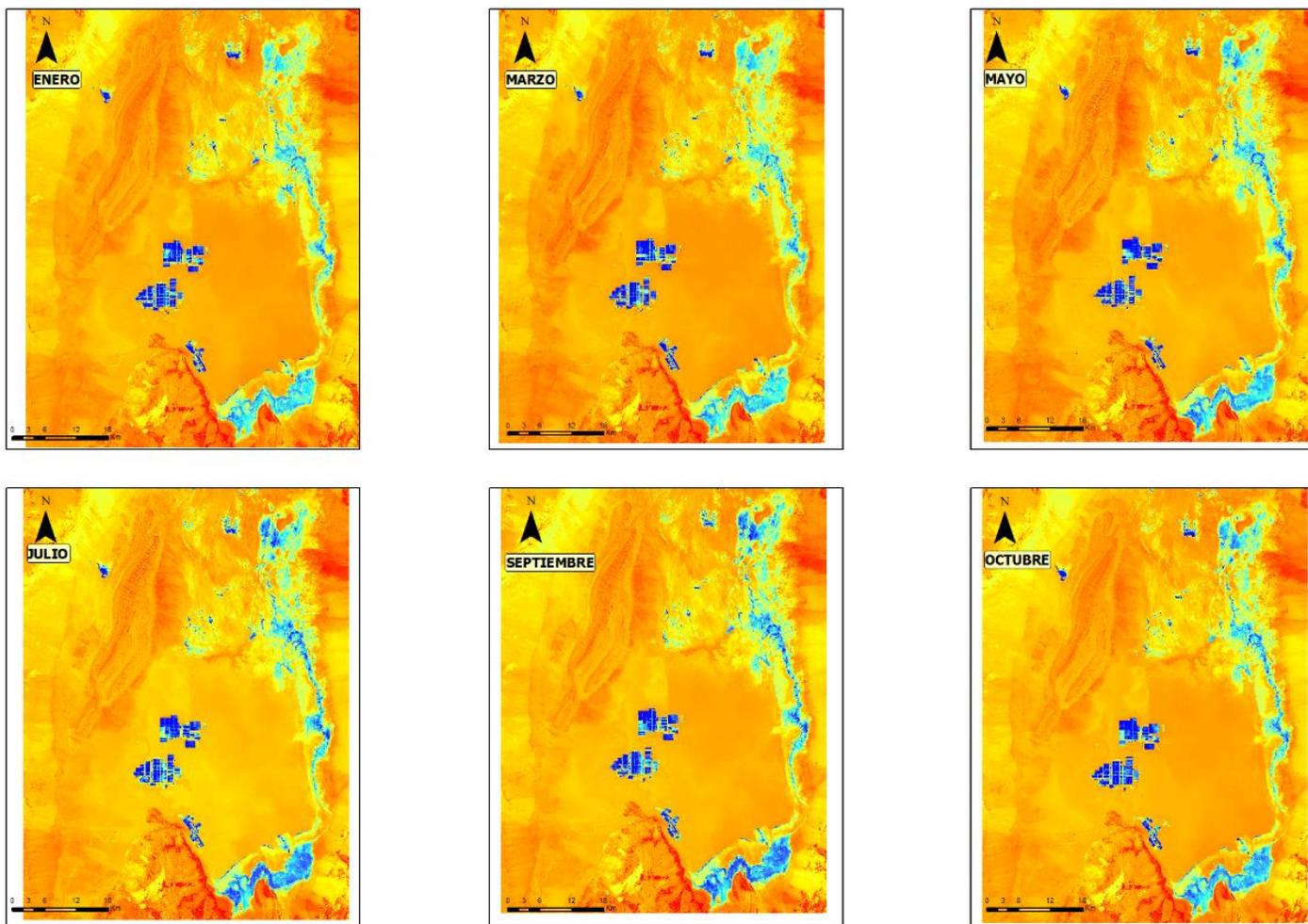


Figura 8-15: Variación mensual del índice de humedad.

Fuente: Elaboración propia.

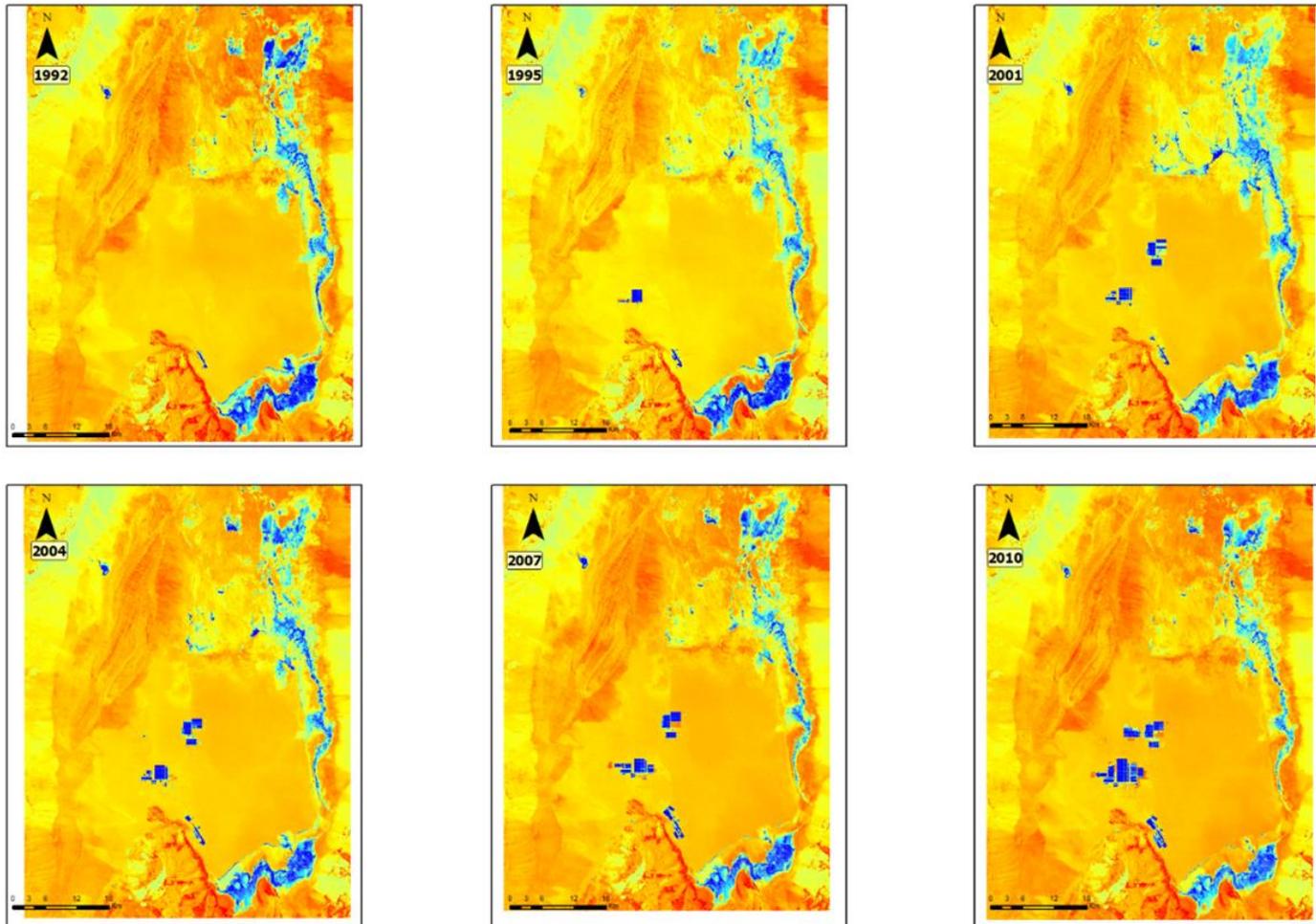


Figura 8-16: Variación anual del índice de humedad.

Fuente: Elaboración propia.

Las imágenes del año 2010 y anteriores provienen del satélite Landsat 5, por lo que el índice de humedad se define a partir de los niveles digitales de las imágenes. Así, se redefinieron los umbrales que permiten clasificar las bandas de profundidad.

Finalmente, se cuantificó la evaporación media de largo plazo promediando los 7 años analizados. La cuantificación de la evaporación de largo plazo en condiciones naturales (régimen natural) está comprendida entre 3.425 a 4.875 L/s, mientras que en condiciones de explotación (régimen de explotación) es de entre 3.200 a 4.575 L/s. La evaporación en el Salar es menor en el régimen de explotación, ya que la evaporación en la zona Núcleo Salar (delta del río San Pedro y Núcleo del Salar) disminuyó debido a dos razones principales:

- Disminución del nivel freático en el campo de bombeo de la zona Núcleo Salar con descenso de hasta 8 m en los pozos ubicados en el centro del Salar. En cambio, en los bordes se observa un descenso general del orden de 0,6 m (pozo SOPM-9), desde el año 2000 al 2018. Debido a este incremento en la profundidad del nivel freático, se genera un sector, asociado a un cono de descenso, que no presenta evaporación, ya que la profundidad del nivel freático está por debajo de la profundidad de extinción de la evaporación, generando una disminución en el resto del Núcleo debido al aumento en la profundidad.
- Pérdida de superficie de evaporación con la instalación de las pozas de evaporación en las faenas mineras. Las pozas de evaporación solar cubren un área relevante en la zona Núcleo Salar e interrumpen los procesos de evaporación debido a que, en dichas zonas, no hay interacción entre la atmósfera y la superficie del nivel freático.

En el Anexo VI – Apéndice A.2 “Balance Hídrico” se presenta un archivo Excel con el respaldo de los cálculos de la evaporación, así como los rasters de cálculo para el índice de humedad, bandas de profundidad reclasificadas, índice de brillo y zonas evaporantes.

8.6 Evapotranspiración en áreas con vegetación

Se identificaron las áreas con vegetación (vegas, bofedales y áreas de cultivo) que se ubican en la cuenca Salar de Atacama. Para realizar esta identificación se calculó el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI por sus siglas en inglés). Este índice multispectral se desarrolló por Tucker (1979) y combina las mediciones de reflectancia espectral de las bandas rojas e infrarrojo cercano (NIR por sus siglas en inglés). El índice NDVI entrega una medida de la actividad fotosintética de la vegetación verde y se utilizó ampliamente para monitorear el comportamiento dinámico de la vegetación (Pettorelli *et al.* 2005; Beck *et al.* 2006; Vrieling *et al.* 2011). A partir de este índice se definieron las áreas con vegetación dispersa o poco vigorosa (NDVI entre 0,2 y 0,4) y áreas con vegetación abundante y vigorosa (NDVI mayor a 0,4).

La evapotranspiración (ET_c) desde la vegetación se estimó con la ecuación FAO 56 propuesta en el documento Golder (2017). La ecuación se presenta a continuación:

$$ET_c = K_c * ET_0$$

Donde:

ET_c : Evapotranspiración del cultivo (mm/d).

K_c : Coeficiente de cultivo (adimensional).

ET_0 : Evapotranspiración potencial del cultivo de referencia (mm/d).

Se utilizaron los coeficientes de cultivos reportados por Golder (2017), que se homologaron desde el trabajo de Salazar *et al.* (1999). Las áreas con vegetación abundante y vigorosa se asignaron con un coeficiente de cultivo igual a 1, que corresponde a formaciones vegetales hidrófilas estrictas y de transición. Por otro lado, el coeficiente de cultivo para las áreas con vegetación dispersa o poco vigorosa se asignó con un valor igual 0,5, correspondiente a formaciones vegetales ralas o muy ralas.

La evaporación potencial en el área de estudio presenta un gradiente con la altura a partir de los 3.000 m s.n.m. (ver punto 3.3.4). Considerando lo anterior, se dividieron las áreas de vegetación en cada subcuenca según bandas de altura cada 1.000 m. Lo anterior, permitió asignar a cada banda de altura una evapotranspiración potencial consistente con el gradiente.

La evapotranspiración potencial para la banda de 2.000 a 3.000 m s.n.m. se obtuvo a partir de los registros de la estación Monturaqui, considerando un coeficiente de bandeja igual a 0,67 (Golder, 2017). A partir de este valor y el gradiente presentado por DGA-DIHA PUC (2009) se determinó la evaporación potencial en las bandas de altura mayores a 3.000 m s.n.m. Así, la evapotranspiración potencial es igual a 6,1, 4,8, 3,0 y 1,4 mm/d para las bandas de 2.000 a 3.000, 3.000 a 4.000, 4.000 a 5.000 y mayor a 5.000 m s.n.m. respectivamente.

La Tabla 8-9 presenta los valores calculados de evapotranspiración en las subcuencas del área de estudio. Adicionalmente, se presenta las áreas de vegetación por cada banda de altura. En total la evapotranspiración en la cuenca asciende a 1.866 L/s. Se definió en rango $\pm 10\%$ para esta componente del balance hídrico, asociado a la variación del coeficiente de bandeja y la incertidumbre asociada a los coeficientes de cultivo. Lo anterior, permite obtener un rango de entre 1.675 y 2.050 L/s para la evapotranspiración en áreas con vegetación.

En el Anexo VI – Apéndice A.2 “Balance Hídrico” se presenta un archivo Excel con el respaldo de los cálculos de evapotranspiración en áreas con vegetación, así como los rasters de cálculo para el NDVI.

Tabla 8-9: Evapotranspiración estimada en el área de estudio.

Subcuenca	Área de vegetación abundante (Ha)				Área de vegetación dispersa (Ha)				EVT (l/s)
	2.000 a 3.000	3.000 a 4.000	4.000 a 5.000	Mayor a 5.000	2.000 a 3.000	3.000 a 4.000	4.000 a 5.000	Mayor a 5.000	
1	36	48	62	0	115	230	222	11	218
2	1	4	2	1	33	54	51	16	41
3	123	2	0	0	325	100	18	1	235
4	8	7	40	0	45	102	141	1	93
5	1	0	0	0	26	0	0	0	10
6	15	25	2	1	88	180	49	4	115
7	0	0	3	5	10	8	16	6	11
8	8	0	0	0	50	2	0	0	24
9	10	0	0	0	30	0	0	0	18
10	0	0	0	0	1	0	0	0	0
11	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12	0	0	0	0	1	0	0	0	0
13	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14	523	0	0	0	1.714	0	0	0	981
15	19	0	0	0	294	0	0	0	118
16	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17	0	0	0	0	3	0	0	0	1

Fuente: Elaboración propia.

8.7 Sectores de explotación y derechos de agua

Como ya se ha mencionado, la explotación de agua subterránea ocurre principalmente en tres zonas: 1) Norte, 2) Borde Este y 3) MNT (Figura 1-2). La explotación de los acuíferos se efectúa mediante pozos con derechos de agua otorgados. La suma del caudal otorgado mediante derechos de agua subterránea en la cuenca asciende a 3.873 l/s.

El uso del agua subterránea en la cuenca, según la DGA, se puede clasificar en 4 ítems:

- Bebida/Usos doméstico/Saneamiento.
- Riego.
- Usos mineros.
- Usos indiferenciados (sin información).

8.7.1 Derechos de agua

Se realizó un análisis de los derechos de agua obtenidos a partir de una comunicación directa con DGA (2019) y de un análisis del catastro público de aguas (CPA) de la Región de Antofagasta, considerando aquellos derechos de aprovechamiento que cumplen con ser:

- de aguas subterráneas.
- de uso consuntivo.
- de carácter permanente y continuo.
- ubicados dentro de la cuenca aportante al Salar de Atacama.

A partir del análisis antes descrito, es posible indicar que se encuentran otorgados derechos por un total de 3.873 L/s, los cuales se encuentran distribuidos según los caudales informados a continuación:

Tabla 8-10: Derechos de agua subterránea obtenidos de la base de datos en cuenca Salar de Atacama.

Titular	Caudal (L/s)
Minera Escondida	1.835,80
Compañía Minera Zaldívar	625,35
Minera Spence	450,00
Exploraciones San Pedro	150,00
Albemarle	15,00 (*)
SQM Salar	549,00
Otros	248,10
Total	3.873,25

Fuente: Elaboración propia a partir de información DGA (2019)

(*) Albemarle es titular de derechos de aprovechamiento de aguas subterráneas por un caudal total de 15 (l/s), en dos pozos identificados como Tucúcaro (10 l/s) y Peine (5 l/s). Adicionalmente cuentan con un derecho de caudal superficial en la Vertiente Tilopozo (8,5 l/s), por lo que se puede considerar que este operador es dueño de 23,5 l/s de derechos de agua.

Cabe mencionar que, de acuerdo con el catastro, en la Región de Antofagasta, Minera Escondida posee un total de derechos de aguas subterráneas de aprovechamiento continuo y permanente por un total de 3.534,8 L/s, de los cuales sólo 1.835,8 L/s se encuentran dentro de la cuenca Salar de Atacama.

Por otra parte, en la cuenca Salar de Atacama se encuentran constituidos y regularizados derechos de aprovechamiento de agua superficial por un caudal de 2.114,67 L/s, donde el principal titular de estos derechos es la comunidad Atacameña Río Grande, con un total de 1.157 L/s.

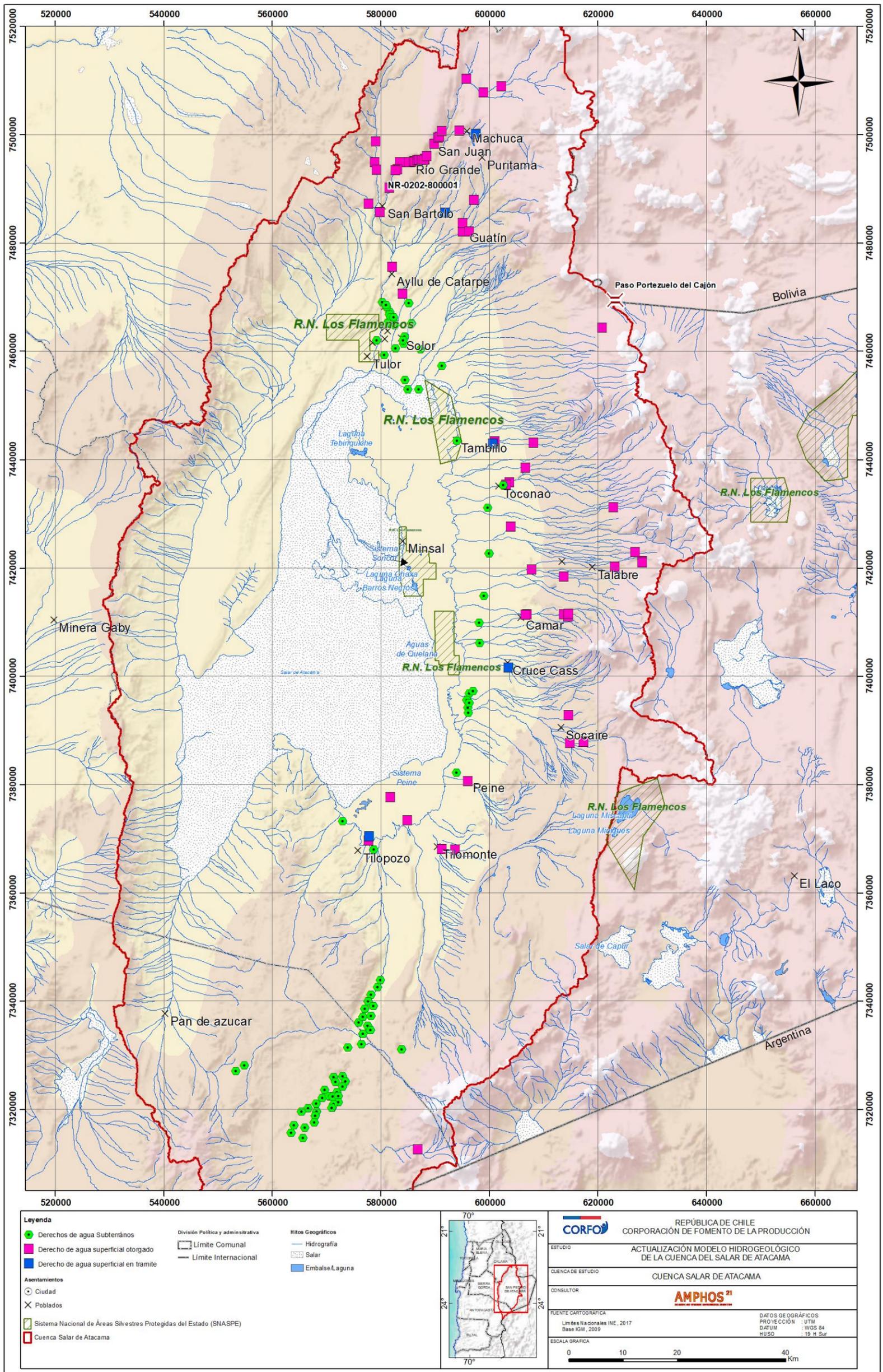


Figura 8-17: Derechos de agua subterránea en cuenca Salar de Atacama.

Fuente: Elaboración propia.

8.7.2 Caudales de aprovechamiento aprobados ambientalmente

8.7.2.1 *Minera Escondida (MEL)*

Por medio de la Resolución de Calificación Ambiental N° 1 de 1997, se aprobó el proyecto: “Lixiviación de óxido de cobre y aumento de la capacidad de tratamiento del mineral sulfurado”, de Minera Escondida Ltda. (Operada principalmente por BHP Billiton), a través del cual se dio la aprobación a la extracción de 1.400 L/s desde la zona sur de la cuenca Salar de Atacama, sin perjuicio de las extracciones de otros titulares.

MEL operó desde el año 1998 el campo de pozos Monturaqui, localizado en el acuífero de la zona MNT, a un caudal de bombeo de 1.400 l/s promedio anual, y culminó sus extracciones a fines del año 2019. Esta operación formó parte del proyecto “Lixiviación de Óxido de Cobre y Aumento de la Capacidad de Tratamiento del Mineral Sulfurado”.

El Proyecto Monturaqui, presentado a evaluación ambiental en 2017, correspondía a la extensión de la operación del sistema de extracción de aguas subterránea desde la zona MNT, por 11 años (entre los años 2020 y 2030, ambos inclusive), a un caudal de bombeo de 512 l/s como promedio anual durante todo este período, lo que equivale a un 46% de la tasa de extracción aprobada por la RCA 1/1997 (Golder, 2017).

El Proyecto Monturaqui formaba parte de la estrategia hídrica de MEL, diseñada para transitar paulatina y sosteniblemente desde un abastecimiento mayoritario de aguas subterráneas, hacia un abastecimiento mayoritario desde agua de mar desalinizada, manteniendo la capacidad de producción de cobre aprobada actualmente. Lo anterior, considerando el funcionamiento simultáneo de sus tres plantas concentradoras, bajo el escenario actual de disminución gradual de la ley del mineral. Sin embargo, MEL desistió del proyecto Monturaqui y detuvo todos los bombeos con fecha 31 de diciembre del 2019.

La Figura 8-18 muestra las extracciones de agua dulce de la Minera Escondida hasta el año 2019, la aprobación ambiental, los derechos de agua otorgados y caudal solicitado en EIA. Los datos utilizados para construir la figura se presentan en el Anexo VI – Apéndice C.

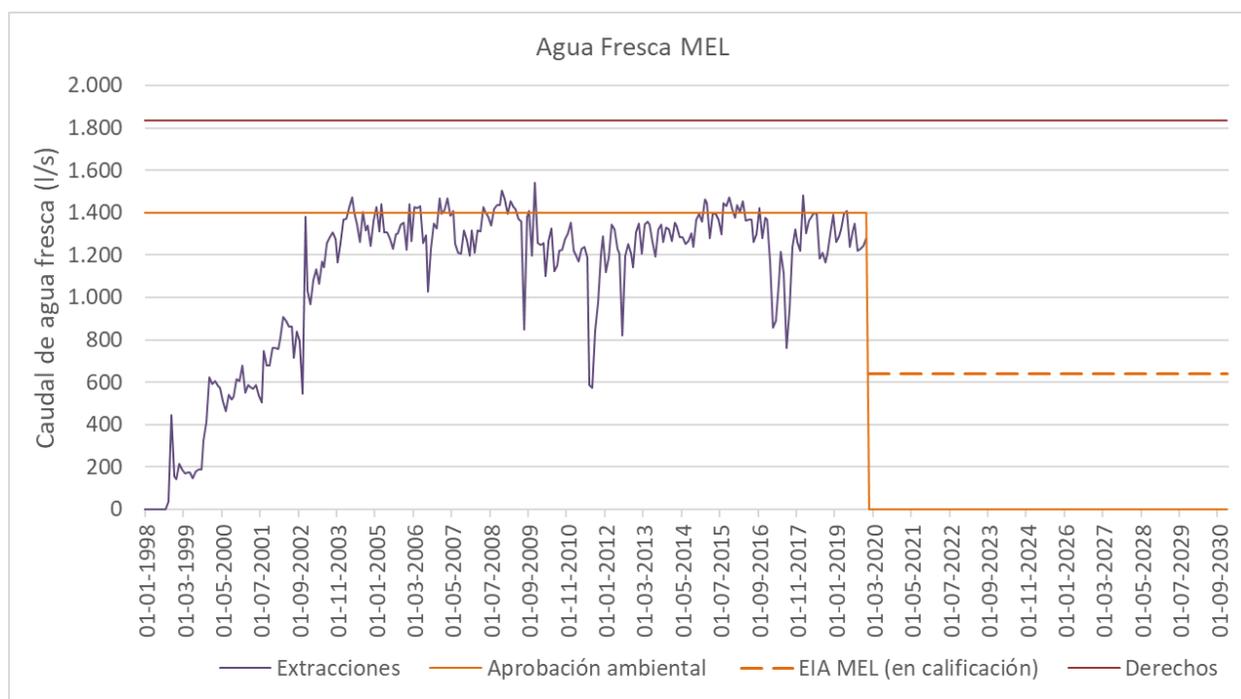


Figura 8-18: Extracciones y caudales aprobados ambientalmente para MEL.

Fuente: Elaboración propia.

8.7.2.2 Compañía Minera Zaldívar (CMZ)

De acuerdo con la RCA 574/1993 inciso e), se indica que: “Estudios efectuados por la CMZ, indican que el acuífero tiene su capa freática entre los 85 y 145 m de profundidad, mientras que la base se puede encontrar a unos 800 m de profundidad. Se estimó que el agua almacenada en los 50 m superiores del acuífero permitirá extraer un caudal continuo de 1.200 L/s de agua durante 20 años, mientras que la operación del proyecto demanda 500 L/s”.

Posteriormente, con la Modificación del Proyecto aprobado mediante RCA 47/2010 se indica que hasta esa fecha el caudal medio de extracción anual efectivo fluctuó, entre 133 L/s (año 1996) y 184 L/s (año 2006). Además, se estableció que el consumo de agua de la situación con obras de ampliación fluctuaría en torno a un caudal promedio anual de 200 L/s, sin perjuicio de las variabilidades que, según se expresó en la situación base, podría experimentar dicho caudal, manteniéndose siempre por debajo de la tasa de bombeo máxima aprobada (500 L/s).

CMZ presentó un EIA el año 2018 para el proyecto “Continuidad Operacional Compañía Minera Zaldívar”, el cual se encuentra en estado de calificación. El proyecto considera modificar la extracción de aguas desde el sector Negrillar, en dos sentidos: 1) disminuyendo la tasa de bombeo de agua aprobada hasta mayo de 2025, a un caudal de 212,75 L/s promedio anual y 2)

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

extendiendo la extracción de aguas desde el sector Negrillar, desde junio de 2025 hasta el año 2029, a un caudal de 212,75 L/s promedio anual y 3) extendiendo la explotación para el período 2030 al 2031, a un caudal de 30 L/s promedio anual.

La Figura 8-19 muestra las extracciones de agua dulce de la Minera Zaldívar hasta el año 2019, la aprobación ambiental y finalmente los derechos de agua otorgados en diferentes años. Los datos utilizados para construir la figura se presentan en el Anexo VI – Apéndice C.

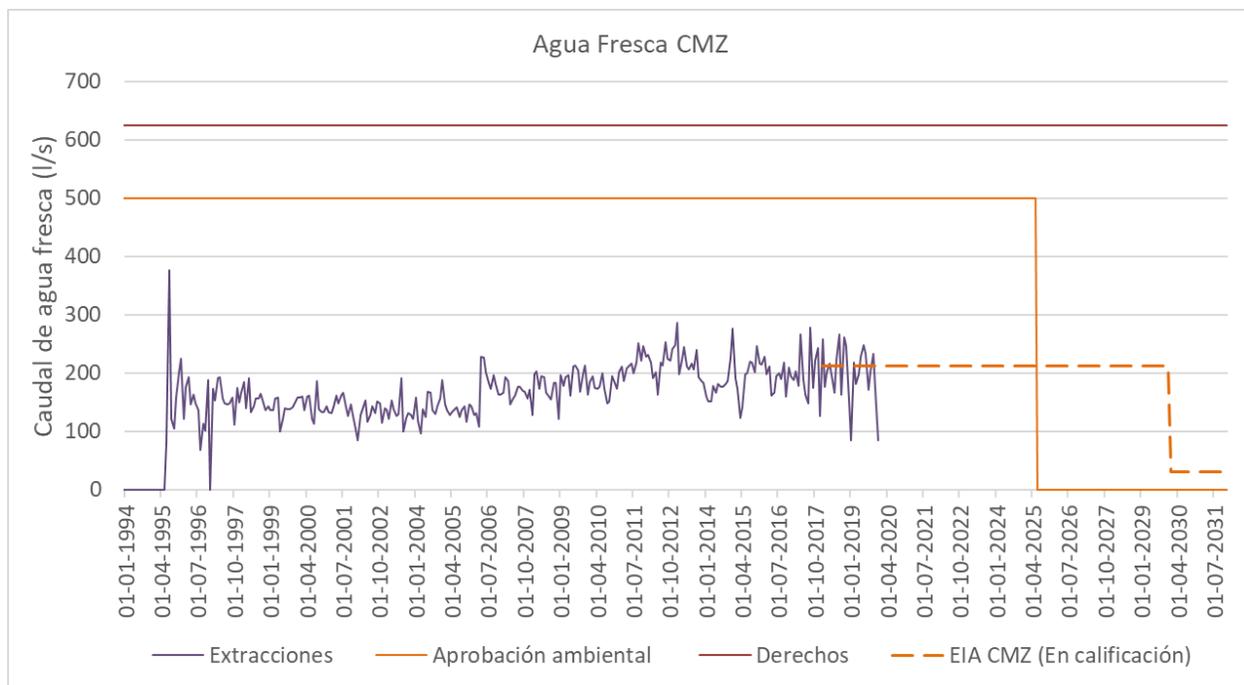


Figura 8-19: Extracciones y caudales aprobados ambientalmente para CMZ.

Fuente: Elaboración propia.

Nota: El caudal aprobado ambientalmente por 500 l/s a partir del año 2010 corresponde a la extracción máxima y no al promedio de la explotación, que se sitúa en torno a los 200 l/s. Lo anterior según lo que se puede interpretar de la RCA 047/2010.

8.7.2.3 Sociedad Química y Minera de Chile (SQM Salar S.A)

SQM es titular de derechos de aprovechamiento de agua subterránea por un caudal total de 549 L/s, los cuales se ubican en el acuífero aluvial de la zona Borde Este, identificado como sector B1 de acuerdo con la sectorización de la DGA definida en el SDT 339 (DGA, 2013).

Del total de derechos disponibles, históricamente se han explotado 240 L/s en los pozos Mullyay-1, Allana, Camar-2, Socaire-5 y P-2, al amparo de la RCA N° 226/2006. El pozo Camar-2 detuvo

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

sus extracciones el año 2016 y del año 2018 hasta la actualidad, debido a la activación del plan de contingencia (SMA y SPDC, 2019). Según lo anterior, la explotación actual de SQM es de aproximadamente 180 L/s. El resto de los pozos (SP-3, S-6, SP-1, SP-4, S-5 y Mullay-1) con derechos de aprovechamiento por 309 L/s, no cuentan actualmente con una resolución de calificación ambiental para operar, según indica el estudio CSIC (2017).

La Figura 8-20 muestra las extracciones de agua dulce de SQM hasta diciembre del año 2019, la aprobación ambiental y finalmente los derechos de agua otorgados. Los datos utilizados para construir la figura se presentan en el Anexo VI – Apéndice C.

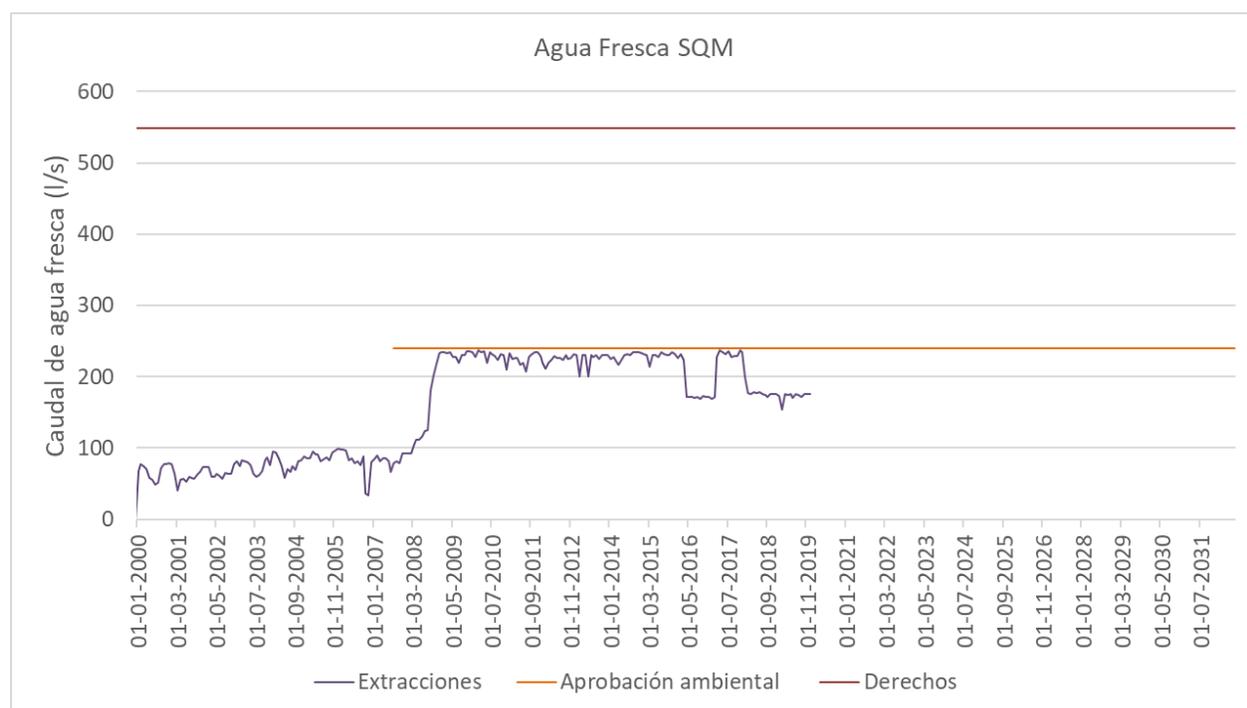


Figura 8-20: Extracciones y caudales aprobados ambientalmente para SQM Salar.

Fuente: Elaboración propia.

Nota: el pozo Camar-2 detuvo su operación en 2016 y en 2018 por la activación del plan de contingencia (SMA y SPDC, 2019).

8.7.2.4 Albemarle Ltda.

En relación con los caudales de extracción de agua dulce (dulce-salobre) de Albemarle, se tuvieron en cuenta las extracciones de agua ambientalmente autorizadas en la RCA 403/2013 (10,9 l/s), y los 6 l/s adicionales (0,6 l/s en Tilopozo y 5,4 l/s en Tucúcaro) aprobados por la RCA 21/2016. La Figura 8-21 muestra las extracciones de agua dulce de Albemarle hasta el año 2019,

la aprobación ambiental y finalmente los derechos de agua otorgados. Los datos utilizados para construir la figura se presentan en el Anexo VI – Apéndice C.

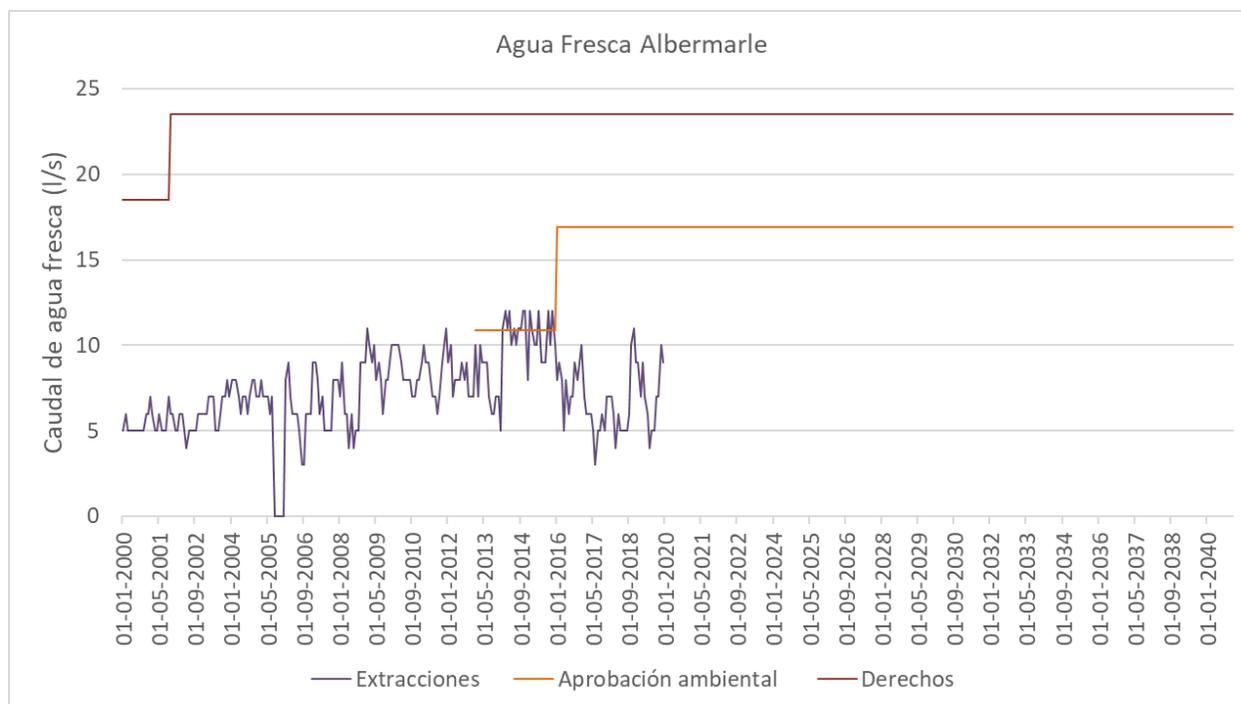


Figura 8-21: Extracciones y caudales aprobados ambientalmente para Albemarle.

Fuente: Elaboración propia.

8.7.3 Extracciones de salmuera aprobadas ambientalmente

Los sectores de extracción de salmuera en el Salar de Atacama se localizan en la zona Núcleo Salar por parte de dos operadores SQM Salar S.A y Albemarle Ltda.

8.7.3.1 Sociedad Química y Minera de Chile (SQM Salar S.A.)

La extracción de salmuera neta se inició en el mes de noviembre de 1994 con un caudal del orden de los 70 l/s por parte de MINSAL Ltda. (actualmente SQM).

La explotación de salmuera realizada por parte de SQM, según la RCA N° 0226/2006, se realiza mediante los siguientes caudales netos de explotación: 750 L/s entre el 13 de agosto de 2007 y el 12 agosto de 2009, 1.250 L/s entre agosto de 2009 y 2013, 1.500 L/s entre agosto de 2013 y 2018, 1.600 L/s entre agosto de 2019 y 2025; y finalmente, 1.700 L/s entre agosto de 2026 y 2032 (CSIC, 2017) más 0,13 L/s por cada litro de caudal reinyectado en forma directa (bitterns). Según

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

el Programa de Cumplimiento Refundido (diciembre de 2017), se considera que 1 L/s equivale a 31.104 m³/año, considerando una operación anual de 360 días (SMA y SPDC, 2019).

La Figura 8-22 muestra las extracciones netas de Salmuera de la Minera SQM Salar hasta el año 2019 y la aprobación ambiental hasta el año 2032. La extracción es neta ya que considera la extracción total menos las reinyecciones. Los datos utilizados para construir la figura se presentan en el Anexo VI – Apéndice C.

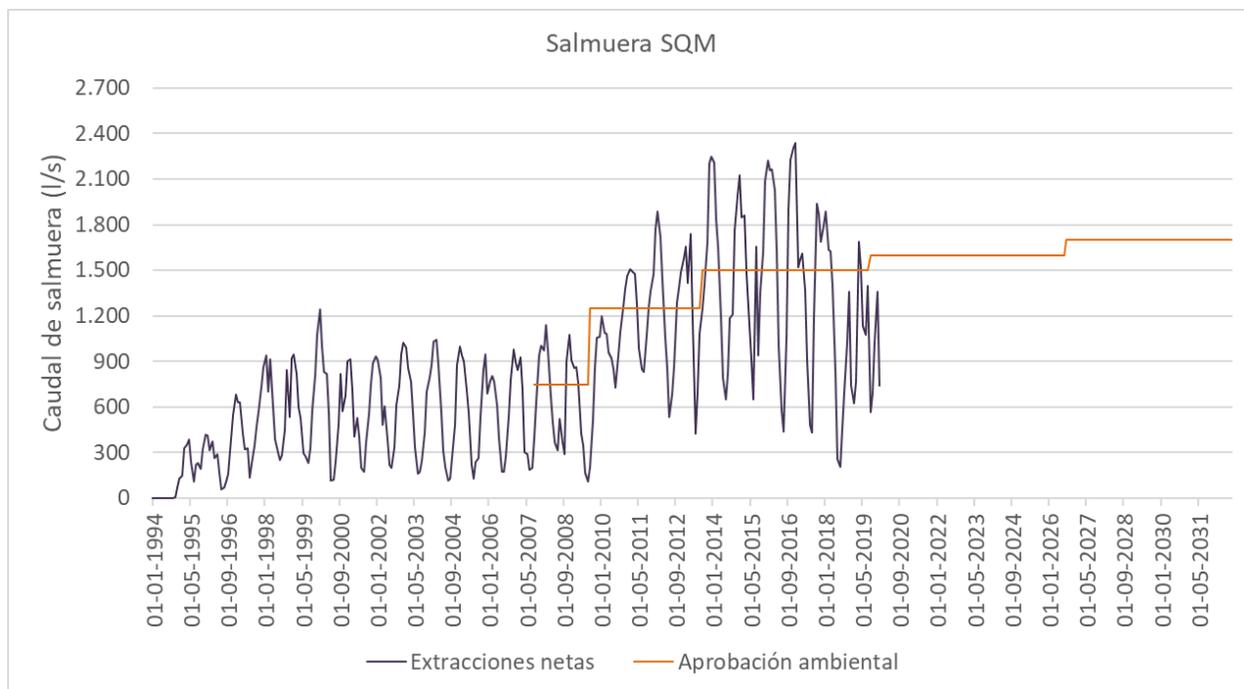


Figura 8-22: Extracción de salmuera de SQM y aprobación ambiental.

Fuente: Elaboración propia.

8.7.3.2 Albemarle Ltda.

La explotación de salmuera en la zona Núcleo Salar se inició en el año 1983, con el proyecto de minera Sociedad Chilena del Litio Limitada (hoy Albemarle Ltda.), con una extracción promedio anual de 48,6 L/s que se incrementó hasta alcanzar los 142 L/s (SGA, 2015) mediante la RCA N°092/2000 de la DIA “Construcción de Pozas de Evaporación Solar” y Resolución Exenta N° 3132/2006 de la DIA “Modificación al Proyecto Construcción de Pozas de Evaporación Solar”.

La RCA N° 021/2016 que calificó ambientalmente el proyecto “EIA Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de Evaporación Solar en el Salar de Atacama” indica que se aumentará en 300 l/s la extracción de salmuera actual (142 L/s) mediante incrementos semestrales de 60 L/s. En consecuencia, los caudales de explotación de salmuera alcanzan un total de 442 L/s. La

Figura 8-23 presenta la regla operacional de extracción de salmuera aprobada para Albemarle. Se consideró que el primer incremento semestral comenzó en septiembre de 2016. Los datos utilizados para construir la figura se presentan en el Anexo VI – Apéndice C.

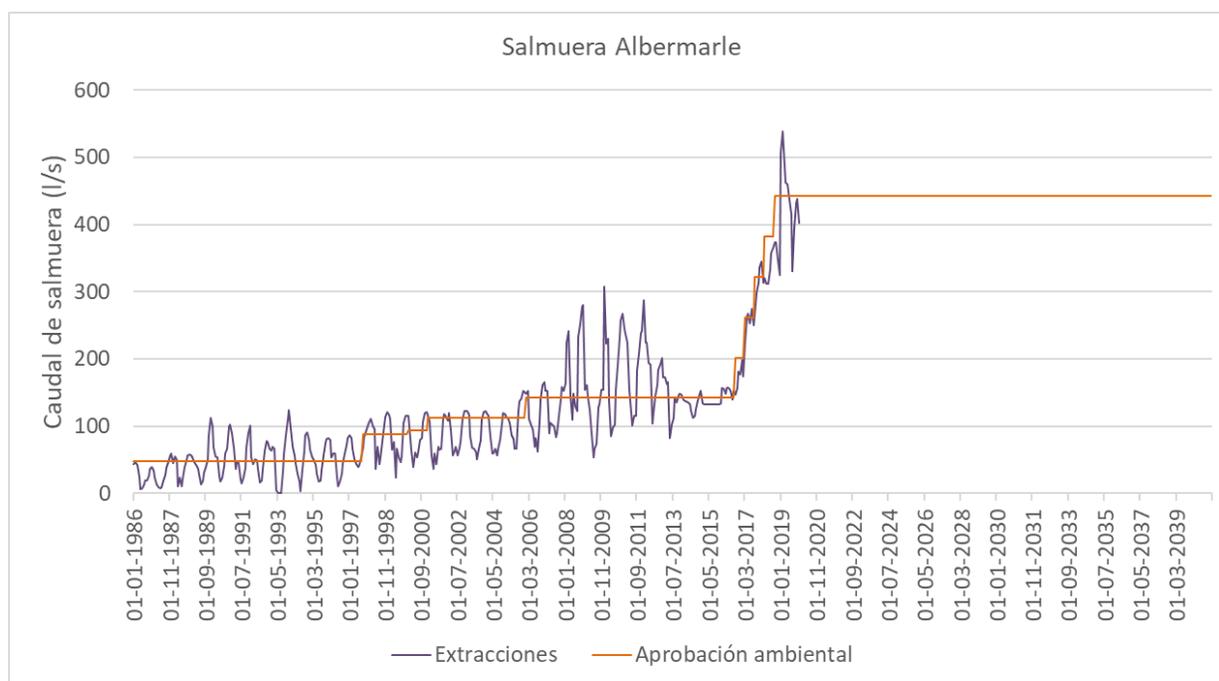


Figura 8-23: Extracción de salmuera de ALB y aprobación ambiental.

Fuente: Elaboración propia.

8.7.4 Resumen

En la Tabla 8-11 se construyó conforme a los antecedentes revisados un resumen de la información respecto a los derechos de agua. En ella se observa que los consumos de agua dulce alcanzan un factor de uso cercano al 40% respecto a los derechos de aguas subterráneas otorgados históricamente. En cuanto a las extracciones de salmuera es posible indicar que SQM en 2019 realizaba una explotación de 1.272 L/s y se espera que aumente hasta 1.700 L/s hacia el año 2026. Además, Albemarle inició un aumento de la explotación desde los 142 L/s hasta 442 L/s, en un plazo de 5 semestres a partir de septiembre del año 2016.

Tabla 8-11: Caudales aprobados históricamente v/s proyecciones futuras.

Dato	Agua dulce(l/s)				Salmuera (l/s)	
	MEL	SQM	CMZ	ALB	SQM	ALB
Caudal histórico aprobado	1.400	240	500 (*)	10,9	1.500	142
Caudal futuro aprobado	0	240	212,75	16,9	1.700	442
Total de derechos	1.835,80	549	625,35	23,5	-	-
Factor de Uso	35%	44%	34%	72%	-	-

(*) Cabe mencionar que los 500 l/s de CMZ corresponden a caudal máximo, no al promedio.

Fuente: Elaboración propia.

9. Balance Hídrico del Sistema de Acuífero

El balance hídrico corresponde a un análisis en que se suman las entradas y las salidas de agua (superficial y subterránea) en un sistema hidrogeológico. La diferencia entre entradas y salidas del sistema son iguales al cambio en el volumen almacenado (almacenamiento) del sistema hidrogeológico o acuíferos.

El balance hídrico de la cuenca Salar de Atacama se realizó teniendo en cuenta la superficie total de la cuenca hidrográfica y las componentes descritas en el capítulo 8, según el siguiente principio de conservación de masas:

$$\text{Entradas} = \text{salidas} \pm \text{variación del almacenamiento } (\Delta S)$$

9.1 Resultados del balance hídrico global

El balance hídrico de largo plazo en el Sistema de Acuífero de la cuenca Salar de Atacama se realizó para los escenarios de régimen natural y de explotación. Se consideraron los principales componentes de la recarga y descarga descrita en el capítulo 8, los cuales se detallan a continuación. Se realizó el balance para dos periodos distintos:

- Previo a 1990, sistema hidrogeológico en régimen natural.
- Periodo entre los años 2000 y 2019. Sistema hidrogeológico en régimen de explotación.

El periodo 2000-2019 corresponde a un intervalo de tiempo lo suficientemente largo como para abarcar años húmedos y secos (analizados en el capítulo 3). Adicionalmente, se disponen de suficientes datos como para observar el comportamiento del acuífero mediante el análisis temporal de la profundidad del nivel de agua subterránea en pozos.

El análisis temporal de la profundidad del nivel en pozos permite determinar, de forma cualitativa y cuantitativa, si se produjeron descensos en el sistema de acuífero a lo largo del tiempo (análisis realizado en el capítulo 5.4). Descensos en los niveles freáticos se producen por un desbalance entre las entradas y salidas del balance hídrico. Adicionalmente, los cambios en la profundidad del nivel modificarían la evaporación desde el nivel freático somero.

En el Tabla 9-1 se presentan las fuentes de datos y la metodología de obtención de cada variable en una tabla resumen.

Tabla 9-1: Resumen de las fuentes utilizadas y la metodología empleada para calcular los componentes del balance hídrico.

ALANCE HÍDRICO CUENCA SALAR DE ATACAMA								
Componentes	Metodología de cálculo	Variables consideradas	Fuente de medición	N° de puntos de medición	Representatividad	Entidad fuente/Referencia	Detalle	
ENTRADAS	Recarga por precipitación	DGA-DIHA PUC (2009)	Precipitación	Estaciones meteorológicas	29	Media	DGA y Mineras Privadas	Isosuperficie a partir de curvas de comportamiento regional (IUA vs precipitación)
			Unidades Hidrogeológicas	-	-	Media	Amphos 21 (2018)	Se asocia la litología con los parámetros hidráulicos definidos en Unidades Hidrogeológicas
			Cuenca hidrográfica	-	-	Alta	Amphos 21 (2018)	Cuencas delimitadas a partir de ASTER DEM, con resolución de 30 por 30 m
	Escorrentía Superficial	DGA-DIHA PUC (2009)	Precipitación	Estaciones meteorológicas	29	Media	DGA y Mineras Privadas	Curva de comportamiento regional
			Cuenca hidrográfica	-	-	Alta	Amphos 21 (2018)	Cuencas y subcuencas delimitadas a partir de ASTER DEM, con resolución de 30 por 30 m
			Registros de caudales	Estaciones fluviométricas y aforos	4	Baja - media	DGA	Estimación de coeficiente Ce a partir de series históricas de caudales medidos en terreno
SALIDAS	Evapotranspiración desde áreas con vegetación	FAO 56	Evaporación de tanque	Estaciones evaporimétricas	1	Media	DGA	Evaporación registrada en estación Monturaqui
			Coeficiente de bandeja	Estaciones meteorológicas y evaporimétricas	1	Media	Golder (2017)	Valor calculado según método FAO y ecuación de Penman-Montieth, usando datos meteorológicos en la estación Tilopozo
			Coeficiente de cultivo	Valor referencial	-	Media	Golder (2017)	Los coeficientes se homologaron a partir del trabajo de Salazar <i>et al.</i> (1999)
			Áreas evaporantes	Imagen satelital (LANDSAT 8)	1	Media-alta	NASA y USGS	Cálculo de índice NDVI Tucker (1979) para cuantificar áreas de vegetación
	Evaporación en el Salar	Determinación de zonas evaporantes, desarrollado a partir de Ordoyne and Friedl (2008) y Li <i>et al.</i> (2015)	Curvas de Evaporación contra profundidad del nivel	Evaporación con domos y lisímetros	18	Media-alta	SGA (2015) y Golder (2017)	Se definen 3 curvas de evaporación contra el nivel de agua subterránea en función del tipo de suelo
			Evaporación de tanque	Estaciones evaporimétricas	2	Media-alta	SGA (2015)	Se dispone de mediciones de tanque evaporimétrico de salmuera y de agua dulce en el Salar
			Coeficiente de bandeja	Estaciones meteorológicas y evaporimétricas	1	Media	Golder (2017)	Valor calculado según método FAO y ecuación de Penman-Montieth, usando datos meteorológicos en la estación Tilopozo
			Profundidad del nivel	Pozos someros	187	Baja	EDRA (1999), SGA (2015), CPH (2017), Golder (2017, 2018b), CSIC (2017), Gestionare (2018) y Campaña de terreno	Definido como la profundidad bajo el nivel del terreno
			Áreas evaporantes	Imagen satelital (LANDSAT 8)	1	Media-alta	NASA y USGS	Cálculo de los índices de humedad (TCWI) (Crist <i>et al.</i> 1986) y brillo (TCBI) (Crist y Cicone, 1984) para cuantificar áreas con napa somera y agua superficial respectivamente
	Extracciones antrópicas	-	Caudales reportados	Flujómetros y estimaciones (reinyecciones)	-	Alta	SGA (2015), CSIC-IDAEA (2017) y Golder (2017)	Se diferenciaron las extracciones de salmuera de las de agua dulce. Se descontaron las reinyecciones a las extracciones totales

Fuente: Elaboración propia

Leyenda

<i>Alta</i>	<i>La representatividad de los datos y el número de registros es adecuada como para caracterizar espacialmente y cuantificar con precisión el valor de la variable</i>
<i>Media</i>	<i>La representatividad de los datos y el número de registros no es suficiente como para caracterizar espacialmente la variable. La cuantificación de la variable puede tener incertidumbre</i>
<i>Baja</i>	<i>Los datos no son representativos porque existen áreas sin información</i>

9.1.1 Entradas al sistema

- Recarga por precipitación: se distinguen los casos de recarga por precipitación directa (sobre suelo permeable) y recarga por precipitación indirecta o lateral (sobre roca impermeable o semipermeable). La suma de ambas, según se calculó en el capítulo 8, entrega un resultado entre **1.975 l/s y 2.675 l/s**.
- Recarga por escorrentía: constituye una entrada al sistema subterráneo no contabilizada en la recarga por precipitación. Este término considera la porción del caudal superficial que escurre y se infiltra en los cauces, aportando de esta forma al sistema acuífero. El término, también incluye los flujos superficiales capaces de alimentar directamente al Salar (cuando ocurren crecidas importantes). El caudal total de recarga por escorrentía, según se calculó en el capítulo 8.2, se encuentra entre **3.225 l/s y 4.350 l/s**.

9.1.2 Salidas del sistema

- Evaporación en el Salar: se efectuó una estimación de la evaporación desde la lámina libre de agua y desde el nivel freático somero en el Salar de Atacama, obteniéndose un rango para esta variable de **3.425 a 4.875 l/s** para el escenario de **régimen natural** y de **3.200 a 4.575 l/s** para el escenario de **régimen de explotación**.
- Evapotranspiración en áreas con vegetación: Se estimó la evapotranspiración que ocurre en las áreas con vegetación en la cuenca Salar de Atacama (ver capítulo 8.6). Esta componente varía entre **1.675 l/s y 2.050 l/s**.
- Extracciones antrópicas: Se determinaron las extracciones antrópicas realizadas en el área de estudio para el escenario de **régimen de explotación**. Se consideran las extracciones promedio de salmuera y agua dulce realizadas por las compañías mineras entre los años 2000 a 2019 (ver capítulo 8.7). Las extracciones de agua dulce por parte de las compañías mineras están comprendidas entre **1.450 l/s y 1.625 l/s**, mientras que las extracciones de salmuera pueden variar entre **1.050 l/s y 1.175 l/s**. Adicionalmente, se extraerían **50 l/s** para agua potable en el área de estudio.

Los balances hídricos para la cuenca del Salar de Atacama se presentan en la Tabla 9-2 y Tabla 9-3. La evaporación desde el Salar es la componente principal de las salidas en régimen natural y presenta una incertidumbre en su estimación, obtenida al considerar un rango de $\pm 8,5$ cm en las bandas de profundidad del nivel freático, lo que aproximadamente entrega un rango de $\pm 18\%$ en la evaporación. Esta incertidumbre proviene de las dificultades asociadas a la generación de bandas de profundidad y zonas de evaporación a partir de índices espectrales.

Tabla 9-2: Balance hídrico en el sistema acuífero en régimen natural (previo a 1990).

Entradas (l/s)		Salidas (l/s)	
Recarga por precipitación	1.975 a 2.675	Evaporación en el Salar	3.425 a 4.875
Recarga por escorrentía	3.225 a 4.350	Evapotranspiración en áreas con vegetación	1.675 a 2.050
		Extracciones antrópicas salmuera	50
		Agua potable	50
Total entradas	5.200 a 7.025	Total salidas	5.200 a 7.025

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 9-3: Balance hídrico en el sistema acuífero en régimen de explotación (promedios y tasas representativas del periodo 2000 a 2019).

Entradas (l/s)		Salidas (l/s)	
Recarga por precipitación	1.975 a 2.675	Evaporación en el Salar	3.200 a 4.575
Recarga por escorrentía	3.225 a 4.350	Evapotranspiración en áreas con vegetación	1.675 a 2.050
		Extracciones antrópicas salmuera	1.050 a 1.175
		Extracción minera neta de agua dulce	1.450 a 1.625
		Agua potable	50
Total entradas	5.200 a 7.025	Total salidas	7.425 a 9.475

Fuente: Elaboración propia.

La Figura 9-1 y Figura 9-2 muestran vistas esquemáticas de los balances hídricos. A partir de los resultados, se observa que en régimen natural las entradas son prácticamente igual a las salidas. Lo anterior produce que la profundidad del nivel de agua subterránea sea constante en el tiempo (por ejemplo, pozo 2037), mientras que en régimen de explotación las salidas son superiores a las entradas y, por lo tanto, se produce una variación del almacenamiento.

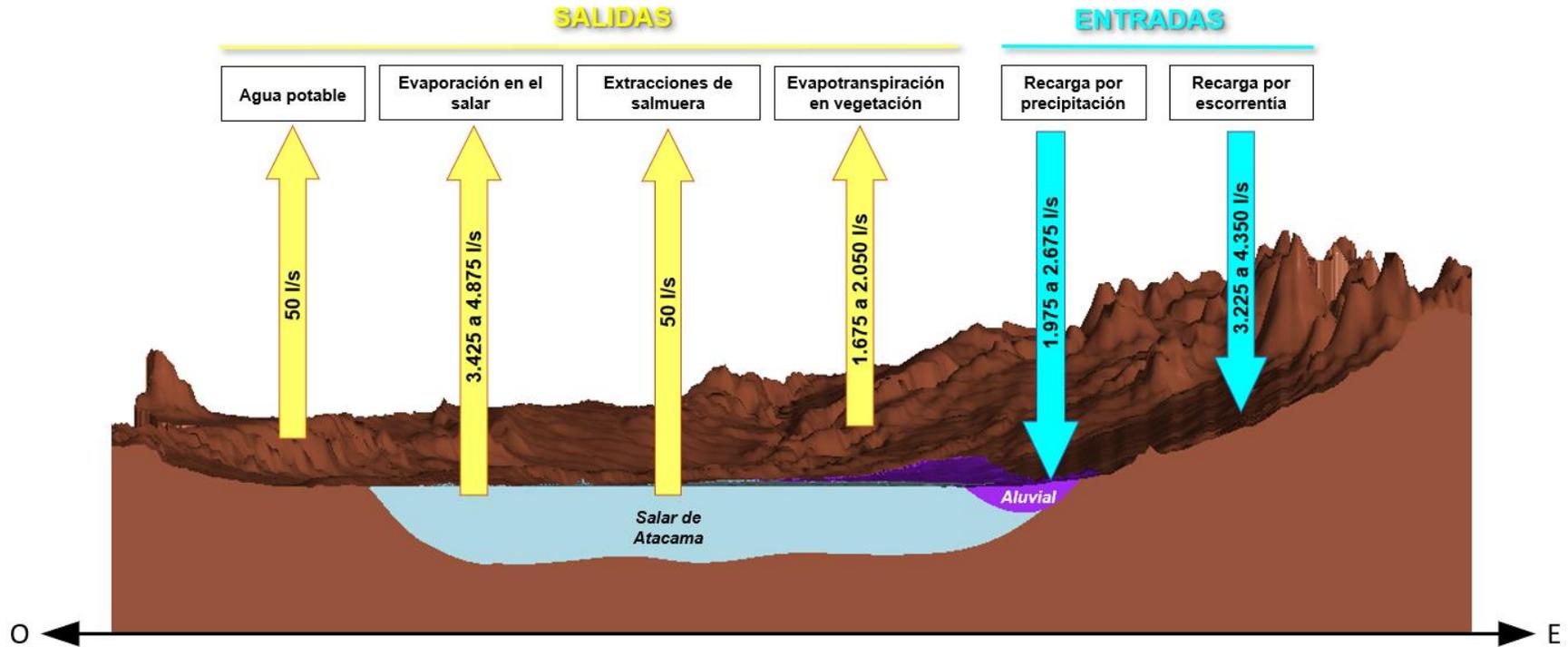


Figura 9-1: Vista esquemática del balance hídrico del acuífero en régimen natural (previo a 1990).

