

# Hidrogeología del sistema lagunar del margen este del Salar de Atacama (Chile)

J. Salas<sup>(1)</sup>, J. Guimerà<sup>(1)</sup>, O. Cornellà<sup>(1)</sup>, R. Aravena<sup>(2)</sup>, E. Guzmán<sup>(3)</sup>, C. Tore<sup>(3)</sup>, W. von Igel<sup>(4)</sup> y R. Moreno<sup>(1)</sup>

(1) Amphos 21, S.L. Passeig Garcia i Faria, 49-51, E-08019 Barcelona, España.  
jordi.guimera@amphos21.com

(2) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Waterloo 200 University Avenue West,  
Waterloo, Ontario, Canada, N2L 3G1.  
roaravena@sciborg.uwaterloo.ca

(3) SQM, Salar, S.A. Los Militares 4290, Santiago, Chile.  
corrado.tore@sqm.com

(4) Amphos 21 Chile Ltda. Napoleón 3200, Oficina 306, Santiago, Chile.  
wolf.vonigel@amphos21.com

## RESUMEN

Se propone un modelo conceptual hidrogeológico del sistema lagunar del margen oriental del Salar de Atacama (Chile), integrando datos climáticos, geológicos y geomorfológicos, piezométricos, químicos e isotópicos. El estudio establece los procesos que definen la evolución hidrogeoquímica del agua, desde las zonas de recarga del margen E como agua relativamente salobre hasta su incorporación como salmuera al acuífero del núcleo salino. Los principales mecanismos que explican la composición del agua son la evaporación y procesos de disolución y precipitación de sales que ocurren a lo largo de la dirección de flujo en las zonas de descarga del acuífero aluvial en la zona de interacción con la cuña salina. La interacción con el substrato particular del sector (litologías detríticas y evaporíticas localmente enriquecidas en materia orgánica) también modifica la composición química de las aguas, interviniendo eficazmente en los mecanismos de alteración y / o crecimiento de las costras evaporíticas. Paralelamente, la caracterización hidrogeológica de estos materiales (presencia de niveles de baja permeabilidad en el subsuelo), es uno de los parámetros clave para justificar la presencia y el mantenimiento de las lagunas y humedales. En este sentido, se han propuesto tres mecanismos diferentes para la recarga de las principales lagunas: (1) descarga de agua subterránea salina procedente de los acuíferos vulcano-detríticos del margen E del Salar, (2) alimentación por vías de drenaje superficial procedentes del margen N (canal Burro Muerto), y (3) recarga mixta subterránea y superficial, con un régimen estacional variable.

Palabras clave: agua subterránea, evaporita, isótopos ambientales, Salar de Atacama, salmuera

## ***Hydrogeology of the lacustrine system of the eastern margin of the Salar the Atacama (Chile)***

### ABSTRACT

*A hydrogeological conceptual model of the Eastern margin of the Salar de Atacama (Chile) is proposed taking into account climatic, geological, geomorphological, piezometric, chemical and isotopic data. The study establishes the processes that explain the hydrochemical evolution of waters from salty groundwater in the alluvial aquifer located in eastern part of basin until brines at the saline aquifer of the Salar. The main processes associated with this hydrochemical evolution are evaporation and mixing, but water-crust interaction in the discharge areas of the alluvial aquifer associated with the saline wedge also modifies groundwater composition, and plays a role in the dynamics of the evaporitic crusts in the Salar. The existence of low permeability materials near the surface explains the existence of the permanent surface water bodies in the study area. Based on the data collected in the study three different mechanisms are proposed regarding the main sources of water to the lagoons: (1) discharge of saline groundwater from the detrital and volcanic aquifers of the E margin, (2) discharge of surface waters associated to the N area (Burro Muerto channel), and (3) a combination of both previous mechanisms.*

*Key words: brine, environmental isotopes, evaporite, groundwater, Salar de Atacama*

### **Introducción**

El Salar de Atacama es la región más árida del mundo. Con unos 3000 km<sup>2</sup>, es el segundo salar más

extenso del planeta después de Uyuni (Bolivia). A pesar de las condiciones climáticas de extrema aridez, a lo largo de su margen oriental se localiza un sistema de humedales y lagunas que constituye un

hábitat excepcional para gran número de especies animales. Este ecosistema forma parte de la Reserva Nacional "Los Flamencos".

El subsuelo del Salar está estructurado como una alternancia de facies evaporíticas y detríticas que evolucionan hacia un núcleo masivamente salino, en los sectores depocentrales de la cuenca. Las salmueras de este acuífero salino, enriquecidas en litio y potasio, están siendo explotadas bajo un régimen de extracciones que debe ser compatible con la preservación del sistema lacustre desarrollado en el margen E del Salar.