Fuente: Elaboración propia.

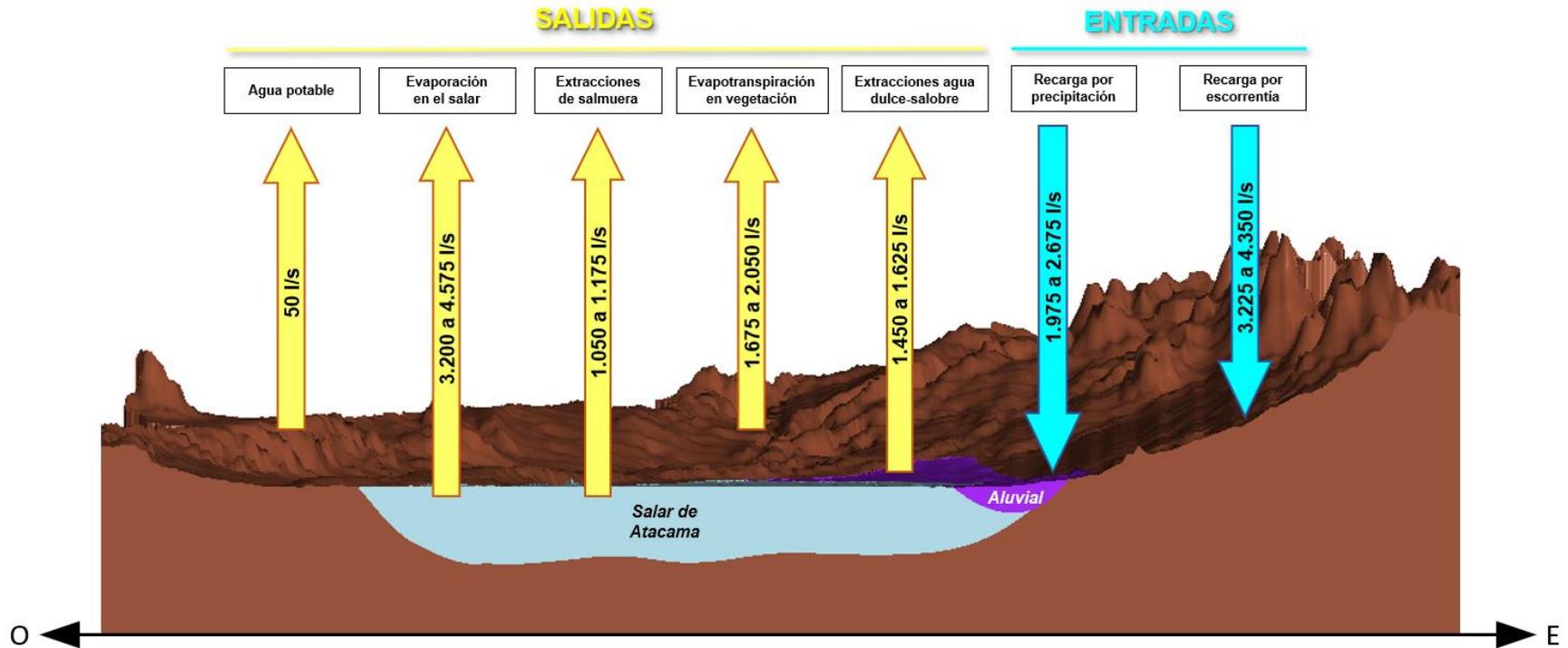


Figura 9-2: Vista esquemática del balance hídrico del acuífero en régimen de explotación (promedios y tasas representativas del periodo 2000 a 2019).

Fuente: Elaboración propia.

9.1.3 Variación de almacenamiento (ΔS)

El balance hídrico en régimen de explotación (años 2000 a 2019) muestra que las salidas serían un 39% mayores que las entradas. Lo anterior está asociado a una variación de almacenamiento en el sistema acuífero, que va de 2.225 y 2.450 L/s. Esta variación de almacenamiento, estimada a partir del balance hídrico, corresponde a la suma de: 1) la variación de almacenamiento de salmuera de 775 a 825 l/s, que es explotada en la zona Núcleo Salar y 2) la variación de almacenamiento de agua dulce-salobre de 1.450 a 1.625 l/s, que ocurre principalmente en la zona MNT y en menor medida en la zona Borde Este. Según lo anterior, la variación de almacenamiento de salmuera sería aproximadamente un 50% de la variación de almacenamiento de agua dulce salobre.

La variación de almacenamiento se manifiesta en la evolución temporal del nivel piezométrico, descrito en el capítulo 5.4.2.

Es posible hacer una aproximación de la variación de almacenamiento para verificar la consistencia del resultado obtenido del balance hídrico mediante la siguiente relación:

$$\Delta S = T_m \cdot A \cdot \phi$$

Donde ΔS es la variación en almacenamiento (L^3/T), T_m es la tasa de descenso promedio del nivel piezométrico (L/T), A es el área donde se proyectan los descensos (áreas de influencia) (L^2) y ϕ es la porosidad drenable.

A continuación, se presentan los análisis realizados de variación de almacenamiento, para cada sector del sistema acuífero:

9.1.3.1 Variación de almacenamiento en el dominio de salmuera

La evolución de los niveles piezométricos en la zona Núcleo Salar (ver capítulo 5.4.2) muestra un descenso generalizado. Este descenso es producido por la explotación antrópica por parte de las empresas SQM y Albemarle. Así, las máximas variaciones se producen en las cercanías de los campos de bombeo de salmuera que ambas empresas tienen en el Salar.

Para estimar la variación de almacenamiento de salmuera se diferenciaron 4 áreas que son influenciadas de manera desigual por el bombeo, según la tasa de descenso del nivel piezométrico. En la Figura 9-3, se identifican las 4 áreas que se describen a continuación:

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

- Área 1: centro-sur occidental de la zona Núcleo del Salar, que está influenciado por la explotación de SQM. Coincide con la zona central del mayor cono de descenso que se produce en la cuenca.
- Área 2: suroeste oriental de la zona Núcleo Salar, que está influenciado por la explotación que realizada Albemarle.
- Área 3: circunda al área 1, situándose en el centro y sur occidental de la zona Núcleo Salar y está influenciada por la explotación realizada por SQM.
- Área 4: incluye la mayor parte de la zona Núcleo del Salar descontando las áreas 1, 2 y 3.

Para el cálculo de la variación de almacenamiento es necesario conocer el área, la tasa de descenso promedio y la porosidad drenable. En la Tabla 9-4 se indican estos parámetros en cada área definida. Se consideró un rango entre 0,10 y 0,25 para la porosidad drenable del acuífero superficial de la zona Núcleo Salar, según los registros analizados en el capítulo 5. En el Anexo VI – Apéndice A.2 “Balance Hídrico” se presenta un archivo Excel con el respaldo de los cálculos y los pozos usados para determinar las tasas de descenso.

La variación de almacenamiento, durante el periodo 2000-2019, para el acuífero de salmuera en el Salar de Atacama, está comprendida entre 400 y 1000 l/s.

Tabla 9-4: Variación del volumen de almacenamiento del acuífero de salmuera para el periodo 2000-2019.

Parámetros	Área 1		Área 2		Área 3		Área 4	
Superficie (Km ²)	166		13		243		845	
Tasa de descenso (m/año)	0,39		0,04		0,10		0,04	
Porosidad drenable	0,10	0,25	0,10	0,25	0,10	0,25	0,10	0,25
Caudal por área (l/s)	207	518	2	4	80	200	102	255
Caudal Total (l/s)	400 a 1.000							

Fuente: Elaboración propia.

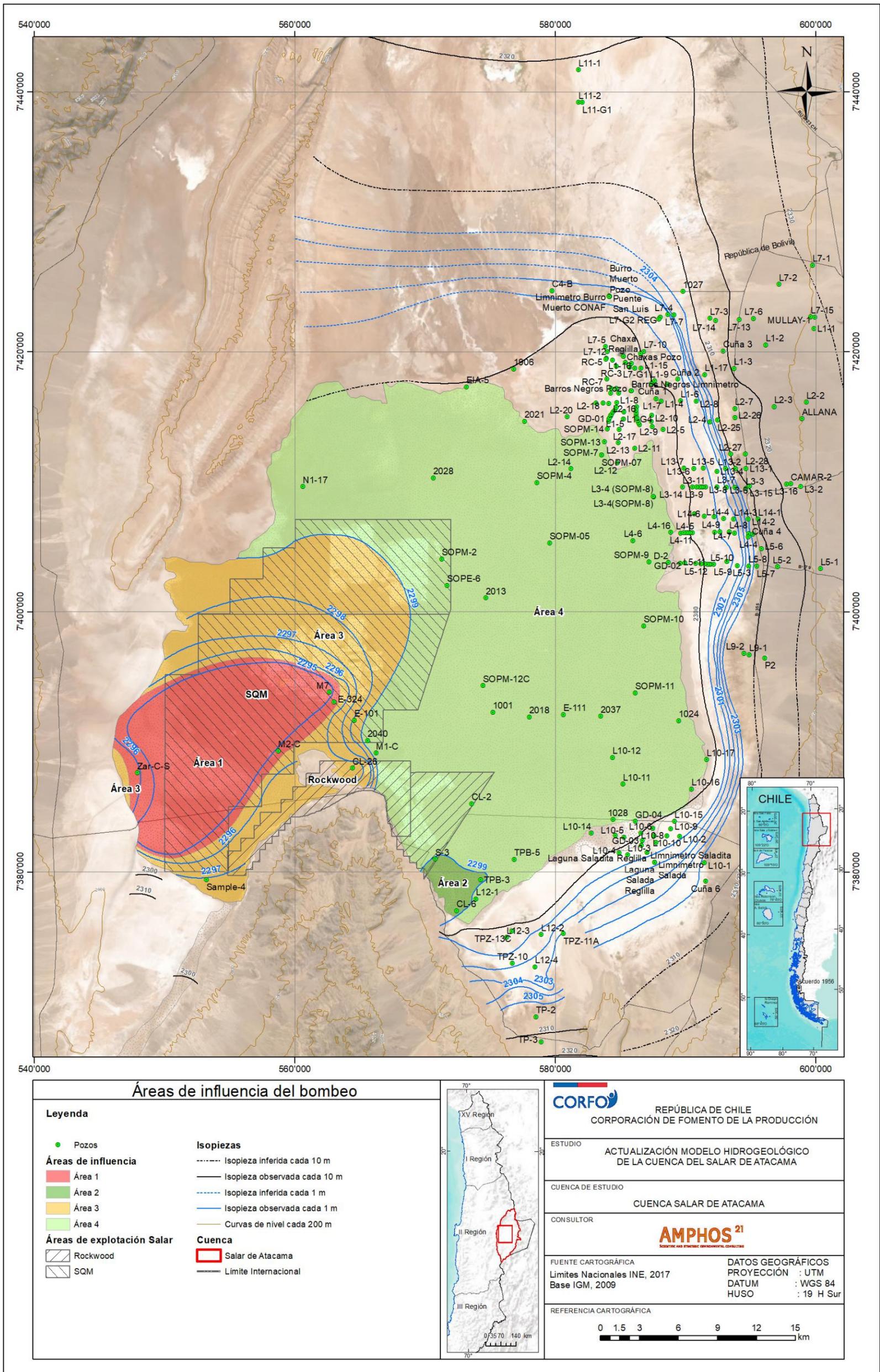


Figura 9-3: Áreas de influencia del bombeo en el acuífero de salmuera.

Fuente: Elaboración propia.

9.1.3.2 Variación de almacenamiento en el dominio de agua dulce-salobre

La estimación de la variación en el volumen de almacenamiento de agua dulce-salobre se calculó para las áreas donde se observan descensos (áreas de influencia) debido a los campos de bombeo. Las zonas del acuífero consideradas son:

- Zona MNT: Área 5 (sector próximo al campo de bombeo), Área 6 (aguas arriba del bombeo) y Área 7 (aguas abajo del bombeo).
- Zona Borde Este: Área 8.

Las áreas de influencia consideradas para el cálculo en la zona MNT se muestran en la Figura 9-4 y corresponden a lo descrito por Golder (2017). Por otro lado, las áreas de influencia en la zona Borde Este se estimaron a partir de los radios de influencia (aproximadamente 5 Km) de los tres pozos de extracción ubicados en ese sector (Pozo Mullay, Allana y Camar). El radio de influencia se estimó a partir del estudio de la evolución temporal del nivel piezométrico que se muestra en el capítulo 5.4.2 y la distribución espacial de los pozos de monitoreo.

Las tasas de descenso utilizadas para el cálculo de la variación de almacenamiento en la zona MNT se presentaron en el capítulo 5.4.2 y se resumen en la Tabla 5-8 y Figura 5-40, mientras que para la zona Borde Este corresponde a las tasas mostradas en la Figura-5-34 a Figura 5-36.

Para la porosidad drenable utilizada para realizar los cálculos de los promedios para los sectores de Monturaqui, Roca Volcánica, Negrillar y Callejón, se consideró $\pm 10\%$ del promedio de la porosidad efectiva medida, teniendo en cuenta el rango mínimo y máximo para esta variable. Los valores de porosidad medida fueron reportados en el capítulo 3.4.2 del Modelo Hidrogeológico Acuífero de MNT (Golder, 2017). Por otro lado, la porosidad efectiva del acuífero aluvial de la zona Borde Este se obtuvo a partir de datos referenciales de Custodio y Llamas, (2000), ya que no se dispone de datos medidos en terreno.

Se consideraron porosidades efectivas mayores que las representativas del acuífero para estimar la variación de almacenamiento en la zona Borde Este, ya que la porosidad efectiva es mayor en la parte superior del acuífero, donde se registran los descensos del nivel piezométrico, disminuyendo progresivamente con la profundidad debido a la compactación de los materiales.

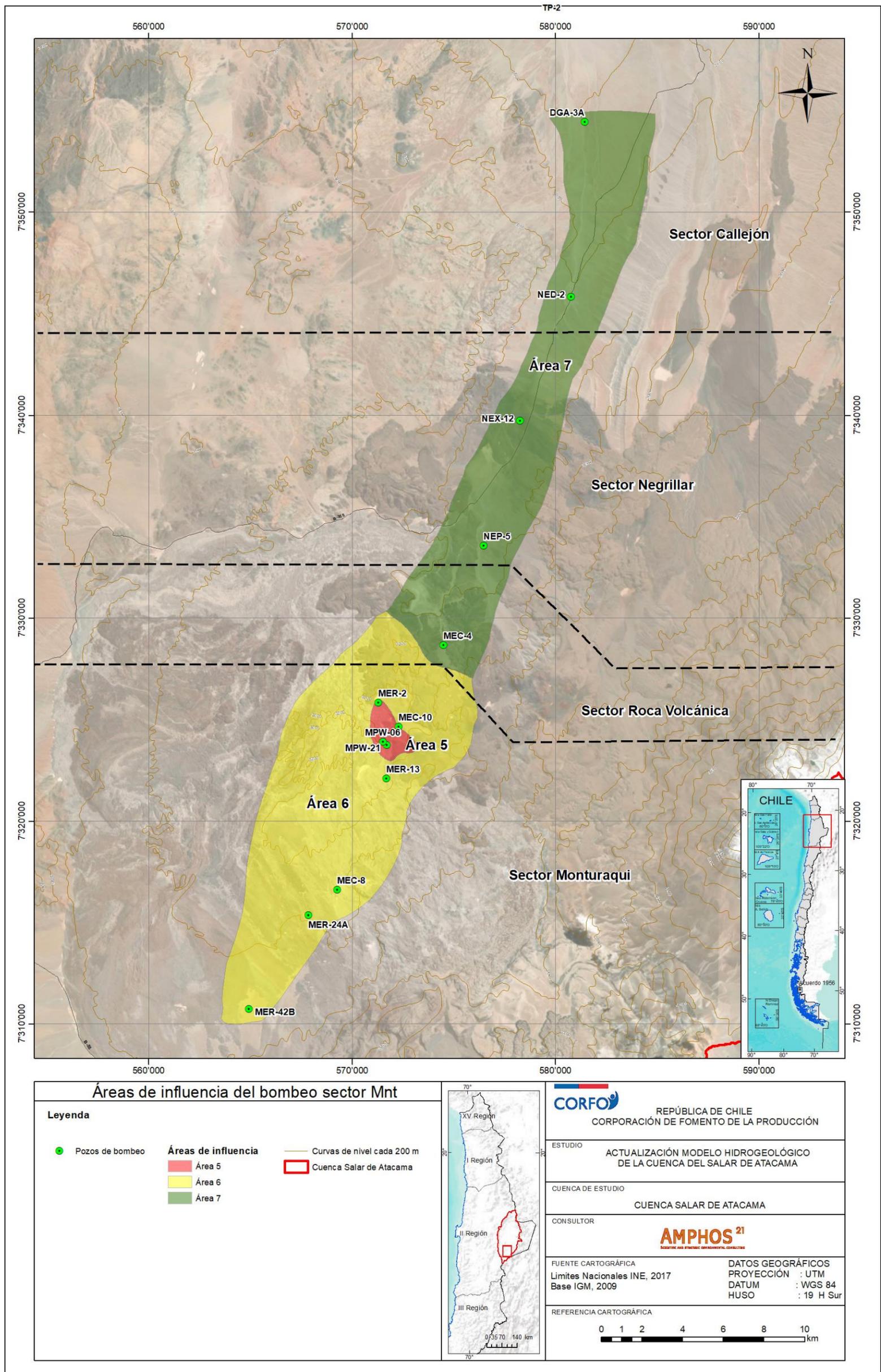


Figura 9-4: Áreas consideradas para el cálculo de variación del almacenamiento de agua dulce en el acuífero sectores Monturaqui y Roca volcánica-Negrillar-Callejón.

Fuente: Elaboración propia.

En la Tabla 9-5 se resumen los parámetros utilizados para cada área y la estimación de variación de almacenamiento, tanto para el acuífero de MNT, como para el acuífero aluvial Borde Este. En el Anexo VI – Apéndice A.2 “Balance Hídrico” se presenta un archivo Excel con el respaldo de los cálculos.

Cabe destacar que el caudal de variación de almacenamiento obtenido para la zona de MNT, es del mismo orden que los caudales de extracción antrópica explotados por la empresa MEL.

Tabla 9-5: Variación del volumen de almacenamiento de agua dulce-salobre para el periodo 2000-2019.

Parámetros	Área 5		Área 6		Área 7		Área 8	
Superficie (Km2)	4		144		106		236	
Tasa de descenso (m/año)	1,5		1		0,5		0,1	
Porosidad drenable	0,18	0,24	0,18	0,24	0,16	0,21	0,13	0,16
Caudal por área (l/s)	34	46	822	1096	269	353	97	120
Caudal Total por acuífero (l/s)	1.125 a 1.500						100 a 120	
Caudal Total agua dulce-salobre (l/s)	1.225 a 1.620							

Fuente: Elaboración propia.

La variación de almacenamiento de salmuera estimada a partir del descenso en los niveles está comprendida entre 400 a 1.000 L/s. Este rango permite acotar las diferencias entre entradas y salidas de salmuera en régimen de explotación (775 y 825 L/s). Adicionalmente, la variación de almacenamiento de agua dulce-salobre, comprendida entre 1.225 y 1.620 L/s también acota el rango de las diferencias entre entradas y salidas de agua dulce salobre en régimen de explotación (1.450 a 1.625 L/s). Por tanto, se comprueba que el desbalance entre entradas y salidas observado en la Tabla 9-3 es consistente con la variación de almacenamiento registrada en el acuífero, estimada a partir del descenso en los niveles.

9.2 Balance por área aportante

Se realizó un balance hídrico por área aportante. Los sectores fueron definidos para permitir una comparación con los SHAC definidos por la DGA (2014) (ver Figura 9-5). La Tabla 9-6 presenta las áreas aportantes definidas, las subcuencas que los integran y la equivalencia con los SHAC. La Figura 9-6 presenta una vista esquemática de los flujos y las interconexiones de las áreas aportantes. Los flujos mostrados hacia la zona Marginal ocurren principalmente de forma subterránea. Por otro lado, los flujos desde la zona Marginal hacia la zona Núcleo Salar siguen una dinámica compleja, caracterizada por los afloramientos, evaporación, concentración de las aguas, desbordes superficiales y subsuperficiales hacia el núcleo.

La Tabla 9-7 muestra el balance hídrico por área aportante en régimen natural, mientras que la Tabla 9-8 resume el balance hídrico en régimen operacional.

El estudio de EDRA (1999) hace referencia a un flujo subterráneo desde el norte hacia el sur de 850 L/s, valor similar al rango determinado en el presente estudio para el flujo neto hacia aguas abajo del área aportante zona Marginal norte. Las áreas aportantes sur y este podrían presentar flujos netos menores a la zona Núcleo Salar. Por otro lado, el área aportante sureste podría estar recibiendo aportes netos desde la zona Núcleo Salar.

Tabla 9-6: Definición de sectores.

Área aportante	Equivalencia		Entrega excedentes a	
	SHAC	Subcuenca	SHAC	Subcuenca
Norte	A1	1, 2 y 5	A	14
Noreste	A2	3 y 4	A	14
ZM Norte	A	14	N	17
Este	B1	6	B	Parte de 15
ZM Este	B	15.1	N	17
Sureste	C1	8 y 9	Parte de C	Parte de 15
ZM Sureste	Parte de C	15.2	N	17
Sur	C2	7	Parte de C	Parte de 15
ZM Sur	Parte de C	15.3	N	17
Oeste	N1	10 a 13 y 16	N	17
Núcleo	N	17	-	-

Fuente: Elaboración propia.

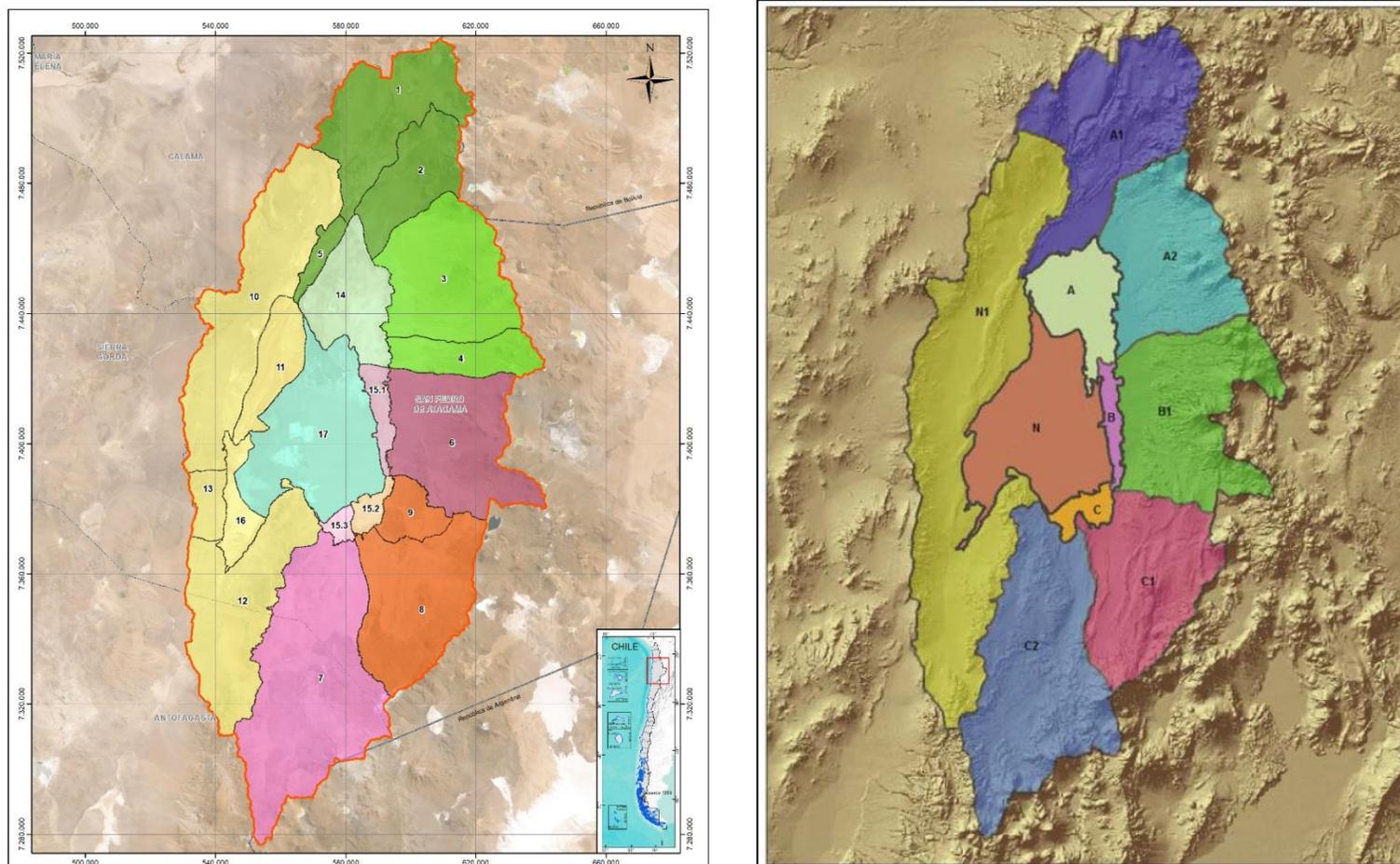


Figura 9-5: Comparación de SHAC y áreas aportantes definidas en el presente estudio.

Fuente: Elaboración propia.

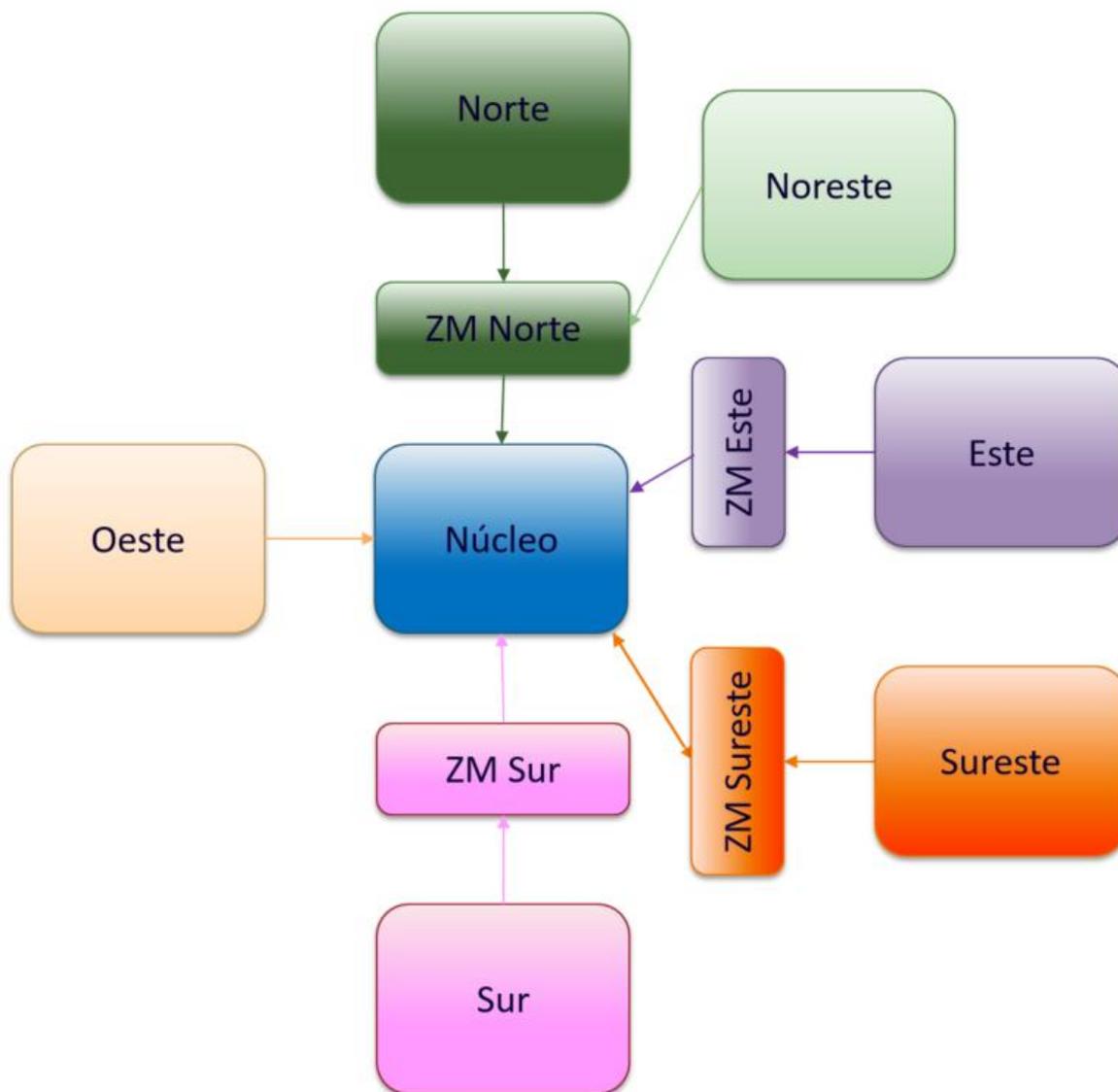


Figura 9-6: Vista esquemática de flujos en áreas aportantes. ZM: Zona Marginal

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 9-7: Balance hídrico por área aportante para el régimen natural.

Área aportante	Tipo de agua	Entradas			Salidas			
		Recarga por precipitación	Recarga por Escorrentía	Flujos netos desde aguas arriba	Ev. suelo	Evt. veg.	Bombeo	Flujos netos hacia aguas abajo
Norte	Dulce-salobre	300 a 400	1.100 a 1.475	0	0	250 a 300	0	1.150 a 1.575
Noreste	Dulce-salobre	625 a 825	875 a 1.175	0	0	300 a 350	0	1.200 a 1.650
ZM Norte	Zona de Mezcla	25 a 50	25	2.350 a 3.225	975 a 1.475	875 a 1.075	50	500 a 700
Este	Dulce-salobre	275 a 350	425 a 575	0	0	100 a 125	0	600 a 800
ZM Este	Zona de mezcla	~0	~0	600 a 800	600 a 850	25	0	-25 a -75
Sureste	Dulce-salobre	225 a 300	375 a 525	0	0	50	0	550 a 775
ZM Sureste	Zona de mezcla	~0	~0	550 a 775	525 a 775	25	0	0 a -25
Sur	Dulce-salobre	200 a 275	275 a 375	0	0	<25	0	475 a 650
ZM Sur	Zona de mezcla	~0	~0	475 a 650	325 a 525	50 a 75	0	100 a 50
Oeste	Dulce-salobre	150 a 200	150 a 200	0	50 a 100	~0	0	250 a 300
Núcleo	Salmuera	200 a 250	0	825 a 950	975 a 1.150	~0	50	-

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 9-8: Balance hídrico por área aportante para el régimen operacional (2000 a 2019).

Área aportante	Tipo de agua	Entradas			Salidas			
		Recarga por precipitación	Recarga por Escorrentía	Flujos netos desde aguas arriba	Ev. suelo	Evt. veg.	Bombeo	Flujos netos hacia aguas abajo
Norte	Dulce-salobre	300 a 400	1.100 a 1.475	0	0	250 a 300	0	1.150 a 1.575
Noreste	Dulce-salobre	625 a 825	875 a 1.175	0	0	300 a 350	0	1.200 a 1.650
ZM Norte	Zona de Mezcla	25 a 50	25	2.350 a 3.225	975 a 1.475	875 a 1.075	50	500 a 700
Este	Dulce-salobre	275 a 350	425 a 575	0	0	100 a 125	150 a 175	600 a 800
ZM Este	Zona de mezcla	~0	~0	600 a 800	600 a 850	25	0	-25 a -75
Sureste	Dulce-salobre	225 a 300	375 a 525	0	0	50	0	550 a 775
ZM Sureste	Zona de mezcla	~0	~0	550 a 775	525 a 775	25	0	0 a -25
Sur	Dulce-salobre	200 a 275	275 a 375	0	0	<25	1.300 a 1.450	475 a 650
ZM Sur	Zona de mezcla	~0	~0	475 a 650	325 a 525	50 a 75	0	100 a 50
Oeste	Dulce-salobre	150 a 200	150 a 200	0	50 a 100	~0	0	250 a 300
Núcleo	Salmuera	200 a 250	0	825 a 950	725 a 850	~0	1.050 a 1.175	-

Fuente: Elaboración propia.

Nota 1: El cálculo de los flujos netos hacia aguas abajo de las subcuencas Este y Sur considera la variación del almacenamiento producto del bombeo.

Nota 2: La determinación de los flujos hacia aguas abajo en el régimen operacional (2000 a 2019) se estimó a partir de un análisis simplificado, que deberá ser validado o corregido a partir de una modelación numérica detallada de la cuenca.

9.3 Discusión de los resultados

La Tabla 9-9 presenta una comparación del balance hídrico de la cuenca realizado por Amphos 21 en el presente estudio y por otros autores. Del análisis, se concluye que existe cierta consistencia ente las estimaciones de entradas, con la excepción del estudio realizado por CSIC (2017).

Tabla 9-9: Comparación con balances históricos (régimen natural)

Autor	Precipitación total sobre la cuenca (l/s)	Entradas al Salar (l/s)	Porcentaje de precipitación como entrada (%)	Evaporación Salar (l/s)
Mardones (1986)	-	-	-	5.400
Peña (1986)	-	-	-	5.000
DICTUC (2005)	-	5.699	-	5.699
CPH (2008)	-	-	-	2.940
DGA (2010)	~23.500 (*)	5.600	23,8	5.600
DGA (2013)	~31.400 (*)	5.170	16,5	5.178
SGA (2015)	~32.300 (*)	5.585	17,3	5.585
CSIC (2017)	23.522	16.247	69,1	15.936
Amphos 21 (2021)	29.661	3.525 a 5.000	~21,0	3.425 a 4.875

Fuente: SGA (2015) para puntos indicados con (*), el resto es de elaboración propia.

Nota: la columna de evaporación Salar no incluye la evaporación de la vegetación.

En el presente estudio se determinó la evaporación del Salar utilizando curvas de evaporación contra profundidad, desarrolladas a partir del conjunto de mediciones de terreno disponibles en diversos estudios. La sectorización de las zonas evaporantes se realizó a partir de un análisis espectral de imágenes satelitales (índice de brillo). Asimismo, las bandas de profundidad se determinaron a partir del conjunto de datos históricos de profundidad del nivel piezométrico disponibles y un análisis de imágenes satelitales espectrales (índice de humedad). Por otro lado, se determinó la recarga a partir de las mediciones de precipitación en 29 estaciones pluviométricas y mediciones de caudal en las estaciones fluviométricas 1) río San Pedro en Cuchabrachi, 2) canal Cuno en Socaire, 3) canal Vilama en Vilama y 4) canal Aguas Blancas. En particular, la estación río San Pedro en Cuchabrachi es la de mayor importancia, ya que esta estación mide la mayor parte de la recarga por precipitación y la escorrentía generada en su cuenca aportante.

Se observa que el rango de evaporación determinado en el presente estudio se encuentra por debajo de las estimaciones realizadas hasta antes de 2015. Lo anterior, se puede explicar considerando que: 1) se estimó una evaporación desde la vegetación entre 1.675 a 2.050 usando bandas de altura e índices espectrales (NDVI). El rango es mayor a las estimaciones históricas e incluye las zonas de cultivos ubicadas en la cuenca y; 2) se consideró una reducción de la recarga por precipitación y por escorrentía para cuencas con precipitación media menor a 90 mm/año. Se debería construir un modelo hidrológico, en escala diaria u horaria, calibrado con las mediciones de la estación río San Pedro en Cuchabrachi para mejorar la representación del efecto de reducción.

No es de extrañar que los estudios realizados hasta antes de 2015 tengan consistencia entre sí, ya que en estos estudios se determinó la evaporación desde el Salar usando las mediciones y metodologías desarrolladas por Mardones (1986). La recarga en dichos estudios se estimó a fin de ser consistente con la evaporación determinada. Por otro lado, SGA (2015) realizó mediciones de evaporación con domo, y usando una metodología de zonas de evaporación similar a la de Mardones (1986), llega a un resultado consistente.

El estudio desarrollado por CSIC (2017) es el único que difiere significativamente del resto. La mayor diferencia es el alto porcentaje de precipitación que se transforma en recarga al Salar. Por otro lado, la precipitación total es menor, lo que se explica ya que el estudio CSIC (2017) consideró una relación lineal entre la precipitación y la altura.

En el estudio CSIC (2017), la recarga asociada a cada evento de precipitación se calculó a partir de la siguiente ecuación:

$$Rec_i = Pp_i - Det$$

Donde Rec_i es la recarga del evento i en mm, Pp_i es la precipitación total del evento i y Det es la detención igual a 5 mm. Esta detención representa el caudal retenido en la superficie del terreno que no se infiltra y es devuelto a la atmosfera por evapotranspiración, o bien puede producir escorrentía superficial (DGA-DIHA PUC, 2009). Se esperaría que el descuento de 5 mm (Det) se aplique a la precipitación diaria, ya que la evaporación diaria en el área de estudio es del orden de 5 mm.

Otra diferencia entre el estudio de CSIC (2017) y el resto de los autores es el valor de profundidad del nivel freático. La evaporación se encuentra fuertemente influida por la distribución espacial de las profundidades (isoprofundidades), más que por la elección de la curva de evaporación planteada por cada autor. Lo anterior, permite explicar las grandes diferencias entre la evaporación calculada en el presente informe y el estudio CSIC (2017), donde se plantea una evaporación del orden 16.000 l/s. En el citado estudio, se definen

amplios sectores de la zona Marginal con una profundidad igual a 0,1 m (ver Figura 9-7). Esta profundidad es significativamente menor a la determinada en el presente estudio.

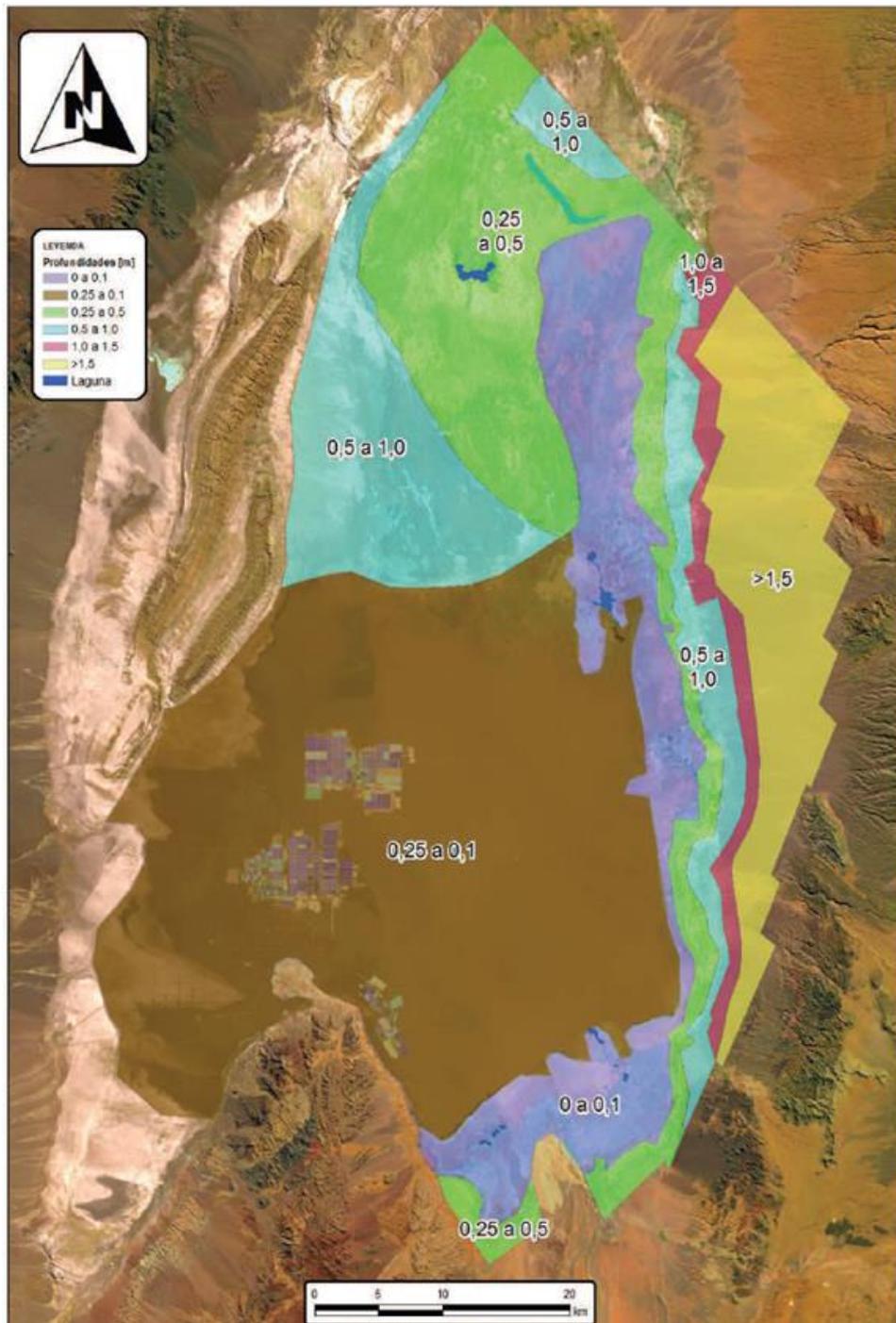


Figura 9-7: Isopropundades del nivel freático.

Fuente: CSIC (2017).

10. Modelo Numérico de Flujo

10.1 Proceso de modelación numérica

El proceso de modelación numérica de un sistema acuífero es un proceso iterativo con varias fases. La primera fase la constituye la definición del modelo conceptual, en el cual se debe caracterizar las UHs, la geometría (tridimensional, en este caso) de dichas unidades, evaluar el balance hídrico cuantificando las entradas y salidas del sistema y, en base a la caracterización geológica e hidrogeológica, zonificar los parámetros hidráulicos para cada UH. La segunda fase consiste en definir el modelo numérico en base al modelo conceptual previamente elaborado. En esta fase, se debe analizar el tamaño de la grilla y las zonas donde ésta debe estar refinada, se deben definir las condiciones de contorno adecuadas que reproduzcan el balance definido en el modelo conceptual y las condiciones iniciales.

Una vez definido el modelo numérico, se procede a definir un estado estacionario (en este caso, la situación previa a los bombeos). La simulación del modelo estacionario tiene dos funciones muy importantes; en primer lugar, realizar una primera calibración de los parámetros hidráulicos que permitan caracterizar el sistema acuífero; y, en segundo lugar, definir las condiciones iniciales para el modelo transitorio. Si una vez analizados los resultados (coherencia en cálculo de parámetros, ajustes y balance hídrico) estos no son satisfactorios, se debe revisar nuevamente el modelo conceptual y volver a definirlo. Si, por el contrario, los resultados son satisfactorios, se procede a la siguiente fase de calibración transitoria del modelo.

En la calibración transitoria se calibran de nuevo los parámetros hidráulicos considerando las variaciones temporales en las entradas y salidas del sistema, tomando un tiempo de calibración del 70% del total de la serie temporal disponible. Una vez calibrado el modelo transitorio, se procede a la fase de validación simulando el 30% final de la serie temporal disponible, con el fin de evaluar si los parámetros calibrados reproducen la serie temporal de niveles sin haberlos calibrado previamente (*blind test*). Si tras analizar los ajustes de series temporales de nivel entre datos observados y simulados, coherencia de parámetros calibrados con respecto a los definidos en el modelo conceptual y coherencia del balance hídrico, los resultados son satisfactorios, se concluye el modelo y se simulan escenarios de predicción. Si los resultados no son satisfactorios, se debe revisar nuevamente el modelo conceptual y comenzar las fases iniciales de calibración. El esquema de este proceso iterativo se muestra en la Figura 10-1.

Además, cabe señalar que para la calibración y validación del modelo numérico se ha utilizado como referencia la guía de modelación del SEA (2012).

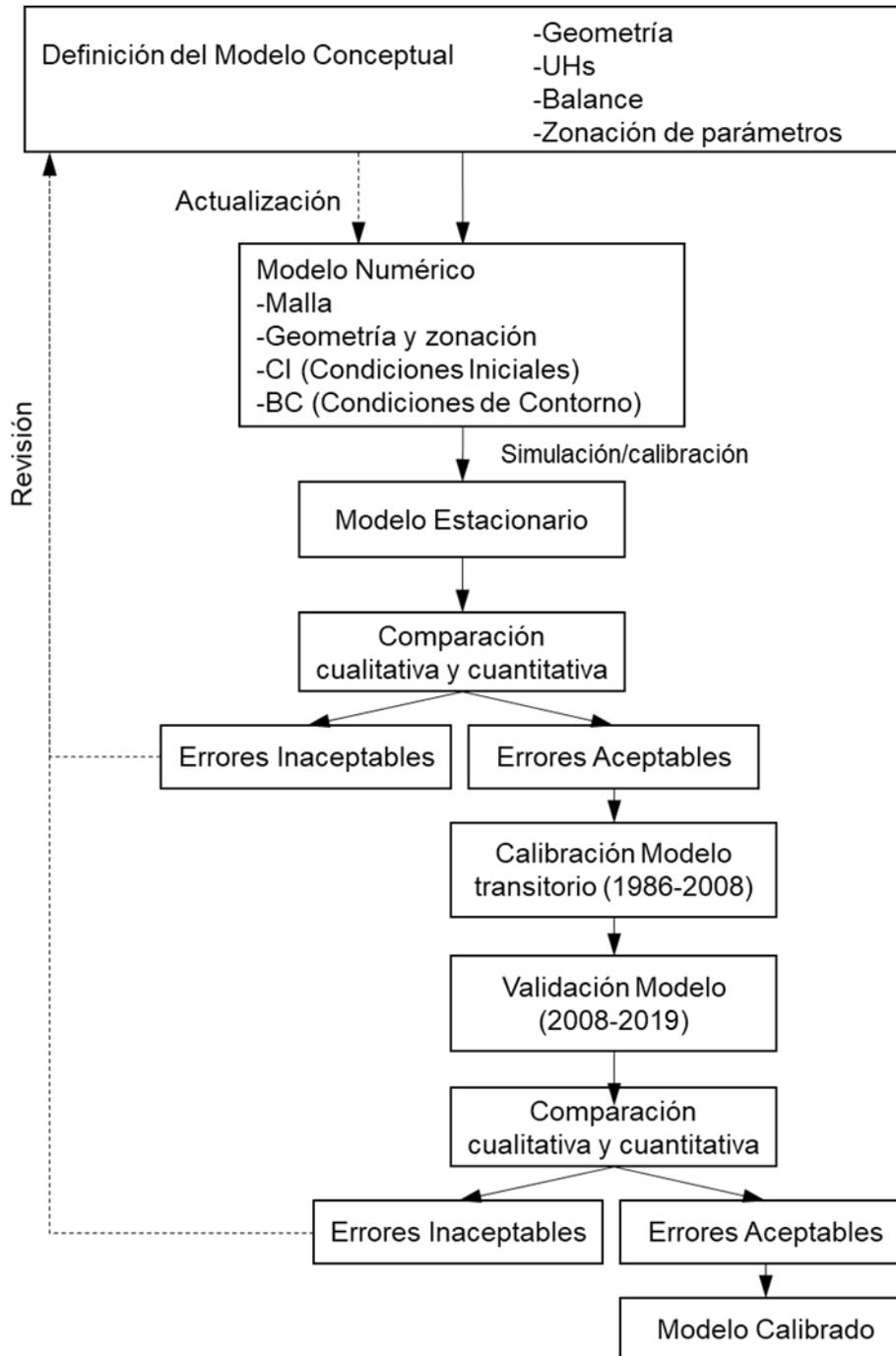


Figura 10-1: Diagrama del proceso de modelación.

Fuente: Elaboración propia

10.2 Código para el desarrollo del modelo numérico

El modelo numérico descrito en el presente informe se ha desarrollado con el programa Groundwater Vistas versión 7 (GV7), usando la versión de MODFLOW-USG en todas las simulaciones. El modelo se entrega en formato GV7 incluyendo los archivos de entrada en formato MODFLOW, de forma que se puede importar el modelo a otros programas de pre/post proceso MODFLOW (como Visual MODFLOW o Model MUSE). Al respecto se debe mencionar que frecuentemente hay problemas de compatibilidad con algunos módulos (especialmente el módulo ETS para simular la evaporación en función de la profundidad) que no se importan automáticamente y deben incorporarse manualmente.

El código utilizado simula flujo con densidad constante, por lo cual se utilizó la metodología explicada en el punto 5.4.3.2.2, para corregir y referenciar los niveles observados a niveles equivalentes de salmuera. De esta forma, el modelo numérico tridimensional de flujo presentado simula niveles equivalentes de salmuera.

10.3 Dominio del modelo y discretización

10.3.1 Límite del dominio del modelo

Los límites de un modelo numérico deben permitir reproducir las condiciones geológicas e hidrogeológicas definidas en el modelo conceptual. De este modo, los límites del modelo numérico se definieron en función de las barreras naturales del flujo subterráneo. Los límites del modelo numérico, definidos en el modelo conceptual, son:

Zona Núcleo Salar: los límites E y SE lo constituyen los depósitos coluviales de la falda de la Cordillera de los Andes.

- El límite oeste lo constituye la Cordillera de la Sal.
- El límite norte se sitúa al norte de San Pedro de Atacama, donde el sistema acuífero se acuña considerablemente.

Zona Monturaqui: los límites E y O representan los contactos roca-relleno sedimentario.

- El límite sur queda ubicado al sur del campo de pozos de Monturaqui, en el sector donde la interpretación hidrogeológica indica que el acuífero se acuña en esa dirección.

10.3.2 Discretización espacial

La extensión del dominio del modelo es de 10.174,5 Km², sin embargo, una parte importante se compone de celdas inactivas que conforman todo el contorno de la zona activa. El área que corresponde a las celdas activas del modelo es de 4.533 Km², tal como se muestra en la Figura 10-2.

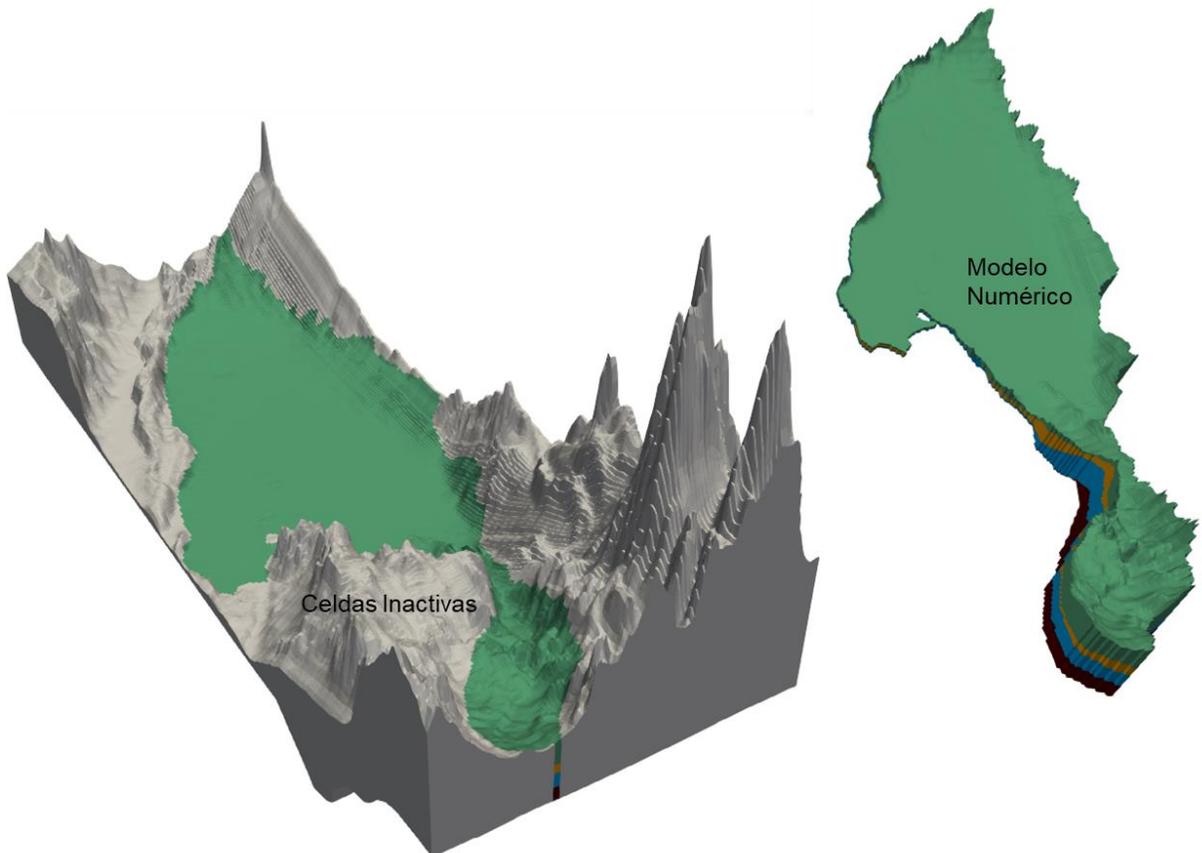


Figura 10-2: Área total de simulación y celdas activas en el modelo numérico definido.

Fuente: Elaboración propia

La discretización horizontal del dominio se ha realizado con celdas de 500 x 500 m² refinando en la zona Marginal con celdas de 250 x 250 m². Por tanto, la malla final contiene sectores con celdas de 500 x 500 m², zonas sub-refinadas de 250 x 500 m² o 500 x 250 m² y zonas refinadas de 250 x 250 m² (ver Figura 10-3). Con esta configuración, el dominio ha quedado dividido en un total de 255.816 celdas, de las cuales 95.742 son celdas activas.

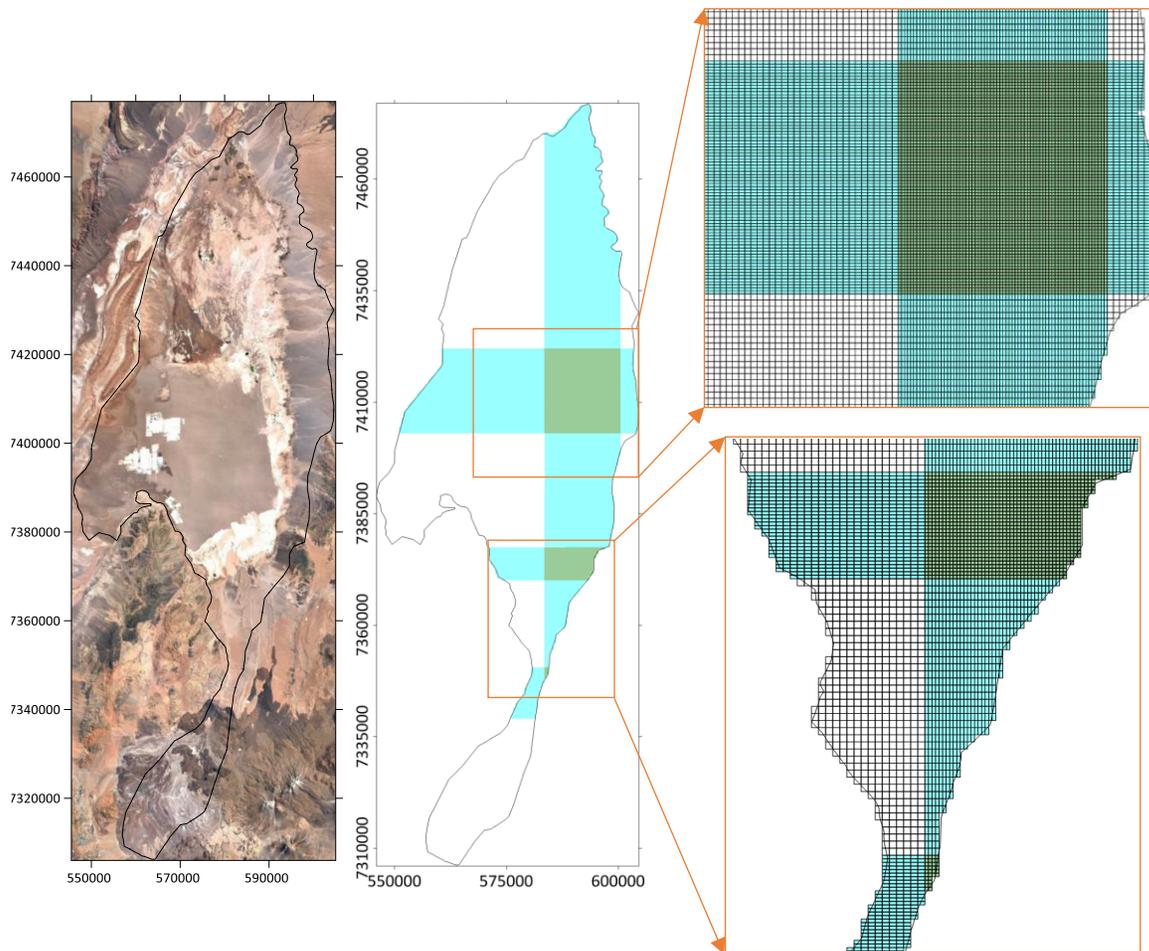


Figura 10-3: Discretización horizontal del dominio. Dimensiones de las celdas: Blanco: 500 x 500 m², Azul: 250 x 500 o 500 x 250 m², Verde: 250 x 250 m².

Fuente: Elaboración propia

10.3.3 Geometría 3D del modelo

Para la construcción del modelo numérico se han representado las 5 UHs principales (sin la UH 6 que corresponde al basamento) en 3 capas que se extienden en toda la cuenca y una cuarta capa que sólo está activa en la zona MNT según se presenta en la Figura 10-4.

El detalle de las UHs y su distribución en cada capa del modelo numérico se presenta en el capítulo 5.3.2.

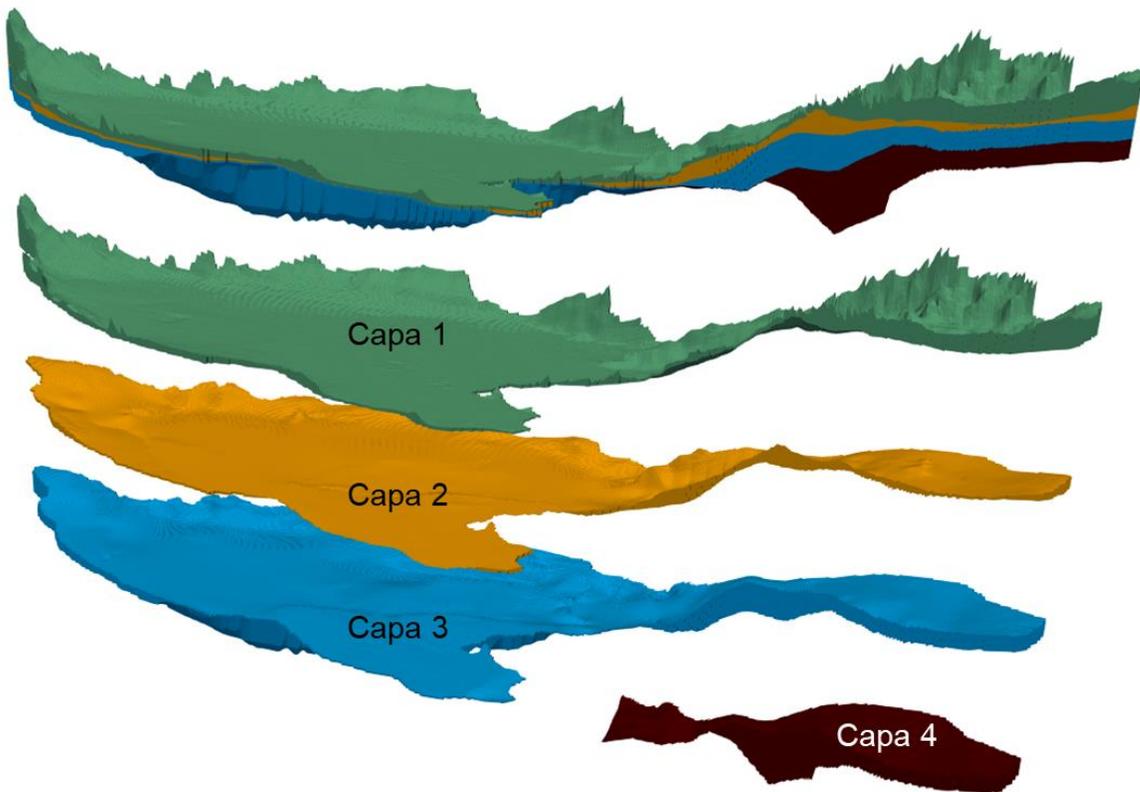


Figura 10-4: Distribución en profundidad de las capas del modelo numérico.

Fuente: Elaboración propia

De forma general, la capa 1 del modelo numérico representa las UH 1, UH 2 y UH 3 más permeables y con un funcionamiento de acuífero libre, además de la UH 4 en una zona muy local de Monturaqui, donde aflora la ignimbrita del Tucúcaro. La capa 2 representa la UH 5, con funcionamiento de acuitardo en la zona Norte y Núcleo Salar, la UH 4 en la zona Monturaqui y la UH 1 en la zona Borde Este representando el cambio lateral de facies a los depósitos aluviales. La capa 3 representa la UH 4 en la zona Núcleo Salar y la UH 2 (Estratos de Quebrada Salín) en la zona de Monturaqui. Finalmente, debido a que el espesor de la UH 2 es muy importante en la zona Monturaqui (superando el centenar de metros) y presenta ciertas diferencias litológicas e hidráulicas, entre los Estratos de Quebrada Salín (representados por la capa 3 del modelo) y Estratos de Tilocalar, se ha incluido sólo en esta zona una cuarta capa. De este modo, la capa 4 representa los Estratos de Tilocalar de la UH 2.

Uno de los rasgos geológicos relevantes y que tiene importantes implicancias en la hidrogeología del Salar corresponde a la Falla Salar. Esta estructura de orientación principal N-S genera un importante descenso del bloque oriental, lo que provoca un aumento del

espesor de la UH 4 al este de la falla, que se ha representado en la capa 3 del modelo numérico. La Figura 10-5 y la Figura 10-6 muestran la distribución de las capas en el modelo numérico y el efecto en el aumento del espesor de la capa 3 al este de la Falla Salar.

La equivalencia entre las distintas UHs definidas en el modelo conceptual y las capas del modelo numérico se presentan en la Figura 10-7 para la zona Núcleo Salar y en la Figura 10-8 para la zona MNT.

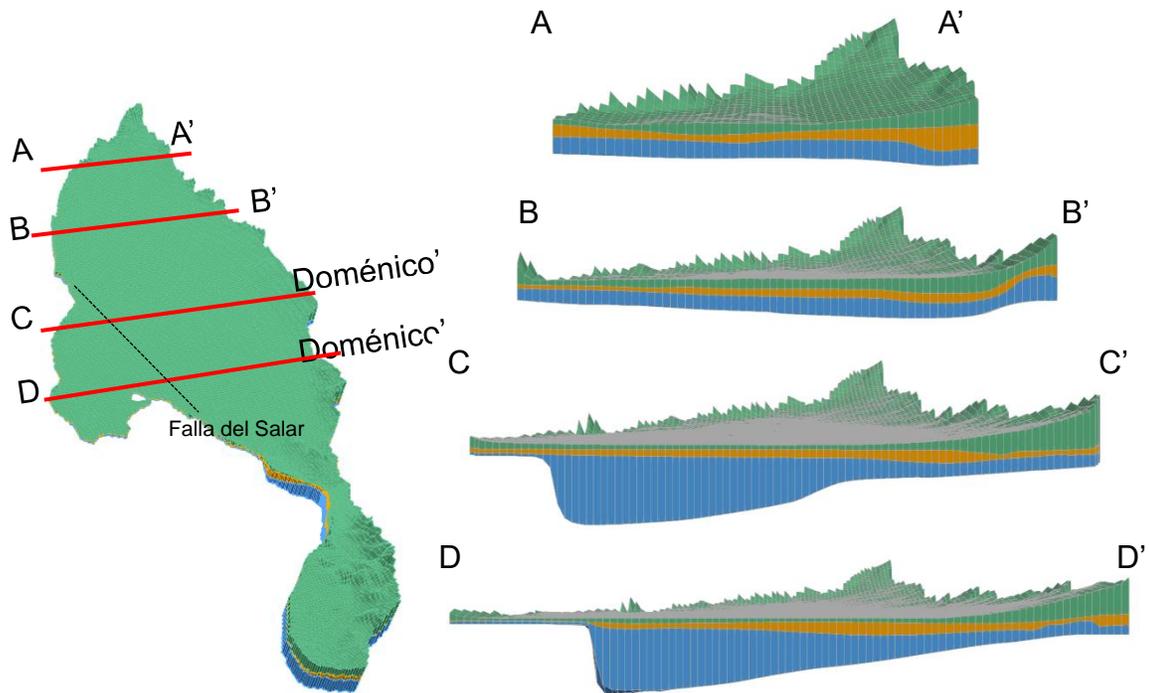


Figura 10-5: Cortes verticales del modelo numérico que muestran la discontinuidad de la Falla Salar con la variación de espesor del bloque este de la falla.

Fuente: Elaboración propia

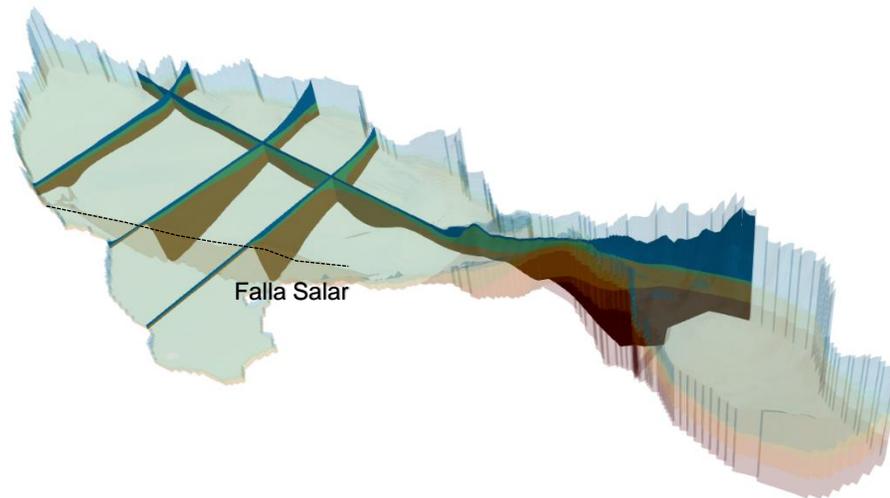


Figura 10-6: Esquema tridimensional de la distribución de las capas en el modelo numérico que muestra la extensión y el efecto de la Falla Salar.

Fuente: Elaboración propia

De este modo, en la zona Núcleo Salar, en el bloque oeste de la Falla Salar, la capa 1 del modelo representa la halita porosa de la UH 2 Qcl, mientras que en el bloque este representa la halita fracturada karstificada de la UH 3 Qcl. La capa 2 en toda la zona Núcleo Salar, y en ambos bloques de la falla, representa las arcillas de la UH 5 Qal (Arc), mientras que la capa 3 representa la halita compacta de la UH 4 Qcl. En la zona Marginal y hacia el este hay una transición de los depósitos salinos a los depósitos aluviales (gravas y arenas). De este modo, en la zona Borde Este las tres capas representan la UH 1 Qal.

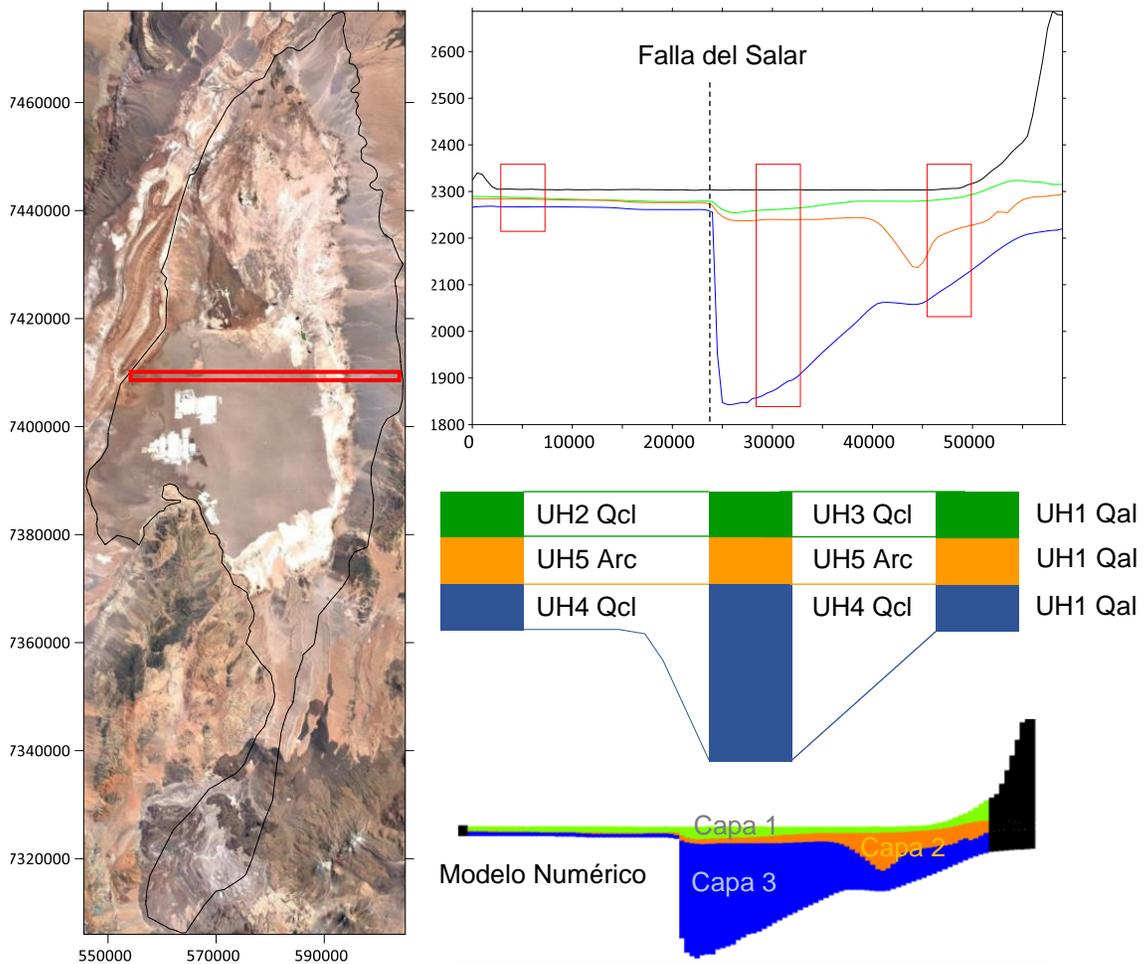


Figura 10-7: Perfil esquemático E-O en la zona Núcleo Salar en el que se presenta de forma sintética la definición de las capas con respecto a las UHs.

Fuente: Elaboración propia

En la zona MNT, la capa 1 del modelo representa los depósitos coluviales de la UH1 (excepto en una zona muy local donde aflora la ignimbrita del Tucúcaro, UH 4), la capa 2 representa la ignimbrita Tucúcaro de la UH 4, la capa 3 representa los depósitos de arenas y gravas de la UH 2 Quebrada Salín, y la capa 4 representa las arenas limosas de la UH 2 Estratos de Tilocalar.

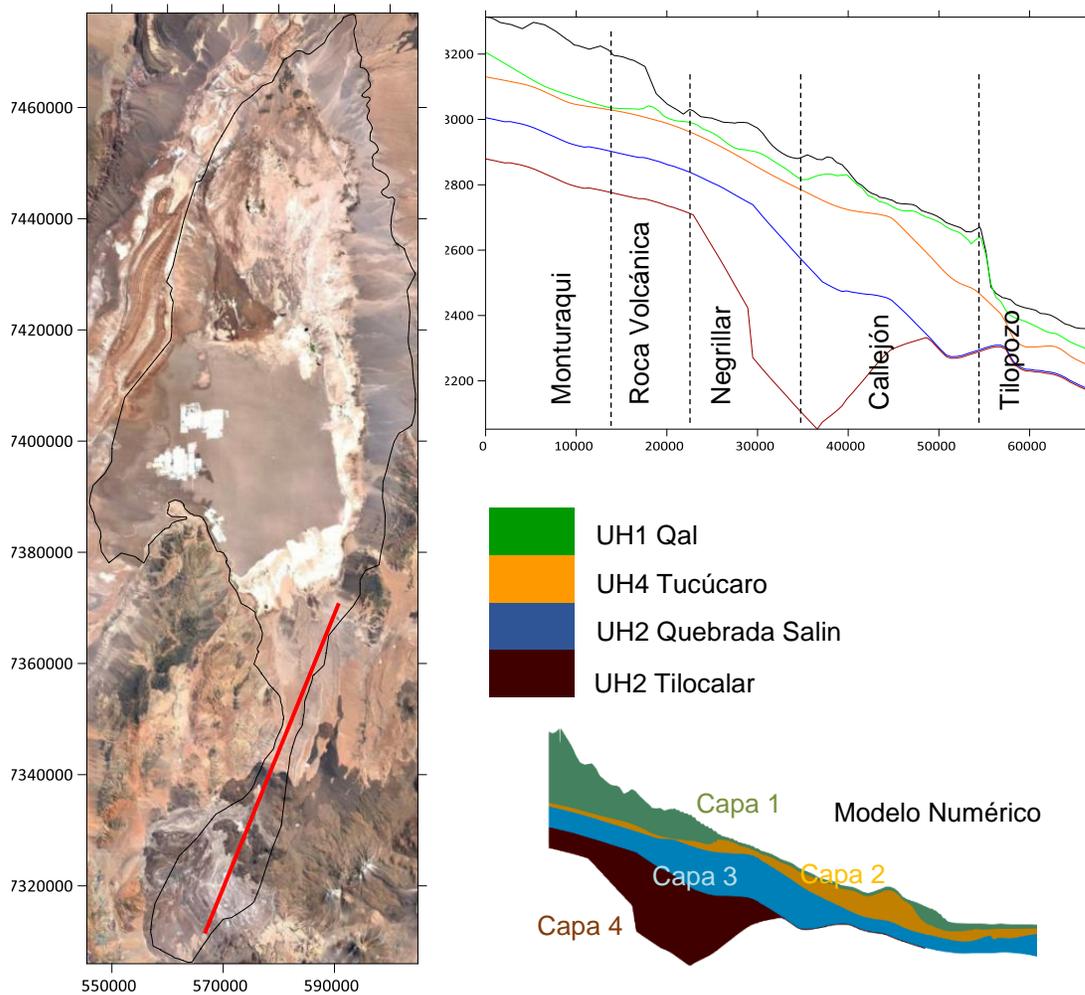


Figura 10-8: Perfil esquemático SO-NE en la zona MNT en el que se presenta de forma sintética la definición de las capas con respecto a las UHs.

Fuente: Elaboración propia

La Figura 10-9 muestra el mapa de isobatas para cada una de las capas del modelo numérico.

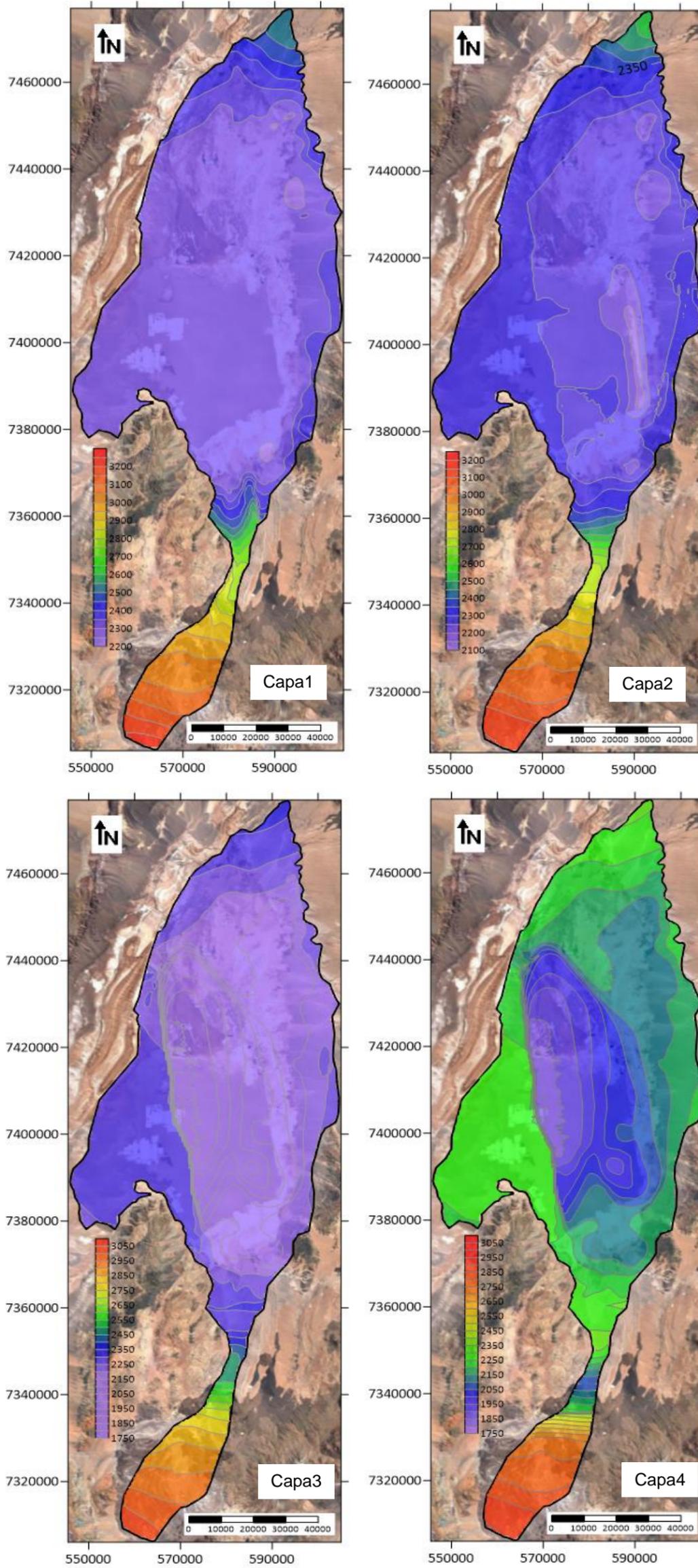


Figura 10-9: Mapas de isobatas de las capas definidas en el modelo numérico.

Fuente: Elaboración propia

10.4 Régimen de simulación y discretización temporal

En este apartado se describen los períodos temporales simulados para los distintos modelos definidos: calibración del modelo estacionario, calibración del modelo transitorio y validación del modelo transitorio.

10.4.1 Tiempo de referencia para el modelo estacionario

Como tiempo de referencia para definir el modelo estacionario, se ha simulado la situación de equilibrio promedio antes de los bombeos en la cuenca Salar de Atacama. Para la calibración se utilizaron los datos de nivel representativos del período comprendido entre el 01-01-1986 hasta 31-12-1994, además de puntos de observación adicionales con información posterior, pero sin variaciones temporales importantes en el nivel, que permitieron una distribución homogénea de puntos a calibrar.

10.4.2 Intervalo de simulación para el modelo transitorio y discretización temporal

El modelo transitorio se definió entre el período comprendido entre 01-01-1986 hasta el 31-12-2019, diferenciando dos fases: Calibración, con fecha comprendida entre 01-01-1986 y 31-12-2008; y validación con fecha comprendida hasta 31-12-2019.

Se evaluaron todas las entradas (recarga) y salidas (evapotranspiración y extracciones) con una distribución temporal mensual, definiendo cada mes con el número de días real que correspondía al total del período simulado, lo que entrega finalmente un total de 409 períodos de stress. Cada período de stress mensual fue dividido a su vez en 3 time steps para tener mejor resolución en términos de balances y ajustes de niveles observados. En el modelo transitorio, el primer período de stress es de 365 días y corresponde al régimen estacionario, con el fin de partir de unas condiciones iniciales adecuadas.

10.5 Condiciones de contorno

En el modelo numérico se han definido las siguientes condiciones de contorno, con el fin de representar las condiciones de entradas y salidas:

- Flujo nulo en contornos no activos.
- Condición de caudal prescrito (Neumann) para entradas (recarga lateral por escorrentía y percolación) o salidas (extracciones, evapotranspiración por vegetación) conocidas al sistema.
- Condición de caudal areal para entrada por recarga directa.

- Condición de contorno mixta (Cauchy) para reproducir la interfaz agua dulce-salmuera, zona de lagunas y evaporación.

10.5.1 Flujo Nulo

Se ha establecido una condición de contorno de tipo 2 o Neumann, de caudal nulo ($Q=0$), mediante la imposición de celdas inactivas, que representan los bordes del acuífero a través de los cuales no existen flujos ni acuífero activo, estableciendo así sus límites físicos.

Se ha considerado que el límite inferior del acuífero lo constituye el basamento impermeable, definido en el modelo conceptual a partir de prospección geofísica y perforación de pozos.

Así mismo, se han definido los bordes laterales con flujo nulo en base a los límites del acuífero establecidos en el modelo conceptual.

10.5.2 Recarga

Se ha diferenciado en el modelo numérico la recarga directa por lluvia y la recarga lateral por escorrentía y percolación a partir de las 17 subcuencas que alimentan el sistema.

La recarga se ha definido de acuerdo con el modelo conceptual y su evolución en el tiempo para los modelos transitorios (calibración y validación) se ha implementado con funciones temporales (2 tipos) que representan la variabilidad del sistema. Para todas las recargas laterales, se representó una señal sinusoidal que marca la estacionalidad verano-invierno. Por otro lado, con respecto a la recarga directa por precipitación se observó que en la zona Núcleo Salar los niveles responden de forma significativa a los episodios de lluvia. Sin embargo, en el resto de la cuenca no se observó una respuesta significativa en los niveles a eventos de máxima precipitación, debido a que existe un amortiguamiento de la recarga en las subcuencas aportantes a la cuenca. Por ello, en los modelos transitorios la recarga areal por precipitación se asumió constante para todas las subcuencas, excepto para la subcuenca 17 ubicada en el Núcleo Salar, en la cual se implementó una función variable en el tiempo en función de los eventos de máxima precipitación.

10.5.2.1 Recarga directa

La recarga directa se ha distribuido de forma areal en toda la superficie del modelo, distinguiendo 12 zonas de recarga que aportan directamente a la cuenca. Los valores de la

recarga areal para cada zona se muestran en la Tabla 10-1 y la distribución de las zonas en el modelo numérico se muestran en la Figura 10-10. El número de zona que se ha asignado a cada zona de recarga en el modelo numérico corresponde al número de subcuenca que representa. De este modo, las zonas 1, 10, 12, 13 y 16 en el modelo numérico tienen una recarga nula en el modelo numérico debido a que dichas subcuencas quedan fuera del dominio de modelación.

Tabla 10-1: Zonas de recarga directa por precipitación en el modelo numérico con respecto a las subcuencas.

Subcuenca	Zona en el modelo	Superficie (Km ²)	Recarga (mm/año)
2	2	123	26,0
3	3	192	30,0
4	4	104	20,3
5	5	60	1,8
6	6	285	13,2
7	7	609	6,5
8	8	81	14,3
9	9	105	3,1
11	11	154	1,1
14	14	777	1,8
15	15	378	1,1
17	17	1.618	4,6

Fuente: Elaboración propia

Los niveles en la zona Núcleo Salar presentan un aumento frente a los eventos de precipitación de gran magnitud que ocurren en la cuenca. Es posible explicar estos aumentos en los niveles debido a dos mecanismos de recarga: 1) la precipitación que cae directamente y es capaz de infiltrarse en la costra de halita, recorriendo una distancia menor a 2 m hasta el nivel freático y 2) los caudales superficiales que escurren por los numerosos cauces presentes en la cuenca y son capaces de descargar su caudal en la zona Núcleo Salar (zona terminal de la cuenca endorreica).

Este fenómeno sólo se aprecia de forma importante en la subcuenca 17 (Zona Núcleo Salar), ya que en el resto de las subcuencas estos eventos quedan amortiguados. Los niveles medidos en áreas fuera de la zona Núcleo Salar sólo se presentan variaciones estacionales de periodo anual. El amortiguamiento en la recarga por eventos de precipitación de gran magnitud en el resto del Salar se puede explicar debido al tiempo de tránsito vertical y horizontal por la zona no saturada.

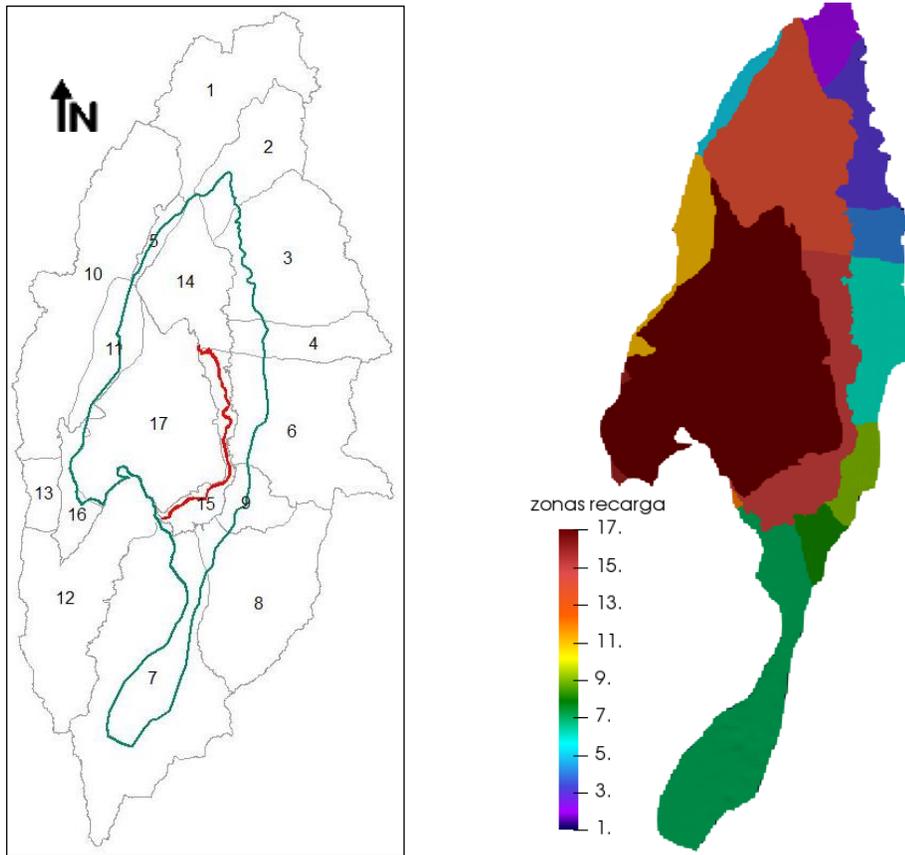


Figura 10-10: Zonas de Recarga por precipitación en el modelo numérico. La escala de color muestra el número de subcuenca que representa cada zona de recarga.

Fuente: Elaboración propia

Debido a la respuesta observada en los niveles piezométricos, para la subcuenca 17 localizada en la zona Núcleo Salar, se generó una variabilidad temporal de la recarga para el régimen transitorio en función de las precipitaciones observadas en el área de estudio.

Para implementar la variabilidad temporal de la recarga se generó una señal adimensional a partir del registro de precipitaciones en la estación Salar SQM del año 1980 a 2019. La señal adimensional cumple con tener un promedio igual a 1. Debido a lo anterior, al multiplicar la señal adimensional por la recarga media de la subcuenca de la zona Núcleo Salar se obtiene una señal que conserva la variabilidad temporal de las precipitaciones y con un promedio que corresponde a la recarga de la subcuenca. La señal adimensional se ha calculado según la siguiente ecuación:

$$S_x^z = \frac{Pp_x^z}{Pp_m}$$

Donde S_x^z es el valor de la señal adimensional en el mes z del año x , Pp_m es la precipitación media mensual de la serie Pp_x^z y Pp_x^z es la precipitación registrada en la estación Salar SQM en el mes z del año x menos un factor de retención de hasta 5 mm. El término Pp_x^z se calcula de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Pp_x^z = \max (P_x^z - 5 \text{ mm}; 0)$$

Donde P_x^z es la precipitación registrada en la estación Salar SQM en el mes z del año x .

La Figura 10-11 muestra la señal adimensional aplicada a la zona 17 del modelo numérico hasta diciembre de 2019 junto con un punto de observación (P1024) en el que se observa la respuesta al nivel piezométrico a los eventos de precipitación.

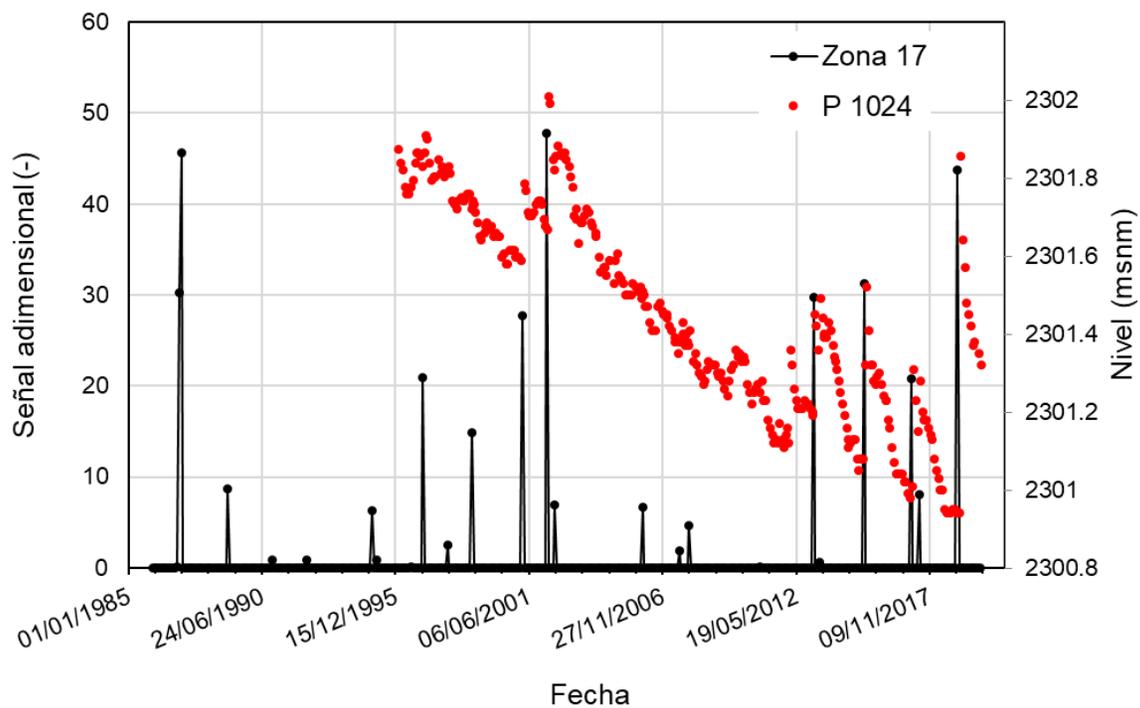


Figura 10-11: Señal adimensional para distribuir la precarga directa en la subcuenca 17 mostrando los episodios de lluvia y la respuesta el nivel medido en un punto de observación ubicado en la zona Núcleo Salar.

Fuente: Elaboración propia

10.5.2.2 Recarga lateral (escorrentía + percolación)

La recarga lateral representa los aportes por escorrentía y percolación que termina infiltrándose en su totalidad en el acuífero. Las recargas laterales consideran los aportes de recarga subterránea que se producen fuera del modelo numérico. A éstas entradas se les

descontó la evaporación de la vegetación ubicada fuera del modelo. La evaporación de la vegetación presenta una variabilidad temporal según los registros de evaporación mensual de la estación Peine. Así, se realizó un descuento mayor durante el verano y un descuento menor durante el invierno.

Dicha recarga se ha ubicado en los contornos del dominio y se ha representado en el modelo mediante la condición de contorno de pozo (caudal prescrito), con un número de pozos específico para cada zona en función de la longitud del contorno por donde descarga el drenaje en las distintas subcuencas y el dominio del modelo. La recarga lateral se ingresa principalmente por la capa 3 del modelo numérico, una parte se ingresa por la capa 1 por corresponder a un flujo subsuperficial por recarga vía frente de montaña. En el límite del modelo con la subcuenca 16 se ha incluido el aporte calculado por escorrentía y percolación de las subcuencas 10, 13 y el 95% del aporte de la subcuenca 12. En el límite del dominio con la subcuenca 12 se ha prescrito el 5% de la recarga calculada para la subcuenca 12. En la subcuenca 17, sector Monturaqui, debido a su extensión y contornos con el dominio, se ha repartido la recarga lateral en tres zonas: cabecera de la cuenca (zona 7c, 93%), sector Callejón (zona 7b, 5%) y sector Tilopozo (zona 7a, 2%).

La Tabla 10-2 muestra las distintas zonas de recarga lateral aplicadas al modelo numérico y la Figura 10-12 muestra su distribución espacial.

En eventos de precipitación de gran magnitud los caudales superficiales presentes en la cuenca son capaces de descargar directamente su caudal en la zona Núcleo Salar, debido a su escasa variación topográfica. Por ello, parte de la recarga por escorrentía de las subcuencas adyacentes se distribuyó de forma areal y no mediante pozos en la zona Núcleo Salar con la misma variabilidad temporal que la recarga directa. Así, en eventos de precipitación máxima se distribuyeron 200 L/s del aporte de la subcuenca 1 (que representaría los eventos de crecidas en el río San Pedro) y 186 L/s del aporte de la subcuenca 16 (que engloba las subcuencas 10, 13, 16 y 95% de la subcuenca 12 y drena en la zona Núcleo Salar).

Tabla 10-2: Zonas y valor de recarga lateral en el modelo numérico con respecto a las subcuencas.

Subcuenca	Recarga (L/s)	Número de pozos
1	328	9

2	489	70
3	1.131	96
4	193	44
5	286	67
6	437	97
7	860	219
8	603	26
9	19	63
10	0	0
11	10	9
12	5	150
13	0	0
14	0	0
15	0	0
16	105	68
17	0	0

Fuente: Elaboración propia

10.5.3 Evapotranspiración.

Para la implementación de la evapotranspiración en el modelo se han incluido una serie de pozos en las subcuencas en las que existe vegetación, repartiendo el caudal de salida calculado en el modelo conceptual entre el número total de pozos implementados en cada subcuenca. Por tanto, para cada subcuenca se han definido una serie de polígonos que presentan las zonas con vegetación, y se ha implementado una condición de contorno de flujo prescrito en las celdas del modelo numérico que cubren dichos polígonos. En total, se han incluido 167 pozos repartidos en las diferentes subcuencas que representan la evapotranspiración, tal como se muestra en la Figura 10-13.

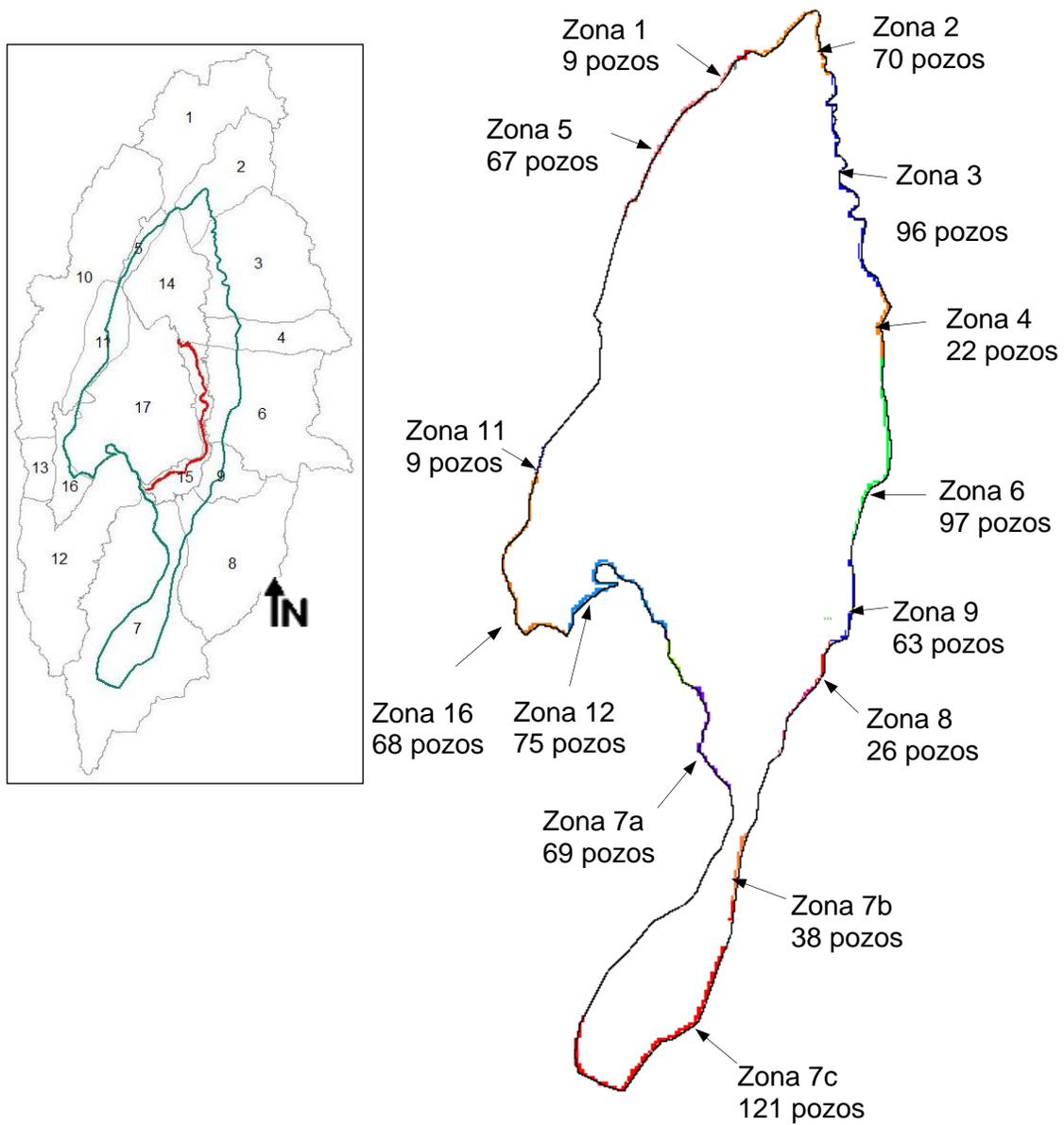


Figura 10-12: Zonas de recarga lateral por percolación y escorrentía indicando el número de pozos asignado a cada subcuenca de aporte.

Fuente: Elaboración propia

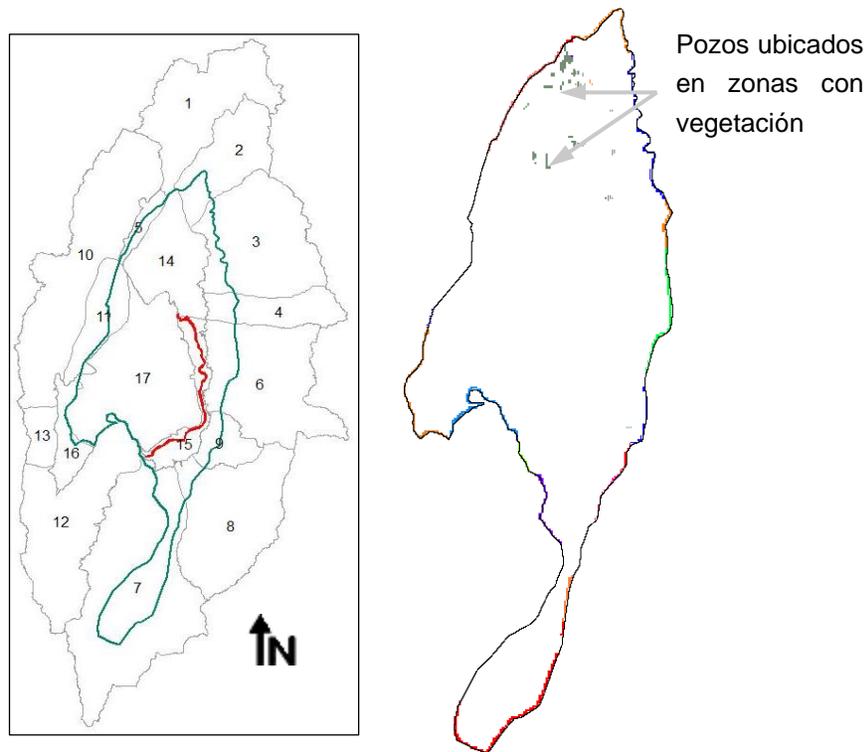


Figura 10-13: Pozos implementados en el modelo numérico para representar la evaporación inducida por la vegetación.

Fuente: Elaboración propia

Al igual que para las recargas laterales por escorrentía, para el modelo transitorio se ha incluido una variación estacional verano-invierno a las funciones temporales de evapotranspiración, como se muestra en la Figura 10-14. Los valores promedios de caudal de evapotranspiración para cada subcuenca se presentan en la Tabla 10-3, así como el número de pozos asignados a cada subcuenca.

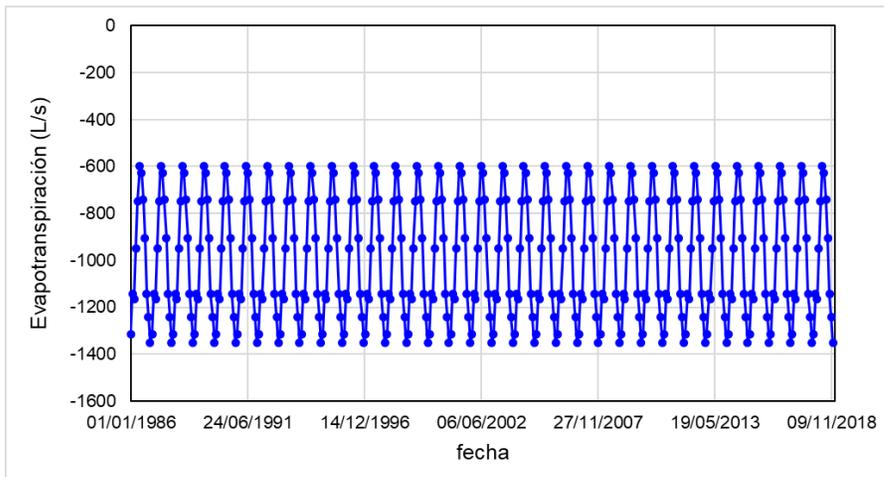


Figura 10-14: Ejemplo de función temporal de evapotranspiración para la subcuenca 14.

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-3: Zonas y caudal de evapotranspiración por vegetación el modelo numérico con respecto a las subcuencas.

Subcuenca	Evapotranspiración (L/s)	Número de pozos
1	0	0
2	12	3
3	179	22
4	1	1
5	10	3
6	14	3
7	0	3
8	8	2
9	18	4
10	0	0
11	0	0
12	0	0
13	0	0
14	994	105
15	119	20
16	0	0
17	1	1

Fuente: Elaboración propia

10.5.4 Evaporación

Para la implementación de la evaporación en el modelo numérico se definieron un número de segmentos específicos para representar las curvas de evaporación con respecto a la profundidad. Dichos segmentos, así como el valor máximo de evaporación en superficie, y la máxima profundidad que la evaporación actúa (profundidad de extinción) son los datos que se deben incluir en el modelo numérico.

Se definieron cuatro segmentos para cada curva de evaporación, en tres zonas distintas en el modelo (ver Figura 10-15).

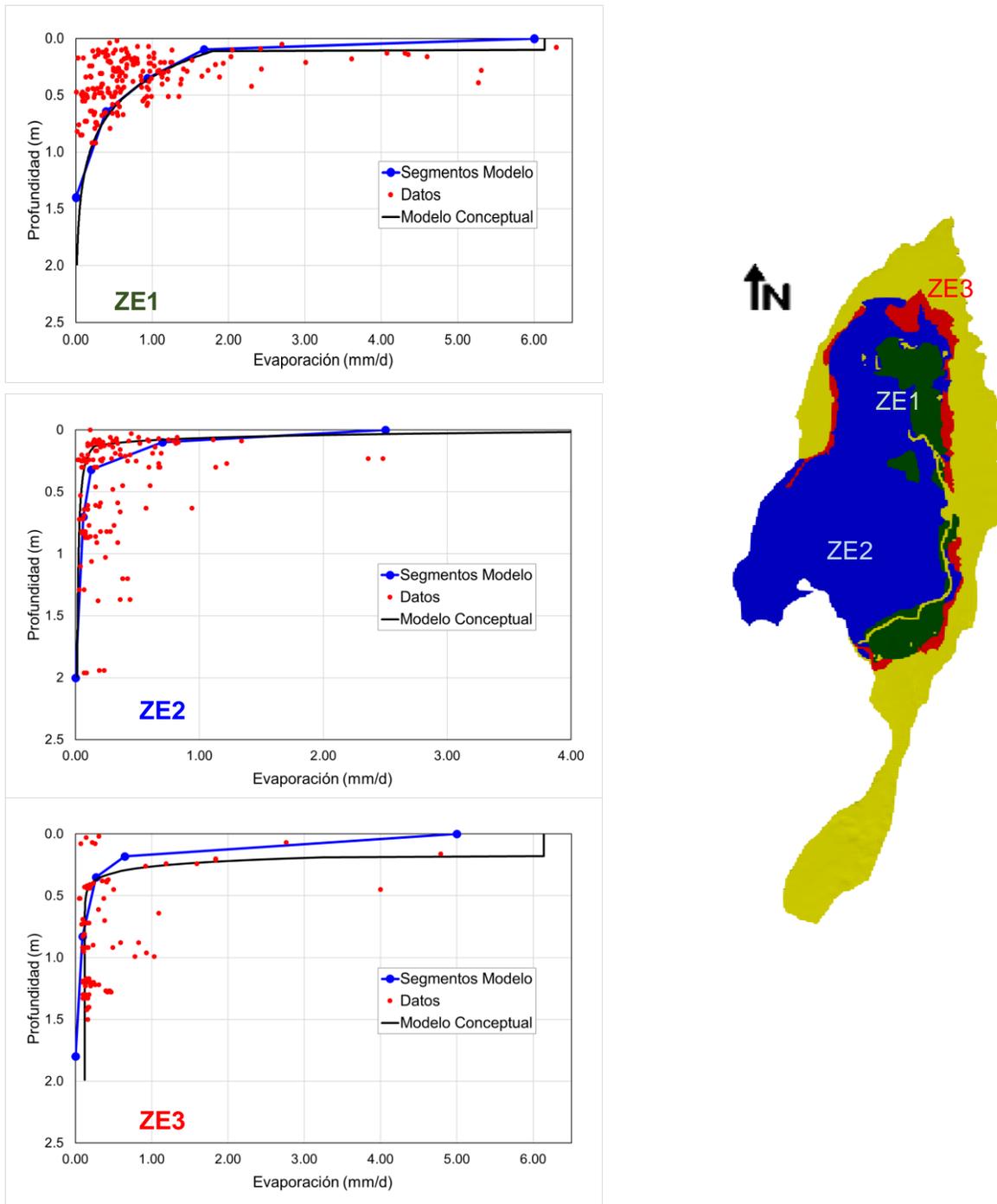


Figura 10-15: Curvas de evaporación y distribución de zonas de evaporación en el modelo numérico.

Fuente: Elaboración propia

Para los modelos transitorios, se implementó una función temporal estacional verano-invierno a los valores de evaporación máxima en superficie. De este modo, se consideró

para cada zona de evaporación una función sinusoidal que asume un incremento de un 10% de la tasa de evaporación en superficie en verano, y un descenso de un 10% en invierno. Las funciones de evaporación para los modelos transitorios para cada una de las zonas se muestran en la Figura 10-16.

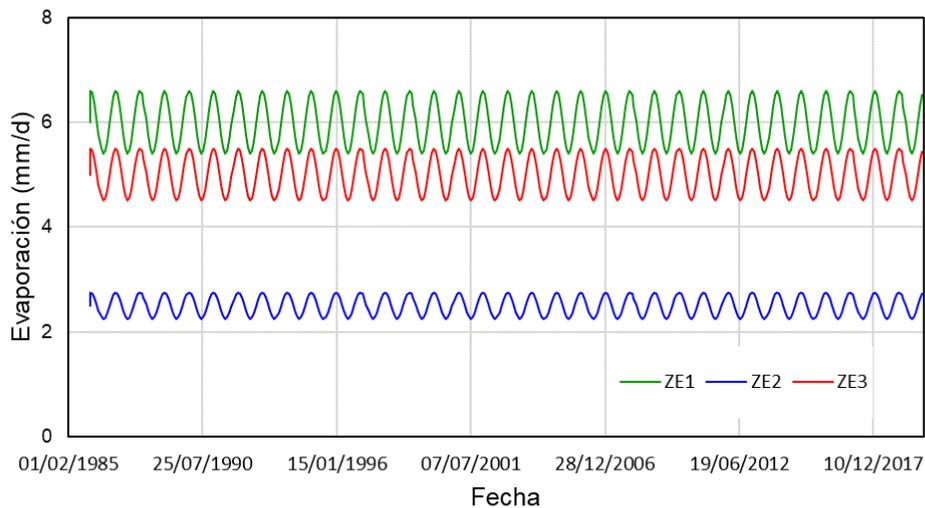


Figura 10-16: Funciones temporales para la evaporación para los modelos transitorios (modelos de calibración y validación).

Fuente: Elaboración propia

10.5.5 Lagunas (Dren)

Para la representación adecuada de la interfaz agua dulce – salmuera que se produce por diferencia de densidad existente bajo la zona de lagunas, se ha introducido en el modelo numérico una condición de contorno mixta (Cauchy) tipo dren. Esta condición de contorno (1) permite conceptualizar la interfaz en la cual el agua dulce flota por encima de la salmuera, con una zona de mezcla entre ambas, (2) representa las lagunas y (3) representa adecuadamente la evaporación en la zona Marginal.

La corrección por densidad realizada en los niveles piezométricos de la zona Marginal y en los sectores compuestos por agua dulce generó un aumento en la profundidad del nivel respecto a la superficie de terreno en el modelo numérico, pudiendo quedar éste por debajo de la profundidad de extinción de la evaporación. La condición de contorno de dren permite cuantificar el caudal de salida producido por la evaporación donde la corrección de niveles es importante, evitando subestimarlos.

La condición de contorno tipo dren viene definida por:

$$Q_{out} = CD(h_{i,j,k} - HD) \quad h_{i,j,k} > HD$$

$$Q_{out} = 0 \quad h_{i,j,k} \leq HD$$

Donde Q_{out} es el flujo de salida por el dren (L^3T^{-1}), CD es la conductancia (L^2T^{-1}), HD es la elevación del dren (L) y $h_{i,j,k}$ es el nivel en la celda que contiene el dren (L).

La elevación del dren impuesta en el modelo estacionario se asumió como un metro por debajo de las cotas de los elementos en los que está implementada dicha condición de contorno. Así, la elevación del dren dentro del modelo varía entre 2.301,8 y 2.305,3 m s.n.m. En el modelo transitorio, se definió una función sinusoidal verano-invierno que asume un nivel del dren más bajo en los meses de máxima evaporación de forma de representar la variación estacional.

La Figura 10-17 muestra las celdas con condición de dren en el modelo numérico, así como el valor de elevación del dren para el modelo estacionario.

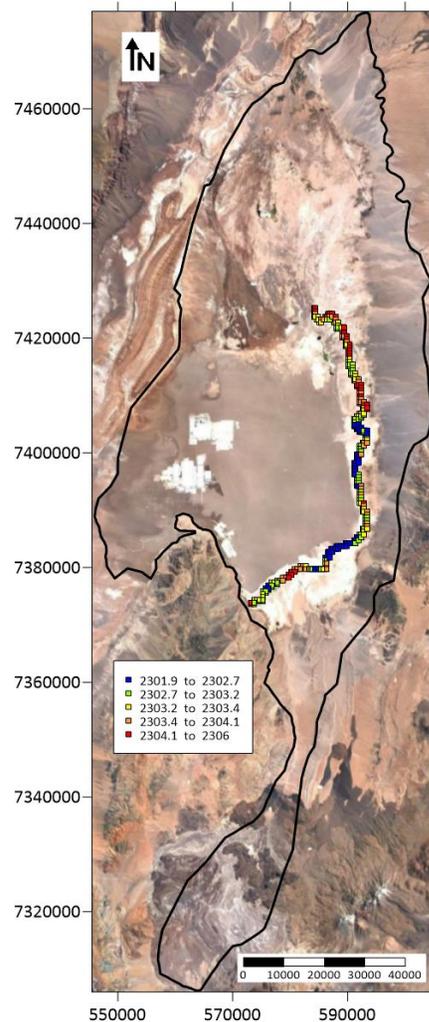


Figura 10-17: Celdas definidas con la condición de contorno tipo dren para representar la interfaz salina y zona de lagunas y valores adoptados para la elevación del dren en el modelo estacionario.

Fuente: Elaboración propia

10.5.6 Extracciones

Las extracciones a través de pozos de bombeo son la salida principal del sistema y la causa del descenso de los niveles observados a partir de los años 90. El modelo incorpora todos los pozos de las empresas que operan en el salar, tanto de salmuera como de agua dulce, además de las extracciones presentes en el pueblo de San Pedro de Atacama, que, dada la escala de trabajo, se han sintetizado como un único pozo con un caudal constante de 50 l/s.

La Figura 10-18 muestra los caudales totales extraídos por cada operador y la Figura 10-19 la posición de los pozos.

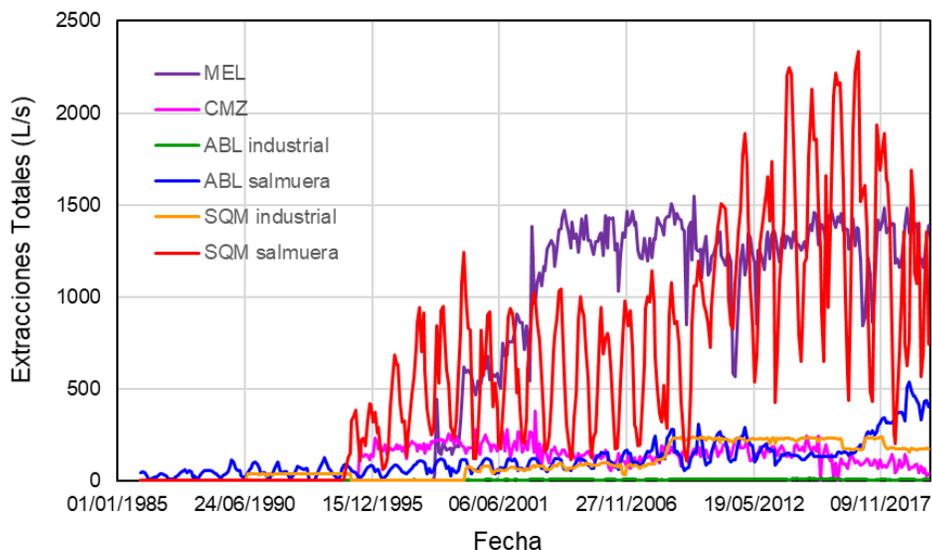


Figura 10-18: Caudales de extracción totales tanto de salmuera como de producción industrial de cada una de las operaciones. Las extracciones de SQM corresponden al valor neto extraído (caudales bombeados-caudales reinyectados).

Fuente: Elaboración propia

La Tabla 10-4 muestra el total de pozos incorporados en el modelo numérico para representar las extracciones de cada operador.

Tabla 10-4: Número de pozos de extracción tanto de salmuera como agua industrial (dulce-salobre) según operador, incorporados en el modelo numérico.

Operación	Numero de pozos
San Pedro de Atacama	1
SQM	251
ABL	143
CMZ	6
MEL	24

Fuente: Elaboración propia

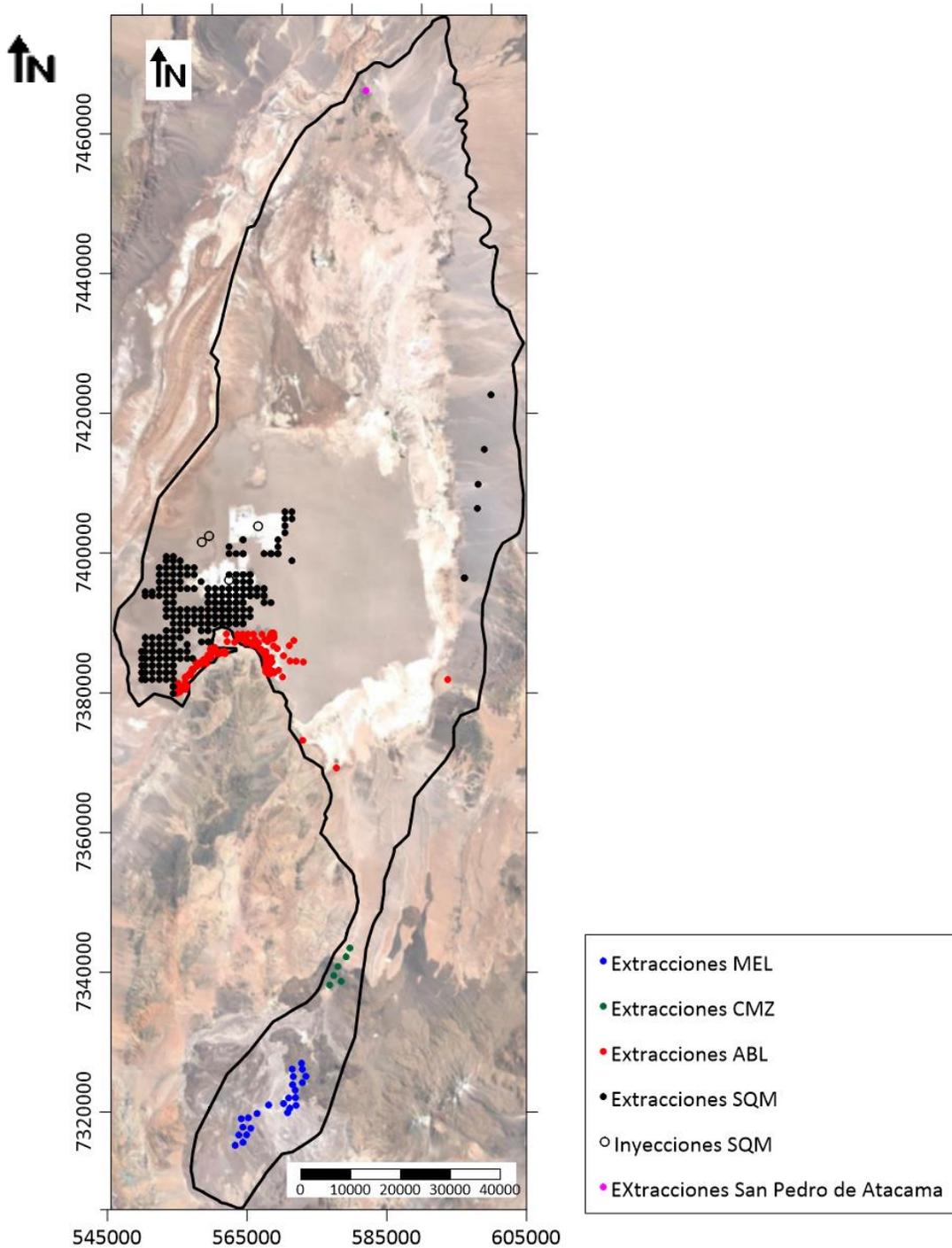


Figura 10-19: Localización de los pozos de bombeo implementados en el modelo.

Fuente: Elaboración propia

10.6 Zonas de parámetros hidráulicos

10.6.1 Conductividad hidráulica

La zonación de conductividad hidráulica a escala regional siempre es compleja debido a la heterogeneidad natural que presentan los sistemas acuíferos. En el modelo numérico, se han definido 73 zonas de conductividad hidráulica distribuidas en las distintas capas del modelo. El valor inicial de conductividad hidráulica de las distintas zonas se ha definido a partir de todos los antecedentes litológicos y de ensayos hidráulicos expuestos en el modelo conceptual.

Por otra parte, la geometría y límites de cada zona se ha basado en las zonificaciones presentadas en modelos numéricos previos del Salar de Atacama (CSIC, 2017 y Golder, 2017) y se ha actualizado con la información recopilada en el modelo conceptual.

La Figura 10-20 muestra las distintas zonas de conductividad hidráulica definidas en el modelo numérico. La Tabla 10-5, Tabla 10-6, Tabla 10-7 y Tabla 10-8 muestran las zonas de conductividad hidráulica por sector para cada una de las capas del modelo numérico, y los rangos de valores considerados como información previa.

El modelo numérico considera una anisotropía vertical, donde se definió la permeabilidad vertical inicial como un orden de magnitud menor respecto a la permeabilidad horizontal (Freeze and Cherry, 1979).

Cabe mencionar que el mayor rango de conductividad hidráulica lo presenta la UH 3 (halita fracturada y karstificada) en función del grado de fracturación y disolución de la misma, teniendo un rango de permeabilidades obtenido a partir de ensayos de bombeo entre 0,01 y 169.000 m/d. Las zonas de k11 a k19 y k38 de conductividad hidráulica en el modelo numérico (todas ellas de pequeña extensión) representan esta UH. Por otro lado, en la zona Borde Este y cierta porción del borde sur de la zona Marginal los depósitos aluviales (UH 1) presentan un amplio rango de conductividad hidráulica (entre 6 y 200 m/d) definido en función de ensayos de bombeo. Debido a la variabilidad de los valores de conductividad hidráulica definidos en esta UH, y con el fin de darle al proceso de calibración más grados de libertad, se han diferenciado en la capa 1 del modelo diversas zonas (k20 a k27) para caracterizar este sector.

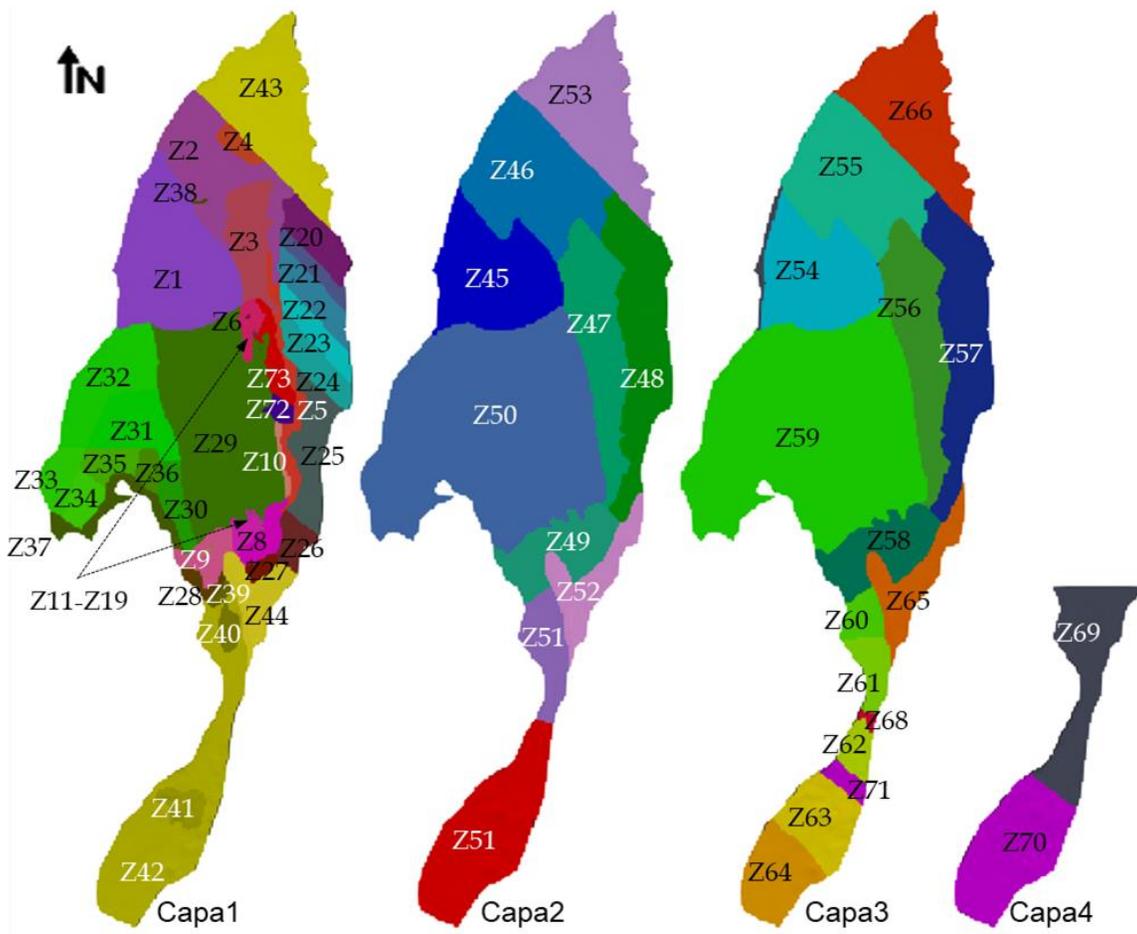


Figura 10-20: Zonación de la conductividad hidráulica en las cuatro capas del modelo numérico.

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-5: Zonas y rango de conductividad hidráulica (m/d) definidas en la capa 1.

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Capa
Zona Norte	k2	7-15	1
	k4	7-15	1
Zona Marginal	k3	1-200	1
	k5	1-200	1
	k6	1-200	1
	k7	6-100	1
	k39	6-100	1
	k8	16-558	1
	k10	16-558	1
	k72	16-558	1
	k73	16-558	1
	Borde Este	k26	6-100
k27		6-100	1
k44		6-100	1
k20		1-200	1
k21		1-200	1
k22		1-200	1
k23		1-200	1
k24		1-200	1
k25		1-200	1
k43		1-200	1
Zona Núcleo	k28	16-558	1
	k9	16-558	1
	k29	16-558	1
	k1	0,1-500	1
	k30	0,1-500	1
	k31	0,1-500	1
	k32	0,1-500	1
	k33	0,1-500	1
	k34	0,1-500	1
	k35	0,1-500	1
	k36	0,1-500	1
	k37	0,1-500	1
	k11	0,01-169.000	1
k12	0,01-169.000	1	

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Capa
	k13	0,01-169.000	1
	k14	0,01-169.000	1
	k15	0,01-169.000	1
	k16	0,01-169.000	1
	k17	0,01-169.000	1
	k18	0,01-169.000	1
	k19	0,01-169.000	1
	k38	0,01-169.000	1
Zona Monturaqui	k40	1-100	1
	k41	<0,5-6	1
	k42	1-100	1

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-6: Zonas y rango de conductividad hidráulica (m/d) definidas en la capa 2.

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Capa
Zona Norte	k46	0,1-1	2
Zona Marginal	k45	1-200	2
	k47	1-200	2
	k49	6-100	2
Borde Este	k53	1-200	2
	k48	1-200	2
	k52	1-200	2
Zona Núcleo	k50	0,1-1	2
Zona Monturaqui	k51	<0,5-6	2
	k67	<0,5-6	2

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-7: Zonas y rango de conductividad hidráulica (m/d) definidas en la capa 3.

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Capa
Zona Norte	k55	7-15	3
Zona Marginal	k54	1-200	3
	k56	1-200	3
	k58	1-200	3
Borde Este	k66	1-200	3
	k57	1-200	3
	k65	6-100	3
Zona Núcleo	k59	0,01-1	3
Zona Monturaqui	k60	0,2-100	3
	k61	0,2-100	3
	k62	0,2-100	3
	k63	0,2-100	3
	k64	0,2-100	3
	k68	0,2-100	3
	k71	0,2-100	3

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-8: Zonas y rango de conductividad hidráulica (m/d) definidas en la capa 4.

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Capa
Zona Monturaqui	k69	0,2-100	4
	k70	0,2-100	4

Fuente: Elaboración propia

10.6.2 Coeficiente de almacenamiento

Los valores de coeficiente de almacenamiento (S) obtenido a partir de ensayos de bombeo en pozos no exhiben grandes diferencias comparado con la variabilidad de la conductividad hidráulica. Incluso en los antecedentes numéricos, aunque se definen varias zonas de coeficiente de almacenamiento, se obtienen valores calibrados muy parecidos para todas las zonas. Todo esto indica que el coeficiente de almacenamiento es bastante homogéneo en el sistema.

Por lo tanto, se consideró el coeficiente de almacenamiento constante por capa, excepto en la capa 3, donde se ha diferenciado en dos zonas, la primera que representa el acuífero en el sector Monturaqui, y la segunda, que corresponde a la zona Núcleo Salar, acorde a los valores de pruebas de bombeo.

Para la modelación numérica en MODFLOW se definió la primera capa como no confinada y el resto de las capas como confinadas, por lo cual es necesario definir el coeficiente de almacenamiento específico (Ss) para todas las capas y la porosidad drenable (Sy) para la unidad más superficial, la cual se definió conceptualmente entre un 10% y 25%. Teniendo en cuenta los espesores medios de cada zona, se han definido los valores de almacenamiento específico por capa y zona que se incluyen en la Tabla 10-9.

Tabla 10-9: Rango de coeficiente de almacenamiento específico (m^{-1}) definidos en el modelo numérico como información previa.

Capa	Valor inicial (m^{-1})
1	0,01-0,001
2	1e-3 - 1e-4
3 (Salar)	1e-4 - 1e-5
3 (Monturaqui)	1e-2 - 1e-4
4	1e-2 - 1e-4

Fuente: Elaboración propia

10.7 Puntos de observación utilizados

El listado de puntos de observación utilizados en la calibración del modelo estacionario, en la calibración del modelo transitorio y en el modelo de validación se incluye en el Anexo VIII -Apéndice E.

10.7.1 Modelo estacionario

Los puntos de observación considerados inicialmente en el modelo estacionario corresponden a aquellos que disponen de datos en el periodo comprendido entre 01-01-1986 y 31-12-1994. Sin embargo, sólo se dispone de 57 puntos que presenten datos en las fechas indicadas, y la mayoría se encuentran localizados en la zona Núcleo Salar. Por tanto, con el fin de tener una red homogénea de puntos de observación que permita caracterizar la condición estacionaria, se han incluido puntos de observación (principalmente en la zona Marginal y Norte) en los cuales no se observan grandes variaciones de nivel con respecto al tiempo, ni influencias debido a las extracciones. Finalmente, se incluyeron 287 puntos de observación para calibrar el modelo estacionario, de los cuales 162 se localizan en la primera capa, 33 en la segunda capa y 92 en la tercera capa.

En la Figura 10-21 se muestra la distribución espacial de todos los pozos considerados para el modelo estacionario y en la Figura 10-22 se muestra su distribución según la capa del modelo.

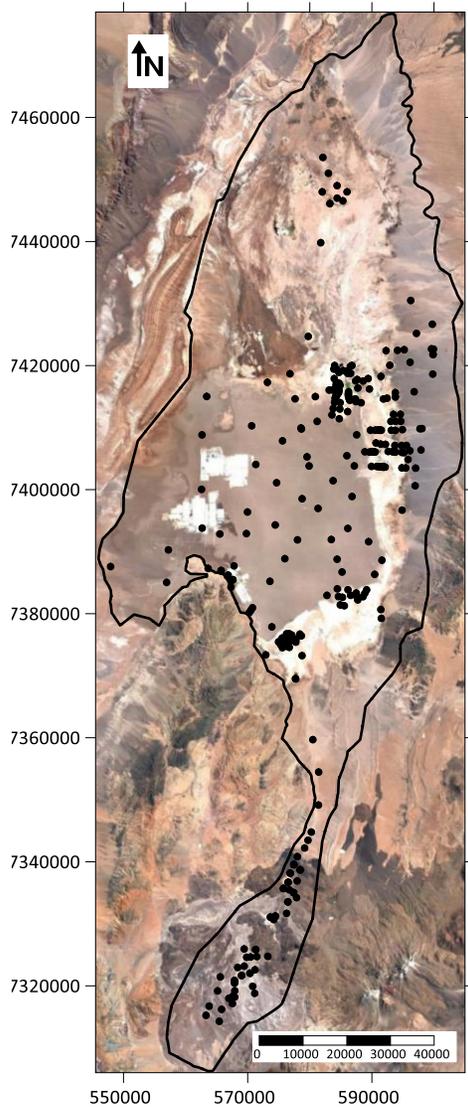


Figura 10-21: Distribución espacial de pozos para régimen estacionario en el área de modelación.

Fuente: Elaboración propia

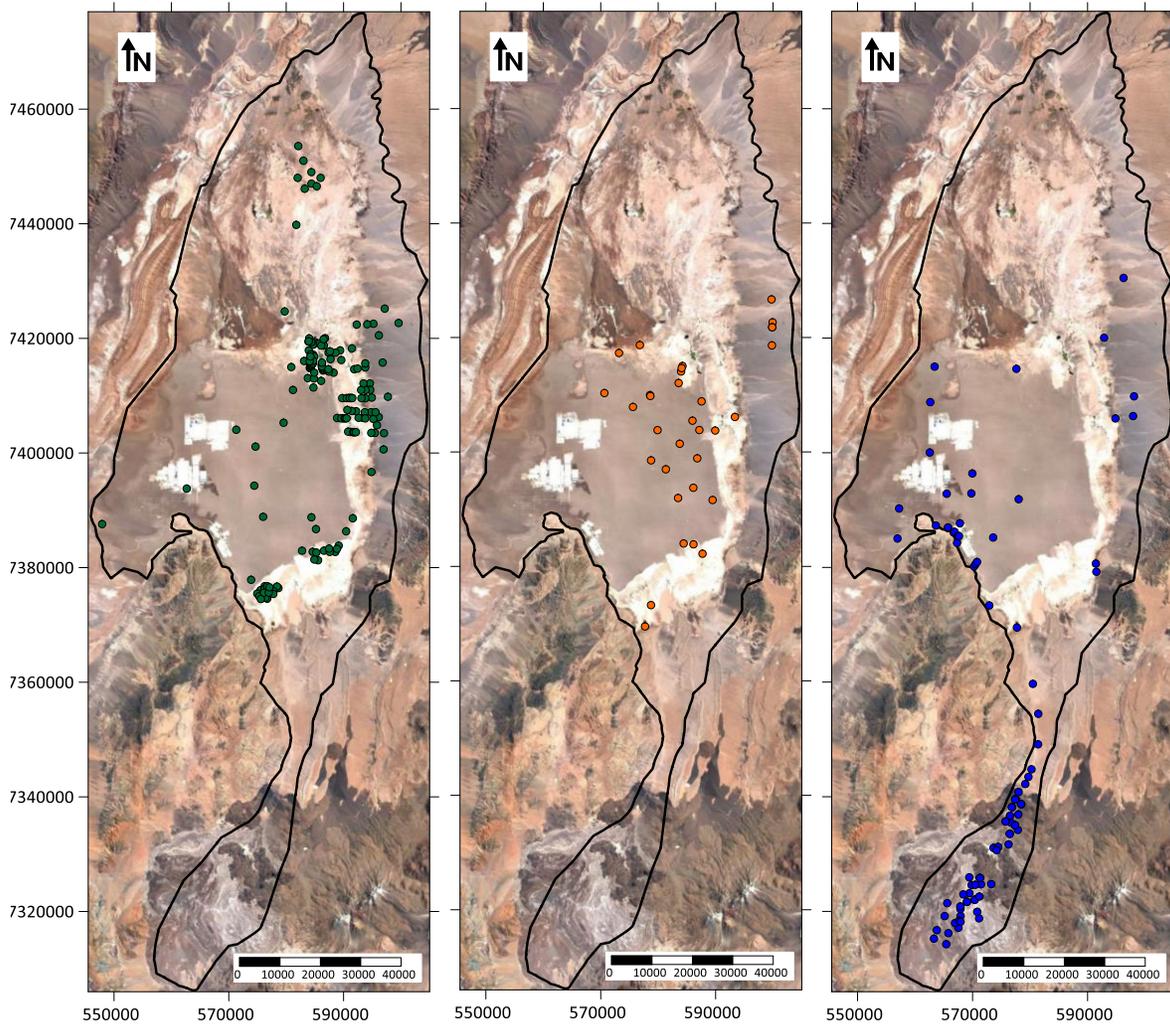


Figura 10-22: Puntos de observación utilizados para la calibración del modelo estacionario para las distintas capas: capa 1 puntos en verde, capa 2 en naranja y capa 3 en azul.

Fuente: Elaboración propia

10.7.2 Modelo transitorio

10.7.2.1 Calibración

Para la calibración del modelo transitorio se han utilizado todos los puntos de observación que cuentan con dato de profundidad de pozo, donde se ha realizado la corrección de niveles por densidad con respecto a la densidad de la salmuera, para las mediciones comprendidas en el periodo 1986-2008. Adicionalmente, se han incluido puntos de observación sin dato de profundidad en la zona Núcleo Salar debido a que no es necesaria la corrección por densidad al estar en salmuera.

Finalmente, se cuenta con 439 puntos de observación para la calibración del modelo transitorio con un total de 35.468 medidas de nivel. De éstos, en la capa 1 del modelo numérico se localizan 211 puntos de observación, 49 en la capa 2 y 179 en la capa 3. La distribución de dichos puntos en las diferentes capas del modelo numérico se muestra en la Figura 10-23.

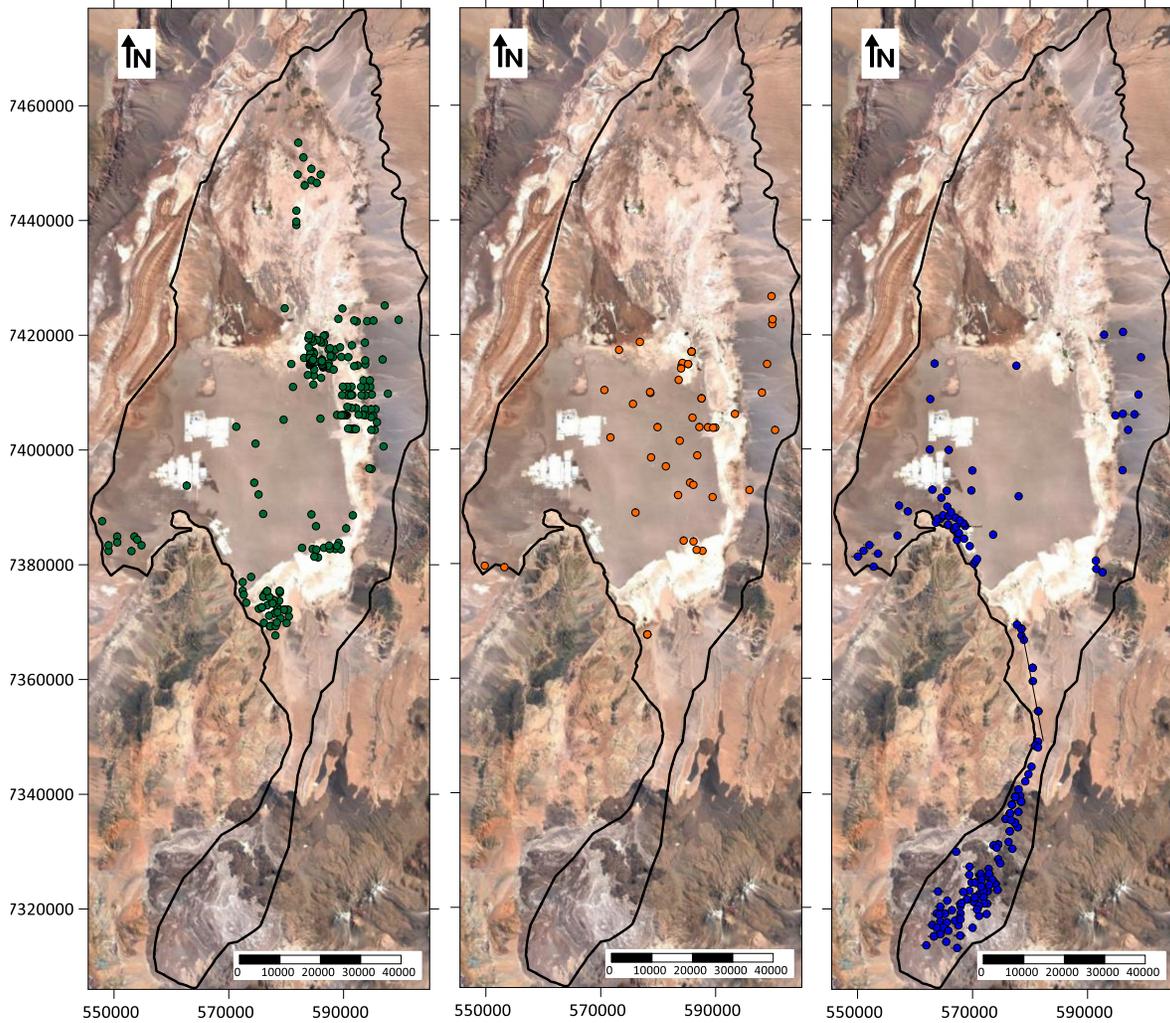


Figura 10-23: Puntos de observación utilizados para la calibración del modelo transitorio para las distintas capas: capa 1 puntos en verde, capa 2 en naranja y capa 3 en azul.

Fuente: Elaboración propia

10.7.2.2 Validación

Para el modelo de validación se cuenta con 780 puntos de observación con un total de 117.062 medidas de nivel. De éstos, en la capa 1 del modelo numérico se localizan 340 puntos de observación, 90 en la capa 2 y 350 en la capa 3.

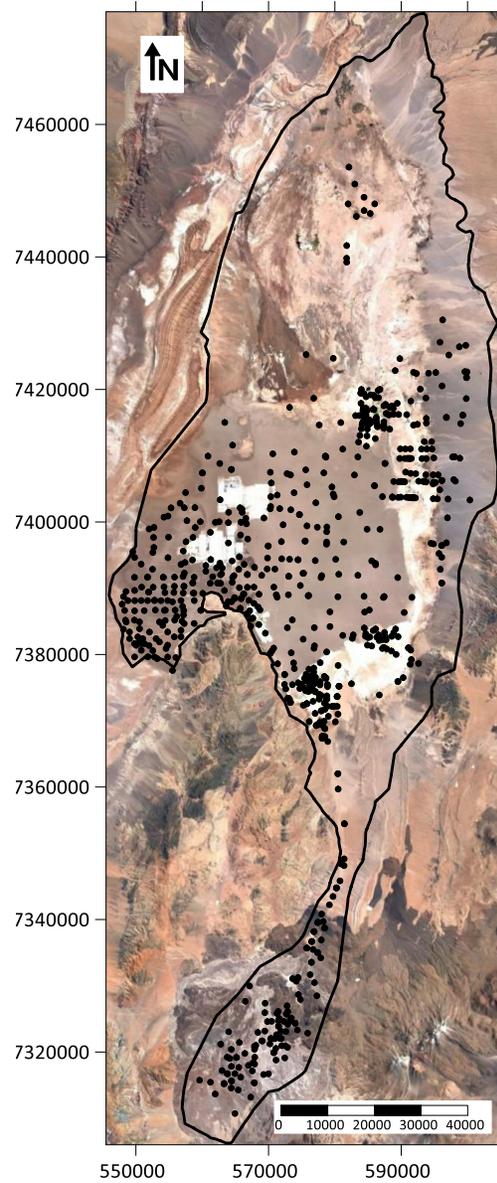


Figura 10-24: Distribución espacial de pozos para régimen transitorio en el área de modelación.

Fuente: Elaboración propia

La distribución de todos los puntos se muestra en la Figura 10-24, y su disposición en las diferentes capas del modelo numérico se muestra en la Figura 10-25.

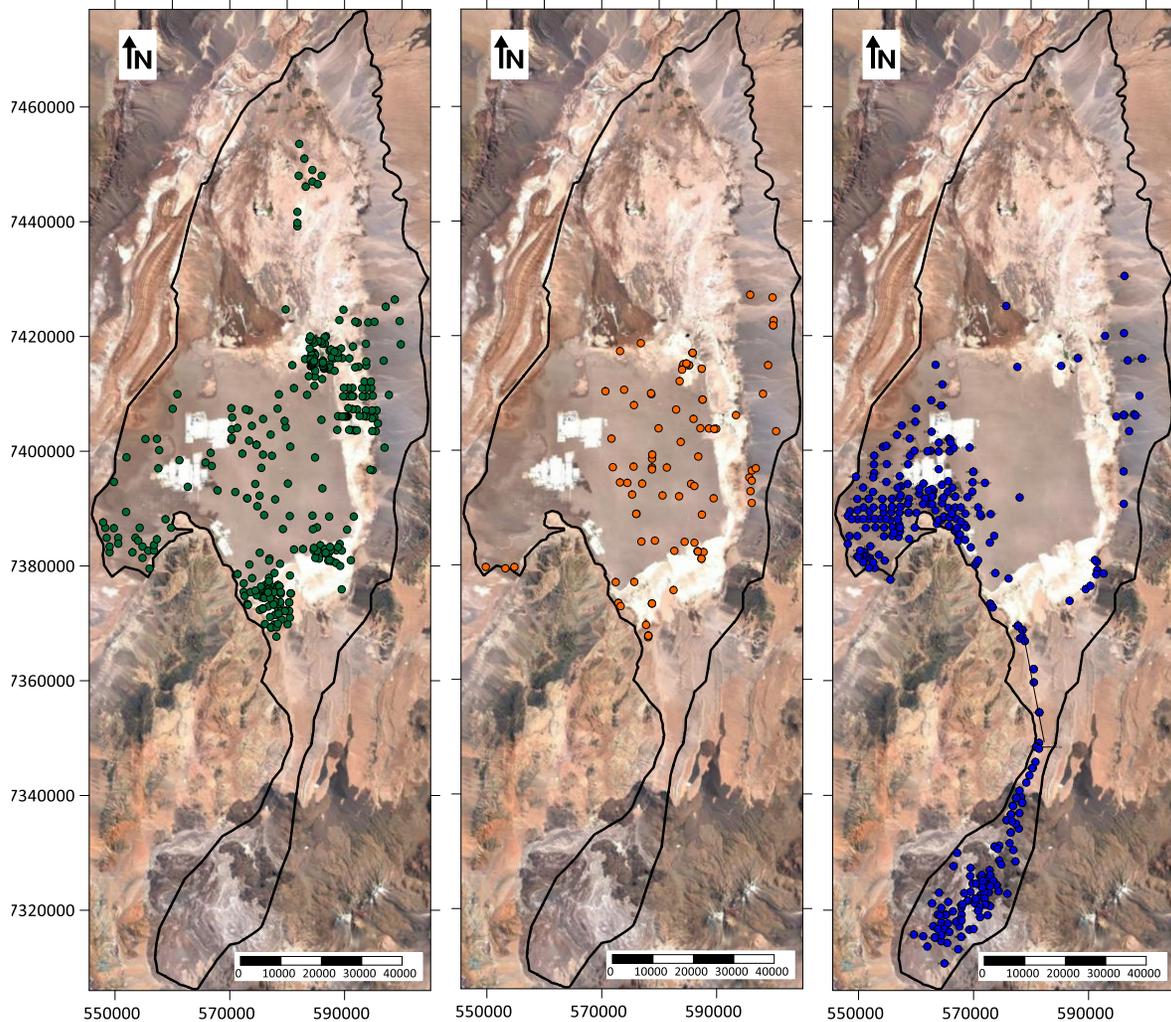


Figura 10-25: Puntos de observación utilizados para la validación del modelo transitorio para las distintas capas: capa 1 puntos en verde, capa 2 en naranja y capa 3 en azul.

Fuente: Elaboración propia

10.8 Calibración

El objetivo de la calibración de un modelo numérico es caracterizar y cuantificar los parámetros hidráulicos del sistema, en este caso la conductividad hidráulica y almacenamiento, de modo de reproducir la variable observada, en este caso el nivel piezométrico.

El proceso de calibración de un modelo regional de gran escala es complejo. En este caso, se ha calibrado el modelo estacionario y transitorio de forma iterativa de tal modo que los parámetros calibrados obtenidos sean unívocos y coherentes, permitiendo un buen ajuste para ambos modelos. Para la calibración, se utilizó el código PEST (Doherty, 2010), que permite la estimación de parámetros o método inverso de un ilimitado número de parámetros mediante técnicas matemáticas de regularización.

Cabe mencionar que para minimizar el tiempo de cálculo y coste computacional (debido a la gran escala del modelo, el número de medidas a ajustar y número de parámetros), en las primeras fases del proceso se realizó una calibración por zonas.

10.8.1 Indicadores de calibración

La evaluación del resultado de la calibración se ha realizado mediante la cuantificación de los principales indicadores utilizados para evaluar el ajuste de un modelo hidrogeológico. Estos indicadores son:

- El error medio cuadrático (RMSE), que es un buen parámetro si los errores están distribuidos normalmente y está definido por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_i^{obs} - h_i^{sim})^2}$$

Donde h^{obs} y h^{sim} son los niveles observados y medidos, respectivamente, y n es el número total de medidas.

- Error absoluto medio (MAE), definido por:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |h_i^{obs} - h_i^{sim}|$$

Estos indicadores se suelen evaluar como porcentaje con respecto a la diferencia entre el mínimo (h_{min}^{obs}) y el máximo (h_{max}^{obs}) nivel medido en el periodo de simulación, de este modo se evalúan:

- El error medio cuadrático normalizado (nRMSE), definido por

$$nRMSE = RMSE \times 100 / (h_{max}^{obs} - h_{min}^{obs})$$

- El error absoluto medio normalizado (nMAE), definido por:

$$nMAE = MAE \times 100 / (h_{max}^{obs} - h_{min}^{obs})$$

10.8.2 Resultados de la calibración del modelo estacionario.

En la Tabla 10-10 se presentan los resultados de los indicadores estimados en el proceso de calibración para el modelo estacionario. Como se observa, se obtiene un ajuste muy satisfactorio entre datos observados y simulados, con valores para el nRMSE y nMAE del 0,8% y 0,36%, respectivamente. Ambos valores obtenidos cumplen ampliamente las recomendaciones de la guía de modelación del SEA (2012).

Tabla 10-10: Indicadores para la calibración del modelo estacionario.

Indicador	Valor
Nº Pozos	287
Nº medidas	287
RMSE	5,7
MAE	2,6
nRMSE	0,8%
nMAE	0,36%

Fuente: Elaboración propia

Para analizar el máximo error residual en la Figura 10-26 se presenta el histograma, el cual en este caso es simétrico (errores bien distribuidos), con una distribución normal. Lo anterior, refleja que predominan los residuales bajos, es decir, la diferencia entre el nivel observado y calculado es en torno a cero, con una menor distribución de residuales altos, donde las diferencias entre niveles calculados y observados son mayores.

La representación gráfica del ajuste entre niveles observados y medidos se muestra en la Figura 10-27. Como se observa a partir del análisis de los estadísticos y diferencias entre niveles observados y medidos, el resultado de la calibración es óptimo en términos de ajustes.

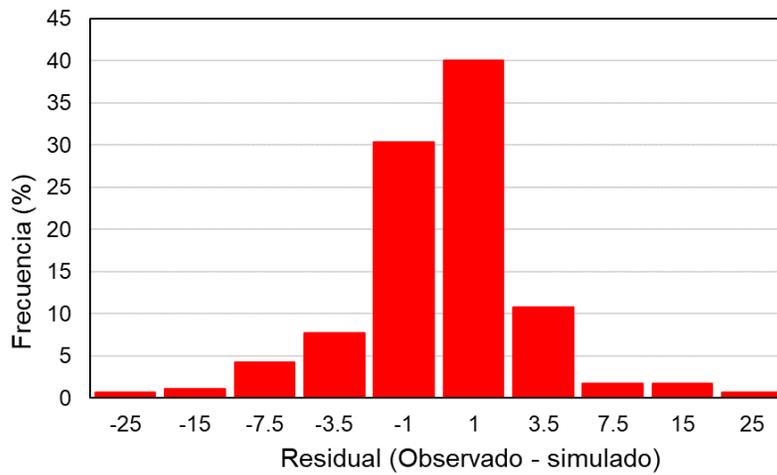


Figura 10-26: Histograma. Análisis cuantitativo del proceso de calibración del modelo estacionario.

Fuente: Elaboración propia

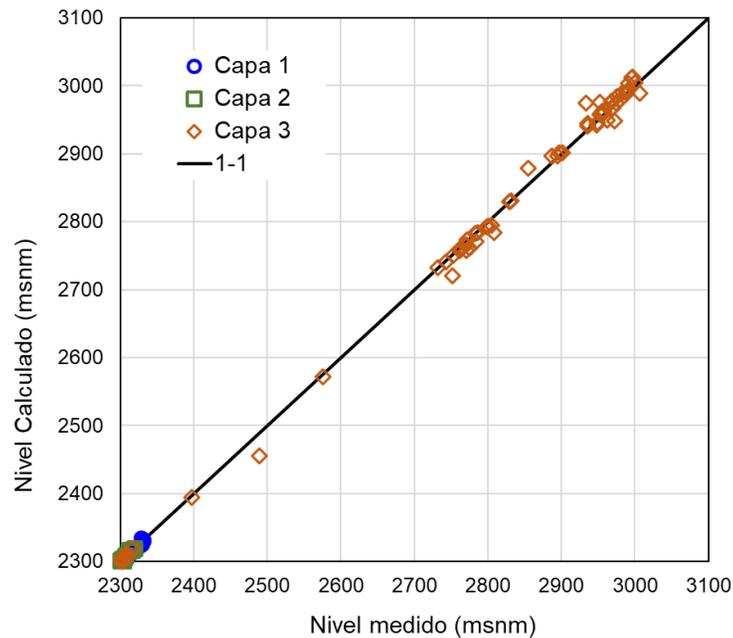


Figura 10-27: Relación de niveles medidos y simulados en el modelo estacionario.

Fuente: Elaboración propia

La piezometría obtenida para el periodo 1986-1994 a partir de los datos medidos, y la calculada tras el proceso de la calibración del modelo estacionario son similares, tal como se muestra en la Figura 10-28. Las máximas diferencias se observan en la parte norte y oeste del sistema, donde existen menos datos y se producen mayores diferencias producto

de que la piezometría del modelo numérico corresponde a niveles equivalentes de salmuera.

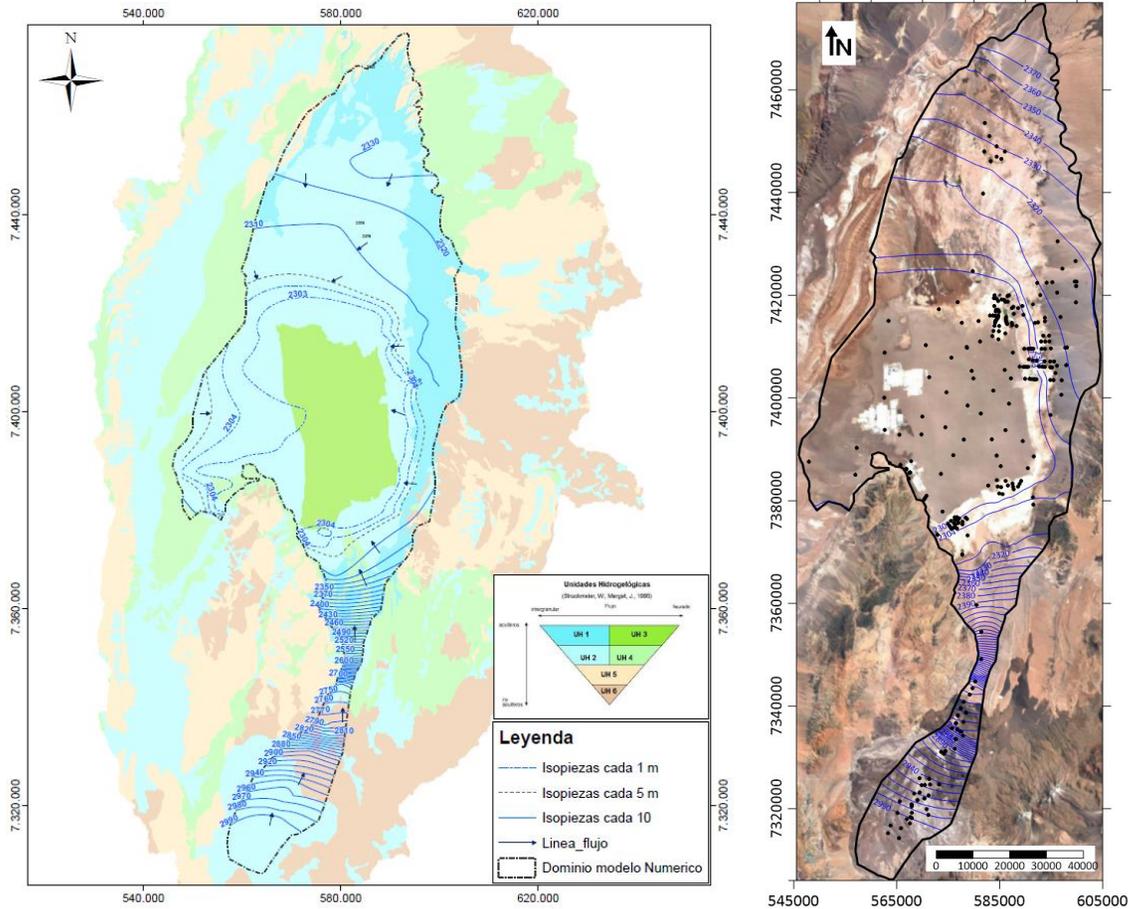


Figura 10-28: Piezometría para el periodo 1986-1994 a partir de mediciones en puntos de observación (izquierda) y la piezometría aparente calculada (derecha) junto con los puntos de observación en la calibración del modelo en estacionario.

Fuente: Elaboración propia

Las isopiezías de la Figura 10-28 muestran un flujo convergente hacia la zona Núcleo Salar, con marcados gradientes en los sectores de Callejón y Negrillar, en la zona MNT.

El error de balance producido por la precisión del problema y estabilidad numérica es del 0,0005%, que es un mínimo error de cierre del balance hídrico considerando la gran escala del modelo.

La Figura 10-29 muestra la distribución espacial de residuales obtenidos en la calibración del modelo estacionario. Como se observa, en la mayoría de los puntos de observación de las zonas Núcleo Salar y Marginal los residuales se encuentran entre - 2 y 2 metros. Las

máximas diferencias se localizan en el sector Monturaqui, y en particular, en Negrillar y Callejón, debido a su complejidad geológica con un estrechamiento horizontal del acuífero y falta de datos que permitan caracterizarlo adecuadamente.

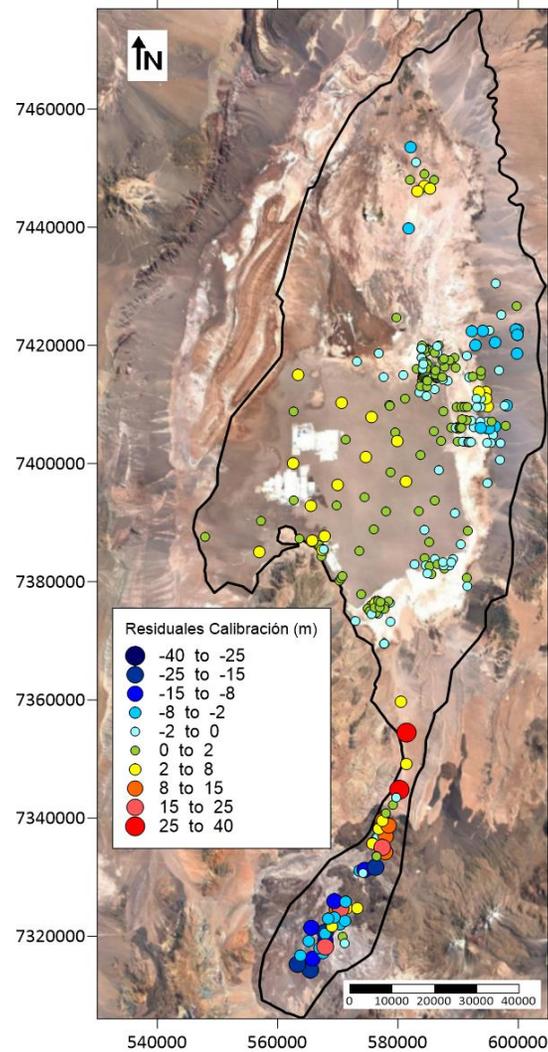


Figura 10-29: Distribución espacial de residuales en la calibración del modelo en estacionario.

Fuente: Elaboración propia

10.8.3 Resultados de la calibración del modelo transitorio

En la Tabla 10-11 se presentan los resultados de los indicadores estimados en el proceso de calibración para el modelo transitorio comprendido entre 1986 y 2008.

Como se observa, se obtiene un ajuste muy satisfactorio entre datos observados y simulados, con valores para el nRMSE y nMAE del 2,7% y 1,4%, respectivamente. Ambos valores cumplen ampliamente las recomendaciones de la guía de modelación del SEA (2012).

Tabla 10-11: Indicadores para la calibración del modelo transitorio.

Indicador	Valor
Nº Pozos	440
Nº medidas	35.468
RMSE	19,7
MAE	9,9
nRMSE	2,7%
nMAE	1,4%

Fuente: Elaboración propia

El histograma obtenido para el modelo de calibración transitorio presenta una forma gaussiana centrado en torno a cero (Figura 10-30).

De forma generalizada los ajustes son notoriamente satisfactorios en todas las zonas del modelo. Las Figura 10-31, Figura 10-32, Figura 10-33 y Figura 10-34 muestran ejemplos de dichos ajustes en distintas zonas del dominio. Las máximas diferencias se localizan en los sectores Monturaqui, Negrillar y Callejón. Sin embargo, aunque existan diferencias entre los niveles calculados y simulados, el modelo reproduce todas las tendencias, descensos y variaciones temporales observadas de forma correcta.

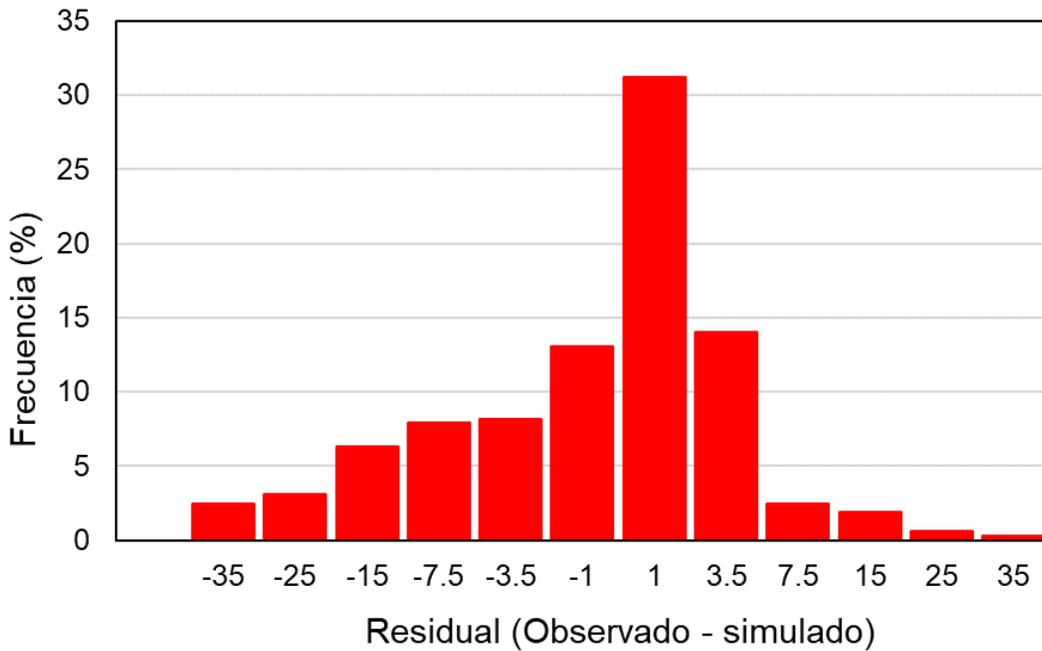


Figura 10-30: Histograma. Análisis cuantitativo del proceso de calibración del modelo transitorio.

Fuente: Elaboración propia

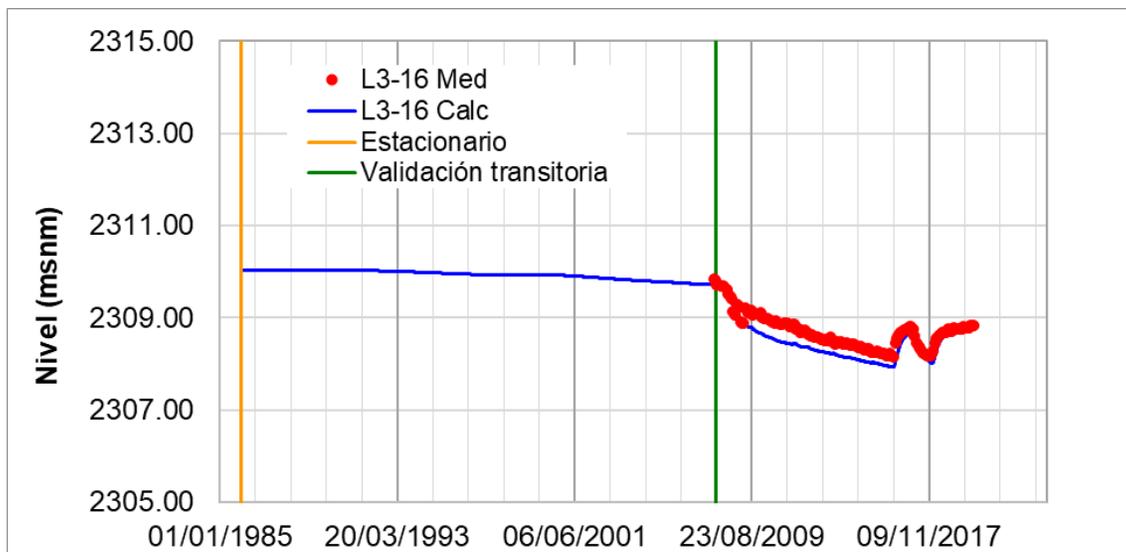


Figura 10-31: Ejemplo de ajuste entre niveles calculados y niveles medidos en el pozo L3-16 ubicado en la zona Marginal. La línea amarilla indica el modelo estacionario, y la línea verde indica la predicción del modelo de validación a partir del 2009.

Fuente: Elaboración propia

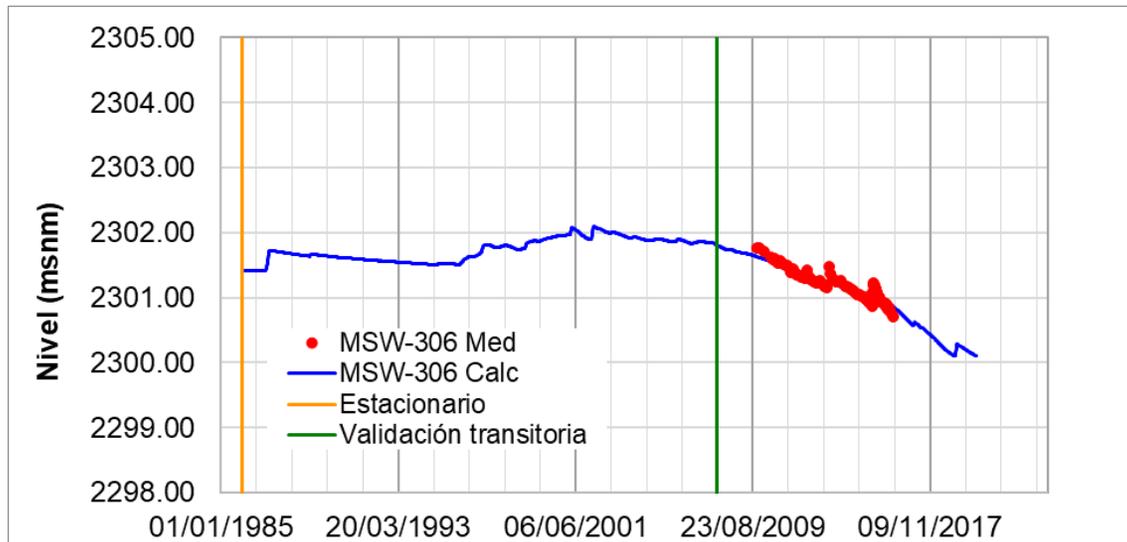


Figura 10-32: Ejemplo de ajuste entre niveles calculados y niveles medidos en el pozo MSW-306 ubicado en la zona del Núcleo. La línea amarilla indica el modelo estacionario, y la línea verde indica la predicción del modelo de validación a partir del 2009.

Fuente: Elaboración propia

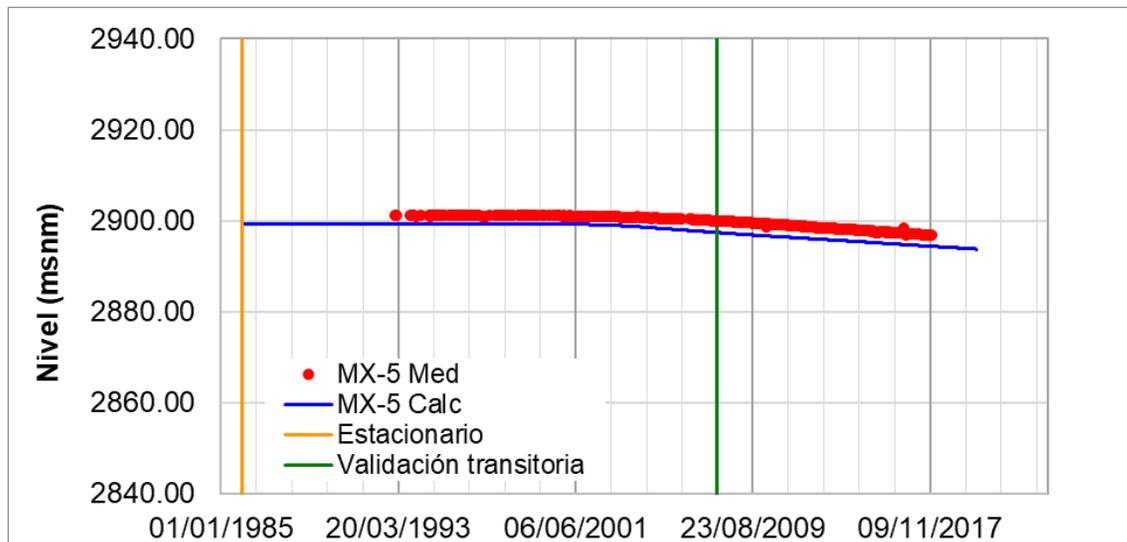


Figura 10-33: Ejemplo de ajuste entre niveles calculados y niveles medidos en el pozo MX-5 ubicado en el sector de Monturaqui. La línea amarilla indica el modelo estacionario, y la línea verde indica la predicción del modelo de validación a partir del 2009.

Fuente: Elaboración propia

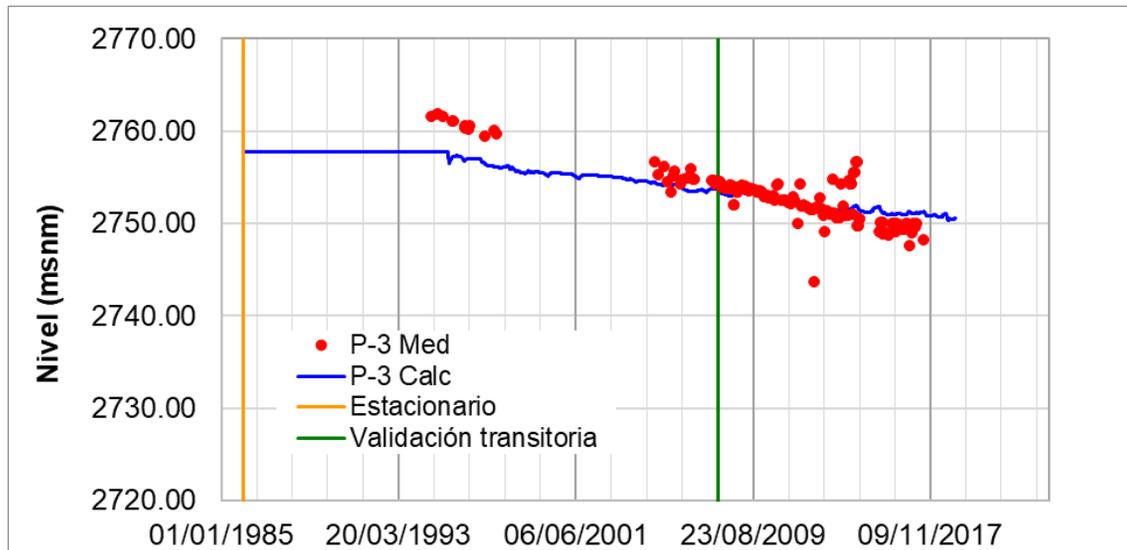


Figura 10-34: Ejemplo de ajuste entre niveles calculados y niveles medidos en el pozo P-3 ubicado en el sector de Negrillar-Callejón. La línea amarilla indica el modelo estacionario, y la línea verde indica la predicción del modelo de validación a partir del 2009.

Fuente: Elaboración propia

Los gráficos con los ajustes entre niveles medidos y niveles calculados para distintos pozos según sectores se presentan con mayor detalle en el Anexo VIII -Apéndice F.

10.8.4 Parámetros Calibrados

En el modelo estacionario (1986-1994) y transitorio (1986-2008) se han calibrado de forma iterativa las conductividades hidráulicas y coeficientes de almacenamiento específico, que son los parámetros con mayor incertidumbre.

Los parámetros obtenidos luego del proceso de calibración se encuentran dentro del rango establecido en el modelo conceptual, con pequeñas diferencias localizadas en la zona Norte y zona MNT, donde existe un número menor de ensayos que permitan caracterizar las UHS (particularmente en las capas más profundas del modelo numérico). Existe, por tanto, coherencia y consistencia entre el modelo numérico calibrado y el modelo conceptual definido.

Los valores de conductividad hidráulica iniciales y calibrados obtenidos se muestran en las Tabla 10-12, la Tabla 10-14 y la Tabla 10-15, para la capa 1, capa 2, capa 3 y capa 4, respectivamente.

Tabla 10-12: Conductividades hidráulicas (m/d) iniciales y calibradas para la capa 1.

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Valor Calibrado (m/d)	Capa
Zona Norte	k2	7-15	15	1
	k4	7-15	32	1
Zona Marginal	k3	1-200	80	1
	k5	1-200	5	1
	k6	1-200	300	1
	k7	6-100	225	1
	k39	6-100	68	1
	k8	16-558	190	1
	k10	16-558	90	1
	k72	16-558	20	1
	k73	16-558	5	1
Borde Este	k26	6-100	200	1
	k27	6-100	300	1
	k44	6-100	1	1
	k20	1-200	50	1
	k21	1-200	50	1
	k22	1-200	50	1
	k23	1-200	20	1
	k24	1-200	20	1
	k25	1-200	20	1
	k43	1-200	20	1
Zona Núcleo	k28	16-558	250	1
	k9	16-558	150	1
	k29	16-558	300	1
	k1	0,1-500	120	1
	k30	0,1-500	140	1
	k31	0,1-500	160	1
	k32	0,1-500	150	1
	k33	0,1-500	100	1
	k34	0,1-500	100	1
	k35	0,1-500	100	1
	k36	0,1-500	140	1
	k37	0,1-500	140	1
	k11	0,01-169.000	10.000	1
k12	0,01-169.000	10.000	1	
k13	0,01-169.000	10.000	1	

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Valor Calibrado (m/d)	Capa
	k14	0,01-169.000	10.000	1
	k15	0,01-169.000	10.000	1
	k16	0,01-169.000	10.000	1
	k17	0,01-169.000	10.000	1
	k18	0,01-169.000	10.000	1
	k19	0,01-169.000	10.000	1
	k38	0,01-169.000	10.000	1
Zona Monturaqui	k40	1-100	1	1
	k41	<0,5-6	0,0027	1
	k42	1-100	12,84	1

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-13: Conductividades hidráulicas (m/d) iniciales y calibradas para la capa 2.

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Valor Calibrado (m/d)	Capa
Zona Norte	k46	0,1-1	5	2
Zona Marginal	k45	1-200	5	2
	k47	1-200	5	2
	k49	6-100	5	2
Borde Este	k53	1-200	2	2
	k48	1-200	5	2
	k52	1-200	2	2
Zona Núcleo	k50	0,1-1	0,2	2
Zona Monturaqui	k51	<0,5-6	4,6	2
	k67	<0,5-6	10,6	2

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-14: Conductividades hidráulicas (m/d) iniciales y calibradas para la capa 3.

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Valor Calibrado (m/d)	Capa
Zona Norte	k55	7-15	8	3
Zona Marginal	k54	1-200	15	3
	k56	1-200	10	3
	k58	1-200	6	3
Borde Este	k66	1-200	15	3
	k57	1-200	10	3
	k65	6-100	14,8	3
Zona Núcleo	k59	0,01-1	1	3
Zona Monturaqui	k60	0,2-100	5,2	3
	k61	0,2-100	2,6	3
	k62	0,2-100	13	3
	k63	0,2-100	4	3
	k64	0,2-100	2,9	3
	k68	0,2-100	1	3
	k71	0,2-100	0,04	3

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-15: Conductividades hidráulicas (m/d) iniciales y calibradas para la capa 4.

Sector	Zona	Valor Inicial (m/d)	Valor Calibrado (m/d)	Capa
Zona Monturaqui	k69	0,2-100	0,09	4
	k70	0,2-100	0,07	4

Fuente: Elaboración propia

Como se ha comentado anteriormente en el modelo conceptual, los valores iniciales de almacenamiento específico se han evaluado con respecto al coeficiente de almacenamiento calculado a partir de ensayos de bombeo, de los espesores medios de cada zona, así como de los datos de porosidad drenable aceptados para la unidad más superficial. Como se observa en la Tabla 10-16, los valores del almacenamiento específico calibrados se encuentran dentro de los rangos definidos en el modelo conceptual, con valores mayores para la capa 1, y para la zona MNT, donde los almacenamientos calculados a partir de ensayos de bombeo muestran valores superiores al resto de la cuenca. El valor de porosidad drenable (S_y) calibrado para la capa superficial es de un 10%.

Tabla 10-16: Coeficiente de almacenamiento específico (m^{-1}) inicial y calibrado para la capa 4.

Capa	valor inicial (m ⁻¹)	Valor calibrado (m ⁻¹)
1	0,01-0,001	0,01
2	1e-3 - 1e-4	1.E-04
3 (Núcleo)	1e-4 - 1e-5	1.E-05
3 (Monturaqui)	1e-2 - 1e-4	1.E-03
4	1e-2 - 1e-4	1.E-03

Fuente: *Elaboración propia*

La distribución espacial de la conductividad hidráulica obtenida a partir de la calibración se muestra en la Figura 10-35.

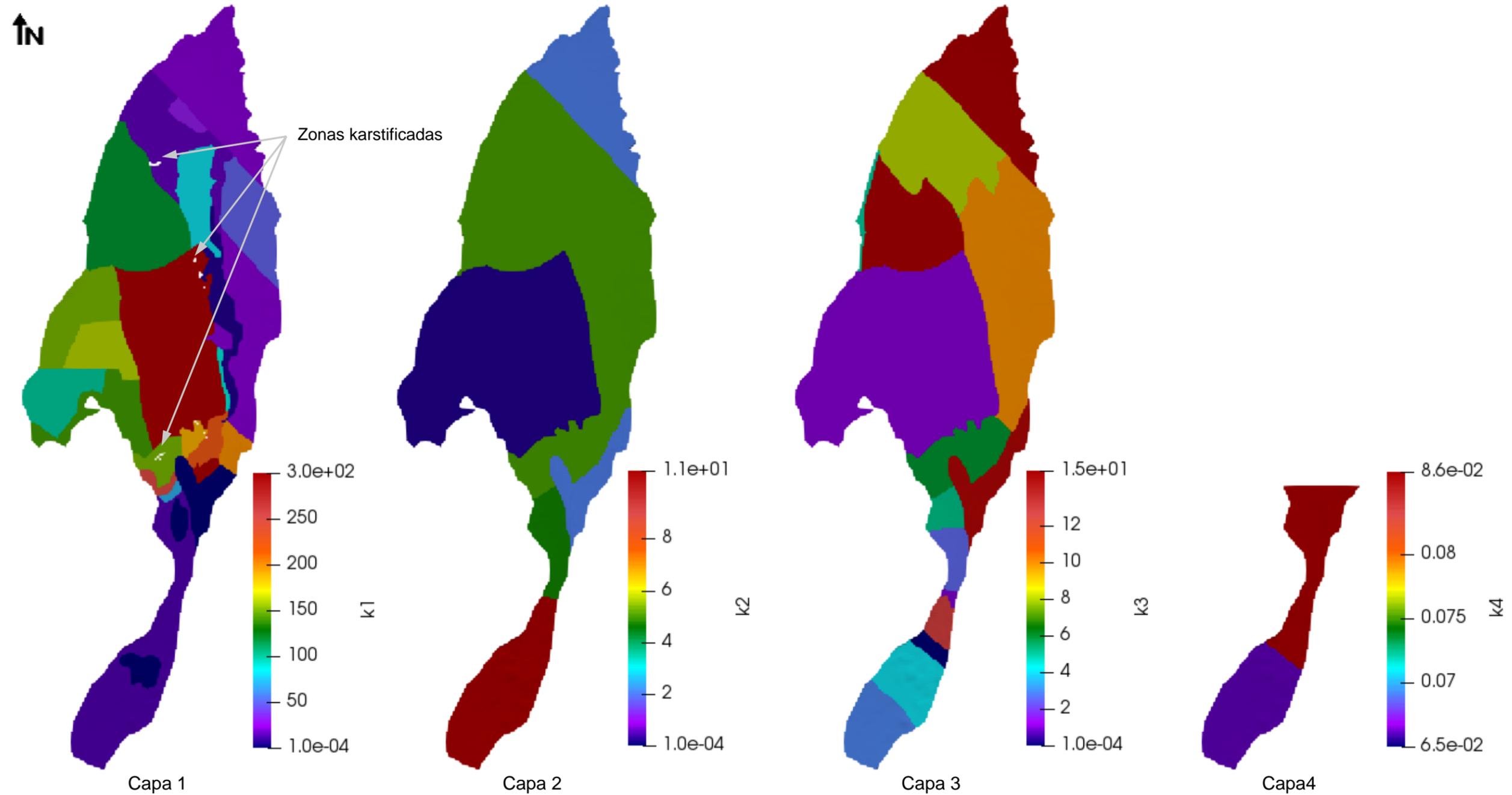


Figura 10-35: Distribución espacial de las zonas de conductividad hidráulica con los valores obtenidos a partir de la calibración para las distintas capas. En la capa 1 se han sacado de la escala de color las zonas que representan la halita karstificada y fracturada debido al alto valor de conductividad hidráulica obtenida en estas zonas (10.000 m/d).

Fuente: Elaboración propia

10.8.5 Modelo de Validación

En el modelo de validación se han tomado los parámetros obtenidos a partir del modelo de calibración transitorio de 1986-2008, y se ha simulado toda la serie temporal incluyendo los datos de nivel piezométrico comprendidos entre 2009 y 2019. De este modo, este modelo permite cuantificar la capacidad predictiva en el periodo no calibrado (*blind test* de 2009-2019).

En la Tabla 10-17 se presentan los resultados de los indicadores estimados en el proceso de calibración para el modelo de validación, mientras que en la Tabla 10-18 se presentan los resultados para el periodo de calibración y validación en conjunto. Como se observa el modelo presenta gran capacidad predictiva, con un valor para el nRMSE y de nMAE de 1,6% y 0,6%, respectivamente, valores incluso menores que el obtenido a partir de la calibración. Por tanto, a partir del ejercicio de validación se obtienen resultados realmente satisfactorios que afianzan y aumentan la robustez del modelo de calibración.

Tabla 10-17: Indicadores para el modelo de validación del modelo transitorio.

Indicador	Valor
Nº Pozos	751
Nº medidas	81.589
RMSE	11,7
MAE	4,2
nRMSE	1,6%
nMAE	0,6%

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-18: Indicadores para el modelo de calibración y validación (en conjunto) del modelo transitorio.

Indicador	Valor
Nº Pozos	780
Nº medidas	117.062
RMSE	14,6
MAE	5,9
nRMSE	2,0%
nMAE	0,8%

Fuente: Elaboración propia

Los gráficos en los que se muestran los ajustes entre niveles medidos y calculado para las distintas fases de modelación (estacionario, calibración y validación) para distintos pozos, según sectores, se presentan detalladamente en el Anexo VIII -Apéndice F.

El histograma obtenido para el modelo de validación es simétrico, con la máxima frecuencia en torno a 1 m (Figura 10-36).

Con estos indicadores, se considera que el modelo está validado, ya que las variables simuladas se ajustan de forma óptima a las observadas, y muestra una capacidad predictiva adecuada.

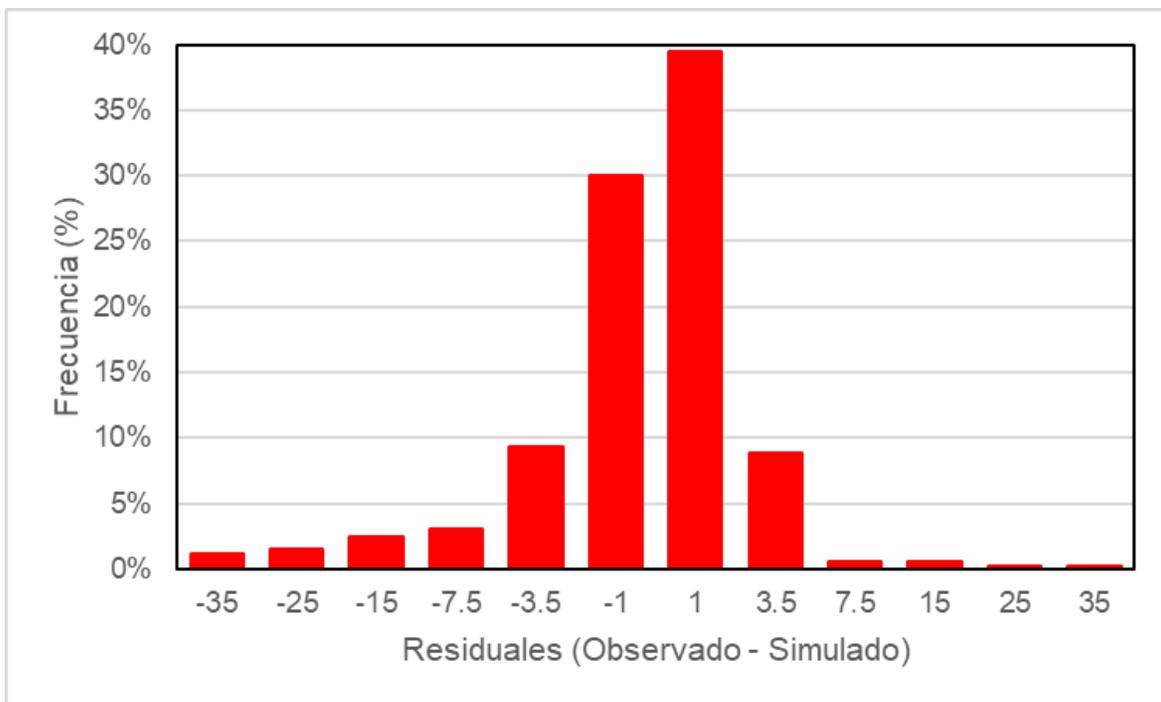


Figura 10-36: Histograma. Análisis cuantitativo de la validación del modelo transitorio.

Fuente: Elaboración propia

La distribución espacial de la piezometría a partir del modelo de validación para 6 tiempos que cubren el intervalo simulado (01/01/1995, 01/01/2010, 01/08/2013 y 31/12/2019) se muestra en la Figura 10-37.

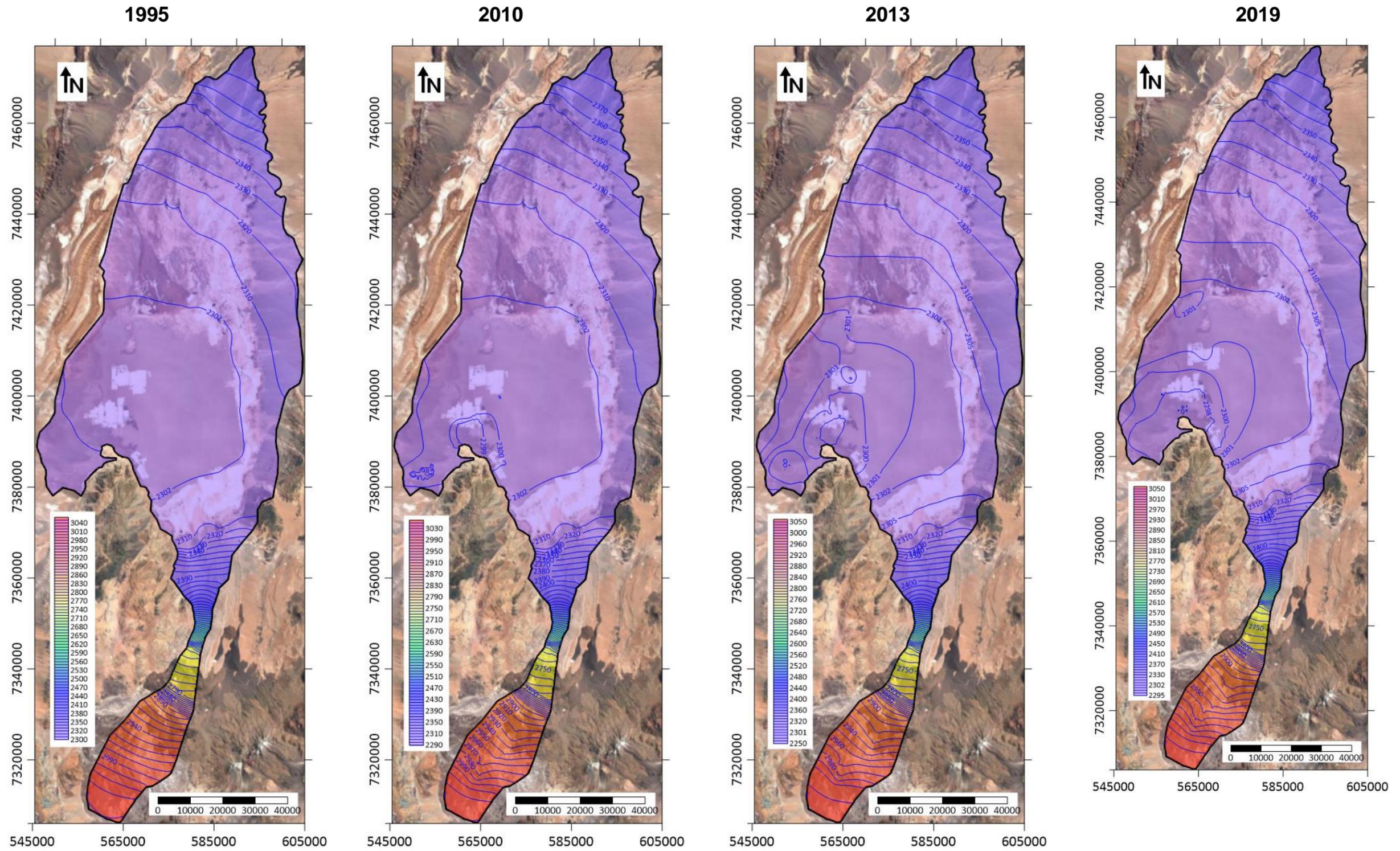


Figura 10-37: Mapas piezométricos calculados para los tiempos 01/01/1995, 01/01/2010, 01/08/2013 y 31/12/2019 a partir del modelo de validación para la capa 3.

Fuente: Elaboración propia

10.8.6 Balance numérico de entradas y salidas

En el balance hídrico la principal entrada al sistema está formada por la recarga directa (precipitación sobre suelo permeable) y la entrada lateral por escorrentía y percolación, mientras que la salida la comprenden la evaporación, las extracciones antrópicas y la evapotranspiración por vegetación.

Primeramente, se verificó el error de cierre del balance hídrico del modelo numérico para todos los time steps simulados, en donde ninguno supera el 0,001% de error (tanto para el estacionario como para el transitorio). Los caudales del balance hídrico obtenidos por el modelo numérico en base a las principales entradas y salidas al sistema se representan en la Figura 10-38. En esta figura, se aprecia que el término dominante en las entradas al sistema corresponde a la recarga lateral, excepto en ciertos periodos importantes de precipitación, donde la recarga directa supera la recarga lateral.

Por otra parte, el término dominante de las salidas en el periodo evaluado es la evaporación. Sin embargo, a partir del año 1994, y más notablemente a partir del año 2004, las extracciones antrópicas producen un descenso en los niveles de la cuenca que se refleja en una disminución de la evaporación. Además, a partir del año 2016 se observa un descenso en las extracciones que se traduce, debido al ascenso en los niveles, en una tendencia ascendente de la evaporación hasta el año 2019.

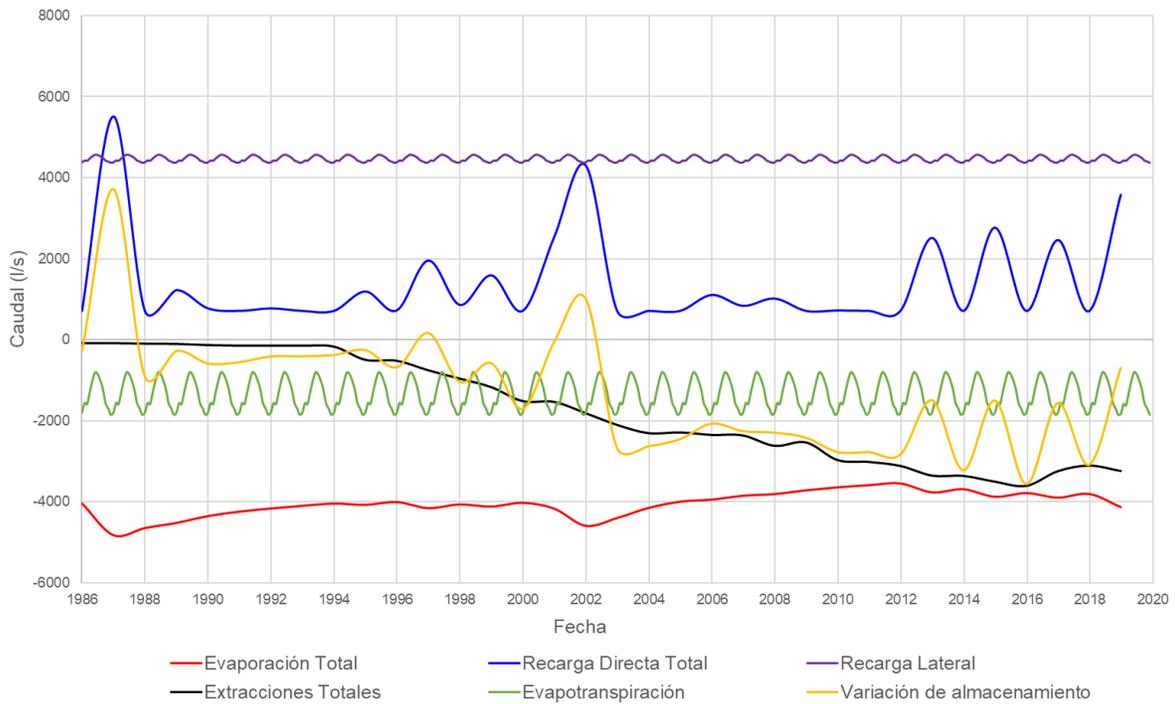


Figura 10-38: Resumen del balance hídrico obtenido a partir del modelo transitorio mostrando las principales entradas y salidas al sistema.

Fuente: Elaboración propia

Con respecto a la variación del almacenamiento, el promedio muestra valores negativos desde comienzo de la simulación cuya tendencia ha ido creciendo notablemente en los últimos años. Así para el periodo de 1990-1995 la variación de almacenamiento obtenida a partir del modelo numérico es de -463 L/s, asciende a -1.207 en el periodo de 2000-2005 y a -2.614 L/s en el periodo de 2010-2015 (ver Figura 10-39), para luego mostrar una ligera mejora en el periodo de 2015-2019 a -2.078 L/s.

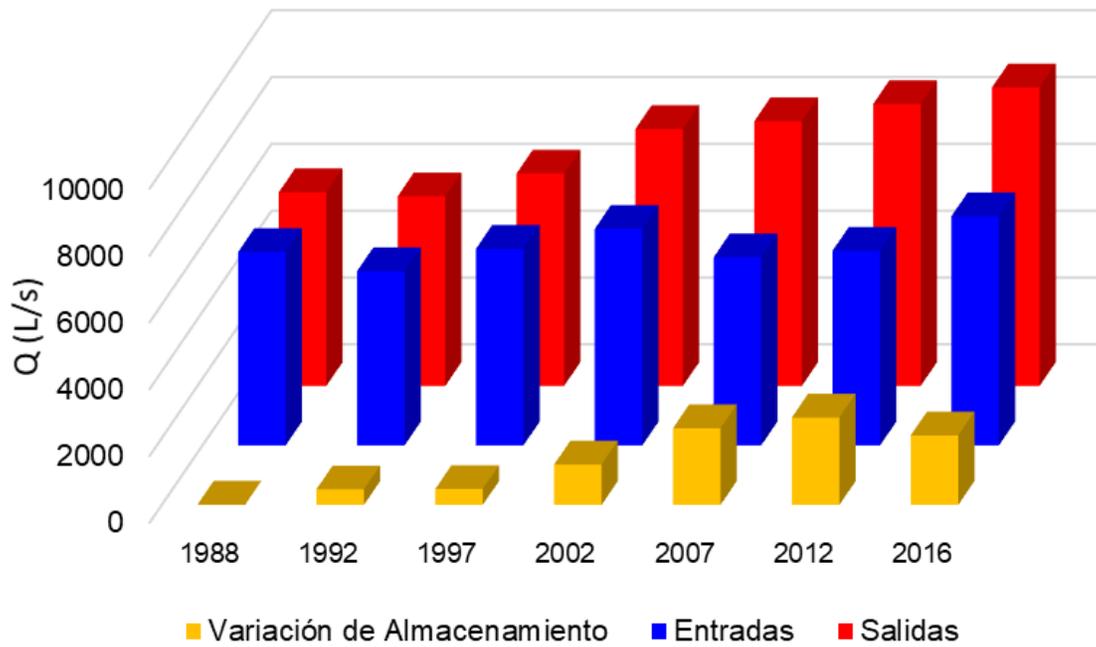


Figura 10-39: Valor absoluto de las entradas y salidas promedio y variación del almacenamiento para los periodos de 1986-1990, 1990-1995, 1995-2000, 2000-2005, 2005-2010, 2010-2015 y 2015-2019.

Fuente: Elaboración propia

La Figura 10-40 muestra una vista esquemática del balance hídrico para el modelo estacionario.

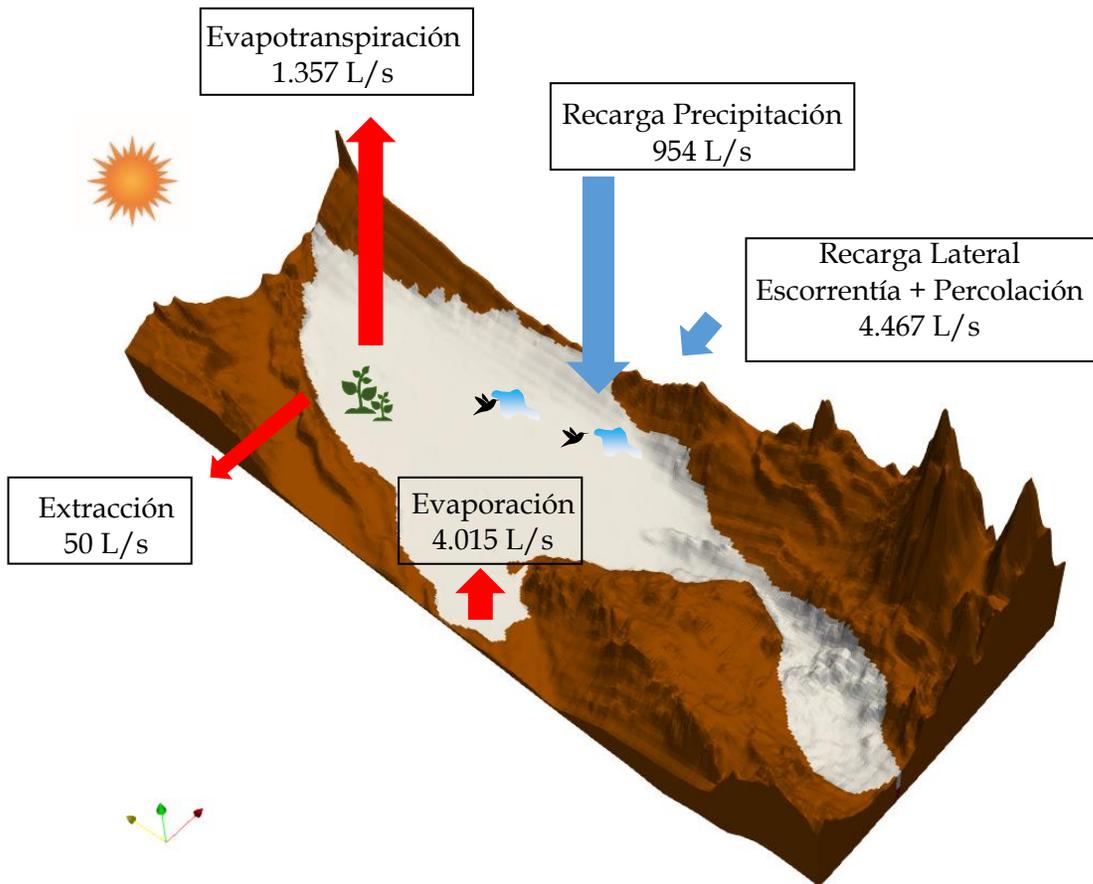


Figura 10-40: Vista esquemática del balance en el modelo estacionario que muestra la condición natural previa a los bombeos.

Fuente: Elaboración propia

En la Tabla 10-19 se muestra el balance hídrico promedio del periodo 1986-1994, 1990-1995, 1995-2000, 200-2005, 2005-2010, 2010-2015 y 2015-2019.

Tabla 10-19: Balance hídrico promedio calculado a partir del modelo numérico para distintos períodos.

Término del balance	Período						
	1986-1994	1990-1995	1995-2000	2000-2005	2005-2010	2010-2015	2015-2019
Entradas (L/s)							
Recarga directa	1.323	745	1.271	1.800	884	1.081	2.051
Recarga lateral (escorrentía - percolación)	4.467	4.467	4.467	4.467	4.467	4.467	4.467
Total Entradas	5.790	5.212	5.738	6.267	5.352	5.549	6.519
Salidas (L/s)							
Evaporación en el salar	4.324	4.177	4.080	4.265	3.858	3.640	3.894
Evapotranspiración vegetación	1.356	1.356	1.356	1.356	1.356	1.356	1.358
Extracción salmuera:							
SQM	2	3	455	584	612	1.291	1.312
ALB	46	54	66	86	132	166	265
Extracción agua fresca:							
SQM	19	35	1	69	125	226	198
ALB	0	0	3	6	6	9	8
CMZ	0	0	138	139	169	203	202
MEL	0	0	63	920	1.338	1.222	1.310
Extracción agua potable	50	50	50	50	50	50	50
Total Salidas	5.797	5.675	6.212	7.474	7.646	8.163	8.596
Variación del almacenamiento	-6	-463	-473	-1.207	-2.293	-2.614	-2.078

Fuente: Elaboración propia

La comparación entre el balance hídrico calculado a partir del modelo numérico y el modelo conceptual se presenta en la Tabla 10-20. Como se observa, el valor obtenido para todos los componentes del balance hídrico a partir del modelo numérico está dentro de los rangos definidos en el presente estudio, a excepción de la recarga directa y la evapotranspiración vegetal, que en el caso del actual modelo conceptual son mayores debido a que los valores representan la totalidad de las 17 subcuencas que integran el sistema, mientras que el modelo numérico sólo comprende cierta porción de las mismas. Por tanto, se obtiene una coherencia considerable entre los resultados del balance hídrico a partir del modelo conceptual que parte de cálculos analíticos, y el modelo numérico, que integra la geología, geometría, evolución en los niveles y zonación de parámetros, lo que valida el grado de robustez de ambos modelos.

Tabla 10-20: Resultado del balance hídrico (L/s) según el Modelo Conceptual y el resultado del Modelo Numérico.

Término del Balance	Modelo Numérico		Modelo Conceptual	
	Régimen Natural	2000-2019	Régimen Natural	2000-2018
Entradas (L/s)				
Recarga directa	954	1.454	1.900 a 2.600	1.900 a 2.600
Recarga lateral	4.467	4.467	3.300 a 4.450	3.300 a 4.450
Total Entradas	5.421	5.922	5.200 a 7.050	5.200 a 7.050
Salidas (L/s)				
Evaporación	4.015	3.914	3.400 a 4.900	3.200 a 4.600
Evapotranspiración vegetal	1.357	1.357	1.700 a 2.050	1.700 a 2.050
Extracciones Salmuera	0	1.112	50	1.050 a 1.150
Extracciones agua fresca	0	1.537	0	1.450 a 1.600
Extracción agua potable	50	50	50	50
Total, Salidas	5.421	7.970	5.200 a 7.050	7.450 a 9.450

Fuente: Elaboración propia

10.8.6.1 Balance por SHACs

El dominio del modelo numérico no abarca la extensión de todos los SHAC y sólo los SHACs A, B, C y N están integrados en su totalidad. Debido a esto, el balance integrado se presenta en estos sectores, y el resto de dominio se ha definido como SHAC F.

Cabe destacar que el ejercicio de disgregar el balance en los distintos sectores SHACs puede entenderse como una aproximación a un balance por fluido. Es decir, el balance en el SHAC N puede entenderse como un balance del fluido de salmuera, el balance en los SHACs A, B y C, donde se localiza la interfaz, como un balance del fluido de mezcla, y el balance en el SHAC F como un balance del fluido de agua dulce.

En la Tabla 10-21 se presenta el balance hídrico en régimen natural (1986-1994) obtenido a partir del modelo numérico y la comparación con el modelo conceptual. Como se observa, en la mayoría de los casos a partir del modelo numérico se obtienen caudales dentro del rango o dentro del mismo orden de magnitud definido en el actual modelo conceptual. Las principales diferencias se dan en las salidas por evapotranspiración vegetal del SHAC A, y esta discrepancia se debe a la diferente geometría entre el SHAC A establecida en el modelo conceptual, con una extensión hacia la zona Norte, que es donde se concentra gran cobertura vegetal. Por otro lado, existen ciertas diferencias entre el modelo numérico y el conceptual en los SHAC C y N en las entradas y salidas a partir de otros SHAC. Esta diferencia se debe a que en el modelo numérico la recarga en la zona MNT es algo mayor que la definida en el actual modelo conceptual (del orden de 400 L/s mayor).

Tabla 10-21: Comparación de Balance hídrico en régimen natural del Modelo Conceptual y Numérico

Modelo	SHACs	Entradas			Salidas		
		Recarga Directa	Recarga escorrentía	Recarga desde otros SHACs	Ev. Suelo	Ev. vegetal	Descarga a otros SHACs
Modelo Numérico	A	50	34	1.784	743	430	695
	B	17	0	670	368	74	245
	C	14	2	1.581	1.057	64	475
	N	230	122	1.492	1.845	0	0
Modelo Conceptual	A	25	0 a 25	2.400 a 3.325	975 a 1.475	875 a 1.075	525 a 775
	B	~0	~0	650 a 900	600 a 850	25 a 50	0 a 25
	C	~0	~0	975 a 1.325	850 a 1.300	75 a 100	50 a 75
	N	300 a 400	150 a 200	825 a 950	1.000 a 1.250	~0	~0

Tabla 10-22: Balance hídrico promedio (L/s) calculado a partir del Modelo Numérico para distintos períodos para los SHAC A, B, C, N y F.

Término de Balance	1995-1999					2000-2004					2005-2009					2010-2014					2015-2019					
	A	B	C	N	F	A	B	C	N	F	A	B	C	N	F	A	B	C	N	F	A	B	C	N	F	
Entradas																										
Recarga Directa	59	18	14	538	643	72	18	14	1.052	644	49	17	14	163	642	54	17	14	354	643	78	19	14	1.297	644	
Recarga Lateral	34	0	2	122	4.309	34	0	2	122	4.309	34	0	2	122	4.309	34	0	2	122	4.309	34	0	2	122	4.309	
Recarga de otros SHACs	1.784	676	1.581	1.462	0	1.784	661	1.581	1.418	0	1.784	637	1.581	1.483	0	1.782	614	1.579	1.480	0	1.779	590	1.577	1.414	0	
Salidas																										
Evaporación	751	389	1.059	1.879	1	769	393	1.065	2.036	1	750	370	1.054	1.684	1	744	345	1.043	1.507	1	764	335	1.050	1.745	1	
EVT	430	74	64	0	788	430	74	64	0	788	430	74	64	0	788	430	74	64	0	788	430	74	64	0	788	
Extracciones	0	0	3	522	252	0	0	6	669	1.178	0	0	6	744	1.681	0	0	7	1.457	1.702	0	0	6	1.579	1.761	
Descarga a otros SHACs	690	231	470	0	4.113	679	217	460	0	4.089	698	232	475	0	4.080	696	227	480	0	4.051	678	205	469	0	4.008	
Entradas totales	1.877	694	1.596	2.122	4.952	1.890	680	1.596	2.593	4.953	1.867	654	1.596	1.768	4.952	1.870	631	1.594	1.956	4.952	1.891	609	1.592	2.833	4.953	
Salidas totales	1.871	694	1.596	2.401	5.153	1.878	685	1.595	2.706	6.056	1.878	675	1.599	2.427	6.550	1.871	647	1.595	2.964	6.542	1.872	613	1.590	3.323	6.558	
Variación Almacenamiento	6	0	0	-279	-201	12	-5	1	-113	-1.103	-11	-21	-4	-660	-1.598	-1	-15	-1	-1.007	-1.590	19	-4	3	-491	-1.604	

La Tabla 10-22 muestra el balance hídrico promedio (L/s) en períodos de 5 años en los SHAC A, B, C (fluido de mezcla), N (salmuera) y F (agua dulce) obtenido a partir del modelo numérico. A partir de este balance, se observa:

- Tanto en la zona de salmuera (SHAC N) como en la zona de agua dulce (SHAC F) se observa para todo el periodo evaluado (1995-2019) una variación de almacenamiento negativa, lo que indica un déficit de agua en el sistema en el que las salidas son superiores a las entradas.
- En los SHAC A, B y C (agua de mezcla) se obtiene una variación del almacenamiento positivo en la mayoría de los periodos evaluados, excepto en el periodo de 2005-2009 y 2010-2014 que presentan una variación de almacenamiento promedio de -12 L/s y -6 L/s, respectivamente.
- En el SHAC N (salmuera), debido al incremento de las extracciones de salmuera se observa una disminución importante en la variación de almacenamiento de -279 L/s en el periodo de 1995-1999 a -1.007 L/s en el periodo de 2010-2014, que aumenta en el último periodo evaluado a -491 L/s (2015-2019) por un aumento en la recarga. En el periodo de 1995 a 2019, las extracciones de salmuera han ascendido de 512 L/s a 1577 L/s, de las cuales aproximadamente el 85% han sido llevadas a cabo por el operador SQM y el 15% por Albemarle.
- En el SHAC F (agua dulce), la variación de almacenamiento ha ido descendiendo paulatinamente de -201 L/s en el periodo 1995-1999 a -1.604 L/s en el periodo de 2015-2019. La extracción de agua dulce en el periodo de 1995 a 2019 ha aumentado de 254 L/s a 1.768 L/s, de los cuales, en promedio, el 65% es extraída por el operador MEL, el 19% por CMZ, el 7,5% SQM y 0,5 Albemarle.

Considerando esta aproximación del balance por tipo de fluido (de acuerdo a los SHAC), es posible comparar las variaciones de almacenamiento de salmuera y agua dulce estimadas en el modelo conceptual para el periodo 2000-2018 y las estimadas por el modelo numérico para el periodo 2000-2019 (Tabla 10-25), donde se observa que las variaciones estimadas por el modelo numérico están dentro de los rangos estimados por el modelo conceptual.

Tabla 10-23: Balance hídrico (L/s) calculado a partir del modelo numérico y del modelo conceptual para el régimen natural (estacionario) para los SHACs A, B, C y N.

Modelo	SHACs	Entradas			Salidas		
		Recarga Directa	Recarga escorrentía	Recarga desde otros SHACs	Ev. Suelo	Ev. vegetal	Descarga a otros SHACs
Modelo Numérico	A	50	34	1.784	743	430	695
	B	17	0	670	368	74	245
	C	14	2	1.581	1.057	64	475
	N	230	122	1.492	1.845	0	0
Modelo Conceptual	A	25	0 a 25	2.400 a 3.325	975 a 1.475	875 a 1.075	525 a 775
	B	-0	-0	650 a 900	600 a 850	25 a 50	0 a 25
	C	-0	-0	975 a 1.325	850 a 1.300	75 a 100	50 a 75
	N	300 a 400	150 a 200	825 a 950	1.00 a 1.250	-0	-0

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-24: Balance hídrico promedio (L/s) calculado a partir del modelo numérico para distintos períodos para los SHACs A, B, C, N y F.

Término de Balance	1995-1999					2000-2004					2005-2009					2010-2014					2015-2019				
	A	B	C	N	F	A	B	C	N	F	A	B	C	N	F	A	B	C	N	F	A	B	C	N	F
Entradas																									
Recarga Directa	59	18	14	538	643	72	18	14	1.052	644	49	17	14	163	642	54	17	14	354	643	78	19	14	1.297	644
Recarga Lateral	34	0	2	122	4.309	34	0	2	122	4.309	34	0	2	122	4.309	34	0	2	122	4.309	34	0	2	122	4.309
Recarga de otros SHACs	1.784	676	1.581	1.462	0	1.784	661	1.581	1.418	0	1.784	637	1.581	1.483	0	1.782	614	1.579	1.480	0	1.779	590	1.577	1.414	0
Salidas																									
Evaporación	751	389	1.059	1.879	1	769	393	1.065	2.036	1	750	370	1.054	1.684	1	744	345	1.043	1.507	1	764	335	1.050	1.745	1
EVT	430	74	64	0	788	430	74	64	0	788	430	74	64	0	788	430	74	64	0	788	430	74	64	0	788
Extracciones	0	0	3	522	252	0	0	6	669	1.178	0	0	6	744	1.681	0	0	7	1.457	1.702	0	0	6	1.579	1.761
Descarga a otros SHACs	690	231	470	0	4.113	679	217	460	0	4.089	698	232	475	0	4.080	696	227	480	0	4.051	678	205	469	0	4.008
Entradas totales	1.877	694	1.596	2.122	4.952	1.890	680	1.596	2.593	4.953	1.867	654	1.596	1.768	4.952	1.870	631	1.594	1.956	4.952	1.891	609	1.592	2.833	4.953
Salidas totales	1.871	694	1.596	2.401	5.153	1.878	685	1.595	2.706	6.056	1.878	675	1.599	2.427	6.550	1.871	647	1.595	2.964	6.542	1.872	613	1.590	3.323	6.558
Variación Almacenamiento	6	0	0	-279	-201	12	-5	1	-113	-1.103	-11	-21	-4	-660	-1.598	-1	-15	-1	-1.007	-1.590	19	-4	3	-491	-1.604

Fuente: Elaboración propia

Tabla 10-25: Variación de almacenamiento de salmuera y agua dulce (L/s) obtenidas a partir del modelo numérico (2000-2019) y conceptual (2000-2018).

Modelo	Periodo	Salmuera	Agua dulce
Modelo Numérico	2000-2019	568	1.474
Modelo Conceptual	2000-2018	400 a 1.000	1.225 a 1.620

Fuente: Elaboración propia

10.9 Análisis de sensibilidad

El proceso de calibración representa un análisis de sensibilidad en sí mismo, pudiendo definir los parámetros más sensibles del modelo. Sin embargo, y con el fin de evaluar el efecto que tendría la variación en los parámetros más inciertos del modelo, se ha realizado un análisis de sensibilidad de la conductividad hidráulica, en un rango considerado realista. De este modo, se han evaluado dos análisis:

- Aumentar la conductividad de todo el dominio, multiplicando los valores obtenidos a partir de la calibración por un factor de 5.
- Disminuir la conductividad de todo el dominio, dividiendo los valores obtenidos a partir de la calibración por un factor de 2.

Cabe mencionar que al disminuir la conductividad hidráulica se han tenido que modificar los parámetros del solver para conseguir que el modelo convergiera. De este modo, en el solver utilizado (PCG2) se aumentó el 'head change criterion' de 0,05 m (valor tomado para el caso base) a 1 m en el análisis de sensibilidad al disminuir la conductividad hidráulica.

En base a los resultados se observa que la zona MNT es el área más sensible al análisis. Esto es debido a que dicha zona está bastante individualizada del resto. Es decir, en el resto del salar todas las subcuencas están interrelacionadas entre sí, y reciben entradas unas de otras, sin embargo, la subcuenca 7 sólo recibe agua a partir de dicha subcuenca y descarga en las subcuencas 8 y 15 en el sector Tilopozo. Por tanto, en esta zona, pequeños cambios en la conductividad hidráulica impactan notablemente en los niveles piezométricos. Esto hace que al aumentar la conductividad hidráulica en un factor de 5 (y manteniendo la recarga constante) disminuya el gradiente hacia la zona Núcleo Salar y los niveles piezométricos desciendan de cota del orden de 400 m.

Por el contrario, cuando la conductividad hidráulica disminuye en un factor de 2, el gradiente aumenta y los niveles piezométricos aumentan del orden de 200 m. En este último caso, debido al fuerte gradiente entre la cabecera de la subcuenca y la zona Núcleo Salar, la capa superior del modelo (que no se presenta saturada en la realidad, puesto que los niveles

están por debajo de la cota de base de esta capa) se encuentra inundada, con los niveles piezométricos por encima de la topografía.

Con respecto a las otras zonas, de forma generalizada al disminuir la conductividad hidráulica, como es esperado, aumentan los descensos y los efectos debido a la extracción tanto de salmuera como de agua industrial y los niveles disminuyen del orden de 5 metros, y se subestiman las fluctuaciones estacionales. Por el contrario, al aumentar la conductividad hidráulica los descensos son menores que los observados, ascendiendo los niveles en aproximadamente 5 metros, y el modelo simula variaciones estacionales más exageradas que las observadas en realidad.

Las Figura 10-41, Figura 10-42 y Figura 10-43 muestran los niveles observados y los calculados a partir de los distintos modelos considerados (modelo de validación y modelos del análisis de sensibilidad aumentando y disminuyendo la conductividad hidráulica) en pozos de observación ubicados en distintas zonas del dominio.

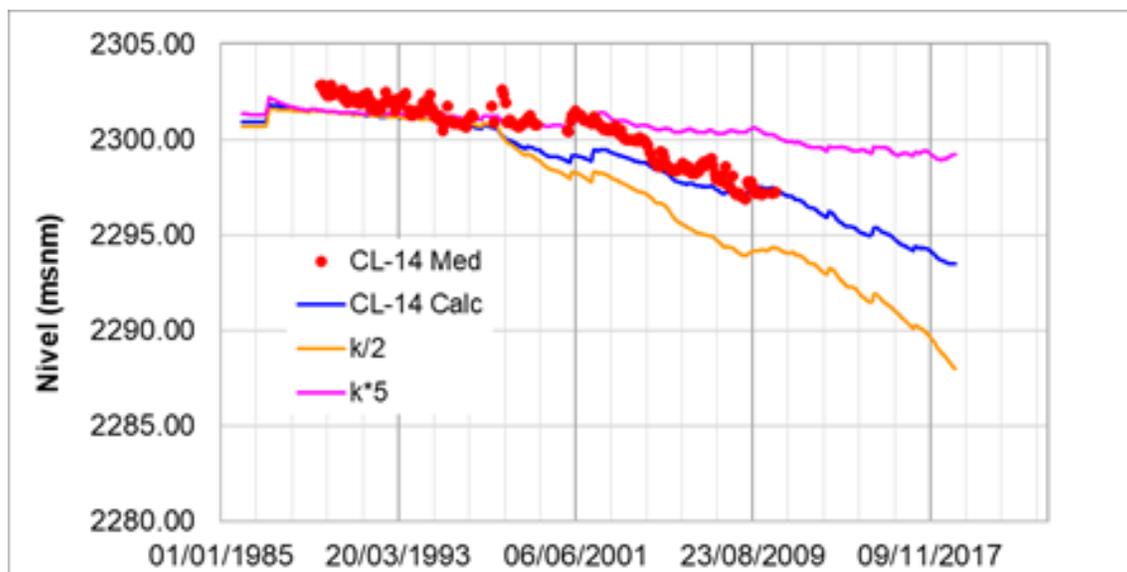


Figura 10-41: Niveles medidos y calculados a partir del modelo de validación, y a partir del análisis de sensibilidad aumentando y disminuyendo la conductividad hidráulica en un factor de 5 y 2, respectivamente, en un punto de observación ubicado en la zona Marginal.

Fuente: Elaboración propia

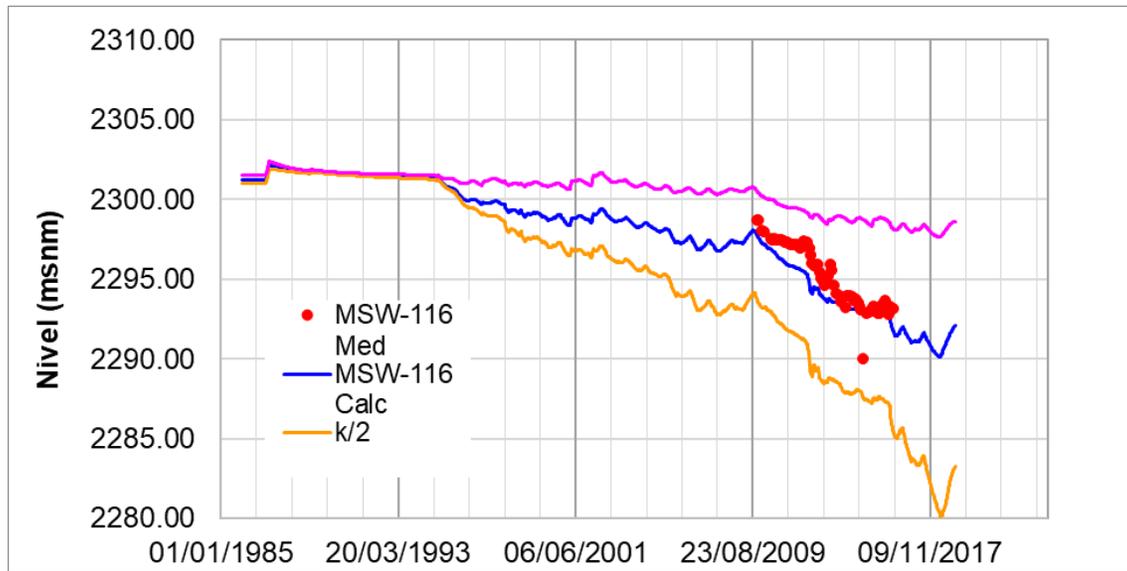


Figura 10-42: Niveles medidos y calculados a partir del modelo de validación, y a partir del análisis de sensibilidad aumentando y disminuyendo la conductividad hidráulica en un factor de 5 y 2, respectivamente, en un punto de observación ubicado en la zona Núcleo Salar.

Fuente: Elaboración propia

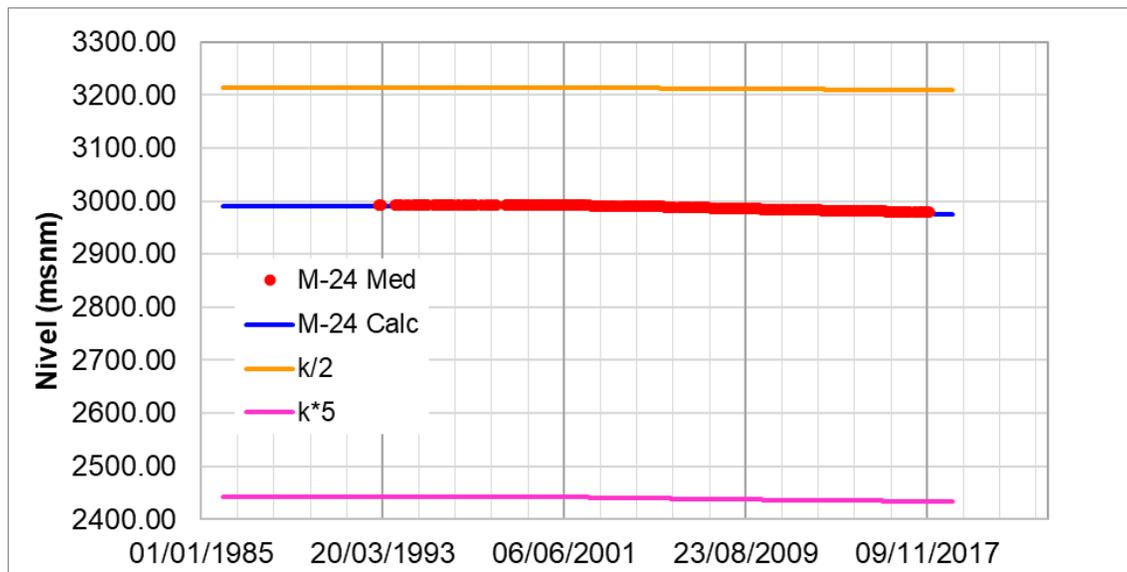


Figura 10-43: Niveles medidos y calculados a partir del modelo de validación, y a partir del análisis de sensibilidad aumentando y disminuyendo la conductividad hidráulica en un factor de 5 y 2, respectivamente, en un punto de observación ubicado en la zona MNT.

Fuente: Elaboración propia

Los gráficos con los ajustes entre niveles medidos y niveles calculados a partir del modelo calibrado y los modelos del análisis de sensibilidad para distintos pozos según las zonas se presentan detalladamente en el Anexo VIII -Apéndice G.

A partir de este análisis, por tanto, se puede concluir que los parámetros más coherentes y que mejor reproducen las dinámicas observadas en el sistema, son los parámetros obtenidos a partir de la calibración.

10.10 Limitaciones

El modelo de flujo tridimensional presentado permite simular procesos y dinámicas a escala regional. De este modo, los resultados deben ser considerados en términos de tendencias generales y precisión métrica. Por ello, y debido a su gran escala, este modelo no debe ser considerado como una herramienta numérica para definir efectos específicos de nivel a escala local, como, por ejemplo, evaluación de umbrales tanto del Plan de Contingencia (PC) o del Plan de Alerta Temprana (PAT).

El modelo de flujo tridimensional fue construido con herramientas numéricas que logran explicar los distintos datos medidos en la cuenca, pero no dejan de ser una simplificación de un modelo conceptual. Entre las simplificaciones más importantes se encuentra (i) la realización del modelo en niveles equivalentes de salmuera (densidad constante), cuando en la realidad el sistema posee densidad variable, (ii) no se consideran procesos de precipitación/disolución y (iii) no se simula directamente la interacción entre flujos superficiales y subterráneos. Esta serie de simplificaciones se deben tener en cuenta al utilizar la herramienta numérica y deben ser evaluadas a futuro.

11. Modelo Numérico de Densidad Variable

11.1 Construcción de los perfiles

Para simular el flujo subterráneo y caracterizar la interfaz salmuera – agua dulce, se construyeron tres modelos bidimensionales de flujo con densidad variable con el código SEAWAT-2000, que resuelve la ecuación de flujo de agua subterránea mediante el código MODFLOW-2000 y la ecuación de transporte de solutos a partir del código MT3DMS, acopladas por la densidad del fluido. SEAWAT usa niveles equivalentes de agua dulce como variable de estado. Sin embargo, en SEAWAT-2000 (Zheng y Simpson, 2004) tanto las condiciones de contorno, como las observaciones de nivel que se dan en puntos de observación, deben estar como niveles piezométricos, y el código a partir de la distribución de solutos, y, por tanto, de densidad, transforma de forma interna los niveles a niveles equivalentes de agua dulce, resuelve las ecuaciones de flujo y transporte, y vuelve a transformar los niveles equivalentes de agua dulce a niveles piezométricos como output. De esta forma, tanto los inputs como los outputs son niveles piezométricos sin corrección por densidad.

11.1.1 Localización y dominio de los perfiles

Se han definido tres perfiles aproximadamente paralelos al flujo en las inmediaciones de las lagunas de Quelana, Peine y La Punta–La Brava. Dichos perfiles tienen su límite oeste hacia la zona Núcleo Salar (salmuera), y su límite este hacia la zona de agua dulce. La Figura 11-1 muestra la localización de los tres perfiles, así como los puntos de observación definidos para cada perfil.

- El perfil La Punta–La Brava tiene una longitud de 12 km y varía en elevación desde 2.163,9 a 2.313,5 msnm.

La geometría de los perfiles, así como las distintas UHs que los componen, se definieron a partir del presente modelo conceptual y las secciones geológicas realizadas. De este modo, se han distinguido tres capas con el fin de representar las distintas UHs. La Figura 11-2 muestra la geometría de los perfiles, así como las capas que han sido definidas previamente.

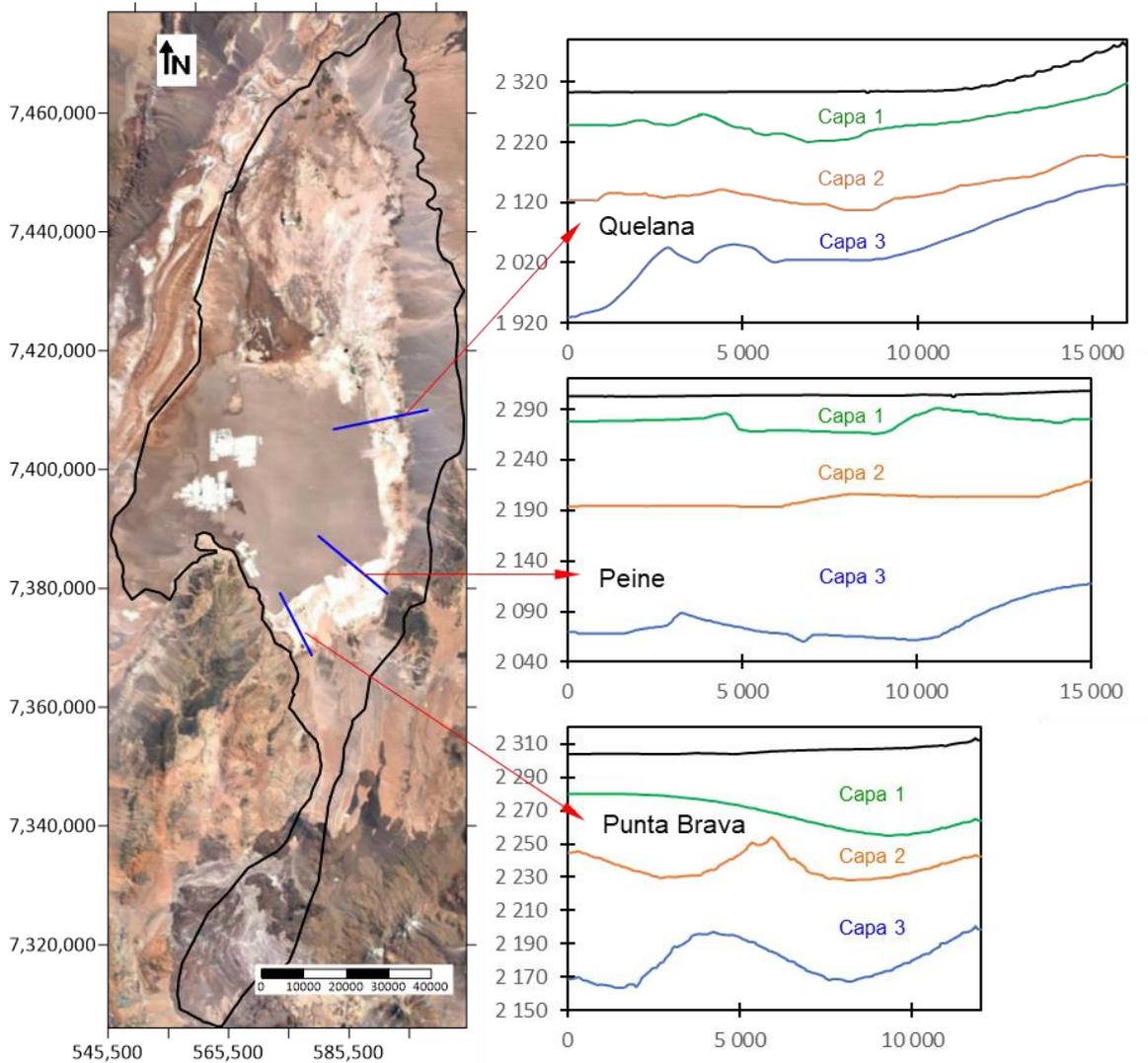


Figura 11-2: Geometría de los perfiles definidos para los modelos de flujo con densidad variable, mostrando las distintas unidades acuíferas definidas a partir de las secciones geológicas definidas en el modelo conceptual.

Fuente: Elaboración propia

11.1.2 Discretización espacial

La discretización horizontal del dominio se ha realizado con celdas de 50 m de longitud refinando en la zona de la interfaz a celdas de 25 m. En la vertical se ha refinado considerablemente la malla con el fin de representar adecuadamente la interfaz salmuera – agua dulce y minimizar fenómenos de dispersión numérica.

- El perfil de Quelana tiene una extensión areal total de 800.000 m² con un total de 11.904 celdas con 32 capas en la vertical.
- El perfil de Peine tiene una extensión areal total de 748.000 m² con un total de 13.396 celdas con 34 capas en la vertical.
- El perfil de La Punta–La Brava tiene una extensión areal total de 596.000 m² con un total de 12.750 celdas con 34 capas en la vertical.

La Figura 11-3, Figura 11-4 y Figura 11-5, muestran la malla de cada uno de los perfiles, así como la delimitación de las tres capas definidas en el modelo. De este modo, aunque haya un refinamiento en la vertical, estas tres capas definirán la distribución espacial de los parámetros hidráulicos, siendo iguales para cada una de estas tres capas.

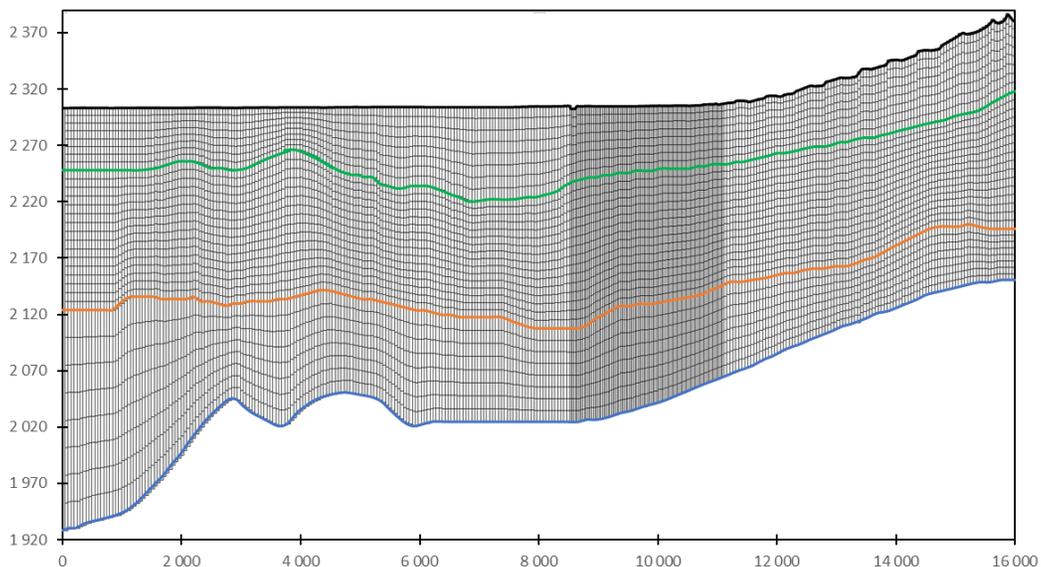


Figura 11-3: Malla del perfil Quelana, mostrando las tres capas definidas.

Fuente: Elaboración propia

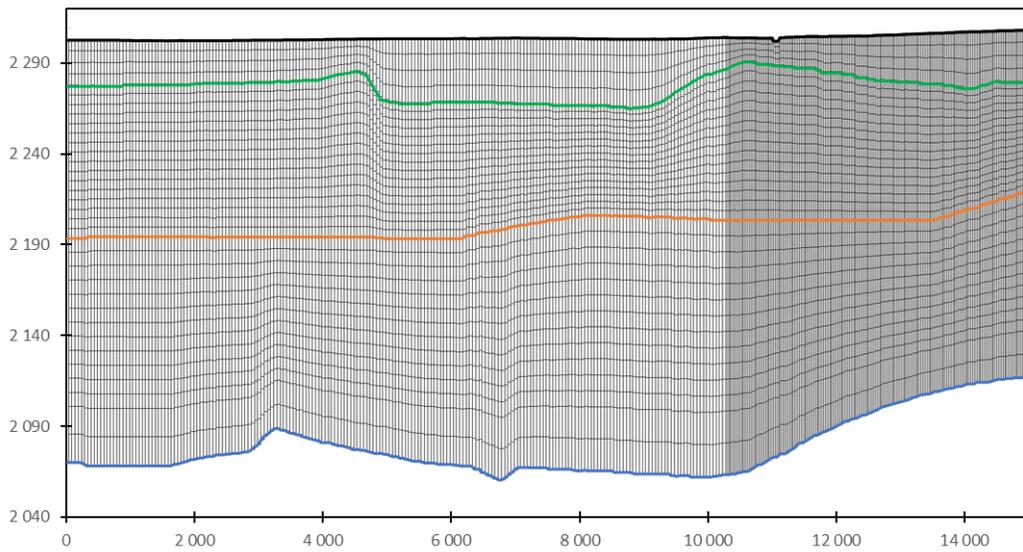


Figura 11-4: Malla del perfil Peine, mostrando las tres capas definidas.

Fuente: Elaboración propia

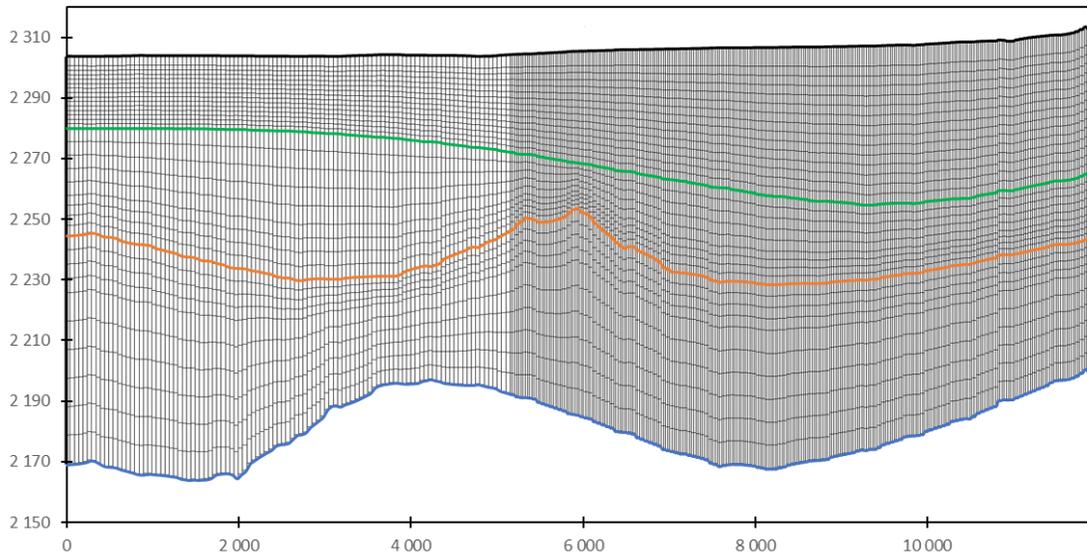


Figura 11-5: Malla del perfil La Punta-La Brava, mostrando las tres capas definidas.

Fuente: Elaboración propia

11.1.3 Consideraciones conceptuales de los perfiles

El código SEAWAT considera una ecuación lineal de estado para representar la densidad del fluido en función de la concentración de solutos (Guo y Langevin, 2002). De este modo, la densidad queda definida por,

$$\rho = \rho_f + \frac{\partial \rho}{\partial C} C$$

Dónde ρ es la densidad del fluido, ρ_f es la densidad del agua dulce, obteniendo un valor a partir de medidas de densidad de fluido en puntos de observación distribuidos en todo el dominio de 1.002 kg/m^3 en este caso, C es la concentración obtenida a partir de los sólidos disueltos medidos en puntos de observación, y $\partial \rho / \partial C$ es la variación (lineal en el caso de SEAWAT) de la densidad con respecto a la concentración, obteniendo un valor de $0,718$ a partir de mediciones de densidad del fluido y de total de sólidos disueltos en puntos de observación (Figura 11-6). Los datos utilizados se presentan en formato digital en el Anexo X. BBDD Densidad.

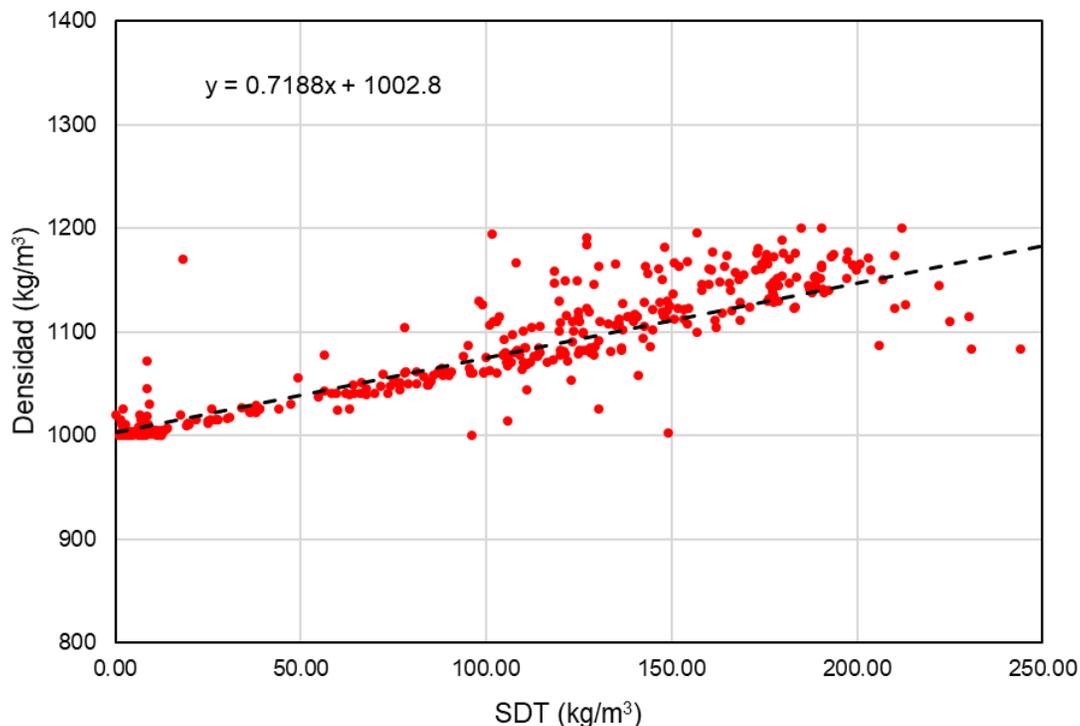


Figura 11-6: Relación densidad de fluido y total de sólidos disueltos (SDT) medida en puntos de observación.

Fuente: Elaboración propia

En los tres perfiles se ha conceptualizado el modelo con una entrada por superficie por la recarga directa, una salida por superficie debido a la evaporación, dos niveles prescritos como condición de contorno en los límites de los perfiles, cuya concentración depende de si existe flujo de entrada o de salida al sistema (condición de contorno de transporte no dispersiva) y el límite inferior impermeable tanto al flujo como a la concentración de solutos.

La Figura 11-7 muestra un esquema general para la conceptualización de los tres perfiles indicando las entradas y salidas por superficie, así como las condiciones de contorno impuestas en los límites de los perfiles.

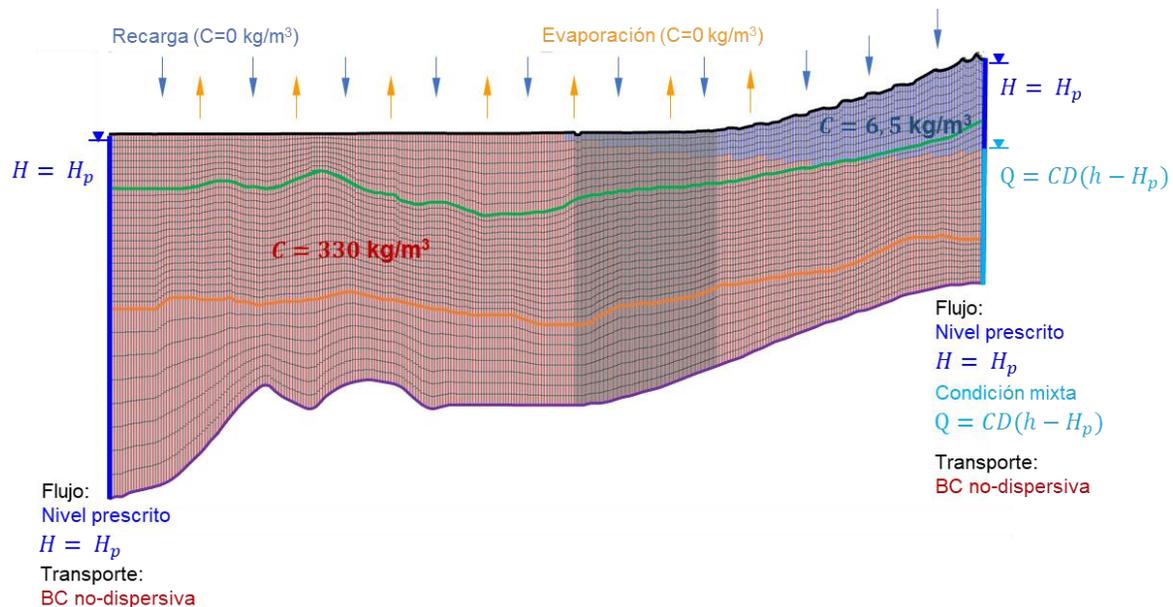


Figura 11-7: Conceptualización de las entradas y salidas, así como condiciones de contorno (BC) y condiciones iniciales para los tres perfiles.

Fuente: Elaboración propia

11.1.4 Régimen de simulación y discretización temporal

En este apartado se describen los períodos temporales simulados para los distintos modelos definidos: modelos cuasi-estacionarios y modelos transitorios.

11.1.4.1 Tiempo de referencia para los modelos cuasi-estacionarios

El propósito de estos modelos es obtener una distribución inicial de niveles y concentraciones realistas que sirvan como condición inicial para los modelos transitorios. Para ello, se ha simulado una situación cuasi-estacionaria para cada perfil con recarga

directa, evaporación y niveles prescritos constantes en el tiempo tomando valores promedios. Se ha considerado como condición inicial una interfaz abrupta entre la salmuera y el agua dulce.

El periodo total de la simulación ha sido de 204 años, tiempo necesario para obtener una distribución estable de niveles y concentraciones, con un paso de tiempo máximo para el transporte de 1 día para evitar inestabilidades y fenómenos de dispersión numérica (Zheng y Simpson, 2004). El resultado final de la simulación representa la condición de nivel y concentración para enero de 1986.

11.1.4.2 Intervalo de simulación para el modelo transitorio y discretización temporal

Los modelos transitorios se definieron entre el período comprendido entre 01-01-1986 hasta el 31-12-2019. Los modelos de calibración cubren el período de 1986 a 2008, y los de validación de 2009 a 2019. En estos modelos se incluyó la variación estacional de la recarga y la evaporación, así como la variabilidad temporal en los niveles prescritos definidos en los contornos para el período de simulación. La distribución final de niveles y concentraciones obtenidas a partir de los modelos cuasi-estacionarios fueron impuestas como condición inicial en los modelos transitorios.

La calibración se realizó de forma iterativa entre los modelos transitorios y cuasi-estacionarios, calibrando las conductividades hidráulicas con el fin de obtener buenos ajustes tanto en la distribución espacial y temporal de niveles como de concentraciones.

La discretización temporal para los modelos transitorios fue mensual para el flujo con un total de 408 periodos de stress, con un paso tiempo máximo para el transporte de 1 día para evitar inestabilidad numérica (Zheng y Simpson, 2004).

11.1.5 Condiciones de contorno

11.1.5.1 Condiciones de contorno de flujo

En el modelo numérico se han definido las siguientes condiciones de contorno, con el fin de representar las condiciones de entradas y salidas:

- Flujo nulo en contornos no activos.
- Condición de caudal areal para entrada por recarga directa.
- Salida superficial por evaporación.
- Condición de nivel prescrito (Dirichlet) para los límites oeste y este de los perfiles.

- Condición mixta (Cauchy) en el límite este de los perfiles para representar un posible flujo profundo de salida o entrada.

11.1.5.1.1 Flujo Nulo

Se ha considerado impermeable al flujo y a la concentración el límite inferior del acuífero que representa el basamento impermeable o zonas de muy baja conductividad hidráulica, según se indicó en el modelo conceptual a partir de prospección geofísica y perforación de pozos.

11.1.5.1.2 Recarga

La recarga en el límite superior para los tres perfiles representa la entrada directa por precipitación. Se han definido dos zonas de recarga para los perfiles de Peine y La Punta–La Brava y tres zonas de recarga para el modelo de Quelana, cuyos límites y valores se han impuesto en función de lo definido en el presente modelo conceptual y en el modelo numérico tridimensional. Sin embargo, debido a la distancia de los perfiles con las subcuencas 1 y 16, no se ha incluido el aporte por escorrentía en eventos de precipitación máxima.

La recarga para el modelo cuasi-estacionario es constante en todo el periodo de simulación y su valor viene definido a partir del actual modelo conceptual. Para el modelo transitorio se consideró, al igual que en el modelo tridimensional de flujo, una variabilidad temporal para la recarga de la zona 1 en los perfiles (subcuenca y zona 17 en el modelo tridimensional de flujo) en función de las precipitaciones observadas en el área de estudio. Esto es debido a que los niveles piezométricos en la zona Núcleo Salar muestran ascensos frente a eventos de precipitación de gran magnitud, y en el resto del Salar estos eventos quedan amortiguados y en los niveles sólo se presentan variaciones estacionales de periodo anual atribuidos a la variación estacional de la evaporación.

La Figura 11-8 muestra las zonas de recarga definidas en el modelo tridimensional de flujo y los tres perfiles SEAWAT. La Figura 11-9 muestra las zonas de recarga definidas para cada perfil y la Tabla 11-1 muestra el valor promedio impuesto para los modelos cuasi-estacionarios, definidos a partir del modelo tridimensional de flujo.

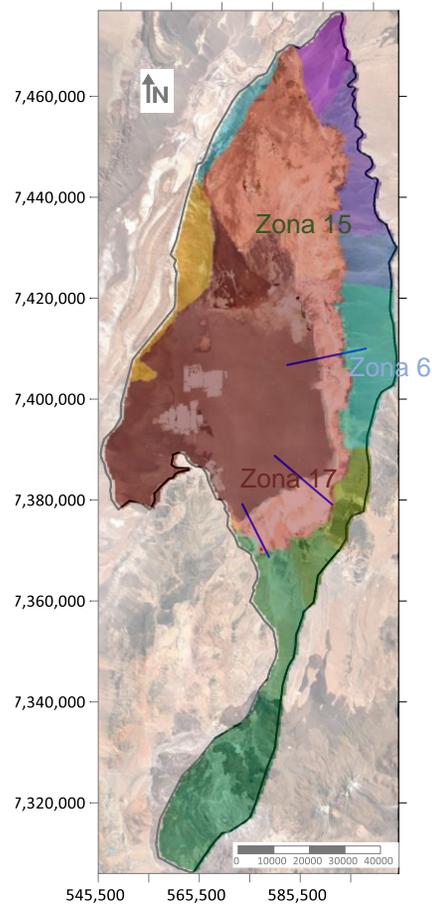


Figura 11-8: Zonas de recarga en el modelo tridimensional de flujo que permiten la zonación de recarga en los perfiles SEAWAT.

Fuente: Elaboración propia

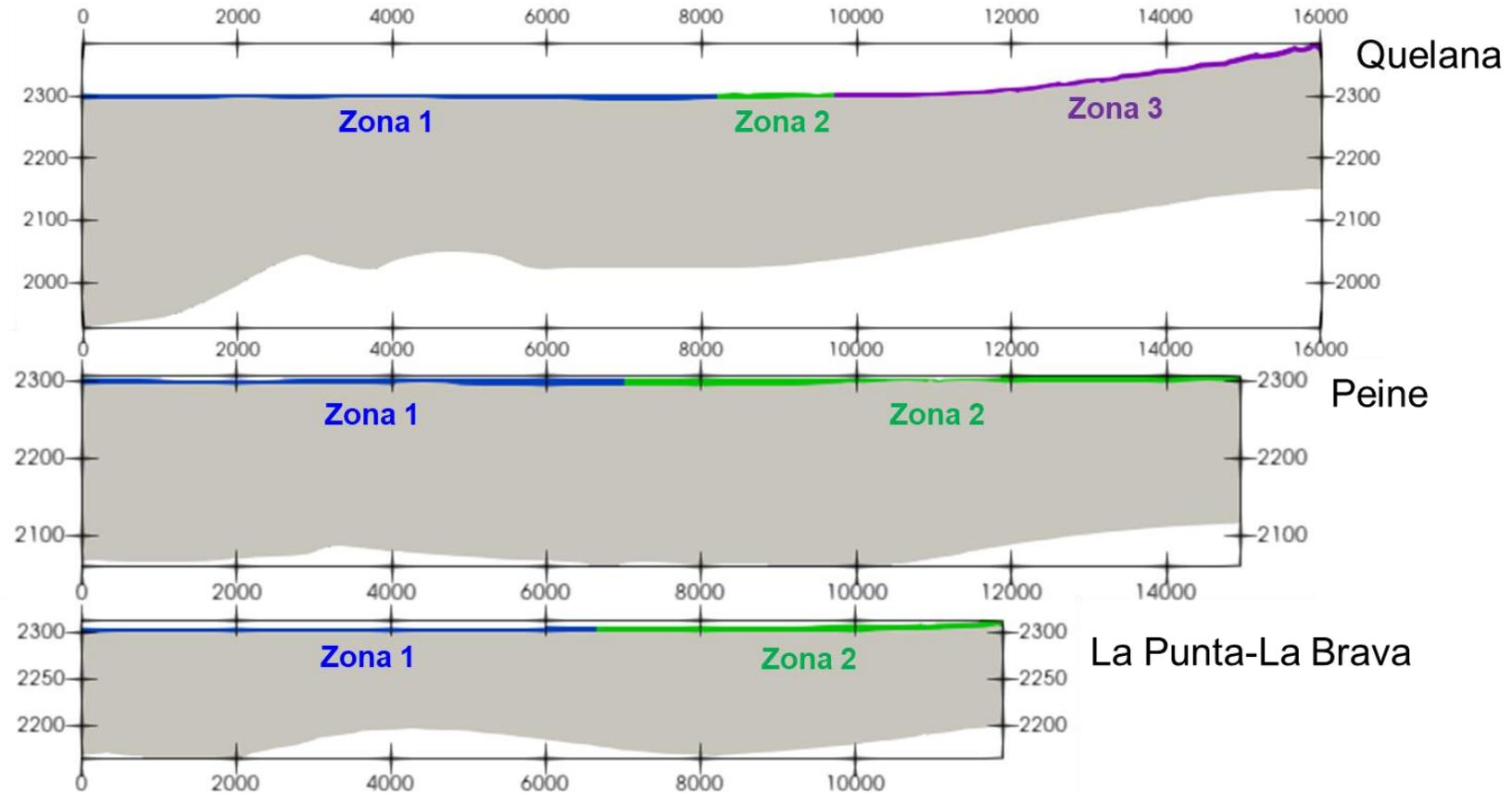


Figura 11-9: Zonas de recarga para cada uno de los perfiles SEAWAT.

Fuente: Elaboración propia

Tabla 11-1: Zonas de recarga directa por precipitación en los perfiles SEAWAT con respecto a las subcuencas.

Subcuenca (zona en el modelo tridimensional)	Zona en el modelo SEAWAT	Recarga (m/d)
17	1	1,84E-06
15	2	3,00E-06
6	3	5,00E-05

Fuente: Elaboración propia

11.1.5.1.3 Evaporación

Se han definido para cada perfil dos zonas de evaporación cuyos límites vienen definidos por el actual modelo conceptual y el modelo tridimensional de flujo. La Figura 11-10 muestra las distintas zonas de evaporación para cada perfil.

La representación de la evaporación en SEAWAT es similar a la definida en MODFLOW para el modelo tridimensional de flujo, donde la evaporación varía con la profundidad del nivel desde superficie. Sin embargo, la interfaz visual Groundwater vista v7 no permite que se definan curvas con varios segmentos en SEAWAT, sino que permite la definición de un solo segmento con un valor máximo de evaporación en superficie y una disminución lineal en profundidad hasta una profundidad máxima en la cual la evaporación es cero.

Por tanto, se ha impuesto un solo segmento para cada zona de evaporación, donde los valores de los parámetros (evaporación en superficie y profundidad máxima) se han definido en función de obtener tasas de evaporación efectivas que sean consistente con los obtenidos a partir de las curvas definidas en el modelo tridimensional de flujo y no sobreestimar la evaporación en profundidad.

La Tabla 11-2 muestra para cada una de las zonas definidas en los perfiles SEAWAT, la correspondencia con las zonas de evaporación definidas en el modelo tridimensional de flujo, los valores de la tasa máxima de evaporación para el nivel freático en superficie y la profundidad de extinción del nivel desde superficie, a partir de la cual la evaporación es considerada nula.

Tabla 11-2: Zonas de evaporación en los perfiles SEAWAT.

Zonas en el modelo tridimensional de flujo	Zona en perfiles SEAWAT	Evaporación (m/d) máxima en superficie (0,0m)	Profundidad extinción (m)
ZE1	1	0,0025	0,4
ZE2	2	0,006	0,3

Fuente: Elaboración propia

En los modelos cuasi-estacionarios la evaporación se ha tomado constante en el tiempo. Para los modelos transitorios se ha definido una variación estacional entre verano e invierno. De este modo, se ha considerado una función sinusoidal con máximos y mínimos de evaporación representando variaciones de verano e invierno manteniendo el valor promedio considerado en los modelos cuasi-estacionarios. Para la zona 1 en todos los perfiles, se ha considerado un valor máximo y mínimo de 1,8 y 0,2 veces el valor promedio, respectivamente, y para la zona 2 de evaporación se han tomado estos mismos valores para los perfiles de Peine y Quelana, y se ha disminuido en el perfil de La Punta-La Brava a 1,2 y 0,8 para ajustar adecuadamente los niveles piezométricos.

Cabe destacar que para la evaporación se ha especificado en el código que el fluido que se evapora tenga una concentración nula de solutos, de este modo se impide la salida de masa por la superficie de los perfiles.

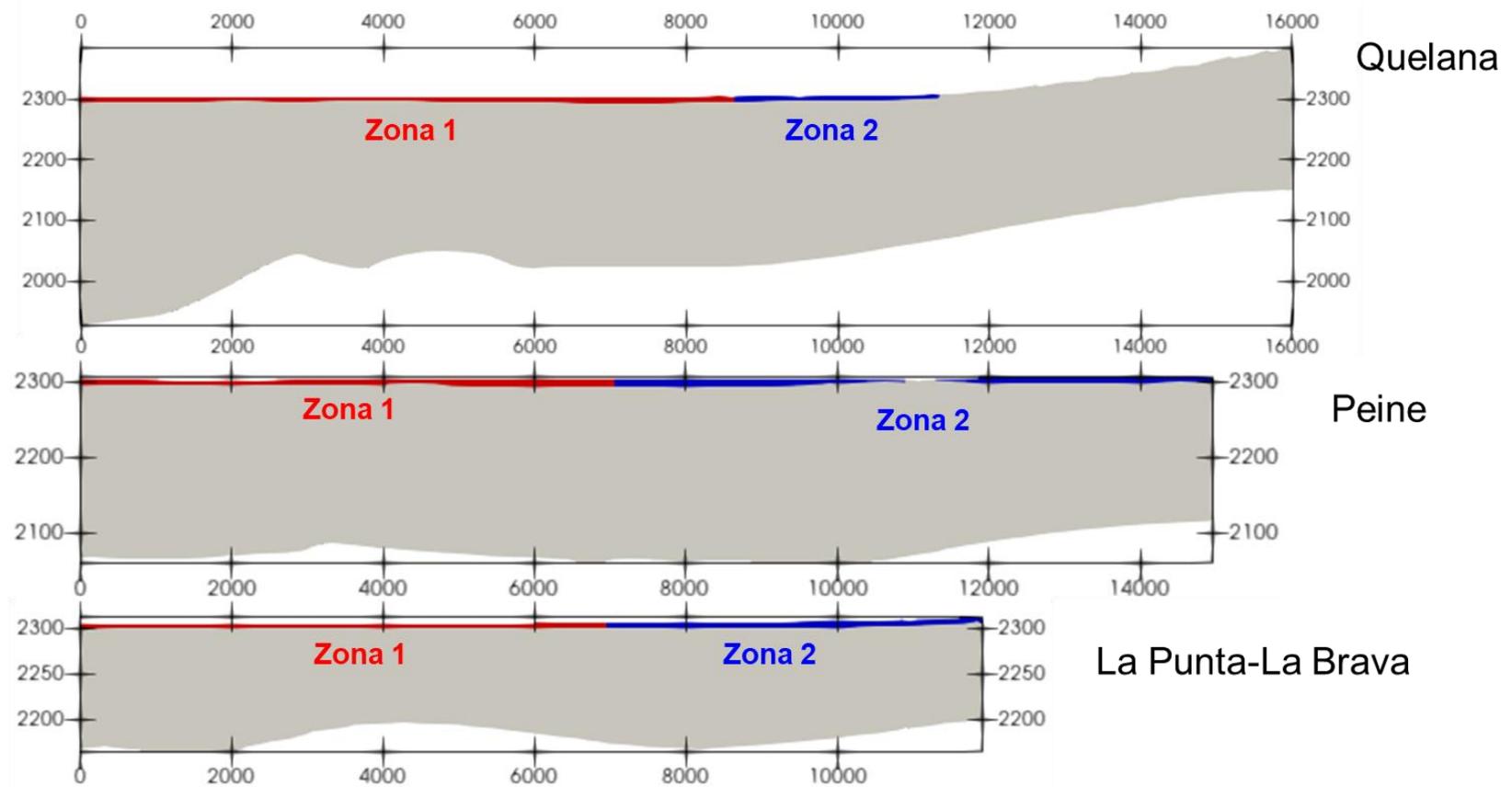


Figura 11-10: Zonas de evaporación para cada uno de los perfiles SEAWAT.

Fuente: Elaboración propia

11.1.5.1.4 Nivel prescrito

En ambos límites de los perfiles (oeste y este) se impuso una condición mixta de nivel prescrito.

Para los modelos cuasi-estacionarios se tomaron valores constantes de nivel, en base a los niveles históricos observados en los puntos de observación elegidos para cada perfil, mientras que para los modelos transitorios se impuso la variabilidad temporal observada en el modelo tridimensional de los puntos elegidos. La elección de los niveles se realizó de esta forma debido a que el modelo tridimensional presenta algunas discrepancias entre los niveles observados y simulados en el modelo estacionario tridimensional, que son de mayor relevancia para los perfiles bidimensionales.

Para obtener los niveles para los modelos transitorios del límite oeste de los perfiles no se realizó ninguna corrección y se tomaron los descensos calculados a partir del modelo numérico tridimensional de flujo debido a que se encuentran en la zona de salmuera. Para el límite este de los perfiles, debido a que se encuentra en la zona de agua dulce, se tomaron los niveles del modelo numérico tridimensional para cada perfil y se aplicó la corrección para pasar de niveles equivalentes de salmuera a niveles piezométricos a partir de la posición de la interfaz, para posteriormente tomar los descensos para los puntos de cada perfil. La expresión para corregir los niveles piezométricos a niveles equivalentes de salmuera se explica en detalle en el capítulo 5.4.3.2.2. La corrección se obtiene igualando las presiones en la base de la zona de mezcla, considerando el espesor y densidad promedio de la misma. La expresión queda (Luszczynski, 1961 y Marazuela *et al.*, 2018),

$$h_s = h_f + L_1 \frac{\rho_1 - \rho_s}{\rho_s} + L_2 \frac{\rho_2 - \rho_s}{\rho_s}$$

Donde L y ρ representa el espesor y la densidad de la zona de mezcla (1) y el agua dulce (2), respectivamente. Para corregir los niveles incluidos en los perfiles, simplemente se toman los niveles equivalentes de salmuera (h_s) calculados a partir del modelo tridimensional de flujo, y a partir de la posición de la interfaz se calculan los coeficientes L_1 y L_2 y se despeja los niveles piezométricos (h_f).

Para cada perfil se tomaron puntos de referencia cercanos al límite de cada perfil para la definición de la condición de contorno:

- En el perfil de Quelana se tomaron como puntos de observación de referencia el punto MSW-270 para el límite oeste y el punto L3-2 para el límite este (Figura 11-11)

Modelo Hidrogeológico Conceptual y Numérico de la cuenca del Salar de Atacama

- En el perfil Peine se tomaron como puntos de observación de referencia los puntos PN-02 para el límite oeste y el punto PP-01 para el límite este (Figura 11-12).
- En el perfil de La Punta–La Brava se tomó el punto PN-10 para el límite oeste y el punto PC-1200 para el límite este (Figura 11-13)

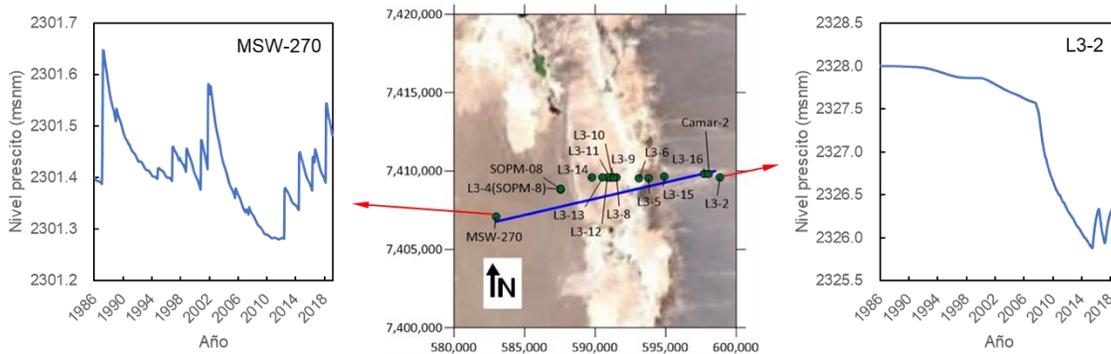


Figura 11-11: Condición de contorno de nivel fijo en los límites oeste y este del perfil de Quelana.

Fuente: Elaboración propia

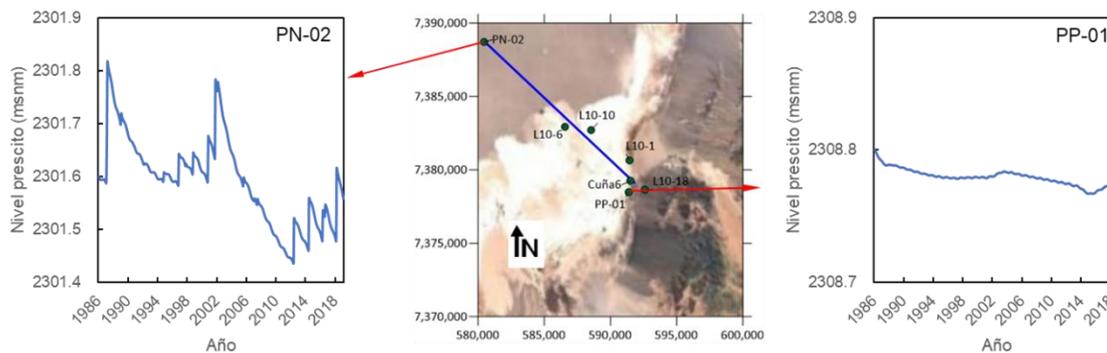


Figura 11-12: Condición de contorno de nivel fijo en los límites oeste y este del perfil de Peine.

Fuente: Elaboración propia

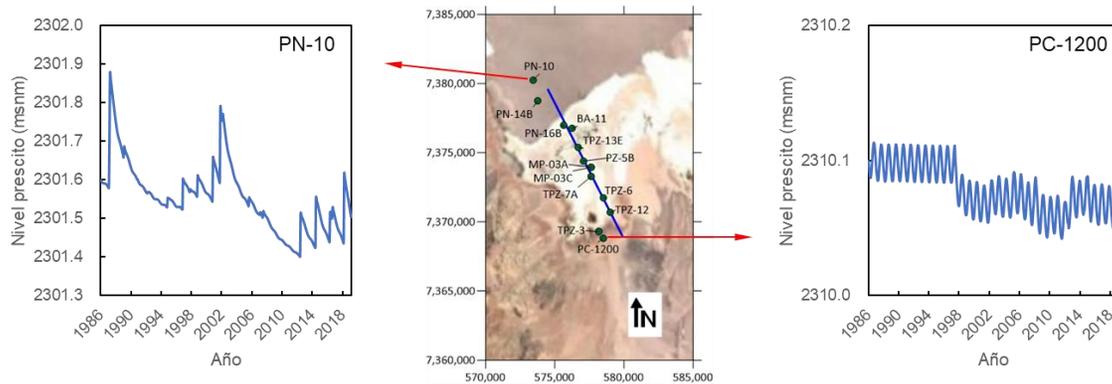


Figura 11-13: Condición de contorno de nivel fijo en los límites oeste y este del perfil de La Punta-La Brava.

Fuente: Elaboración propia

11.1.5.1.5 Condición mixta (Cauchy)

Con el objetivo de representar cierta entrada o salida de flujo profundo en el límite este de los perfiles, se ha incluido una condición mixta tipo Cauchy. Dicha condición viene definida por $Q = CD(h - HD)$, donde Q es el flujo de entrada o salida (L^3T^{-1}), dependiendo de la diferencia entre el nivel en cada celda (h) y el nivel externo definido (HD), y CD es la conductancia (L^2T^{-1}).

Como nivel externo, se ha impuesto el mismo valor que el definido para la condición de contorno de nivel prescrito (Dirichlet). Como valor de conductancia, se ha tomado un valor de $0,001 \text{ m}^2/\text{d}$.

11.1.5.2 Condiciones de contorno de transporte

Como condición de transporte en los límites oeste y este de los perfiles, se impuso una condición de contorno no dispersiva (Guo y Langevin, 2002; Langevin, *et al.* 2008). De este modo, la concentración en el contorno depende de si existe un flujo de entrada (inflow) o de salida (outflow) al sistema. Para todos los perfiles, si existe un flujo de entrada, la concentración en el contorno es prescrita e igual a 330 kg/m^3 en el límite oeste (zona de salmuera) y de $6,5 \text{ kg/m}^3$ en el límite este (zona de agua dulce). Si existe un flujo de salida del sistema, la concentración en el contorno es computada por el código y, por tanto, no impuesta.

De este modo, la condición de transporte en los contornos queda definida por:

$$\begin{cases} C = C_p & \text{si } q_i < 0 \text{ (inflow)} \\ C = C_i & \text{si } q_i > 0 \text{ (outflow)} \end{cases}$$

Siendo C_p concentración prescrita (330 y 6,5 kg/m³ para el límite oeste y este, respectivamente) y C_i la concentración calculada por el código. Esta condición de contorno ha sido frecuentemente utilizada en estudios en acuíferos costeros evaluando el fenómeno de intrusión marina para representar el límite del acuífero con el mar (Pool y Carrera, 2011, Pool *et al.*, 2014 y Pool *et al.*, 2015).

11.1.6 Zonas de parámetros hidráulicos

11.1.6.1 Conductividad hidráulica

La zonación de conductividad hidráulica definida en los perfiles SEAWAT viene de la identificación de zonas a partir de los perfiles geológicos realizados en el modelo conceptual. De este modo, en el perfil de Quelana se han definido 4 zonas de permeabilidad en la capa 1, 5 zonas en la capa 2 y 2 zonas en la capa 3. En el perfil de Peine se han definido 3 zonas de permeabilidad en la capa 1, 6 zonas en la capa 2 y 3 zonas en la capa 3. En el perfil de La Punta–La Brava se han definido 3 zonas de permeabilidad en la capa 1, 4 zonas en la capa 2 y 2 zonas en la capa 3.

Los valores iniciales de conductividad hidráulica son valores obtenidos a partir del modelo calibrado de flujo tridimensional. Si bien las zonas definidas en los perfiles bidimensionales no son iguales a las del modelo tridimensional, se consideran estos valores como una primera aproximación. Los valores iniciales se muestran en la Tabla 11-3 para el perfil de Quelana, en la Tabla 11-4 para el perfil Peine y en la Tabla 11-5 para el perfil La Punta–La Brava.

La distribución espacial de la conductividad hidráulica para cada perfil se muestra en la Figura 11-14.

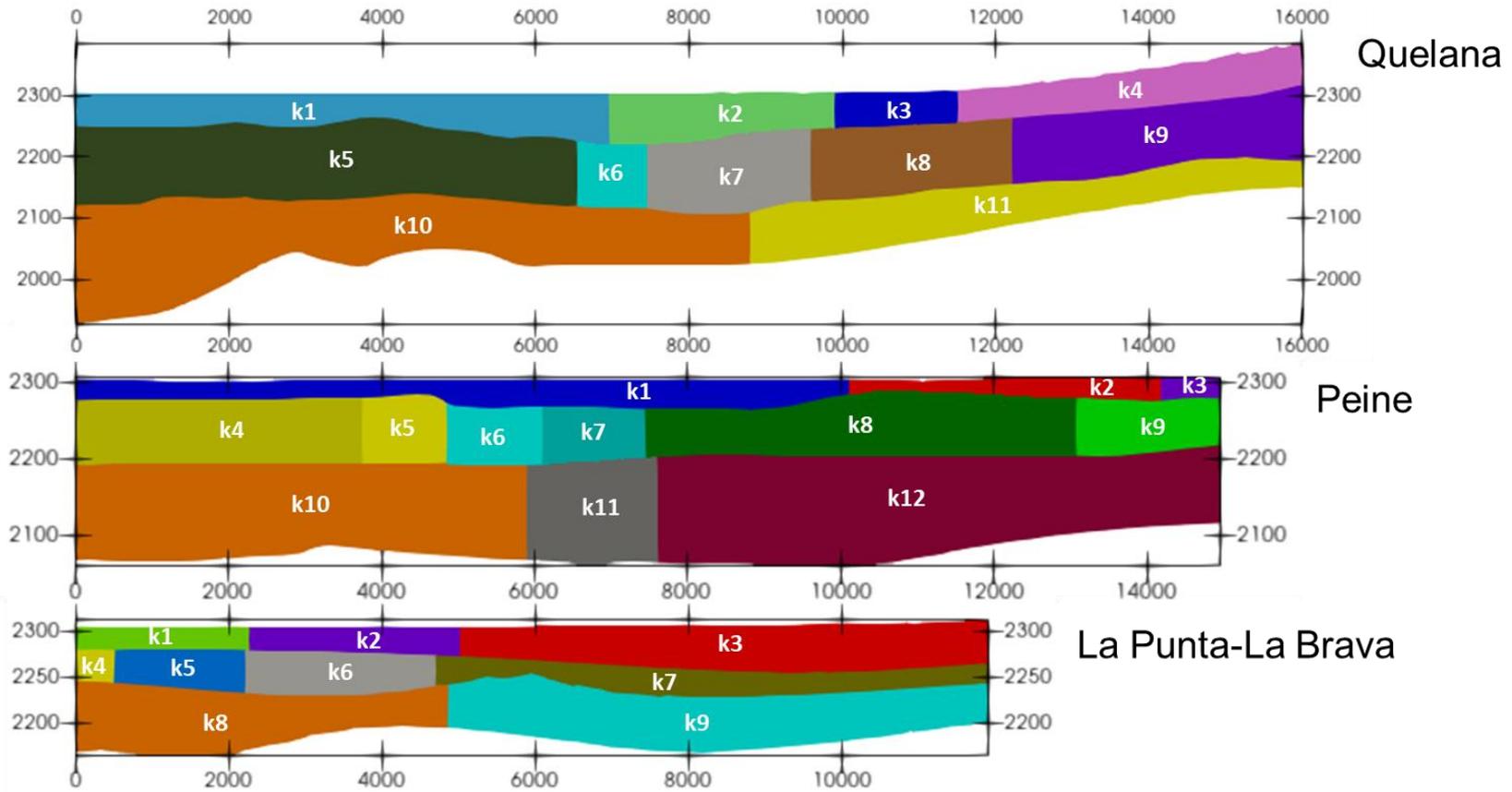


Figura 11-14: Zonas de conductividad hidráulica definidas para cada perfil SEAWAT.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 11-3: Zonas de conductividad hidráulica y valor inicial para el perfil de Quelana.

Zonas	Conductividad Hidráulica (m/d)
k1	300
k2	5
k3	5
k4	20
k5	0,2
k6	0,2
k7	5
k8	5
k9	5
k10	1
k11	10

Fuente: Elaboración propia

Tabla 11-4: Zonas de conductividad hidráulica y valor inicial para el perfil de Peine.

Zonas	Conductividad Hidráulica (m/d)
k1	300
k2	225
k3	200
k4	0,2
k5	0,2
k6	0,2
k7	0,2
k8	5
k9	5
k10	1
k11	1
k12	6

Fuente: Elaboración propia

Tabla 11-5: Zonas de conductividad hidráulica y valor inicial para el perfil de La Punta–La Brava.

Zonas	Conductividad Hidráulica (m/d)
k1	140
k2	150
k3	250
k4	0,2
k5	0,2
k6	5
k7	6
k8	1
k9	6

Fuente: Elaboración propia

Al igual que en el modelo tridimensional de flujo, se adoptó para la conductividad hidráulica vertical un valor igual al 10% de la conductividad hidráulica horizontal.

11.1.6.2 Coeficiente de almacenamiento

Para el coeficiente de almacenamiento específico se han adoptado los mismos valores que los obtenidos a partir de la calibración del modelo tridimensional de flujo. De este modo, para todas las capas de los perfiles que corresponden a la capa 1 del modelo tridimensional de flujo se ha adoptado un único valor correspondiente a acuífero libre, y para todas las capas correspondientes a las capas 2 y 3 del modelo tridimensional de flujo se ha adoptado un único valor correspondiente a acuífero semi-confinado o confinado (ver Figura 11-3, Figura 11-4 y Figura 11-5 para la distribución de estas capas). Los valores adoptados para los perfiles se muestran en la Tabla 11-6, indicando la capa correspondiente al modelo numérico tridimensional de flujo.

Tabla 11-6: Rango de coeficiente de almacenamiento específico (m^{-1}) definidos en los perfiles SEAWAT con respecto a las capas del modelo numérico tridimensional de flujo.

Capa	Valor inicial (m^{-1})
1	0,01
2	1e-5
3	1e-5

Fuente: Elaboración propia

11.1.7 Parámetros de transporte

Para los parámetros de transporte, se han definido los siguientes valores:

- Porosidad: se ha tomado un valor de 0,08 como porosidad efectiva para las capas más superficiales de los perfiles (que corresponden con la capa 1 del modelo tridimensional de flujo) y un valor de 0,03 para las capas inferiores. Ambos valores son coherentes con los valores definidos en el actual modelo conceptual.
- Coeficiente de difusión molecular (D_m): representa el movimiento browniano de las partículas en medio poroso y se ha adoptado un valor de $1e-9$ m²/s (Freeze and Cherry, 1979).
- Dispersividad: representa el movimiento de los solutos en medio poroso debido a fluctuaciones en la velocidad con respecto a la velocidad media producto de la heterogeneidad del medio. Es un parámetro que depende de la escala del problema (Neuman, 1990). Para todos los perfiles se ha adoptado un valor de dispersividad longitudinal de 12,5 m. La dispersividad vertical se consideró como un 10% del valor de la dispersividad longitudinal (valor comúnmente utilizado). Dichos valores permitieron representar de forma adecuada el ancho de la zona de mezcla observada en el Salar de Atacama.

11.1.8 Condiciones iniciales

Para los modelos cuasi-estacionarios se adoptó como condición inicial una distribución simplificada de la concentración que asume una interfaz abrupta entre el agua dulce y la salmuera, es decir, sin zona de mezcla. Esta condición inicial permite una estabilidad numérica en los primeros pasos de tiempo en los modelos cuasi-estacionarios hasta alcanzar una distribución más realista, que considera la mezcla, entre el agua dulce y la salmuera. Para los niveles, en los modelos cuasi-estacionarios se tomó como condición inicial una distribución uniforme del nivel igual a 2.301 m s.n.m. La Figura 11-15 muestra las condiciones iniciales definidas en los tres perfiles para los modelos cuasi-estacionarios.

En los modelos transitorios para los tres perfiles se tomó como condición inicial tanto para niveles como concentraciones el resultado de la distribución obtenida a partir de los modelos cuasi-estacionarios tras 204 años de simulación, correspondiente a enero de 1986.

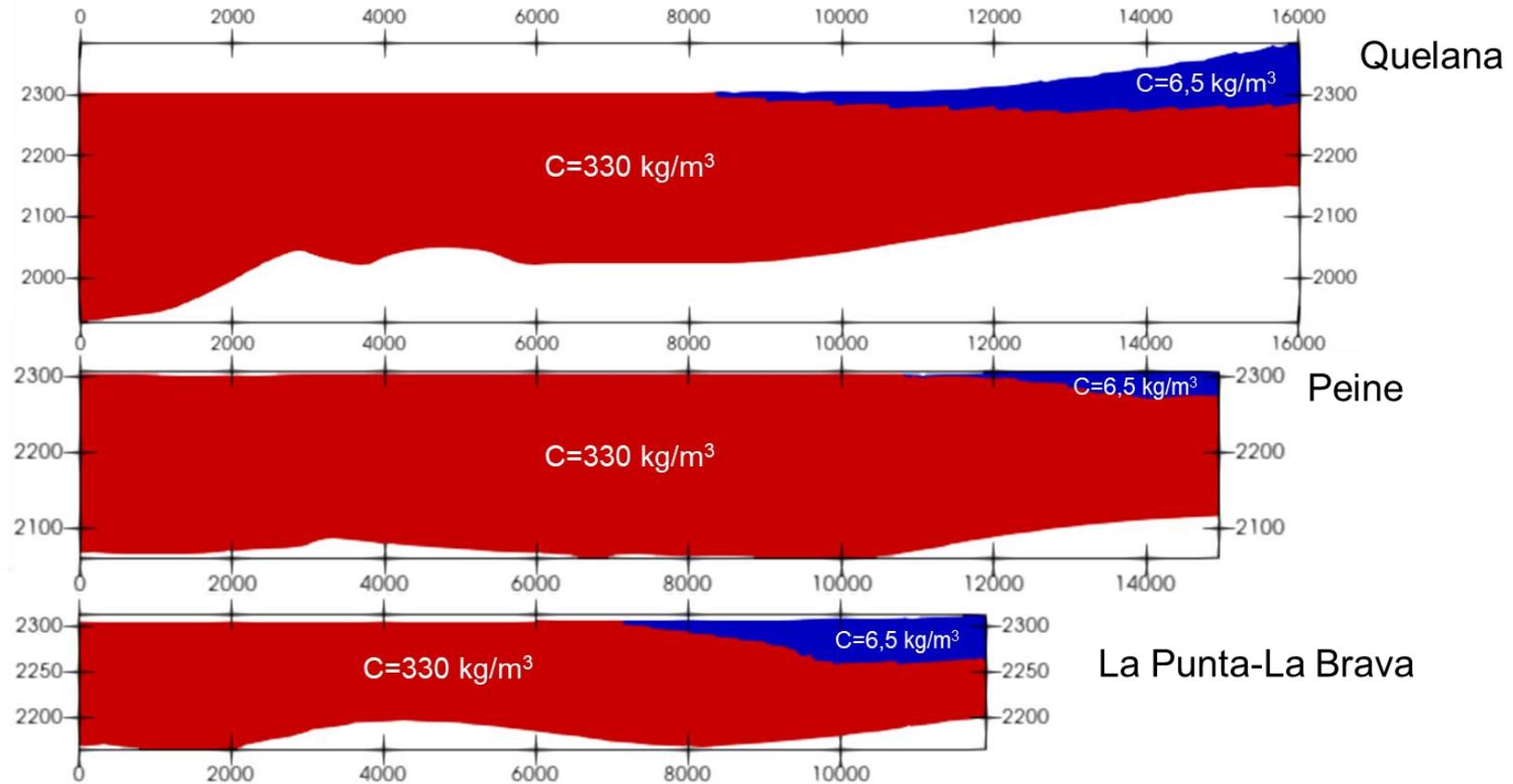


Figura 11-15: Condición inicial de concentración para los perfiles en los modelos cuasi-estacionarios.

Fuente: Elaboración propia

11.1.9 Puntos de observación

Se han elegido varios puntos de observación para cada perfil en la calibración tanto de los modelos cuasi-estacionarios como transitorios (Figura 11-1). Sin embargo, es importante destacar la complejidad existente en los datos de nivel debido a que, en los sistemas con densidad variable, como salares o acuíferos costeros, pueden existir grandes diferencias de nivel piezométrico (de varios metros) en la vertical al medirlo a diferentes profundidades en las zonas en las que se localiza la interfaz entre agua dulce y salada. Estas diferencias están en función de las densidades de los fluidos, de modo que el nivel piezométrico es menor en profundidad debido a que el agua es más salobre, en este caso a la salmuera que se encuentra en la base del acuífero, y aumenta en superficie debido al agua dulce que flota sobre el agua más salina. La Figura 11-16 muestra como ejemplo el resultado de la variación vertical en profundidad de densidad y de nivel calculado a partir de uno de los perfiles SEAWAT.

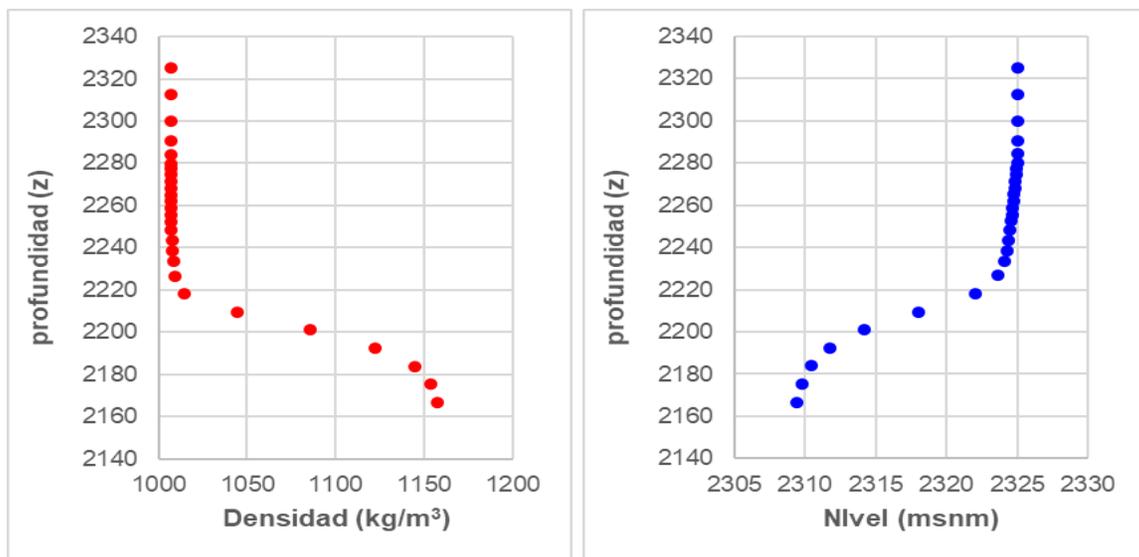


Figura 11-16: Ejemplo de variación de densidad y nivel calculado para diferentes profundidades (pero la misma x) de uno de los perfiles SEAWAT.

Fuente: Elaboración propia

En la Figura 11-16 se observa que cuando la densidad comienza a aumentar en profundidad, el nivel piezométrico medido desciende, y alcanza en profundidad un valor constante cuando se alcanza la máxima concentración. Por tanto, para una correcta caracterización de estos sistemas con densidad variable en las aguas subterráneas, es imprescindible tener piezómetros multinivel instalados a distintas profundidades cuya rejilla se encuentre ranurada sólo en cierta porción del acuífero. De este modo, los datos medidos

a partir de piezómetros multinivel permitirían caracterizar y calibrar correctamente los niveles y concentraciones mediante herramientas numéricas.

En el Salar de Atacama, aunque existen numerosos puntos de observación, en una parte importante de ellos no se dispone datos de las rejillas y muchos de ellos son pozos totalmente ranurados en la vertical. En los pozos totalmente ranurados, debido a circuitos de flujo verticales dentro del pozo que se dan por la diferencia de densidad, se genera una estratificación de densidades dentro del propio pozo (Tellam *et al*, 1986). De este modo, ni las concentraciones medidas a partir de conductividad eléctrica en los pozos, ni los datos de nivel son buenos datos para caracterizar estos sistemas con densidad variable. Esto hace que la calibración de los perfiles con densidad variable sea tediosa, debido a que no se dispone de datos adecuados.

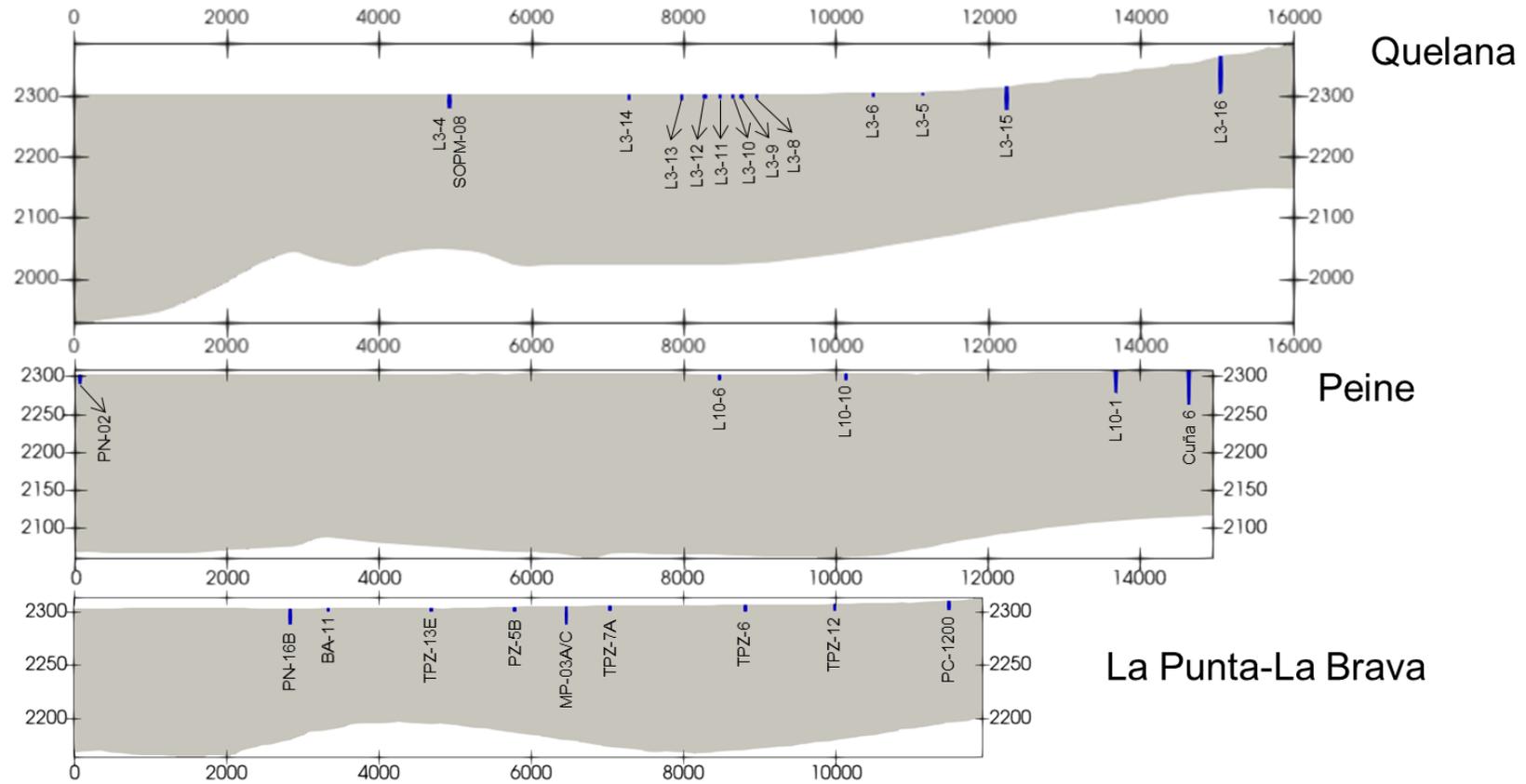


Figura 11-17: Área total de simulación y celdas activas en los perfiles definidos.

Fuente: Elaboración propia

En los tres perfiles, se han elegido puntos de observación bastante someros para minimizar este problema, sin embargo, son necesarios puntos más profundos para una buena caracterización del sistema. Para ello, se han añadido a los perfiles puntos de observación más profundos.

Cabe destacar que los pozos de observación no se encuentran directamente en el perfil simulado (algunos se encuentran a cientos de metros o incluso a más de un kilómetro del perfil), por lo que estos pozos de observación se proyectan de forma perpendicular sobre el perfil. Para esto se corrigieron los niveles observados de acuerdo con la cota de terreno en el perfil para mostrar un gradiente coherente con un flujo paralelo al perfil.

En el perfil de Peine se han incluido menos puntos de observación que en los otros dos perfiles, debido a que en el sistema Peine existe una cierta componente tridimensional que imposibilita tomar más puntos de observación. Los puntos incluidos en el perfil Peine son aquellos que mostraban un gradiente coherente con un flujo paralelo al perfil.

11.2 Calibración

El objetivo de la calibración de un modelo numérico es caracterizar y cuantificar los parámetros hidráulicos del sistema, en este caso la conductividad hidráulica, de modo que se reproduzca la variable observada, en este caso el nivel piezométrico y concentraciones. El periodo de calibración comprende de 1986 a 2008.

El proceso de calibración en sistemas con densidad variable es complejo, debido que se requiere buena información de niveles y concentraciones. En este caso, se han calibrado el modelo estacionario y transitorio de forma iterativa de tal modo que los parámetros calibrados obtenidos sean unívocos y coherentes, permitiendo un buen ajuste para ambos modelos.

11.2.1 Indicadores de calibración

La evaluación del resultado de la calibración se ha realizado mediante la cuantificación de los principales indicadores utilizados para evaluar el ajuste de un modelo hidrogeológico, tal como se realizó con el modelo numérico de flujo 3D. Estos indicadores corresponden al error medio cuadrático (RMSE), error absoluto medio (MAE), error medio cuadrático normalizado (nRMSE) y el error absoluto medio normalizado (nMAE). El significado de cada uno se ha expuesto en el capítulo 10.8.1.

11.2.2 Medidas de comparación del transporte

Para evaluar el ajuste del transporte de solutos, se han comparado cualitativamente las distribuciones de concentración obtenidas a partir de la modelación numérica con perfiles geofísicos que evidencian la forma y posición de la interfaz.

Adicionalmente, se han comparado cualitativamente los resultados de la modelación con perfiles verticales de conductividad eléctrica medida en pozos. Mediante ecuaciones empíricas obtenidas a partir de los datos de sólidos disueltos y densidad medida en puntos de observación, se ha calculado la conductividad eléctrica de las distribuciones de concentración a partir de los modelos numéricos y se ha comparado con medidas directas en pozos. El ajuste entre los resultados numéricos y los perfiles verticales de conductividad eléctrica debe ser considerado como orientativo, debido a que las medidas de conductividad eléctrica en pozos totalmente ranurados, en la mayoría de los casos, no son representativas de la posición y zona de mezcla en el acuífero, tal como se explicó anteriormente.

Un buen indicador para evaluar la validez de los modelos de transporte sería la comparación de los resultados numéricos con valores de conductividad eléctrica obtenidas a partir de muestras inalteradas a varias profundidades. Debido a que no se dispone de estos datos en el Salar de Atacama y sólo se dispone de perfiles verticales de conductividad eléctrica, se ha incluido la comparación con dichos perfiles evaluando solamente la profundidad de la interfaz y no la magnitud de la zona de mezcla en los mismos.

11.2.3 Resultados de la modelación de los modelos cuasi-estacionarios.

A continuación, se presentan los resultados de la calibración de los modelos cuasi-estacionarios en términos de parámetros calibrados, ajustes y estadísticos para el flujo y distribuciones finales de la concentración.

11.2.3.1 *Parámetros Calibrados*

Se han calibrado las conductividades hidráulicas de las distintas capas para los tres perfiles SEAWAT con el fin de representar los niveles promedio medidos en los puntos de observación, obteniendo una distribución realista de concentraciones.

Para todos los perfiles se han obtenido valores de conductividad hidráulica dentro de los rangos definidos en el modelo conceptual, excepto en las zonas equivalentes a la capa 2 del modelo numérico tridimensional de flujo más distales a la zona Núcleo Salar que se obtienen valores de conductividad hidráulica menores. Estas zonas corresponden a la transición de la UH 5 (de menor conductividad hidráulica y comportamiento de acuitardo) a

los aluviales de la UH 1. En estas zonas (zonas 7 y 8 en el perfil de Quelana, zona 9 en el perfil de Peine y zona 7 en el perfil de La Punta–La Brava) y a esas profundidades existen muy pocos puntos de observación en el modelo tridimensional de flujo que permitan caracterizar adecuadamente el valor de conductividad hidráulica. Con los valores menores de conductividad hidráulica se ha obtenido una distribución de concentración realista y que se ajuste con la interfaz medida a partir de los perfiles geofísicos. Por tanto, se considera que con la información existente la calibración del modelo de transporte ha permitido una mejor caracterización de estas zonas.

Los resultados de los parámetros calibrados se muestran en la Tabla 11-7 para el perfil Quelana, la Tabla 11-8 para el perfil Peine y la Tabla 11-9 para el perfil La Punta-La Brava. Se muestra el valor inicial, y los rangos para las distintas UHs definidos en el modelo conceptual.

Tabla 11-7: Zonas de conductividad hidráulica valor inicial, rango y valor calibrado para el perfil de Quelana.

Zonas	Conductividad Hidráulica (m/d)		
	Inicial	Rango	Calibrada
k1	300	16-558	100
k2	5	16-558	50
k3	5	1-200	25
k4	20	1-200	17,6
k5	0,2	0,1-1	0,1
k6	0,2	0,1-1	0,2
k7	5	1-200	0,2
k8	5	1-200	0,1
k9	5	1-200	3,2
k10	1	0,01-1	0,5
k11	10	1-200	50

Fuente: Elaboración propia

Tabla 11-8: Zonas de conductividad hidráulica valor inicial, rango y valor calibrado para el perfil de Peine.

Zonas	Conductividad Hidráulica (m/d)		
	Inicial	Rango	Calibrada
k1	300	16-558	70
k2	225	16-558	70
k3	200	6-100	100
k4	0,2	0,1-1	0,8

Zonas	Conductividad Hidráulica (m/d)		
	Inicial	Rango	Calibrada
k5	0,2	0,1-2	0,1
k6	0,2	0,1-3	0,2
k7	0,2	0,1-4	1
k8	5	6-100	10
k9	5	6-100	0,2
k10	1	0,01-1	1
k11	1	0,01-1	1
k12	6	1-200	1,5

Fuente: Elaboración propia

Tabla 11-9: Zonas de conductividad hidráulica valor inicial, rango y valor calibrado para el perfil de La Punta–La Brava.

Zonas	Conductividad Hidráulica (m/d)		
	Inicial	Rango	Calibrada
k1	140	16-558	50
k2	150	16-558	5
k3	150	16-558	125
k4	0,2	0,1-1	0,2
k5	0,2	0,1-1	0,2
k6	0,2	0,1-1	0,1
k7	0,2	6-100	0,1
k8	1	0,01-1	1
k9	6	1-200	6

Fuente: Elaboración propia

11.2.3.2 Ajustes y estadísticos

Los resultados de los indicadores estimados en el proceso de calibración para los modelos cuasi-estacionarios de los tres perfiles SEAWAT se presentan en la Tabla 11-10. Como se observa, se obtiene un ajuste satisfactorio entre datos observados y simulados, con valores para el nRMSE y nMAE menores que el 5% para todos los perfiles. Los valores obtenidos cumplen las recomendaciones de la guía de modelación del SEA (2012).

Tabla 11-10: Indicadores para la calibración de los modelos cuasi-estacionario para los perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava.

Indicador	Valor		
	Perfil Quelana	Perfil Peine	Perfil La Punta–La Brava
Nº Pozos	13	5	10
Nº medidas	13	5	10
RMSE	0,67	0,14	0,35
MAE	0,57	0,10	0,29
nRMSE	2,85%	2,66%	4,37%
nMAE	2,41%	1,97%	3,63%

Fuente: Elaboración propia

La representación gráfica del ajuste entre niveles observados y medidos para los tres perfiles SEAWAT se ilustra en la Figura 11-18. Como se observa a partir del análisis de los estadísticos y diferencias entre niveles observados y medidos, el resultado de la calibración es óptimo en términos de ajustes.

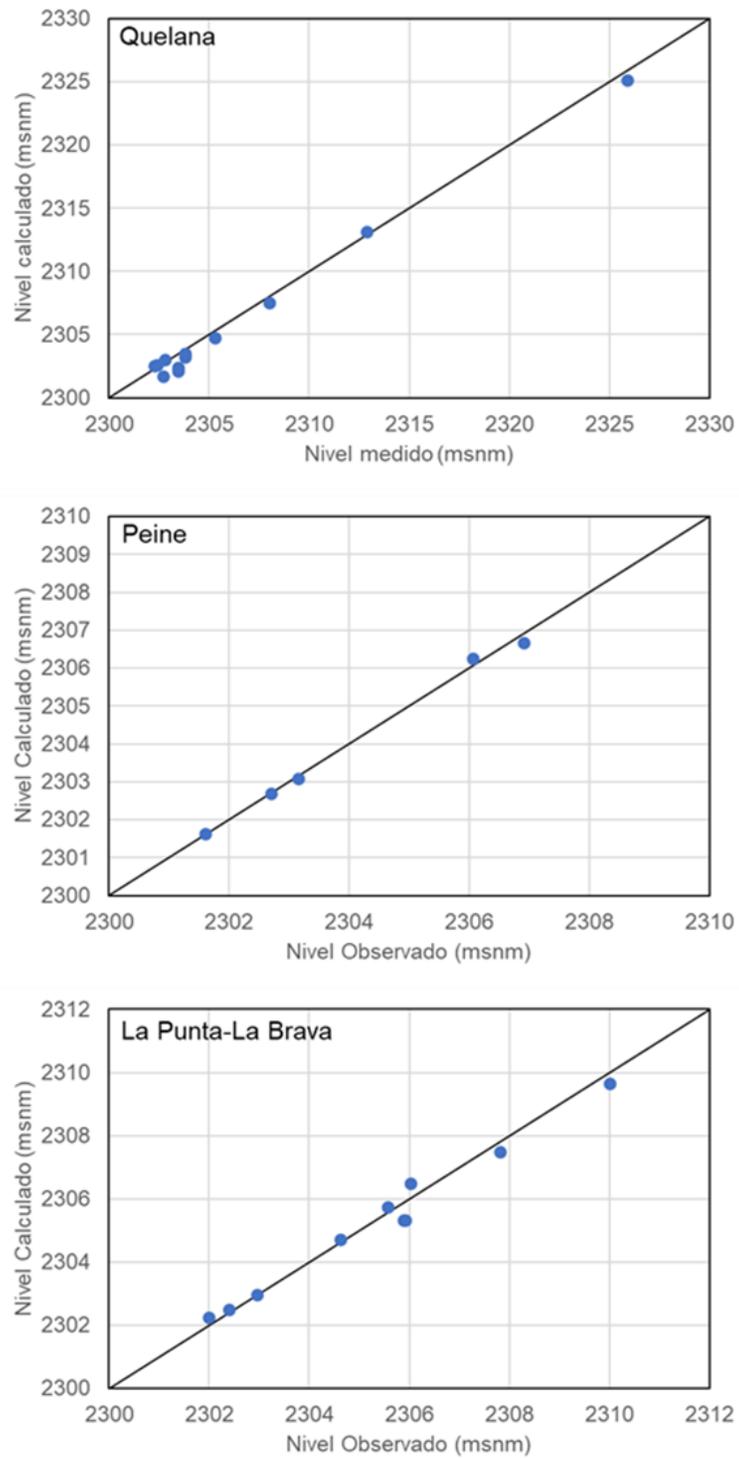


Figura 11-18: Relación de niveles medidos y simulados en los modelos cuasi-estacionarios para los perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta-La Brava.

Fuente: Elaboración propia

11.2.3.3 Errores de balance

En la Tabla 11-11 se presentan los errores de balance generales de los modelos cuasi-estacionarios de cada perfil, donde se observa que todos los errores son menores al 1% con excepción del modelo cuasi-estacionario del perfil de Quelana, lo que se puede deber en parte a las condiciones iniciales impuestas. De todas formas, el error de 1,22% no es relevante considerando que se trata del modelo cuasi-estacionario, que tiene por objetivo obtener una distribución inicial de niveles y concentraciones realistas que sirva como condición inicial para los modelos transitorios.

Tabla 11-11: Errores de balance para los modelos cuasi-estacionarios y transitorios de cada perfil.

Modelo	Error de balance
Quelana	1,22%
Peine	0,23%
La Punta-La Brava	0,33%

Fuente: Elaboración propia

Con respecto a los modelos transitorios, los errores de balance se presentan en la Figura 11-19, donde se aprecia que en general los errores son menores al 1%, salvo en el perfil de Quelana, donde se observan consistentemente errores positivos entre 0 y 2%, lo que indica que en algunos periodos de tiempo el flujo que ingresa es mayor al que sale. Lo anterior, probablemente se deba a la simplificación utilizada para implementar la evaporación (mediante solo un segmento), lo que es una limitación del código utilizado.

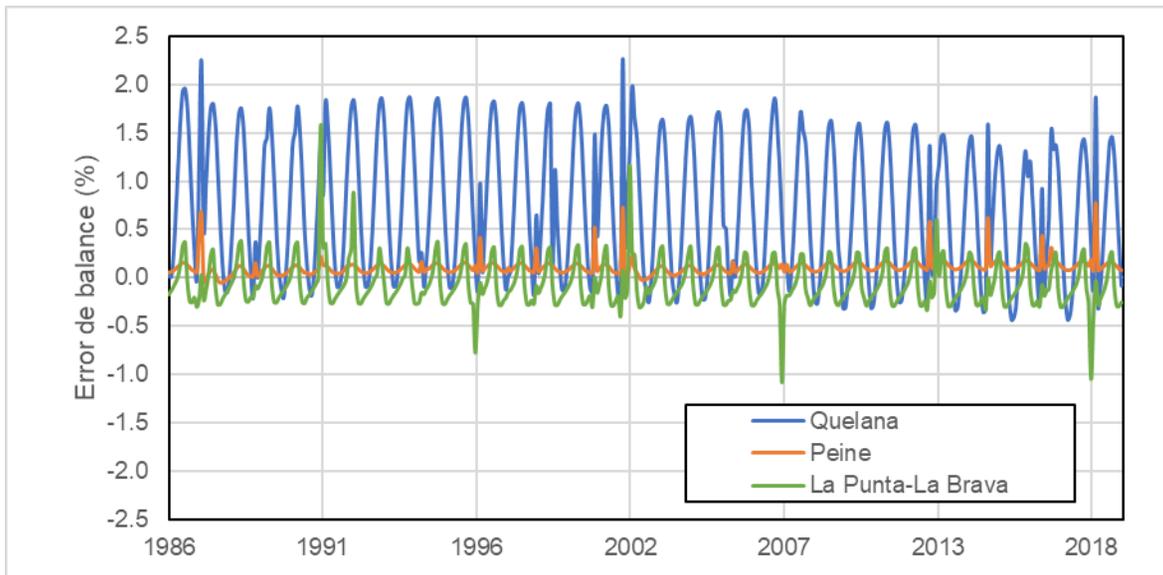


Figura 11-19: Errores de balance del modelo transitorio de cada perfil.

Fuente: Elaboración propia

11.2.3.4 Posición de la interfaz salina

La distribución de concentración obtenida a partir de los modelos cuasi-estacionarios para los tres perfiles SEAWAT se presenta en la Figura 11-20.

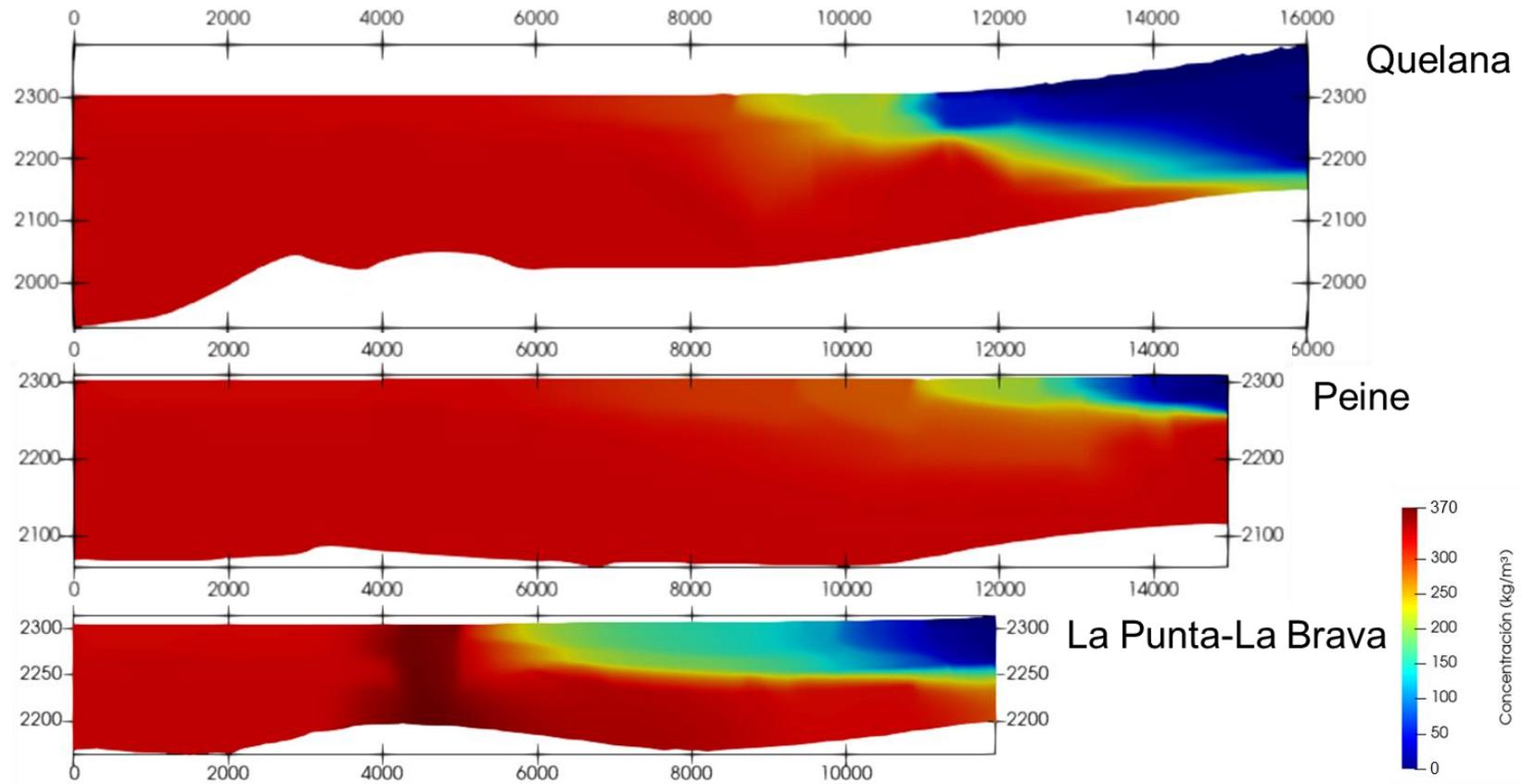


Figura 11-20: Distribución de concentraciones para los tres perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta-La Brava para los modelos cuasi-estacionarios tras 204 años de simulación.

Fuente: Elaboración propia

11.2.4 Resultados de la calibración del modelo transitorio

A continuación, se presentan los resultados de la calibración de los modelos transitorios de SEAWAT en términos de ajustes y estadísticos para el flujo y distribuciones finales de la concentración, así como la comparación con perfiles geofísicos y perfiles verticales de conductividad eléctrica.

11.2.4.1 Ajustes y estadísticos

Se ha evaluado el ajuste de niveles medidos y obtenidos a partir de los modelos numéricos tanto cuantitativamente, a partir de los estadísticos de ajuste, como cualitativamente, evaluando las tendencias generales.

Aunque el periodo de calibración es de 1986-2008 y el de validación es de 2009-2019, se presentan los estadísticos de todo el periodo de simulación (1986-2019), debido a que la mayoría de los puntos de observación tienen medidas desde el año 2007.

En la Tabla 11-12 se presentan los resultados de los indicadores estimados en el periodo comprendido entre 1986 y 2019. Como se observa, se obtiene un ajuste satisfactorio entre datos observados y simulados, con valores para el nRMSE y nMAE de 4,82% y 4,3% para el perfil Quelana, de 2,91% y 2,23% para el perfil de Peine y de 4,04% y 3,41% para el perfil Peine, respectivamente. Ambos valores para todos los perfiles cumplen las recomendaciones de la guía de modelación del SEA (2012).

Tabla 11-12: Indicadores para la calibración de los modelos transitorios para los perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava.

Indicador	Valor		
	Perfil Quelana	Perfil Peine	Perfil La Punta–La Brava
Nº Pozos	13	5	10
Nº medidas	3356	578	1320
RMSE	1,14	0,16	0,34
MAE	1,02	0,12	0,28
nRMSE	4,82%	2,91%	4,04%
nMAE	4,30%	2,23%	3,41%

Fuente: Elaboración propia

En el perfil Quelana se han seleccionado 12 puntos de observación que poseen una serie de datos desde 2008 a 2019 y un punto que tiene una serie de datos mayor desde 1999 (Figura 11-21). En general, se observa que las tendencias simuladas se ajustan y son

coherentes a las observadas en los puntos de observación. De este modo, se reproducen las tendencias descendentes observadas en los puntos localizados en el límite este del perfil (L3-16 y L3-15), influenciados por la extracción industrial de SQM, y unas tendencias más planas con variaciones estacionales en la zona Marginal.

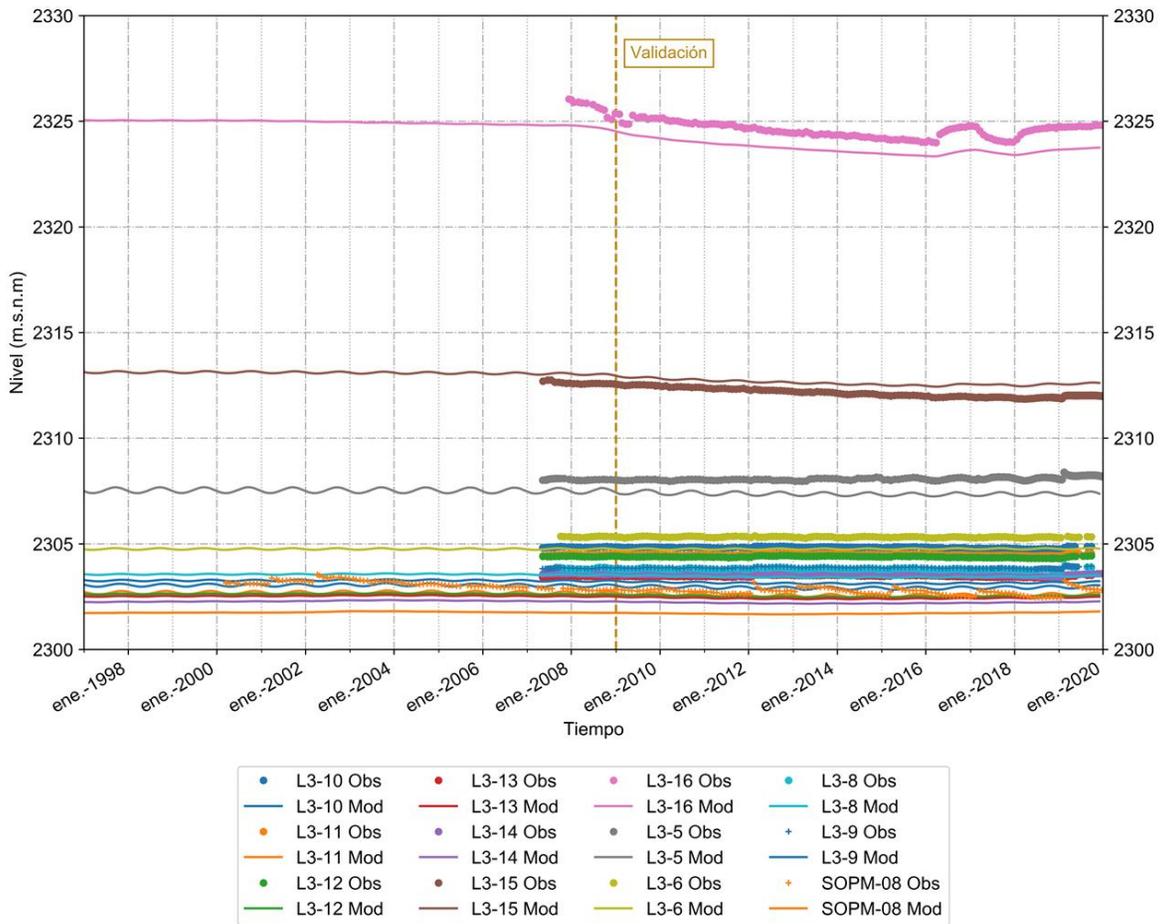


Figura 11-21: Comparación de niveles medidos y simulados por el modelo transitorio del perfil de Quelana.

Fuente: Elaboración propia

En el perfil de Peine se han seleccionado 5 puntos de observación, 4 de ellos con medidas desde 2007 (Figura 11-22). Se ha decidido no incluir más puntos de observación debido a la incertidumbre asociada a la profundidad de los pozos y profundidad de la rejilla, junto con la componente tridimensional que mostraban ciertos puntos en el flujo regional. En general, se ha observado que el modelo reproduce las tendencias en los puntos de monitoreo. Así, en los puntos situados en la zona Marginal el modelo consigue reproducir las tendencias estacionales con variación verano e invierno, y en la zona más cercana al Núcleo Salar el

modelo reproduce las variaciones de nivel que se correlacionan con eventos de precipitación máxima.

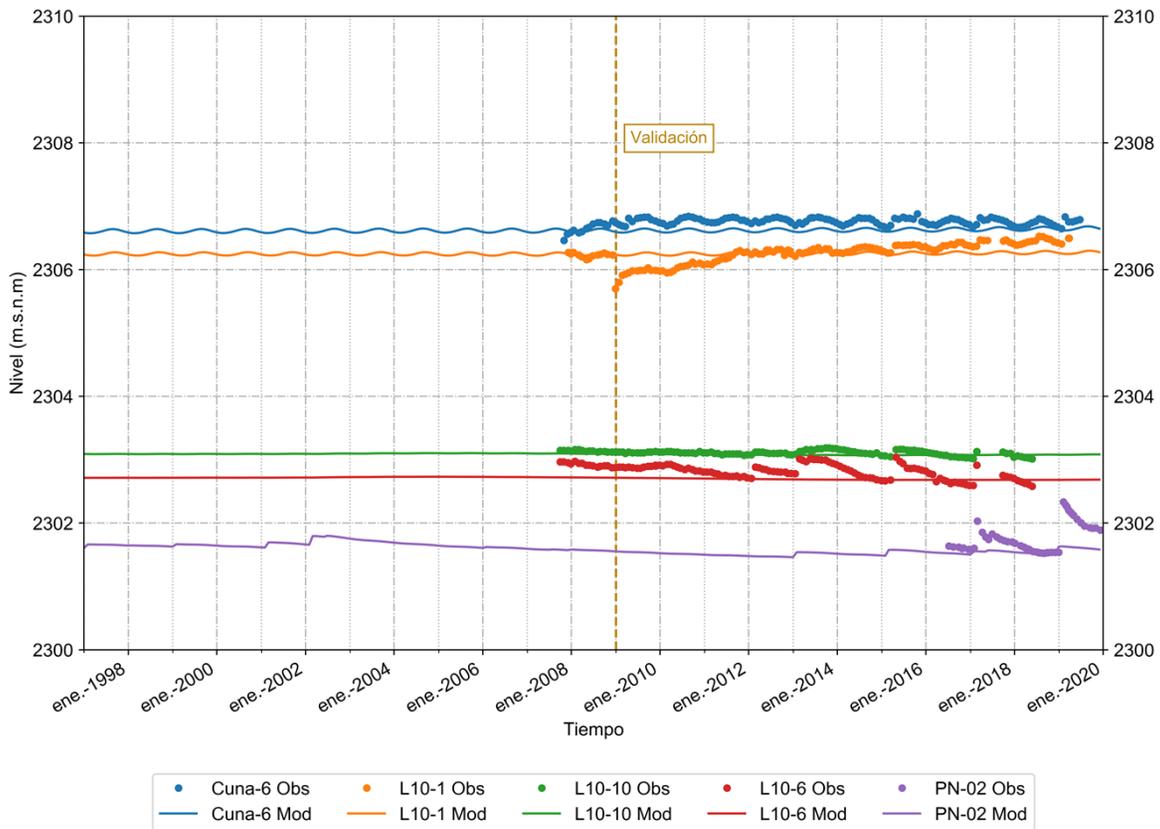


Figura 11-22: Comparación de niveles medidos y simulados por el modelo transitorio del perfil de Peine.

Fuente: Elaboración propia

En el perfil La Punta–La Brava se han seleccionado 10 puntos de observación que poseen una serie de datos que varía en ciertos puntos desde 1996 a 2018 y otros desde 2014 a 2019 (Figura 11-23). Se observa que las tendencias simuladas se ajustan satisfactoriamente a los puntos de observación, reproduciendo las tendencias sinusoidales en los puntos localizados en el límite este del perfil, influenciados por la variación estacional de la evaporación, y unas tendencias más planas con variaciones que marcan los eventos de lluvia hacia la zona Núcleo Salar.

De esta manera, los estadísticos de ajuste calculados y la reproducción coherente de las tendencias observadas en los niveles indican que los modelos SEAWAT reproducen de forma generalizada y satisfactoria la evolución del sistema en los tres perfiles.

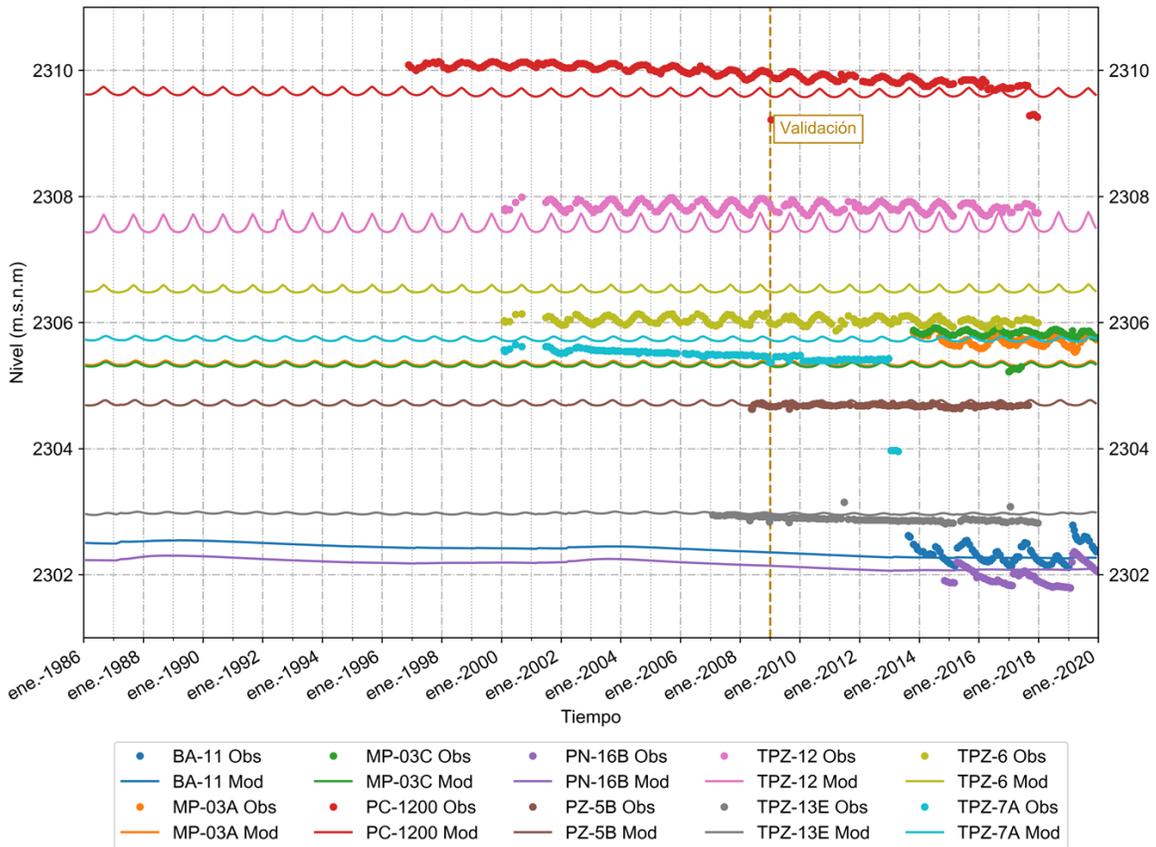


Figura 11-23: Comparación de niveles medidos y simulados por el modelo transitorio del perfil de La Punta-La Brava.

Fuente: Elaboración propia

11.2.4.2 Análisis de la posición de la interfaz

Para el análisis de los resultados de transporte, se ha realizado una comparación cualitativa entre los resultados de las simulaciones con perfiles verticales de conductividad eléctrica medida en pozos de observación, así como con perfiles geofísicos que muestran la forma y profundidad de la interfaz. De esta manera, en la Figura 11-24 se muestra la distribución final de las concentraciones obtenida a partir de los modelos transitorios al final de la simulación (31/12/2019) para los tres perfiles. Cabe destacar que la escala muestra un máximo mayor de concentración del impuesto en los contornos (330 kg/m³) debido a que, por el efecto de la evaporación, en las capas más superficiales el agua subterránea se enriquece en sales generando un aumento en la densidad y, por tanto, estas aguas más concentradas caen hacia el fondo del acuífero por el fenómeno de flotación.

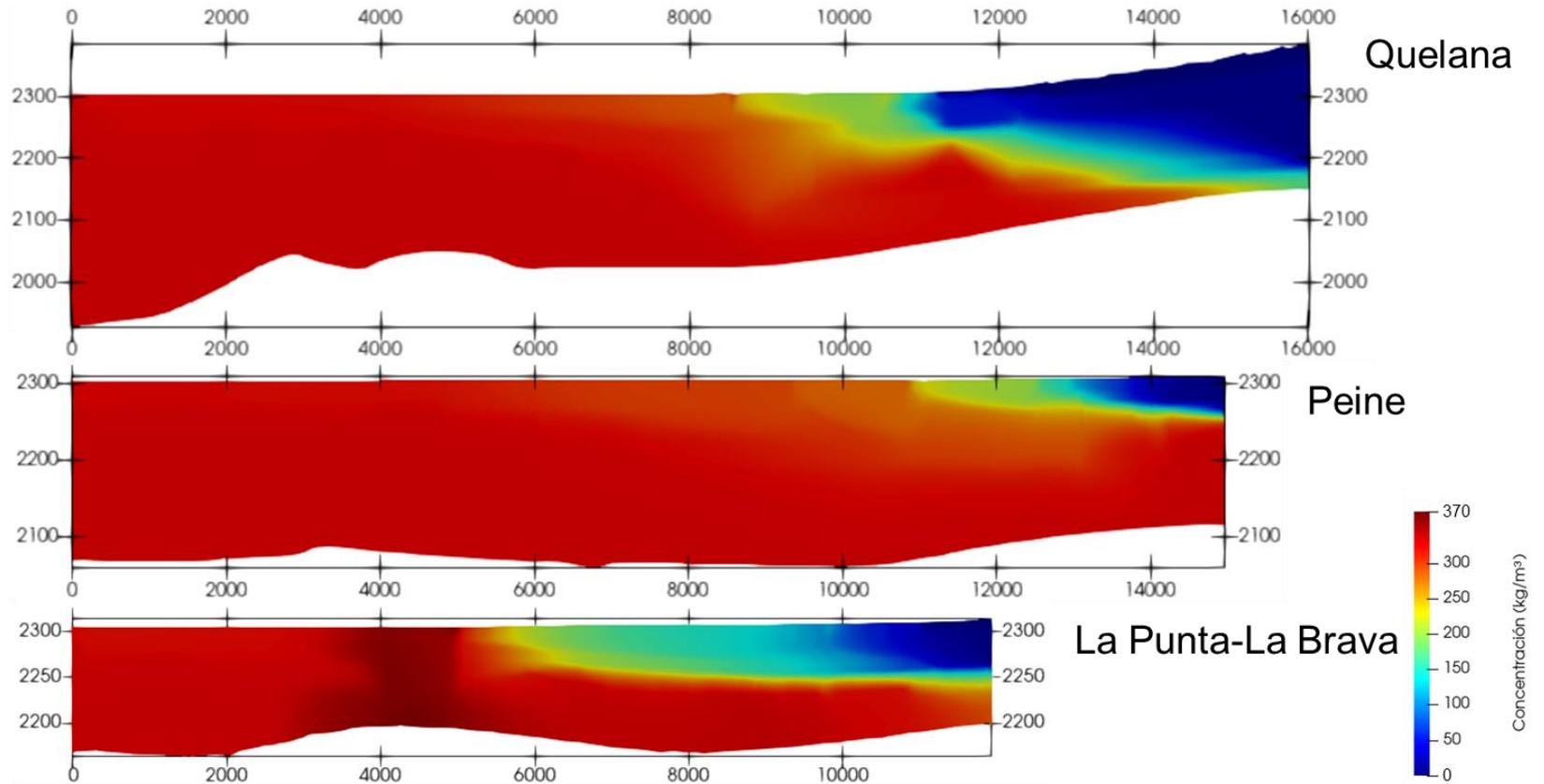


Figura 11-24: Distribución de concentraciones para los tres perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta-La Brava para los modelos transitorios al fin de la simulación (diciembre 2019).

Fuente: Elaboración propia

La Figura 11-25 muestra la proyección de los perfiles de Quelana, Peine y La Punta–La Brava en el Salar de Atacama permitiendo delimitar la interfaz en superficie.

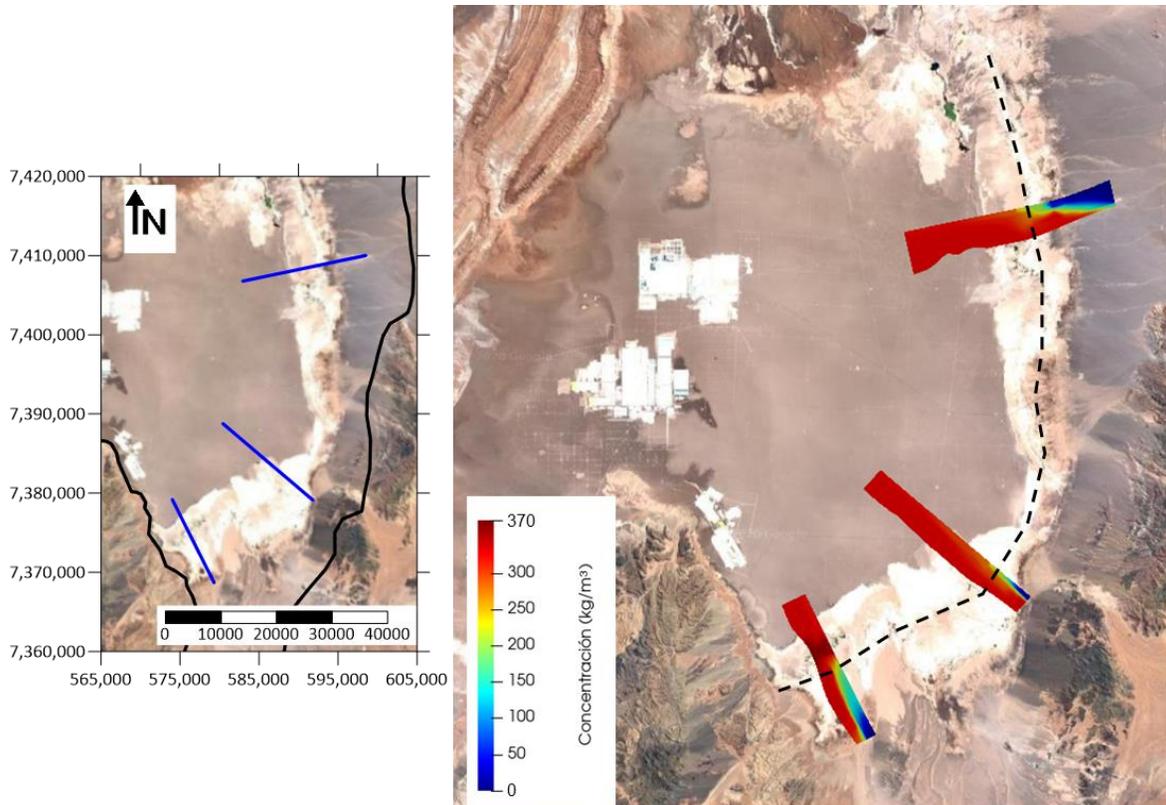


Figura 11-25: Proyección en planta de los tres perfiles SEAWAT de Quelana, Peine y La Punta–La Brava para los modelos transitorios.

Fuente: Elaboración propia

Para la comparación con perfiles verticales de conductividad eléctrica, se han utilizado los resultados de los modelos transitorios, cuyas concentraciones de SDT fueron transformadas a conductividad eléctrica mediante las relaciones entre SDT, densidad y conductividad eléctrica previamente presentadas en el modelo conceptual y numérico. Se han elegido tres puntos de observación cercanos al perfil de Quelana, cinco puntos de observación cercanos al perfil de Peine y tres puntos de observación cercanos al perfil de La Punta–La Brava. La Figura 11-26, Figura 11-27 y la Figura 11-28 muestran dicha comparativa para los perfiles de Quelana, Peine y La Punta–La Brava, respectivamente.

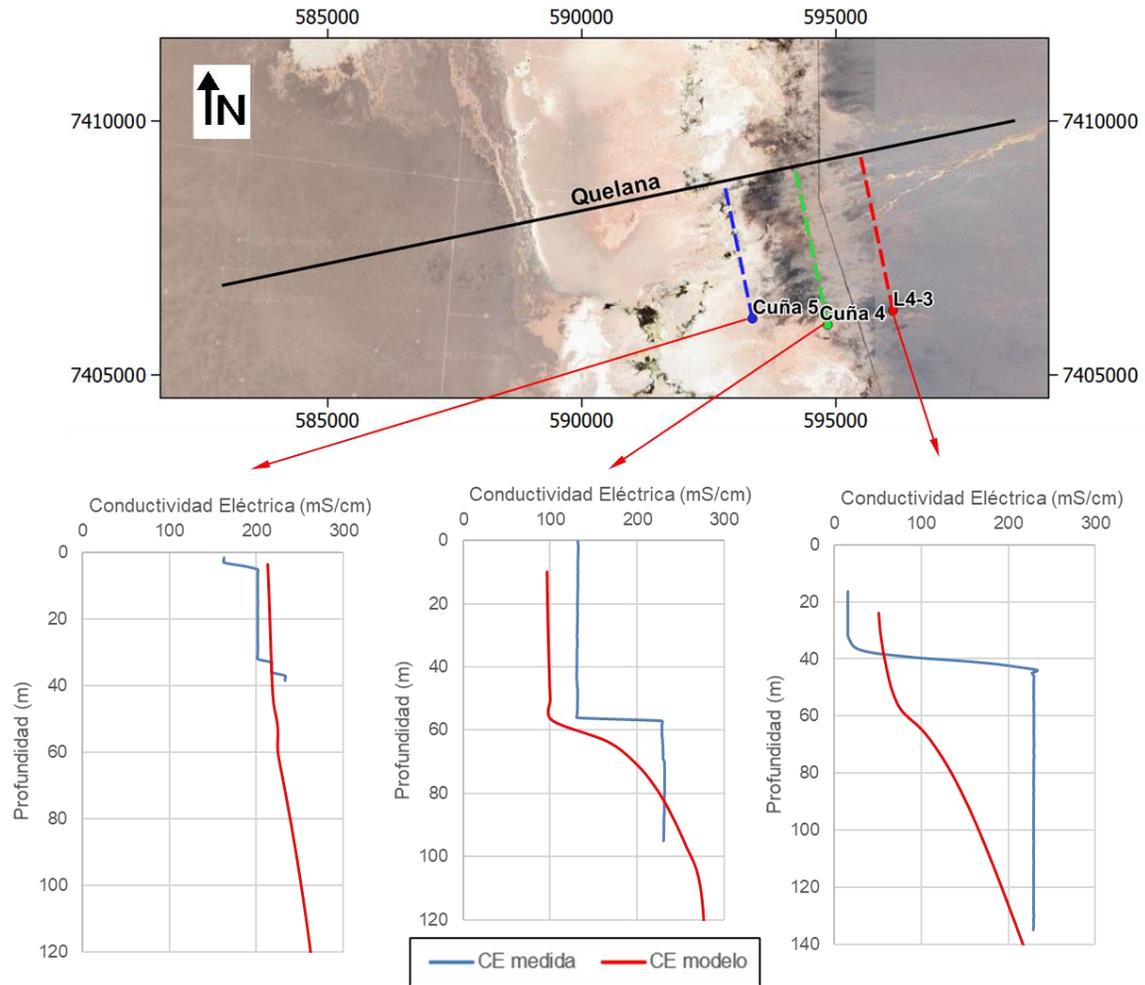


Figura 11-26: Comparación de distribución vertical de conductividad eléctrica medida (Rockwood Lithium) y simulada para el perfil de Quelana.

Fuente: Elaboración propia

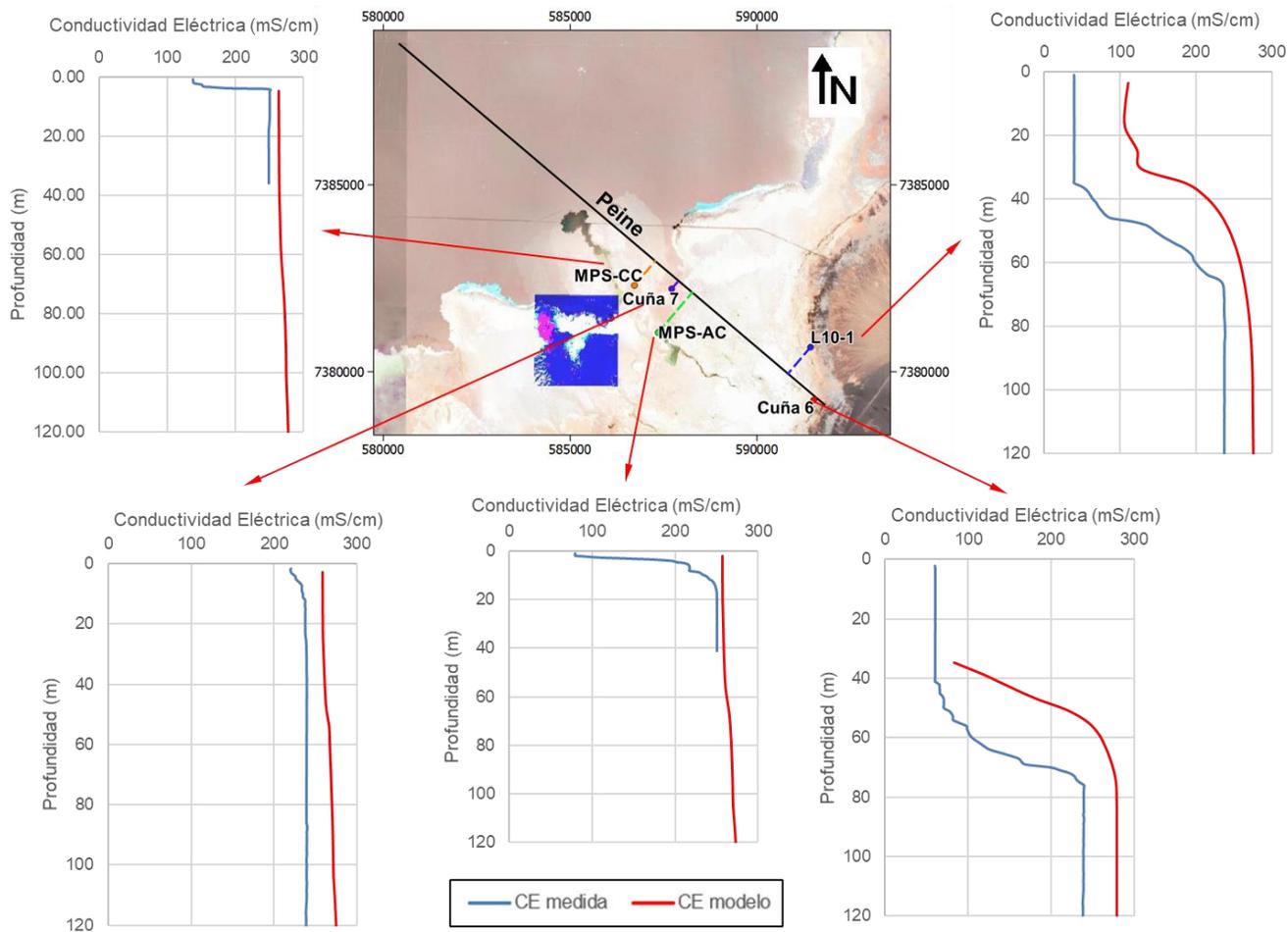


Figura 11-27: Comparación de distribución vertical de conductividad eléctrica medida (Rockwood Lithium) y simulada para el perfil de Peine.

Fuente: Elaboración propia

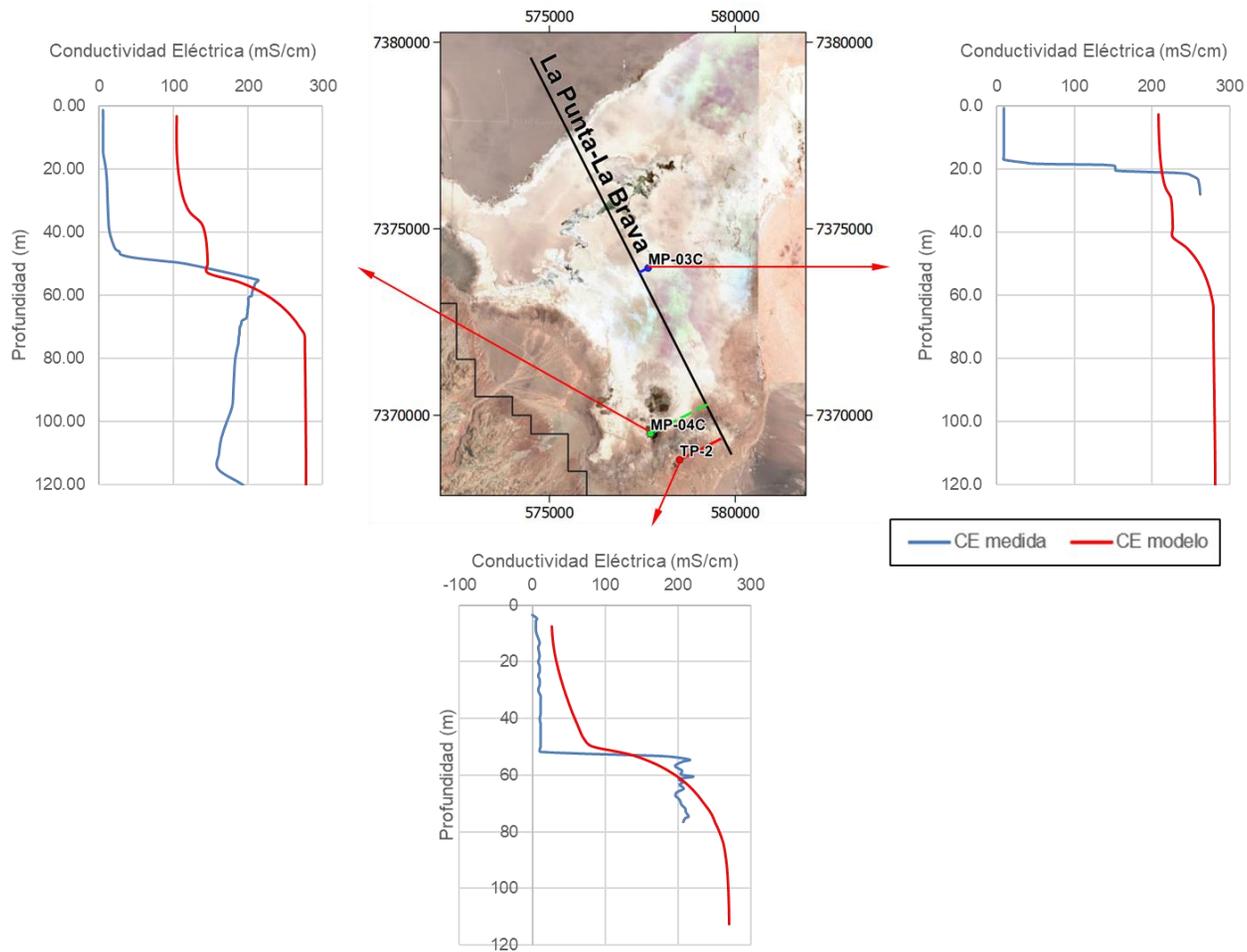


Figura 11-28: Comparación de distribución vertical de conductividad eléctrica medida (Rockwood Lithium) y simulada para el perfil de La Punta-La Brava.

Fuente: Elaboración propia

Como se observa, los perfiles verticales de conductividad eléctrica obtenidos a partir de las simulaciones transitorias de los tres perfiles SEAWAT reproducen de forma razonable las tendencias medidas en los puntos de observación, así como la profundidad de la interfaz salmuera – agua dulce, con excepción del punto MP-03C del perfil de La Punta-La Brava, donde se observa agua dulce en los primeros metros de profundidad (lo cual no es representado en el modelo). Es posible que esto se deba a flujos superficiales y subsuperficiales de agua dulce provenientes del abanico aluvial ubicado al oeste y perpendicular al perfil, lo que debido a la naturaleza 2D del modelo no ha sido posible reproducir.

Además, existen diferencias tanto en el perfil de Quelana como La Punta-La Brava en los puntos de observación en los que se observa una zona de mezcla entre la salmuera y agua dulce prácticamente inexistente. Sin embargo, la interfaz observada en estos pozos no es realista si consideramos la gran diferencia de densidad entre la salmuera y el agua dulce, y la magnitud de la zona de mezcla (de decenas de metros) observada en los perfiles geofísicos disponibles. Por tanto, es evidente que en estos puntos de observación existe una estratificación de densidad en el propio pozo debido a flujo verticales, y la interfaz observada no representa adecuadamente la interfaz en el acuífero, tal como se indicó en el capítulo 7.

Finalmente, se han considerado tres perfiles geofísicos para la comparación de los resultados de los modelos transitorios de los tres perfiles.

Para el perfil de Quelana se ha considerado el perfil geofísico de la referencia “*Igsa Consultores, Prammar Ambiental Consultores e Ingeniería DICTUC. (2004-2006). EIA Cambios y mejoras en la operación minera en Salar de Atacama. SQM Salar S.A.*”.

Para los perfiles de Peine y La Punta-La Brava se han tenido en cuenta los perfiles publicados en la referencia “*SGA. Solución en Gestión Ambiental (2015). Adenda 5. Anexo I. Estudio Hidrogeológico y modelo numérico sector sur del Salar de Atacama. EIA Proyecto modificaciones y mejoramiento del sistema de pozas de evaporación solar en el Salar de Atacama. Rockwood Lithium. Apéndice B.*”.

La Figura 11-29 muestra la comparación de la distribución de concentración a partir del modelo numérico para el perfil de Quelana con el perfil geofísico elegido (Q3). Para la comparativa, se ha deformado la vista del perfil geofísico para que ambos esquemas presenten la misma escala. Como se observa, a partir de la simulación numérica se reproduce la forma irregular que la interfaz presenta en esta zona. También el modelo reproduce adecuadamente la zona de mezcla que se observa en el perfil geofísico, así

como una mayor distribución de agua más salina en el fondo del acuífero cerca de la interfaz cuya concentración disminuye hacia la zona Núcleo Salar.

La Figura 11-30 muestra la comparación de la distribución de concentración a partir del modelo numérico para el perfil de Peine con el perfil geofísico elegido (L3). El modelo numérico reproduce satisfactoriamente la forma de la interfaz al igual que la profundidad. Así, en el límite este del perfil geofísico la interfaz se encuentra aproximadamente a una profundidad de 2.250 m s.n.m, la misma profundidad que se obtiene a partir de modelo transitorio para esa fecha.

La Figura 11-31 muestra la comparación de la distribución de concentración a partir del modelo numérico para el perfil de La Punta-La Brava con el perfil geofísico elegido (L2). Como se observa, la forma tendida de la interfaz al igual que la extensión y profundidad es capturada correctamente por el modelo numérico.

Esta comparación muestra que los perfiles SEAWAT simulados reproducen la interfaz salmuera – agua dulce de forma adecuada.

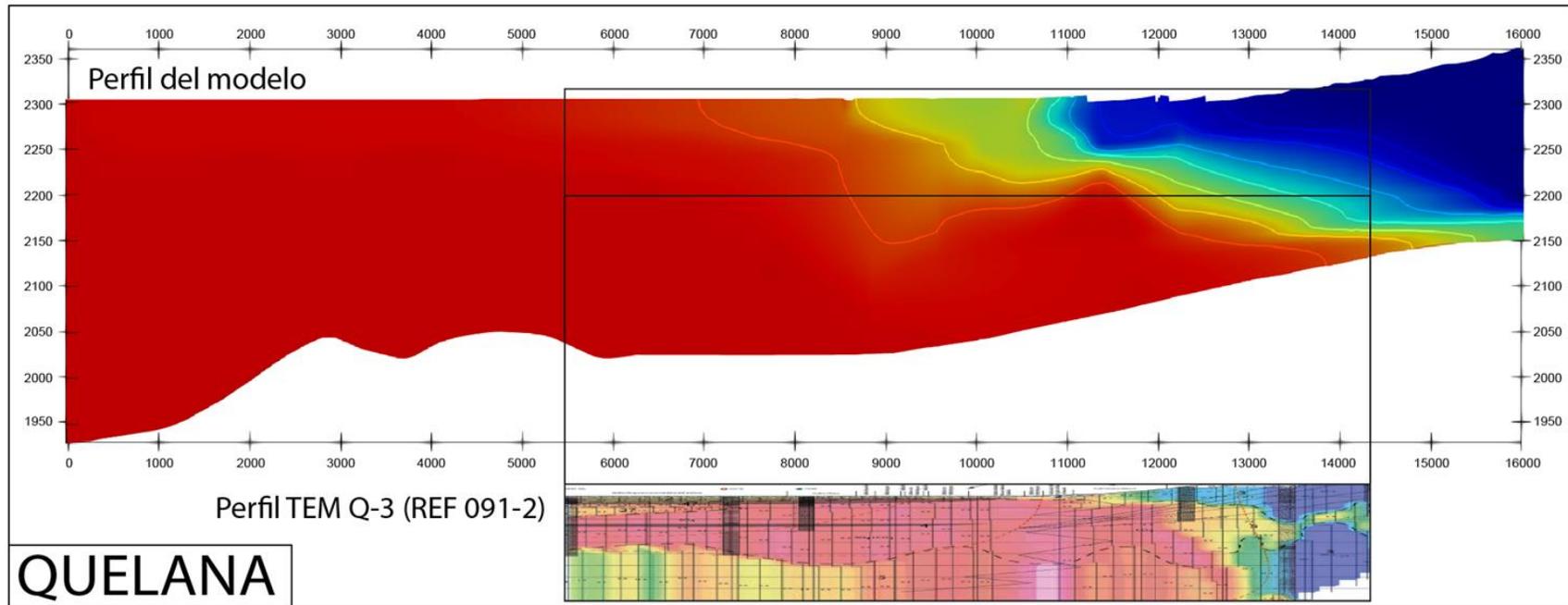


Figura 11-29: Comparación de distribución concentración simulada para noviembre de 2005 y perfil geofísico Q3 (DICTUC) para el perfil de Quelana.

Fuente: Elaboración propia

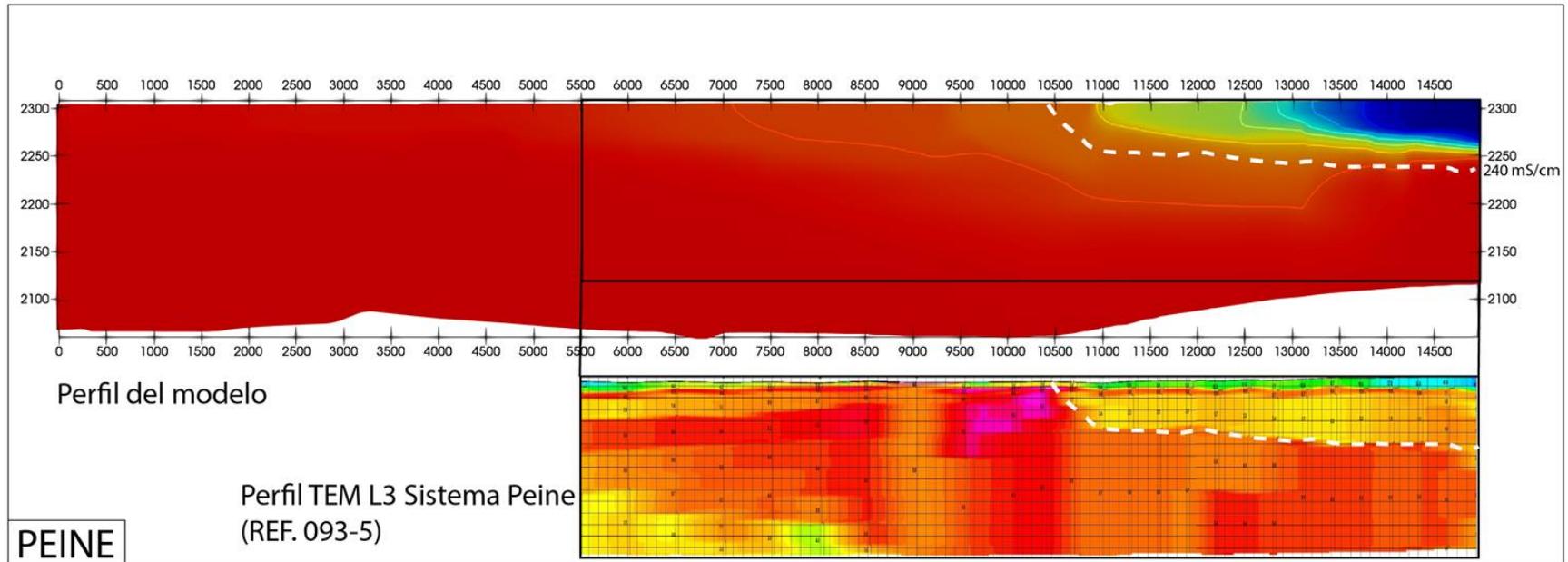


Figura 11-30: Comparación de distribución concentración simulada para abril de 2013 y perfil geofísico L3 (Rockwood Lithium) para el perfil de Peine.

Fuente: Elaboración propia

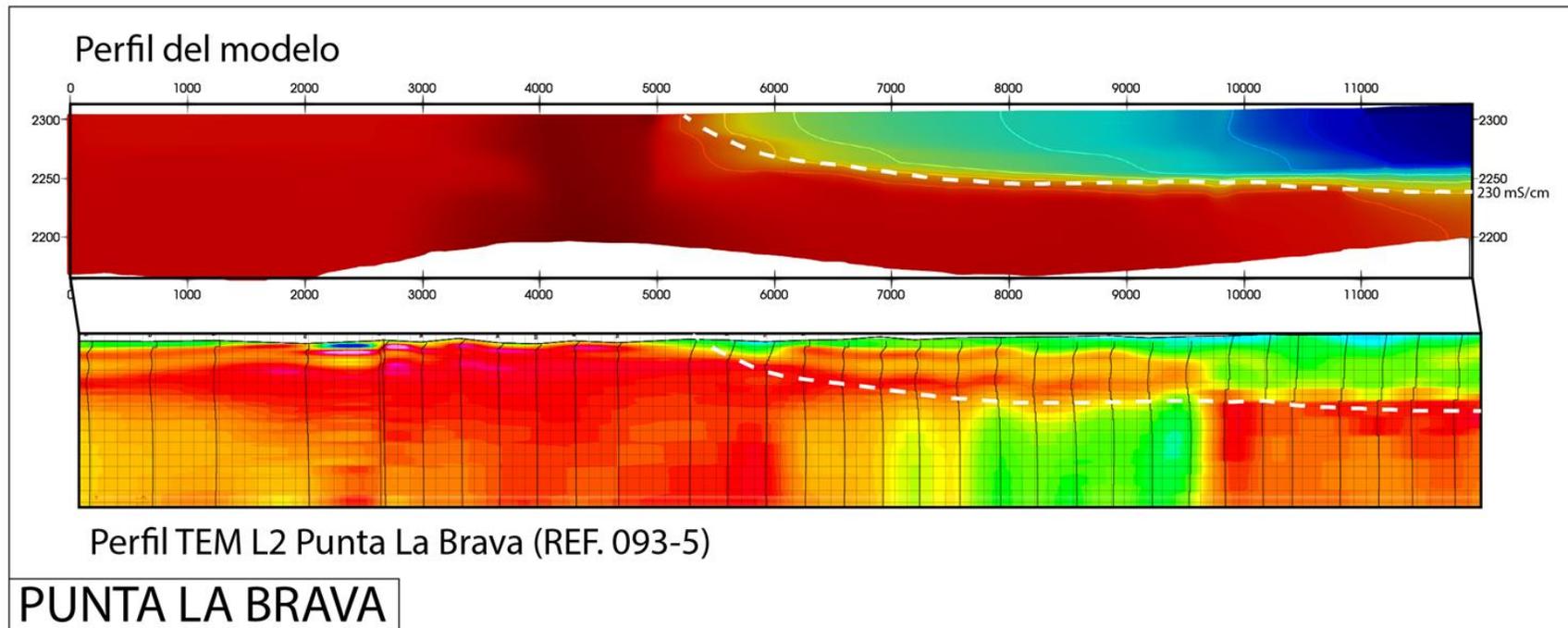


Figura 11-31: Comparación de distribución concentración simulada para marzo de 2013 y perfil geofísico L2 (Rockwood Lithium) para el perfil de La Punta-La Brava.

Fuente: Elaboración propia

11.3 Limitaciones

Los modelos bidimensionales de flujo con densidad variable son una simplificación del sistema que permite evaluar fenómenos locales y no a escala regional. De este modo, los resultados obtenidos a partir de los perfiles no se pueden extrapolar directamente a una escala regional (*upscaling*), y se deben tomar de modo referencial.

Adicionalmente, los perfiles presentados no permiten definir con precisión el efecto específico del movimiento de la interfaz sobre el completo funcionamiento de los sistemas lagunares, cambios en la ubicación de las lagunas, desaparición de las mismas, entre otros. La dinámica de estos procesos es tridimensional y obedece a una relación con cuerpos de agua superficial y subterránea, que no forman parte de los modelos desarrollado.

Entre las limitaciones del código utilizado se encuentran la simplificación que se debe realizar sobre la curva de evaporación utilizada (al no poder definir más de un segmento) y la no simulación de procesos de precipitación/disolución (transporte reactivo).

Por tanto, los efectos específicos sobre los sistemas lagunares debe ser evaluada con herramientas más complejas que incluyan la interacción de agua superficial y subterránea, procesos en la zona no saturada, y densidad variable.

12. Análisis de Brechas de Información

En este capítulo se detallan las brechas de información detectadas durante la elaboración del modelo conceptual hidrogeológico y numérico de la cuenca Salar de Atacama.

A continuación, se agruparon las brechas relacionadas con la identificación y características del sistema acuífero de la cuenca del Salar de Atacama, las condiciones de borde, así como la geometría del basamento. Finalmente, se plantean brechas sobre el balance hídrico y sus componentes (entradas y salidas).

Las brechas están relacionadas con:

- Este modelo conceptual tiene el objetivo de entender el funcionamiento a nivel global de la cuenca del Salar de Atacama, por tanto, el nivel de detalle del funcionamiento de zonas acotadas dentro de la cuenca, no tendrá la precisión de modelos a una escala de detalle. Por ejemplo, en la zona de MNT.
- La caracterización de las condiciones de borde al este, sureste y noreste de la zona Núcleo Salar no es la óptima, ya que no se logró definir con detalle mediante los perfiles geofísicos. Lo anterior, es debido a que se ha identificado una geometría compleja determinada por la distribución de capas de diferente permeabilidad de sedimentos detrítico/salinos saturados en salmuera.
- En la zona Norte generalmente no existe mucha información para definir los límites entre el acuífero aluvial, la cuña salina y el basamento. Además, los sondeos existentes no alcanzan el basamento y no contienen información hidroquímica. Por tal motivo, no se pudo caracterizar con suficiente información el acuífero de la zona Norte, el cual se encuentra subyacente al acuitardo inferior, de modo que el modelo conceptual dejó fuera esta UH.
- La cuña salina no se identificó ni al norte ni al oeste del Salar de Atacama. Entre varias posibles causas, al norte no se identificó debido a que la información geofísica no es suficiente y, además, no existen perfiles verticales de conductividad eléctrica en pozos. Los perfiles geofísicos ubicados al oeste del Salar tampoco muestran un perfil de cuña salina. Por tanto, debería elaborarse nueva información a partir de perfiles verticales de conductividad eléctrica y perfiles geofísicos TEM y NanoTEM de dirección E-O, más largos y penetrativos en el aluvial del Llano de la Paciencia, que los que existen hoy en día (Geodatos, 2008 y CPH, 2008), ya que la cuña salina podría encontrarse al oeste del límite del Salar.

- La cuña salina se identificó con precisión en las zonas donde existen perfiles geofísicos óptimos y bien definidos (tanto en superficie como en profundidad). Sin embargo, en las zonas donde no existe información (zonas Norte, Noroeste y Suroeste), se aplicaron las condiciones geométricas identificadas en las áreas donde sí existe información.
- La distribución espacial y en profundidad de los parámetros hidráulicos en la zona Núcleo Salar (según los antecedentes recopilados) no es homogénea ni representativa de toda el área. Por tanto, para poder construir el modelo se tuvieron que realizar ciertas aproximaciones y estimaciones para determinar espesores. Lo anterior, es coherente con aspectos teóricos, como por ejemplo, que la porosidad debe disminuir con la profundidad y, por lo tanto, también debería disminuir la conductividad hidráulica en condiciones de densidad homogénea.
- La información sobre parámetros hidráulicos tiene amplios rangos. En determinadas zonas existen valores de permeabilidad muy diferenciados entre sí, propias de la heterogeneidad del medio, provocando una incertidumbre en la distribución de los parámetros en el modelo conceptual y numérico.
- Los domos y lisímetros se encuentran en la zona Marginal, pero no en la zona Núcleo Salar. Por lo tanto, existen brechas en la estimación de la evaporación en la zona Núcleo Salar.
- No existe un control acabado del régimen de explotación de los derechos de agua de todos los particulares en la cuenca, lo que entrega un grado de incertidumbre al balance hídrico.
- No se dispone de información procedente de estaciones meteorológicas de las precipitaciones que ocurren en la Cordillera de Domeyko.
- Los datos de niveles de agua se presentan mayoritariamente como nivel piezométrico (m s.n.m.) y no como profundidad del nivel de agua con respecto la superficie (m). Junto con ello, algunos trabajos no presentaban el valor de la cota topográfica del pozo. Por estos motivos, en algunas zonas los pozos donde los catastros estaban en sistemas de georreferenciación variables y topografías distintas, no se pudo obtener una distribución clara de la profundidad del nivel de agua a lo largo de la cuenca. Aun así, Amphos 21 calculó la evaporación con el apoyo de imágenes satelitales y puntos conocidos de profundidad de nivel.
- El cálculo de la recarga puede ser precisado con un mayor conocimiento de las tasas de infiltración, las cuales podrían ser obtenidas mediante el ensayo de infiltración con doble

anillo. Por otro lado, el modelo para estimar la recarga considera una escala temporal de largo plazo (media anual), mientras que la recarga se genera en una escala temporal diaria (u horaria).

- No se tienen muestras de precipitación representativas de la cuenca del Salar de Atacama, por lo que se trabajó con muestras de cuencas aledañas. En este punto se considera necesario estudiar el agua de precipitación en las diferentes zonas para una mejor interpretación hidroquímica e isotópica.

13. Conclusiones

En el presente capítulo se presentan las principales conclusiones sobre el funcionamiento hidrogeológico de la cuenca Salar de Atacama, obtenidas de la elaboración del modelo conceptual regional, de los modelos conceptuales locales y de los modelos de flujo y densidad variable. La información utilizada proviene, principalmente, de estudios desarrollados por empresas consultoras para los operadores de la cuenca, organismos públicos y artículos científicos.

La cuenca Salar de Atacama se ha subdividido en 9 zonas, que según su ubicación geográfica corresponden a: zona Cordillera, zona Borde Este, zona Norte, zona Marginal, zona Núcleo, zona Cordón de Lila, zona Noroeste, zona Suroeste y zona MNT (Monturaqui-Negrillar-Tilopozo). A su vez, la zona MNT se subdividió en 5 sectores: sector Tilopozo, sector Callejón, sector Negrillar, sector Roca Volcánica y sector Monturaqui.

A continuación, se presentan las conclusiones más relevantes de este estudio:

Modelo conceptual

- La cuenca Salar de Atacama es una cuenca endorreica, que tiene una superficie de 17.000 km², limita con la Cordillera de Domeyko al oeste y la Cordillera de los Andes al este, donde los volcanes tienen elevaciones próximas a 6.000 m s.n.m. Al centro de la cuenca se ubica el Salar de Atacama que tiene una altura media de 2.300 m s.n.m.
- Las precipitaciones ocurren principalmente entre los meses de diciembre a marzo y se incrementan con la altitud. En la zona Núcleo Salar, la precipitación media es menor a 25 mm/año, mientras que en las subcuencas aportantes superan los 100 mm/año.
- La cuenca tiene un origen tectónico y se compone de rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias del Paleozoico Inferior hasta la actualidad, que constituyen el basamento hidrogeológico y un relleno sedimentario compuesto por sedimentos clásticos y evaporíticos, que se han acumulado desde el Mioceno Superior hasta la actualidad.
- La zona Núcleo Salar se encuentra cortada por el Sistema de Falla Salar (SFS), que corresponde a una estructura de carácter inverso y orientación NNO-SSE, con buzamiento al oeste, que ha generado un alzamiento de más de 400 m del bloque occidental desde el Paleógeno y se encuentra activo en el presente.
- Las características litológicas y sus propiedades hidráulicas (conductividad hidráulica y almacenamiento), permitieron definir 5 unidades hidrogeológicas (UH) que forman el Sistema Acuífero de la Cuenca del Salar de Atacama y una sexta unidad (UH 6) integrada

por rocas y sedimentos de baja conductividad hidráulica, que limitan al sistema acuífero por los bordes y su base. Las principales características de las UH 1 a 5 corresponden a:

- UH 1: gravas, arenas, con intercalaciones de arcillas y limos, que se ubican en las zonas Norte, Borde Este y MNT. En la zona Borde Este, además, se reconocen niveles de granulometría más fina, entre los depósitos aluviales, que generan cierto grado de confinamiento sobre los niveles inferiores.
 - UH 2: halita y yeso, en la zona Núcleo Salar, además de gravas y arenas en la zona MNT.
 - UH 3: halitas fracturadas y karstificadas, ubicadas en el Núcleo del Salar, al este del SFS, y por costras salinas de sulfatos y cloruros situadas en el sector sureste de la zona Marginal.
 - UH 4: halitas compactas en la zona Núcleo Salar, que subyacen a la UH5, tanto al este como al oeste del SFS y por ignimbritas en la zona MNT.
 - UH 5: rocas volcánicas (ignimbritas) en la zona Norte y sedimentarias (clásticas y evaporitas) en la zona Núcleo Salar, que de forma general tienen una menor conductividad hidráulica que las unidades que se encuentran sobre y bajo esta, lo que genera un cierto grado de confinamiento de las unidades inferiores.
- Los parámetros hidráulicos de las UHs han sido obtenidos, principalmente, de pruebas de bombeo, donde las mayores permeabilidades se encuentran en la UH 3 (20.000 m/d en promedio) en el Núcleo del Salar, debido al efecto de alzamiento del bloque occidental del SFS. En cambio, las menores conductividades hidráulicas (10^{-1} m/d) están presentes en las UH 4 y UH 5. De esta forma, existen zonas donde el acuífero tiene un carácter confinado a semiconfinado (UH 4 en la zona Núcleo Salar y estratos inferiores de la UH 1 en las zonas Norte y Borde Este), y otros donde se comporta como un acuífero libre (estratos superiores de la UH 1 en las zonas Norte y Borde Este, UH 2 y UH 3 en la zona Núcleo Salar).
 - Parte de la precipitación que ocurre en las zonas más elevadas, ubicadas al este del Salar, escurre superficialmente y el resto se infiltra y escurre sub-superficialmente hacia las zonas más deprimidas. El agua infiltrada recarga los cauces, o bien llega directamente al acuífero en las zonas ubicadas en los bordes del Salar y en la zona MNT. Por otra parte, la recarga en la zona Núcleo Salar ocurre por la infiltración directa de las precipitaciones y por la escorrentía superficial a subsuperficial en eventos de crecidas extremas.

- El análisis de niveles y confección de la piezometría del sistema acuífero indica una dirección de flujo concéntrica, desde las zonas de mayor a menor elevación. El agua subterránea dulce llega así a los bordes del Salar (zona Marginal), donde debido a la cercanía del nivel freático con la superficie del terreno se produce la descarga por evaporación.
- La salinidad, composición química e isotópica del agua, son consistentes con la dinámica de flujo. Las zonas altas de la cuenca se caracterizan por aguas con una baja conductividad eléctrica (CE) de 0,2 mS/cm, composición bicarbonatada cálcica a clorurada sódica y composición isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ ligera y cercana a la línea de aguas meteóricas. En el sentido del flujo, el agua subterránea aumenta su salinidad y ocurre un enriquecimiento isotópico. En las zonas terminales, donde ocurre la descarga por evaporación, la salinidad supera los 250 mS/cm, la composición es clorurada sódica y la evaporación enriquece considerablemente la composición isotópica del agua.
- La alta concentración de solutos en el agua en la zona Marginal y Núcleo Salar, se traduce en un aumento de su densidad a valores de hasta 1,2 gr/cc, correspondientes a una salmuera. En profundidad, bajo la zona Marginal y Borde Este, existe una zona de mezcla, denominada interfaz salina, con una pendiente negativa, donde la salmuera se ubica en la parte inferior y el agua dulce y salobre, de menor densidad, se dispone en la parte superior. Por lo tanto, el flujo de agua subterránea dulce y profunda, desde los bordes hacia el Salar, se ve interrumpido por la mayor densidad de la salmuera, lo que provoca un ascenso y evaporación del agua cercana a la superficie. La geometría de la interfaz salina ha sido mejor reconocida en la zona Marginal, específicamente al este y sur del Salar de Atacama, a través de perfiles verticales de CE y prospecciones geofísica. Sin embargo, no se tiene mayores antecedentes al oeste y norte del Salar.
- En la zona Marginal existen sistemas lagunares objeto de protección ambiental. La recarga de estos sistemas lagunares proviene, principalmente del agua subterránea de la zona Borde Este y MNT. La interacción del agua con las evaporitas de la zona Marginal, junto a la evaporación del nivel freático somero producen un aumento de la salinidad del agua en su recorrido, hasta que aflora en forma de vertientes en superficie. Cuando el caudal de descarga es superior a la tasa de evaporación, el agua salobre-salina, se acumula en un sustrato de menor permeabilidad que da origen a los sistemas lagunares de la zona Marginal (Soncor, Aguas de Quelana, Peine y La Punta-La Brava).

- Los niveles de los piezómetros someros y de lagunas de la zona Marginal muestran una oscilación estacional importante, con un aumento en la salinidad y disminución de los niveles debido a la alta evaporación en verano y una menor salinidad y aumento de los niveles durante el invierno. Los eventos de precipitación abundantes no muestran un ascenso importante de los niveles de la zona Marginal y las lagunas, lo que corrobora su recarga desde el acuífero en la zona Borde Este. Por el contrario, los pozos de monitoreo ubicados en el extremo oeste de la zona Marginal y extremo este de la zona Núcleo Salar, muestran un mayor ascenso de los niveles durante estos eventos, lo que refleja una recarga superficial a subsuperficial.
- En el balance hidrometeorológico elaborado para la cuenca del Salar de Atacama se identificaron las principales entradas y salidas del sistema acuífero. Las entradas corresponden a la recarga directa por precipitación, donde el agua dulce se infiltra en las zonas de mayor conductividad hidráulica favorecida por los eventos de mayor precipitación. Además, ocurre una recarga por escorrentía, donde una fracción de la lluvia (que no se evapora y tampoco se infiltra directamente al acuífero) alimenta los cauces superficiales desde los cuales se produce infiltración, o bien escurre hasta las zonas deprimidas y de menor pendiente donde ocurre la recarga al acuífero. Por otra parte, las salidas corresponden a la evaporación de las zonas Núcleo Salar y Marginal, donde el nivel freático se encuentra somero, a profundidades menores a 2 m, y la evapotranspiración desde sectores con vegetación, ubicados principalmente en la zona Marginal. Por último, las extracciones de salmuera (SQM y Albemarle) y agua dulce (Minera Escondida, Minera Zaldívar, Albemarle y SQM) desde pozos completan las principales salidas desde el acuífero, al lado oeste y este de la interfaz salina, respectivamente.
- El balance hídrico también se calculó por área aportante, las cuales corresponden a agrupaciones de subcuencas que realizan su descarga en un mismo margen del Salar y son equivalentes a los Sistemas Hidrogeológicos de Aprovechamiento Común (SHAC) según la definición de la DGA.
- En régimen natural (en equilibrio) las entradas y salidas para todo el Sistema Acuífero del Salar de Atacama se estimaron entre 5.200 l/s y 7.025 l/s, para el período previo a 1990. Por otra parte, en régimen de explotación, las entradas se mantienen y las salidas aumentan a valores entre 7.425 y 9.475 l/s para el período comprendido entre los años 2000 y 2019. Lo anterior, se traduce en una variación negativa de almacenamiento de 775 a 825 l/s en la salmuera, que es explotada en la zona Núcleo Salar y de 1.450 a 1.625 l/s en el dominio de agua dulce-salobre, que ocurre principalmente en la zona MNT y en

menor medida en la zona Borde Este. Por lo tanto, a nivel de todo el sistema acuífero, la variación de almacenamiento se ha estimado entre 2.250 l/s y 2.450 l/s.

- La variación negativa en el almacenamiento debida a las extracciones ha generado en la zona Núcleo Salar descensos acumulados desde el año 1996 de 9,8 m al noroeste de la zona Cordón de Lila, donde se encuentran los pozos de bombeo de SQM, y de 4 m desde el año 2001 al este de la zona Cordón de Lila, donde se ubican los pozos de extracción de Albemarle. En la zona de MNT, donde se extrae agua dulce, se reconoce un descenso máximo de 32 m desde el año 1997 en el sector de los pozos de bombeo de MEL, mientras que en la zona Borde Este, el nivel freático ha descendido 1 m desde el año 2008, en el entorno de los pozos de bombeo de agua dulce-salobre de SQM.
- Los niveles de agua subterránea y de las lagunas en la zona Marginal no han sido afectados por la extracción de agua dulce y tampoco por la extracción de salmuera. La diferencia de densidad, menores permeabilidades en la zona Marginal y dinámica hidrogeológica diferenciada, en el dominio de salmuera y de agua dulce-salobre, permiten la evaluación de ciertos procesos, como el balance hídrico, de forma diferenciada. Sin embargo, la existencia de una zona de mezcla donde interactúan ambos fluidos, además de los sistemas lagunares superficiales relacionados a este funcionamiento, determinan que el sistema debe ser tratado en su conjunto y no de forma independiente.
- Estudios específicos multidisciplinarios, el monitoreo de la calidad del agua y de los niveles de los sistemas lagunares, del agua subterránea (o salmuera) a profundidades someras, intermedias y profundas, a ambos lados de la interfaz salina, permitirán establecer si las extracciones de agua dulce o salmuera modifican la dinámica de la interfaz salina y podrían tener efectos en los sistemas superficiales. Los tiempos de respuesta del sistema, debe ser uno de los aspectos importantes a considerar en los estudios desarrollados, ya que las respuestas no son inmediatas.

Modelo numérico

- En base al modelo conceptual se ha construido un modelo numérico tridimensional con el código MODFLOW-USG, con la interfaz gráfica Groundwater Vistas v7. La extensión del dominio del modelo es de 10.175 Km² de los cuales 4.533 Km² corresponden a celdas activas. La discretización horizontal se ha realizado con celdas de 500 x 500 m² refinando en la zona Marginal con celdas de 250 x 250 m², lo que entrega un total de 255.816 celdas, de las cuales 95.742 son celdas activas.
- El modelo de flujo tridimensional abarca todo el Salar de Atacama, donde el sistema acuífero incluye la zona Núcleo Salar compuesta por salmuera, la zona Marginal correspondiente a una mezcla de salmuera y agua dulce, además de las zonas Borde Este y MNT, que corresponden a agua dulce.
- El modelo estacionario elaborado representa la condición natural previa a los bombeos antrópicos. Dicho modelo ha permitido (1) corroborar el modelo conceptual definido en términos de geometría y propiedades de unidades y balances; y (2) definir la condición inicial para el modelo transitorio.
- El modelo transitorio se ha elaborado para el periodo comprendido entre 1986 y 2019, con periodos de stress mensuales (con 3 time steps por período), lo que ha permitido una representación temporal adecuada de los procesos estacionales de recarga, evaporación y bombeo.
- Los resultados del proceso de calibración (70 % de los datos) y validación (30 % de los datos) cumplen claramente con los requerimientos de la guía de modelación del SEA (2012), reproducen las tendencias de los niveles observados en los distintos sectores del sistema acuífero y corroboran el funcionamiento hidrogeológico definido en el modelo conceptual.
- Los indicadores de la calibración, en términos de los errores medios cuadráticos, son de 0,8 % para el modelo estacionario, 2,7 % para el modelo transitorio y 1,9 % para el modelo de validación.
- El análisis de sensibilidad del modelo realizado respecto a la conductividad hidráulica indica que el sector Monturaqui es la más sensible a este parámetro, debido a que está bastante individualizado del resto del sistema acuífero. En general, se observa que al disminuir la conductividad hidráulica los descensos de los niveles son mayores, debido a la extracción tanto de salmuera como de agua industrial, y se subestiman las fluctuaciones estacionales. Por otra parte, al aumentar la conductividad hidráulica los descensos son

menores que los observados y el modelo simula variaciones estacionales más exageradas que las observadas en realidad.

- Adicionalmente, se han construido 3 modelos numéricos de flujo con densidad variable en SEAWAT 2000, en dos dimensiones, para determinar el efecto de las extracciones futuras, en términos de tendencias respecto a los descensos del nivel freático, de la distribución de la concentración (sólidos disueltos totales o SDT) y del desplazamiento de la interfaz salina en la zona Marginal, donde se ubican los sistemas lagunares. Los modelos bidimensionales incluyen los sectores de Quelana, Peine y La Punta-La Brava. El perfil Quelana tiene una longitud de 16 km, con un área de 800.000 m², con un total de 11.904 celdas y 32 capas en la vertical. El perfil Peine tiene una longitud de 15 km, con un área de 748.000 m², un total de 13.396 celdas, con 34 capas en la vertical. El perfil La Punta–La Brava tiene una longitud de 12 km, con un área de 596.000 m², un total de 12.750 celdas, con 34 capas en la vertical.
- Para los tres perfiles se ha definido, como condición de borde, niveles prescritos para los límites oeste y este, obtenidos a partir del modelo tridimensional de flujo. Adicionalmente, se ha incluido en el límite este de los perfiles una condición mixta que permite representar la entrada o salida de flujo profundo a los perfiles.
- Los modelos cuasi-estacionarios definidos consideraron un periodo de 204 años, y permiten una representación estable de la interfaz salina en los 3 perfiles.
- Para los 3 perfiles elaborados se definieron modelos transitorios entre 1986 y 2019 (al igual que para el modelo tridimensional), con periodos de stress mensuales y un paso de tiempo máximo para transporte de 1 día.
- Los resultados de la calibración de los modelos bidimensionales indican un ajuste de niveles con errores medios cuadráticos menores al 5 % en todos los perfiles, una reproducción de las tendencias de niveles observadas en el período de simulación, una coherencia de los parámetros hidráulicos, como la conductividad hidráulica, con el modelo conceptual; y una adecuada representación de la interfaz salmuera – agua dulce.
- El sistema lagunar de Soncor no se ha incluido en los modelos de densidad variable debido a que la información local disponible no es suficiente para representar el sistema hidrogeológico mediante una herramienta numérica bidimensional en detalle y obtener predicciones confiables. En este sentido, el flujo regional presenta una importante componente tridimensional, lo que imposibilita su representación en 2 dimensiones.

14. Recomendaciones

En el desarrollo del modelo hidrogeológico conceptual y numérico del Sistema Acuífero de la cuenca del Salar de Atacama, se han identificado una serie de variables hidrogeológicas que presentan mayor incertidumbre. A continuación, se entrega un listado de recomendaciones orientadas a complementar la información existente para mejorar el conocimiento hidrogeológico de la cuenca y la gestión de los recursos hídricos.

14.1 Geología

La cartografía geológica en superficie existente en la cuenca presenta diferentes escalas según el cuadrante donde se haya desarrollado, la parte meridional de la cuenca presenta una escala de 1:500.000 y difiere del resto que se encuentra a 1:250.000. Por otro lado, la caracterización estructural del Salar de Atacama es escasa. Para realizar un estudio hidrogeológico de mayor detalle que el actual se recomienda utilizar una escala 1:100.000.

14.2 Hidrología y Meteorología

A continuación, se presentan las principales recomendaciones relacionadas a la hidrología y meteorología.

- Realizar un levantamiento y evaluación de la red de control fluviométrica en los canales, quebradas y ríos aportantes de agua dulce al Salar, sobre todo en la parte oriental de la cuenca, lo que es fundamental para poder estimar la entrada de agua dentro de la cuenca.
- Realizar mediciones de terreno de la evaporación en la zona Núcleo Salar para mejorar la estimaciones presentadas en el actual estudio hidrogeológico. De este modo, se disminuyen las dificultades que existen al medir la evaporación, debido al espesor y heterogeneidad de la costra salina. También se recomienda realizar algunas mediciones en la zona Marginal, a fin de complementar las mediciones puntuales disponibles. Las técnicas de medición recomendadas son Scintillometer y/o Microwave Scintillometer (Meijninger et al. 2002; Lüdi et al. 2005; de Bruin y Wang, 2017). Estas técnicas se aplicaron en diversas zonas áridas y semiáridas como el desierto del Gobi (Xu et al., 2013), Australia (Yee et al., 2015) y África Occidental (Schüttemeyer et al., 2006), las cuales son capaces de medir la evaporación de amplias zonas (a escala de Km²) de forma integrada. Así, son menos susceptibles de generar errores en la medición asociados a fenómenos locales derivados de la heterogeneidad de la costra salina. Lo anterior, supone una ventaja frente a las técnicas tradicionales, que realizan mediciones puntuales, las que posteriormente deben ser interpoladas y extrapoladas para determinar la evaporación del

Salar. Otra de las ventajas de estas técnicas es que se fundamentan en solucionar la ecuación de conservación de la energía, a diferencia de las técnicas tradicionales que se basan en un balance de masa. Finalmente, estas técnicas no producen ninguna alteración de la costra salina, a diferencia de otras técnicas como los lisímetros. Considerando que la morfología de las costras salinas cambia dramáticamente la respuesta de la evaporación frente a las mismas condiciones climáticas y de profundidad del agua subterránea (Kampf et al. 2005).

- Realizar un estudio que evalúe la frecuencia y magnitud de eventos de precipitación sólida en la cuenca en base a un levantamiento de imágenes satelitales del área de estudio. Este trabajo permitirá caracterizar la distribución espacial y temporal de los mantos de nieve sobre el área de estudio. Un trabajo de estas características debería entregar al menos el área cubierta por nieve luego de eventos de precipitación sólida importantes, así como la frecuencia de la ocurrencia de nevazones.
- Realizar un estudio de diferenciación de las componentes sólida y líquida de la precipitación para monitorear en zonas elevadas las principales variables meteorológicas, como son precipitación, altura de nieve, temperatura, humedad relativa, presión, vientos y radiación. Esto toma aún más relevancia considerando que se ha demostrado que los efectos de la sublimación tienen mucha importancia en zonas montañosas en el norte de Chile (CEAZA, 2015; Jara, 2017).
- Estudio de las tasas de infiltración con el método del doble anillo para ajustar el cálculo de la recarga mediante un mayor conocimiento de las tasas de infiltración. Para ello, es importante:
 - Identificar los distintos tipos de suelo en la cuenca y seleccionar sitios representativos para realizar los ensayos, teniendo en cuenta las áreas de recarga definidas, etc.
 - Instalar los anillos de infiltración en terreno según la estructura propuesta en la Figura 14-1.
 - Realizar la prueba de carga hidráulica en terreno (constante o variable en función de la capacidad de infiltración) una vez instalado el anillo.
 - Analizar en gabinete la curva empírica de infiltración basada en el modelo de Kostiaikov (1932) y obtener las tasas de infiltración.
 - La duración estimada para el estudio es de 1 mes y se recomiendan al menos 40-45 ensayos.



Figura 14-1: Propuesta de instalación de los anillos de infiltración.

- Elaboración de un modelo hidrológico de recarga cuando se cuente con las mediciones sistemáticas de precipitación, tasas de infiltración y registros de aforos sobre la cuenca se recomienda implementar un modelo hidrológico que permita calcular la recarga a una escala temporal diaria u horaria. El modelo debe ser calibrado a fin de que pueda reproducir los registros de caudales en la cuenca, tanto en las estaciones fluviométricas como los aforos puntuales. Se recomienda que el modelo resuelva las ecuaciones del modelo *Continuos Soil-moisture Accounting* (SMA por sus siglas en inglés) (Bennett, 1998), el cual puede implementarse en planillas de cálculo, softwares de programación o bien en el software Hec-HMS, u otro que considere al menos el grado de detalle del modelo SMA. El modelo debe ser capaz de representar el congelamiento que puede ocurrir en los cauces superficiales ubicados a gran altura, así como el almacenamiento y derretimiento de nieve sobre la cuenca.
- Calibrar los parámetros del modelo considerando las características de los suelos en la cuenca, los registros fluviométricos y los aforos de caudales en el área de estudio.
- Determinar la recarga media de largo plazo, la recarga para años con influencia del niño y la niña y calcular la recarga transiente en el tiempo.

14.3 Geofísica

La selección de los métodos geofísicos a utilizar en el futuro debe enfocarse en resolver las incertidumbres del modelo hidrogeológico conceptual.

Cabe tener en cuenta que los resultados geofísicos (métodos indirectos) deben ser validados con perforaciones, perfiles de conductividad eléctrica en pozos y muestreo hidroquímico (métodos directos). De esta forma, el diseño de las campañas de geofísica debe plantearse teniendo en cuenta el criterio anterior.

A continuación, se presentan los trabajos de geofísica recomendados.

- Efectuar una campaña de prospección con la técnica electromagnética TEM en la parte norte del Salar, que cubra la zona ocupada por el delta del río San Pedro y Vilama, con el objetivo de determinar la existencia y extensión de la cuña salina. Se propone la realización de al menos 4 líneas de prospección de orientación preferente norte-sur y al menos 2 líneas de orientación preferencial este-oeste, con una extensión total aproximada de 120 Km.
- Realizar ensayos hidráulicos en pozos, perfiles verticales de conductividad eléctrica, temperatura y pH, gamma natural (para determinar la presencia de arcillas), televiwer (para determinar la presencia de fracturas, su orientación y relacionar éstas con los parámetros hidráulicos) en pozos con el objetivo de calibrar los perfiles geofísicos TEM e identificar y caracterizar unidades geoeléctricas (UGS), sobre todo en el oeste del Salar (porque no se pudieron diferenciar bien las unidades). Además, se recomienda extraer muestras de agua representativas de las diversas UGS. Lo anterior se puede aplicar a los estudios geofísicos que se realicen en el área de estudio.
- Implementar una campaña geofísica de TEM y NanoTEM en la zona Núcleo Salar (donde no existe información pública disponible) para validar y caracterizar los distintos acuíferos diferenciados (acuífero superior de halita, acuífero intermedio y acuífero profundo) y, además, validar dichas prospecciones con lo que se especificó en el párrafo anterior. Adicionalmente, se recomienda realizar perfiles sísmicos en la zona Núcleo Salar para obtener la geometría del basamento de edad Miocena que contiene los depósitos evaporíticos. Se recomienda que sobre la misma traza se realicen perfiles sísmicos y TEM-NanoTEM y que la ubicación de los perfiles conforme una cuadrícula (perfiles norte-sur y este-oeste), al menos 70 Km de perfiles (entre ambos), con estaciones TEM cada 250 m y NanoTEM cada 50 m. Por otro lado, se sugiere la realización de un perfil TEM para caracterizar el cauce del río San Pedro, agua arriba de la estación Cuchabrachi.
- Considerando los resultados obtenidos desde mediciones gravimétricas, donde se observó que sólo sería posible trazar un límite de densidad contratante a profundidades entre 2.300 a 2.700 m de profundidad, se considera que la técnica gravimétrica no debe ser prioritaria para la exploración de la base de las formaciones acuíferas. Previo a la

utilización debiera ser requisito la existencia de al menos dos pozos de control, en los que se hayan identificado unidades de densidad lo suficientemente contrastadas como para poder correlacionar las mediciones con esta técnica.

- Caracterización geofísica en distintas épocas del año para evaluar la influencia de épocas secas frente a húmedas en las inmediaciones de los sistemas lagunares, que permitan una mayor caracterización de la interfaz salina.

14.4 Hidrogeología

Las siguientes recomendaciones están orientadas a conocer con mayor exactitud el comportamiento hidrogeológico de los sistemas acuíferos, obteniendo datos de nivel y parámetros en aquellas zonas donde son escasos. Aunque se haya realizado una campaña de terreno en este proyecto es necesario continuar el monitoreo de las zonas más despobladas de información. En términos generales, se recomienda una caracterización más exhaustiva del espesor y la geometría de las UHs en ciertas zonas, en particular, al oeste de la Falla Salar y zona MNT, mediante perforación de nuevos sondeos y perfiles geofísicos.

Específicamente, se proponen las siguientes actividades:

- Para contribuir al conocimiento del acuífero kárstico, se recomienda realizar al menos 3 pruebas de bombeo con pozos de observación en el sector oriental de la zona Núcleo Salar, para validar que los valores de los parámetros hidráulicos corresponden a un acuífero kárstico. Además, se sugiere realizar ensayos con trazador para determinar velocidades de flujo y direcciones de flujo preferentes. Así mismo, se recomienda hacer perfiles de densidad-conductividad eléctrica en los pozos de monitoreo para ver si existe una estratificación vertical de la densidad y determinar así, si la permeabilidad de estas zonas estratificadas varía en las diferentes capas.
- Campaña de perforación de exploración geológica/hidrogeológica con la finalidad de:
 - Verificar la geometría de los acuíferos y basamento.
 - Realización de pruebas de bombeo, al menos de una semana de duración y su correspondiente recuperación. El objetivo principal de los ensayos de bombeo es la obtención de parámetros hidráulicos (T, K y S).
 - Incorporar los pozos anteriores a la red de monitoreo para el control de niveles y calidad de agua.

Además, se recomienda llevar a cabo la ejecución de aproximadamente 20 pozos de exploración y 5 pozos de bombeo, todo ello para obtener parámetros hidráulicos, químicas, litología y

caracterizar las diferentes unidades acuíferas que interactúan en las zonas Núcleo Salar, Marginal sector de aluviales y MNT. El detalle de los pozos propuestos se presenta a continuación:

- 1 pozo de exploración de aproximadamente 1.300 m de profundidad en el acuífero del Salar caracterizar hidrogeológicamente los materiales atravesados y conocer la profundidad a la que se encuentra el basamento.
- 7 pozos de observación (200-250 m) en la zona Núcleo Salar, distribuidos homogéneamente para determinar la mineralogía y geoquímica de la salmuera además de poder caracterizar los diferentes acuíferos.
- 6 pozos de observación de aproximadamente 200 metros de profundidad en los aluviales en el entorno del Salar para verificar litología y 4 pozos de bombeo de aproximadamente 200 metros de profundidad próximos a los de observación para realizar pruebas de bombeo. Se recomienda obtener un mayor conocimiento de los esquemas constructivos de los pozos que se encuentran en el acuífero aluvial y realizar pruebas de bombeo específicas para determinar parámetros hidráulicos y niveles del acuífero superior y del inferior y observar así, relaciones hidráulicas entre ambos.
- 6 pozos de observación con profundidades de 400 metros aproximadamente en la zona MNT con la finalidad de estudiar con más detalle los radios de influencia del bombeo que se produce en los acuíferos de agua dulce-salobre y 2 pozos de bombeo de aproximadamente 300 metros de profundidad para verificar el coeficiente de almacenamiento.

Debido a la naturaleza de los materiales existentes sería conveniente usar técnicas de perforación como la entubación simultánea o bien el aire reverso o similar, pero habría que evitar el uso que lodos de perforación (en ningún caso bentonita). La habilitación de los sondajes sería en PVC y los diámetros se recomiendan entubarlos a 2"o 3-4" en los pozos de observación y los diámetros de habilitación de 10-16" para los de bombeo.

En el caso de llevar a cabo los trabajos de ejecución de sondajes, se recomienda realizar la supervisión y control de los trabajos por expertos o profesionales en hidrogeología con la finalidad de obtener la máxima información geológica e hidrogeológica.

- Plan de monitoreo de niveles: una vez levantado el inventario de pozos de la cuenca de estudio e incorporados los pozos perforados y las punteras construidas se recomienda realizar compañías de monitoreo de niveles periódicas, al menos, semestrales, con la medición de 150 puntos en cada una de ellas.

- Referenciar a la misma cota topográfica, las cotas de nivel piezométrico, unificar criterios para evitar discrepancias entre diferentes autores.
- A continuación, se presentan diferentes técnicas para obtener una topografía de detalle (Tabla 14-1). Se debe tener en cuenta que para la zona Marginal la precisión topográfica que se necesita es de orden centimétrico pero que a nivel de cuenca la precisión podría ser suficiente de orden métrico. Toda la información de terreno (pozos, piezómetros, puntos de medición, etc.) debería referenciarse sobre la misma cota topográfica. La información topográfica que se obtenga se puede utilizar en el modelo 3D y en el modelo numérico. En terreno deberá medirse la profundidad de nivel de agua y obtener el nivel piezométrico (m s.n.m.) mediante coordenadas X e Y referenciadas sobre el DEM.

Tabla 14-1: Métodos de obtención de una topografía.

Ítem	Lidar fino	Lidar Grueso	Aerofotogrametría	Dron
Escala	1 a 500	1 a 500	-	1 a 25.000
Tamaño de celda	0,5 m	-	-	-
Curvas de nivel	0,5 m	5 m	-	10
Precisión	5 a 10 cm	1,5 a 2 m	-	-

- Con respecto a la caracterización de la interfaz salina, se recomienda la perforación de pozos a distintas profundidades y con ranurados puntuales (pocos metros) para obtener información de (i) perfiles de CE que permita evaluar la posición en profundidad de la interfaz, (ii) medidas de concentración (SDT o CE) a distintas profundidades en puntos de control con ranurados de escasos metros, (iii) obtención de muestras para análisis hidroquímicos e isotópicos, restringiendo la mezcla que ocurre en pozos completamente ranurados, y (iv) perfiles geofísicos TEM perpendiculares a la interfaz salina.

14.5 Hidroquímica

Con el objetivo de verificar la información existente y para determinar los procesos químicos que suceden en las aguas subterráneas a lo largo del año hidrológico se propone un plan de monitoreo integrado de las aguas subterráneas y superficiales, que contemple un análisis químico de los componentes mayoritarios del agua y los elementos minoritarios más significativos. Además, se sugiere realizar muestreos de agua a distintas profundidades dentro de la columna

de agua que se tengan evidencias / sospecha de mezcla de agua dulce y salmuera, con el objetivo de caracterizar la química de las aguas en profundidad.

En términos generales, y teniendo en cuenta la base de datos de isótopos actual, no todos los puntos se muestrearon con la frecuencia suficiente a lo largo del tiempo para permitir el estudio de la evolución del mismo. Se observan interrupciones significativas en la toma de muestras para isótopos, se recomienda plantear un estudio más frecuente de ciertos puntos situados a lo largo de la cuenca para lograr una caracterización más completa de la misma.

Para caracterizar las aguas de recarga se recomienda instalar pluviómetros totalizadores en la cuenca para poder analizar isotópicamente esta precipitación y obtener la recta meteórica local.

14.6 Modelos numéricos

Para evaluar el efecto de las extracciones futuras, en particular en las zonas de mayor interés medioambiental y zonas lagunares, se recomienda una caracterización constante y exhaustiva de niveles y distribución de concentraciones, recomendaciones ya indicadas en subapartados de hidrogeología, geofísica e hidroquímica.

Adicionalmente se recomienda lo siguiente:

- Realización de un análisis de sensibilidad e incertidumbre de los parámetros hidráulicos más relevantes en rangos y parámetros que estén acordes a procesos geológicos acorde a los resultados de los modelos numéricos 2D.
- Debido a que los perfiles bidimensionales de flujo con densidad variable son una simplificación del sistema, se recomienda el uso de herramientas tridimensionales numéricas más complejas y a mayor escala que incluyan la interacción de agua superficial y subterránea, efectos en la zona no saturada, y efectos de densidad variable. Para el desarrollo de dichas herramientas numéricas es indispensable disponer de información con mayor grado de detalle sobre la distribución de niveles y concentraciones, y una caracterización más exhaustiva sobre la disposición de la interfaz y ancho de mezcla de la que se dispone actualmente, tanto en planta como en vertical.

15. Referencias

- AC Ingenieros consultores (1995). Radio de protección zanja sector Tucúcaro. San Pedro de Atacama, II Región, Chile.
- AC Ingenieros consultores (1996). Modelación del sistema acuífero del Salar de Atacama. Informe final, junio 1996. AC para SCL, Sociedad Chilena del Litio.
- Alonso H. y Risacher F. (1996). Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance salino. *Revista geológica de Chile*. Vol.23. N°2, p. 113-122.
- Amphos 21, 2018. Estudio de modelos hidrogeológicos conceptuales integrados, para los Salares de Atacama, Maricunga y Pedernales. Comité de Minería no Metálica.
- Aravena R., Suzuki O., Peña H., Pollastri A., Fuenzalida H. y Grilli A. (1999). Isotopic composition and origin of precipitation in Northern Chile. *Applied Geochem.* Vol.14. N°2, p. 411-422.
- Aron F., González G., Veloso E. y Cembrano J. (2008). Architecture and style of compressive Neogene deformation in the eastern-southeastern border of the Salar de Atacama Basin (22° 30'-24° 15's): A structural setting for the active volcanic arc of the Central Andes. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG). p. 52-55.
- Arriagada C., Cobbold P. R. y Roperch P. (2006). Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, Vol. 25. N°1.
- Ayala L. y Cabrera G. (1985). Salar de Atacama Northern clay area experiment on movement of pond leakage. Final report. Stage I & Stage II. Vol.2. Sociedad Chilena de Litio Ltda.
- Ayala L., Cabrera G. y Asociados (1989). Asesoría Profesional: Informe de Avance N° 2, octubre 1989, AC para SCL, Sociedad Chilena del Litio.
- Bascuñán S., Andrés S. y Jacobus PLR. (2014). Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Tonel, Purilactis and Barros Arana Formations in the Salar de Atacama Basin (22°30'S – 23°S), Chile. Tesis Postgrado.
- Bascuñán S., Arriagada C., Jacobus PLR. Y Deckart K. (2015). Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'-23°S), northern Chile. *Basin Research*. p. 1-28.
- Beck PSA., Atzberger C., Hogda KA., Johansen B. y Skidmore AK. (2006). Improved monitoring of vegetation dynamics at very high latitudes: a new method using MODIS NDVI. *Remote Sensing of Environment* 100.
- Bevacqua P. (1992). Geomorfología del Salar de Atacama y estratigrafía de su núcleo y delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito). Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, 284 p. Antofagasta.

Boric RP., Díaz FF. y MaksaeV VJ. (1987). Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Hoja 2 de 2 (Sector Sur). Escala 1:500.000. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

CIREN (2018). Provisión de imágenes satelitales y ejecución de un estudio de geoprocésamiento para caracterización de Salares.

Cisternas LA. (1999). Optimal design of crystallization-based separation schemes. *AIChE journal*. N°45. p. 1477-1487.

Clark I. y Fritz P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers. ISBN: 1-56670-249-6.

CONAMA (2003). Proyecto de estudio y Monitoreo del Recurso Hídrico de la Cuenca del Salar de Atacama, Antofagasta, Chile. Estudio solicitado por CONAMA (Comisión Nacional de Medio Ambiente) a las empresas: SQM (Sociedad Química y Minera de Chile), MEL (Minera Escondida), CMZ (Compañía Minera Zaldívar) y SCL (Sociedad Chilena del Litio).

CORFO-ONU-DGA-OCC (1974). Investigación de Recursos Hidráulicos en el Norte Grande (CHI/69/535).

CORFO (1978). Cubicación del yacimiento Salar de Atacama. Corporación de fomento de la producción. Subgerencia desarrollo agrícola industrial. Área química. Santiago, Chile.

CORFO-FOOTE (1979). Proyecto de Desarrollo del Litio en Salar de Atacama. Convenio de colaboración de CORFO con Foote Lithium.

Corporación de Fomento de la Producción (1983). The Salar de Atacama Project. Papers presented to the Sixth International Symposium on Salt, Toronto.

CPH Consultores y Asociados S.A. (2008). Adenda 2: EIA Planta de Producción de sales de potasio SLM NX Uno de Peine. Modelo numérico.

CPH Consultores y asociados S.A. (2017). Adenda 3 Proyecto SLM NX Uno de Peine Rev.0. EIA Planta de Producción de Sales de Potasio. Realizado para Minera SLM NX Uno de Peine.

Crist EP. y Cicone RC. (1984). A physically-based transformation of thematic mapper data—the TM Tasseled Cap. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 22.

Crist EP., Laurin R. y Cicone RC. (1986). Vegetation and soils information contained in transformed Thematic Mapper data. In: *Proceedings of IGARSS'86 Symposium*. pp 1465–1470. European Space Agency. Paris. <http://www.ciesin.org/docs/005-419/005-419.html>.

CSIC (2017). Cuarta actualización del modelo hidrogeológico del Salar de Atacama. SQM Salar S.A

Custodio E. y Llamas R. (2001). *Hidrología Subterránea*. 2 ed. Ediciones Omega S.A., Barcelona, ISBN 84-282-0446-2. (Tomo I y II).

Dalannais L. (1979). *Hidrogeología del Borde Oriental del Salar de Atacama*. Tesis de Grado para optar a Título de Geólogo, Universidad del Norte, Departamento de Geología, Antofagasta, Chile.

Davis, S., 1964. The chemistry of saline waters by RA Krieger. Discussion. Ground Water, 2(1), 51.

De Bruin HAR. y Wang J. (2017). Scintillometry: a review.

DGA (1987). Balance Hídrico de Chile. Ministerio de Obras públicas. Departamento de Administración de Recursos Hídricos.

DGA (1999). Evaluación de la disponibilidad de recursos hídricos para constituir derechos de aprovechamiento en las subcuencas afluentes al Salar de Atacama. II Región. Minuta técnica N°60. Ministerio de Obras Públicas. Departamento de Administración de Recursos Hídric.

DGA (2010). Actualización de la evaluación de la disponibilidad de recursos hídricos para construir derechos de aprovechamiento en las subcuencas afluentes al Salar de Atacama.S.I.T. 210, pp 277). Ministerio de Obras Públicas. Realizado por GCF.

DGA (2012). Informe Técnico SDT N° 324 de febrero de 2012. “Evaluación de los Recursos Hídricos Subterráneos del Acuífero del Salar de Atacama”.

DGA (2013). Informe Técnico SDT N°339 de 2013 “Análisis de la Oferta Hídrica del Salar de Atacama”.

DGA (2014). Informe Técnico DARH N° 234 (DGA, 2014). Evaluación de la disponibilidad de recursos hídricos subterráneos en los sectores acuíferos del Salar de Atacama.

DGA-DIHA PUC (2009). Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile.

Díaz del Río G., Bonilla Parra R. y Peralta Toro F. (1972). Geología de superficie, sub-superficie y geoquímica del Salar de Atacama. Departamento de recursos hidráulicos Corfo.

Díaz del Río *et al.* (1999). Informe final del estudio, análisis y planificación de los recursos de agua en la Segunda Región de Antofagasta. Informe técnico (inédito). Intendencia II Región, 185 p.

Dictuc. (2004). Modelo hidrogeológico del acuífero de Salmuera del Núcleo del Salar de Atacama. Descripción del modelo y simulaciones. Estudio de Impacto Ambiental Cambios y Mejoras en la operación minera del Salar de Atacama. Informe para SQM.DICTUC (2009).

División de Estudios y Planificación de la DGA (2016). Sistematización de información de los recursos hídricos del Salar de Atacama para un futuro plan de gestión. SDT N 392. Santiago, Chile.

Doherty, J., 2010. PEST, Model-independent parameter estimation - User manual. Brisbane: Watermark Numerical Computing.

Drever J. (1997) The Geochemistry of Natural Waters. Prentice Hall, Third Edition. Pp. 1 – 146.

Durán J. (2012). Modelación numérica y su contribución al estudio del comportamiento hidrogeológico del sector sw del acuífero del Salar de atacama. Región de Antofagasta, Chile. Universidad de Chile.

EDRA (1999). Evaluación Hidrogeológica Acuífero Sector Norte Salar de Atacama. Compañía Minera RioChilex. Santiago, Chile.

Ericksen GE., Chong G. y Vila T. (2000). Lithium Resources of Salars in the Central Andes. U.S. Geological Survey, Universidad del Norte (Antofagasta) & Instituto de Investigaciones Geológicas.

Escuder R., Fraile J., Jordana S., Ribera F., Sánchez V. y Vázquez E. (2009). Hidrogeología. Conceptos Básicos de Hidrología Subterránea. Editores: Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (FCIHS). Primera Edición. Barcelona (España).

ESRI (2019). ArcGIS (10.3) [programa]: Disponible en <http://desktop.arcgis.com>

Eugster HP. y Hardie LA. (1978). Saline Lakes. Edición Lerman A. Lakes Chemistry Geology, Physics. p. 237-293.

Everitt JD., Escobar DE., Gerbermann AH. y Alaniz MA. (1988). Detecting saline soils with video imagery. Photogramm. Eng. Remote Sens. 54.

Finger M., Caro H. MA., Osses Vargas A. y Lillo Zenteno A. (2013). Análisis de la oferta hídrica del Salar de Atacama. SDT N° 339. División de estudios y planificación, DGA.

Flint ST. (1993). Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. Geological Society of America. Bulletin 105, 603-617.

Fock A. (2009). Estudio del Acuífero aluvial del Borde Este del Salar de Atacama, entre Quebradas Camar y Socaire, Comuna San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta, Chile. FCIHS Fundación centro Internacional de Hidrología subterránea.

Freeze, R.A., and Cherry, J.A. (1979), Groundwater: Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall.

Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea – FCIHS (2009). Memoria corporativa anual de la FCIHS.

Gardeweg M., Pino H., Rarnfrez C. F. y Davidson L. (1994). Mapa Geológico del Área de Sierra de Imilac y Sierra de Almeida. Servicio Nacional de Geológico y Minería, Documentos de Trabajo, N° 7 (1: 100.000), Santiago.

Garrett DE. (2004). Handbook of Lithium and Natural Calcium Chloride: Their Deposits, Processing, Uses and Properties, 1st ed.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands.

GCF Ingenieros Consultores (2001). Sondajes de exploración de salmueras en el Salar de Atacama: Asesoría y Estudio para la caracterización de las reservas de salmueras. Informe Final GCF para SCL, Sociedad Chilena del Litio.

GCF Ingenieros Limitada (2010). Actualización de la evaluación de la disponibilidad de recursos hídricos para constituir derechos de aprovechamiento en las subcuencas afluentes al Salar de Atacama. Región II. DGA.

GCF Ingenieros (2018). Modelo del sistema hídrico de la subcuenca sur del Salar de Atacama. EIA Continuidad operacional Compañía Minera Zaldívar.

Geodatos (2004). Estudio geofísico de transiente electromagnético TEM. Margen oriental Salar de Atacama. Antofagasta II Región de Chile. Cominor Ingeniería y Proyectos S.A. Adenda 2. Anexo 5.2. Proyecto Planta de Producción de Sales de Potasio. SLM NX Uno de Peine.

Geodatos (2008). Estudio geofísico de transiente electromagnético TEM. Sector Borde oeste Salar de Atacama. Recopilación años 2004-2006-2007. Comuna: San Pedro de Atacama. Provincia: El Loa-II Región. Cominor S.A. Adenda 2. Anexo 5.3. Proyecto Planta de Producción de Sales de Potasio. SLM NX Uno de Peine.

Geodatos (2011). Estudio geofísico de transiente electromagnético TEM y NanoTem. Proyecto: Soncor. Salar de Atacama, II Región. Adenda 2. Anexo 4. Proyecto Planta de Producción de Sales de Potasio. SLM NX Uno de Peine.

Geodatos (2013). Estudio geofísico NanoTEM y TEM: Proyecto sector Sur Salar de Atacama. Región de Antofagasta, Chile. Informe Geodatos para SCL (Sociedad Chilena del Litio).

Geodatos (2014). Estudio geofísico mediante MT y TEM. Proyecto borde oriental cuenca Salar de Atacama. ICASS LTDA - Dirección General de Aguas.

Geodatos SAIC – DGA (2015). Estudio geofísico para la modelación hidrogeológica del Salar de Atacama. Estudio geofísico mediante MT, GRAV y TEM. Geofísica Salar de Atacama. Región de Antofagasta. Dirección General de Aguas. SIT N°368.

Geohidrología (2013). Informe N° 12 del plan de seguimiento ambiental hidrogeológico.

Gestión Ambiental Consultores (2009). Estudio de Impacto Ambiental Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de Evaporación Solar en el Salar de Atacama Región de Antofagasta, Chile. Para SCL Sociedad Chilena del Litio. Santiago, Chile.

Gestionare Consultores (2018). Plan de Alerta Temprana para el seguimiento de la extracción de agua subterránea en el norte del Salar de Atacama. Exploraciones San Pedro S.A. (EPSA).

Ghyben, W. (1888). Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam [Notes on the Probable Results of Well Drilling near Amsterdam]. Tijdschrift Kononklijk Inst. Ing., 9. p. 8-22.

Golder Associates (2017). Anexo IV.1 Modelo Hidrogeológico. Modelo Hidrogeológico conceptual y Numérico para el Acuífero de Monturaqui-Negrillar-Tilopozo. EIA Proyecto Monturaqui. Minera Escondida.

Golder Associates (2018a). Adenda EIA Proyecto Monturaqui. Minera Escondida.

- Golder Associates (2018b). Adenda Complementaria EIA Proyecto Monturaqui. Minera Escondida
- Gruber PW., Medina PA., Keoleian GA., Kesler SE., Everson MP. y Wallington TJ. (2011). Globallithium availability: A constraint for electric vehicles? *J. Ind. Ecol.*, Vol 15, p. 760–775
- Guo, W. y Langevin, C. (2002), Guía del usuario de SEAWAT: Un programa informático para la simulación de flujo del agua subterránea de densidad variable tridimensional: Técnicas de sondeos Geológicos de Investigaciones de Agua-Recursos de E.E.U.U., Book 6.
- Harza (1978). Desarrollo de los recursos de agua en el norte grande, Chile. Con el Proyecto CHI- 69/535 CORFO-DGA-CCC-P.N.U.D. para las Naciones Unidas.
- Hauser A. (1997). Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile.
- Herzberg, A. (1901). Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder [The water supply of some spas on the North Sea]. *J. Gasbeleuch Wasserversorg*, 44, p. 815-819.
- Houston J. (2006a). Evaporation in the Atacama Desert: An empirical study of spatio-temporal variations and their causes. *International Journal of Hydrology* 330.
- Houston J. (2006b). Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact. *International Journal of Climatology* 26.
- Hubbert, M. (1940). The Theory of Ground-Water Motion. *J.Geol.* 48(8), 785-944.
- Hydrotechnica (1987). Evaluation of brine reserves in the Salar de Atacama.
- Hydrotechnica (1988). Evaluation of brine reserves in the Salar de Atacama. Salar de Atacama. Phase 3B. Hydrological Investigations. Volume I. Report Text. 5.1076/R7. Minsal Ltda. Santiago de Chile.
- ICASS (2014). Análisis de los Mecanismos de Evaporación y Evaluación de los Recursos Hídricos del Salar de Atacama. Informe Final. S.I.T. N°357. Santiago, diciembre de 2014. Realizado para DGA.
- Ide F. (1978). Cubicación del yacimiento Salar de Atacama. Memoria de Título (Inedito), Universidad de Chile, Departamento de Minas, 144p. Santiago.
- Igsa Consultores, Prammar Ambiental Consultores y Ingeniería Dictuc. (2004-2006). EIA Cambios y mejoras en la operación minera en Salar de Atacama. Realizado para SQM Salar S.A.
- Jian J., Yang WN., Jiang H., Wan X., Li Y. y Peng L. (2012) A model for retrieving soil moisture saturation with Landsat remotely sensed data. *International Journal of Remote Sensing* 33.
- Jordan TE., Hein M., Muñoz N. y Lowestein TK. (2002). Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *Geological Society of American Bulletin*. Vol. 114. N°11. p. 1406-1421.

- Jordan TE., Mpodozis C., Muñoz N., Blanco N., Panamont P. y Gardew M. (2007). Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 23, p. 122-146.
- Kampf S., Salazar M. y Tyler SW. (2002). Preliminary Investigations of Effluent Drainage from Mining Heap Leach Facilities. *Vados Zone Journal*. Vol. 1. N°1. p. 186-196.
- Kampf S., Tyler SW., Ortiz C. y Muñoz JF. (2005). Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, northern Chile. *Journal of Hydrology* 310.
- Kampf S. y Tyler SW. (2006). Spatial characterization of land surface energy fluxes and uncertainty estimation at the Salar de Atacama, northern Chile. *Advances in Water Resources* 29.
- Kostiakov A.N. (1932). On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration, *Transactions Congress International Society for Soil Science*, 6th, Moscow Part A, p.17-21.
- Lagos G. (1986). El litio, un nuevo recurso para Chile. 1er Simposio Chileno sobre el Litio, realizado en septiembre de 1985 en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Lambán J. (1997). Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Carne-Capellades-La Llacuna-Sant Quintí de Mediona (Coordillera Prelitoral Catalana). Tesis de Master en Hidrología Subterránea. ETSICCP–UPC, Barcelona.
- Langevin, C.; Thorne, D., Jr.; Dausman, A.; Sukop, M. y Guo, W. (2008). SEAWAT Versión 4: Un programa informático para la simulación de múltiples especies de soluto y Transporte de Calor: Métodos y técnicas libro 6. U.S. Geological Survey.
- Li, L.I., Vrieling A., Skidmore AK. Y Wang T. (2015). Evaluation of MODIS Spectral Indices for Monitoring Hydrological Dynamics of a Small, Seasonally-Flooded Wetland in Southern Spain. *Wetlands* 35.
- Lowenstein TK. y Risacher F. (2008). Closed Basin Brine Evolution and the Influence of Ca-Cl Inflow Waters: Death Valley and Bristol Dry Lake California, Qaidam Basin, China, and Salar de Atacama, Chile. *Aquatic Geochemistry*. Vol. 15. N°1-2. p. 71-94.
- Lüdi A., Beyrich F. y Matzler C. (2005). Determination of the turbulent temperature-humidity correlation from scintillometric measurements. *Boundary-Layer Meteorol.* 117.
- Luszczynski, N.J. (1961). Head and flow of groundwater of variable density. *J. Geophysical Res.* Vol. 66. N°12. p. 4247–4256.
- Marazuela MA., Vasquez-Suñé E., Custodio E., Palma E., García-Gil A. y Ayora C. (2018). 3D mapping, hydrodynamics and modelling of the freshwater-brine mixing zone in salt flats similar to the Salar de Atacama (Chile). *Journal of Hydrology*. Vol. 561. p. 223-235.

Marazuela MA., Vasquez-Suñé E., Ayora C., García-Gil A. y Palma T. (2018b). Hydrodynamics of salt flat basins: The Salar de Atacama example. *Science of the total Environment* 651 (2019), p. 668-683.

Mardones L. (1986). Características geológicas e hidrogeológicas del Salar de Atacama. Consultado en: *El litio un nuevo recurso para Chile* (Lagos, 1986). Universidad de Chile. Departamento Ingeniería de Minas.

Marinovic N. y Lahsen A. (1984). Carta geológica de Chile. Escala 1:250.000. Hoja de Calama. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

Meijninger WML., Green AE., Hartogensis OK., Kohsiek W., Hoedjes JCB., Zuurbier RM. y De Bruin HAR. (2002). Determination of area-averaged water vapour fluxes with large aperture and radio wave scintillometers over a heterogeneous surface - flevoland field experiment. *Boundary-Layer Meteorol.* 105.

Mohr S., Mudd GM. Y Giurco D. (2012). Lithium Resources and Production: Critical Assessment and Global Projections. *Minerals*. Vol. 4: N°4. p. 66-84.

Moraga A., Chong G., Fortt M.A. y Henríquez H. (1974). Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. *Boletín N° 29 del Instituto de investigaciones Geológicas, Chile*. Mpodozis y Ramos, 1990.

Mpodozis C. y Ramos VA. (1990): The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and mineral Resources*.

Mpodozis C., Arriagada C., Basso M., Roperch P., Cobbold P. y Reich M. (2002). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. 30 p.

Muñoz N. y Townsend F. (1997). Estratigrafía de la Cuenca Salar de Atacama. Resultados del Pozo exploratorio Toconao-1. Implicancias Regionales. Universidad Católica del Norte. Departamento de Ciencias Geológicas. VIII Congreso Geológico Chileno. Actas Vol. I. Sesión Temática 3, p. 555-558.

Muñoz N., Charrier R. y Jordan T. (2002). Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, Northern Chile. *Revista geológica de Chile*. Vol. 29. N° 1. p. 55-80.

Muñoz J., Ortiz C., Mardones L. y Vidts P. (2004). Funcionamiento Hidrogeológico del acuífero del Núcleo del Salar de Atacama, Chile. *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. XIX, n°3, 69-81.

Muñoz J. Rengifo Oyarce P. y Yáñez Lopez J. (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 IV. Campañas de Muestreo Geoquímicos e Isotópicos. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental Pontificia Universidad Católica de Chile. S.I.T. N° 195, DGA.

Neuman, S. P. (1990), Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media, *Water Resour. Res.*, 26(8), 1749– 1758

Ordoyne C. y Friedl MA. (2008). Using MODIS data to characterize seasonal inundation patterns in the Florida Everglades. *Remote Sensing of Environment* 112.

- Peña H. et al. (1986). Balance Hidrológico Nacional, II Región. DGA.
- Pettorelli N., Vik JO., Mysterud A., Gaillard JM., Compton JT. Y Nils CS. (2005). Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change. *Trends in Ecology & Evolution* 20.
- PHILIP, J.R. Evaporation and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteoro.* Vol. 14, 1957, pp. 354-366.
- Pool, M. and J. Carrera (2011), A correction factor to account for mixing in GhybenHerzberg and critical pumping rate approximations of seawater intrusion in coastal aquifers, *Water Resources Research*, 47, W05506.
- Pool, M., V. E. A. Post, and C. T. Simmons (2014), Effects of tidal fluctuations on mixing and spreading in coastal aquifers: Homogeneous case, *Water Resour. Res.*, 50.
- Pool, M., V. E. A. Post, and C. T. Simmons (2015a), Effects of tidal fluctuations and spatial heterogeneity on mixing and spreading in spatially heterogeneous coastal aquifers, *Water Resour. Res.*, 51, 1570–1585.
- Post V., Groen J. y Simmons C. (2007). Using hydraulic head measurements in variable-density ground water flow analyses. *Groudwater*. Vol. 45. N°6. p. 664-671.
- PRAMAR Ambiental (2006). Anexo V: Adenda II: Estudio de Impacto Ambiental Cambios y Mejoras de la Operación minera en el Salar de Atacama. Pramar Ambiental para SQM, Sociedad Química y Minera de Chile.
- Quinta Drilling (2014). Estimación de Reservas de Litio, Sector borde Sur, Salar de Atacama, Región de Antofagasta. Informe Final, Quinta Drilling para Rockwood Lithium.
- Ramirez C. y Gardeweg M. (1982). Carta geológica de Chile. Escala 1:250.000. Hoja de Toconao. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).
- Risacher, F. y Alonso, H. (1996). Geoquímica del Salar de Atacama, parte 2: evolución de las aguas. *Revista geológica de Chile*. Vol. 23. N° 2, p. 123-134.
- Risacher F., Alonso H. y Salazar C. (1999). Geoquímica de Aguas en Cuencas cerradas: I, I y III Regiones – Chile. Volumen III. DGA – UCN – IRD. S.I.T.N°51.
- Rissmann C., Leybourne M., Benn C. y Christenson B. (2015). The origin of solutes within the groundwaters of high Andean aquifer. *Chemical Geology*. Vol. 396. p. 164-181.
- Roskill (2013). Market Reports 2013. Disponible en <https://roskill.com>.
- Rubilar (2015). Arquitectura interna y desarrollo Oligoceno-Néógeno de la cuenca del Salar de Atacama, Andes centrales del norte de Chile. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención geología.
- Salas J., Aravena R., Guzmán E., Cornellà O., Guimerà J., Tore C., Von Igel W., Fock A y Henríquez A. (2009). Modelo de evolución hidroquímica e isotópica en el sistema de recarga del Salar de Atacama: Soncor y Aguas de Quelana. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago, pp 22-26.

Salas, J., Aravena, R., Guzmán, E., Cornellà, O., Guimerà, J., Tore, C. y von Igel, W. 2009. Funcionamiento Hidrogeológico del sistema Laguna del Margen Este del Salar de Atacama. VI Congreso Argentino de Hidrogeología, Aportes de la Hidrogeología al conocimiento de los recursos hídricos, Tomo II, 561-570. Santa Rosa, 24-28/8/2009.

Salas J., Guimera J., Cornellà O., Aravena R., Guzmán E., Tore, C., Von Igel W. y Moreno R. (2010). Hidrogeología del sistema lagunar del margen Este del Salar de Atacama (Chile). Boletín Geológico y Minero, 121 (4): 357-372. ISSN: 0366-0176.

Salazar C., Rojas L., Lillo A. y Aguirre E. (1999). Análisis de requerimientos hídricos de vegas y bofedales en el norte de Chile. Revista Vertiente, Volumen 7, p. 19-25.

Schüttemeyer D., Moene AF., Holtslag AAM., De Bruin HAR. y De Giesen NV. (2006). Surface fluxes and characteristics of drying semi-arid terrain in west africa. Boundary-Layer Meteorol. 118.

Servicio de Evaluación Ambiental (SEA), 2012. Guía para el uso de modelos de aguas subterráneas en el SEIA.

Servicio de Evaluación Ambiental (SEA), 2016a. RCA N° 021/2016 "EIA Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de evaporación Solar en el Salar de Atacama" de Rockwood Lithium

Servicio de Evaluación Ambiental (SEA), 2016b. RCA N° 226/2006. "Cambios y Mejoras en la operación minera en el Salar de Atacama" de SQM Salar S.A.

SGA. Solución en Gestión Ambiental (2015). Adenda 5. Estudio Hidrogeológico y modelo numérico sector sur del Salar de Atacama. EIA Proyecto modificaciones y mejoramiento del sistema de pozas de evaporación solar en el Salar de Atacama. Rockwood Lithium.

Shah N., Nachabe M. y Ross M. (2007). Extinction Depth and Evapotranspiration from Ground Water under Selected Land Covers. Ground Water. Vol. 45. No.3. p. 329-338.

SMA y SPDC (2019). Programa de cumplimiento refundido SQM Salar S.A 28-01-2019.

Steinmann G. (1929). Geologie von Peru. Karl Winter Eds, Heidelberg. Spanish Edition, 448p.

Struckmeier WF. y Margat J. (1995). Hydrogeological Maps. A guide and a standar legend. International Association of Hydrogeologists (IAH). International contributions to Hydrogeology; Vol. 17, 177 p. Hannover, Alemania.

SWS (2016). Avance Modelo Conceptual Hidrogeológico MNT.SWS-AguaEx, 2016. Integración Geofísica-Geológica Acuífero Monturaqui-Negrillar-Tilopozo, II Región Antofagasta.

Tellam, J. H., J. W. Lloyd, and M. Walters (1986), The morphology of a saline groundwater body: Its investigation, description and possible explanation, J. Hydrol., 83(1-2), 1-21.

Tesam SA. (2005). Estudio de Impacto Ambiental Modificaciones y mejoramiento del sistema de pozas de evaporación solar en el Salar de Atacama. SQM Salar S.A.

Troncoso R., Ercilla O., Carrasco R. y Vivallo W. (2013). Estudio del Potencial de Litio en Salares del Norte de Chile. SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA, Subdirección Nacional de Geología. Departamento de Geología Aplicada.

Tucker CJ. (1979). Red and Photographic Infrared linear Combinations for Monitoring Vegetation. Remote Sensing of Environment, p.127 - 150.

USGS. (2019). LANDSAT 8 (L8), Data Users Handbook. Department of the Interior U.S. Geological Survey.

Vrieling A., De Beurs KM. y Brown ME. (2011). Variability of African farming systems from phenological analysis of NDVI time series. Climatic Change 109.

Wang B., Jin W., Nimmo J., Lei Yang L. y Wang W. (2008). Estimating groundwater recharge in Hebei Plain, China under varying land use practices using tritium and bromide tracers. Journal of Hydrology 356.

Xu Y., Mo Y., Cai Y., Li X. (2005). Analysis on groundwater table drawdown by land use and the quest for sustainable water. Agricultural Water Management 75.

Xu ZW., Liu SM., Li X., Wang JM., Zhu ZL., Xu TR., Wang WZ. y Ma MG. (2013). Intercomparison of surface energy flux measurement systems used during the HiWATER-MUSOEXE. JGR Atm. 118.

Yaksic A. y Tilton J. (2009). Using the cumulative availability curve to assess the threat of mineral depletion: The case of lithium. Resources Policy. Vol. 34. N°4. p. 185-194.

Yee MS., Pauwels VRN., Daly E., Beringer J., Rudiger C., McCabe MF. y Walker JP. (2015). A comparison of optical and microwave scintillometers with eddy covariance derived surface heat fluxes. Agri. Forest Meteorol. 213 p.

Zheng, C. and Simpson, M. J. (2004), SEAWAT-2000: Variable-Density Flow Processes and Integrated MT3DMS Transport Processes. Groundwater, 42: 642-645