El principal objetivo del artículo es establecer un modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico de la margen oriental del Salar de Atacama con la finalidad de comprender la dinámica de los procesos claves para la presencia y el mantenimiento del sistema lacustre, lo cual es información crítica para la gestión de su preservación.

### **Marco geológico del Salar de Atacama**

El Salar de Atacama es una cuenca intramontañosa endorreica, formada por sedimentos clásticos y evaporíticos depositados desde el Mioceno Superior hasta la actualidad. La cuenca geográfica está delimitada al W por los sectores montañosos de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera de la Sal, al E por la Cordillera de los Andes, y al S por el Cordón de Lila. Los depósitos deltaicos de los ríos San Pedro y Vilama limitan el Salar por el N (Figuras 1A, B, E).

Los materiales de relleno de la cuenca son facies evaporíticas, cuya distribución está controlada por la típica secuencia de precipitación según un orden de solubilidades creciente: carbonatos, sulfatos y cloruros (desde el margen hacia el interior de la cuenca). Esta estructura se refleja superficialmente con el desarrollo de una serie de "costras" (Figura 1C; Bevacqua, 1992). La distribución de estas costras no es concéntrica respecto al depocentro del Salar, debido a que el aporte de solutos se realiza a través de la red de cursos de agua superficial y descargas subterráneas existente, en los sectores N y E del Salar. En profundidad, y especialmente en el sector NE, estas facies sedimentarias se encuentran intercaladas con tobos e ignimbritas (EDRA, 1999), como prolongación lateral de los cuerpos volcánicos que constituyen el zócalo del sector montañoso del margen E.

En la zona de transición entre las estribaciones montañosas del margen E y las facies evaporíticas, se desarrolla una serie de potentes abanicos aluviales no consolidados o parcialmente cementados por fases evaporíticas. Los materiales característicos de

estos depósitos son conocidos bajo la denominación de facies "detrítico-evaporítica" (Figura 1F).

Tanto el zócalo como los márgenes de la cuenca son tectónicamente activos (Arriagada *et al.*, 2006), lo que da lugar a una serie de plegamientos y fracturaciones evidentes mediante la prospección geofísica de las diferentes unidades.

### **Contexto hidrológico del margen E del Salar de Atacama**

Los principales cursos fluviales presentes en el entorno del Salar son los ríos San Pedro (con un caudal promedio de 1 m<sup>3</sup>/s, y episodios torrenciales de hasta 25 m<sup>3</sup>/s) y Vilama (con un caudal promedio de 0.2 m<sup>3</sup>/s). Ambos desembocan en el margen N del Salar de Atacama: el río San Pedro forma un delta seco, mientras que el Vilama, sometido a una fuerte presión extractiva, se infiltra y desaparece al S de San Pedro de Atacama. Los máximos caudales se registran entre los meses de enero a marzo, coincidiendo con los máximos pluviométricos. En el margen E del Salar, una serie de torrentes efímeros circulan por quebradas (Figura 1C) cuyas zonas de cabecera se sitúan en la zona del altiplano andino.

Hidrogeológicamente, el margen E del Salar de Atacama está caracterizado por la interacción de dos unidades acuíferas. Entre las estribaciones de los Andes y el propio margen, se desarrolla un potente acuífero volcánico-detrítico, cuyas aguas son salinas pero con densidades en el entorno de 1.00 g/cm<sup>3</sup>. Este acuífero se sitúa sobre las formaciones volcánicas que constituyen el zócalo regional. Hacia el centro del Salar (núcleo salino), las aguas subterráneas son salmueras con densidades en el entorno de 1.23 g/cm<sup>3</sup>.

La interacción entre las aguas salinas del margen E y las salmueras del núcleo salino se realiza mediante una interfase de tipo cuña salina, similar a la desarrollada en los acuíferos costeros (Custodio y Llamas, 2001). Esta relación entre ambos medios de densidad contrastada y la topografía son la causa de que el agua salina proveniente del acuífero del E ascienda hasta llegar a aflorar e inundar amplios sectores de la zona marginal del Salar (Muñoz-Pardo *et al.*, 2004). Este sector coincide superficialmente con la zona de ruptura de pendiente generada entre las zonas distales de los conos aluviales y la gran planicie del Salar. Los afloramientos de estas zonas inundadas se localizan en las inmediaciones del sector limítrofe entre las costras detrítico-evaporítica, y la carbonatada y sulfatada (Figura 1C).

Los humedales del margen E del Salar se han dividido, en tres sectores (Figura 1C): Soncor, Aguas de

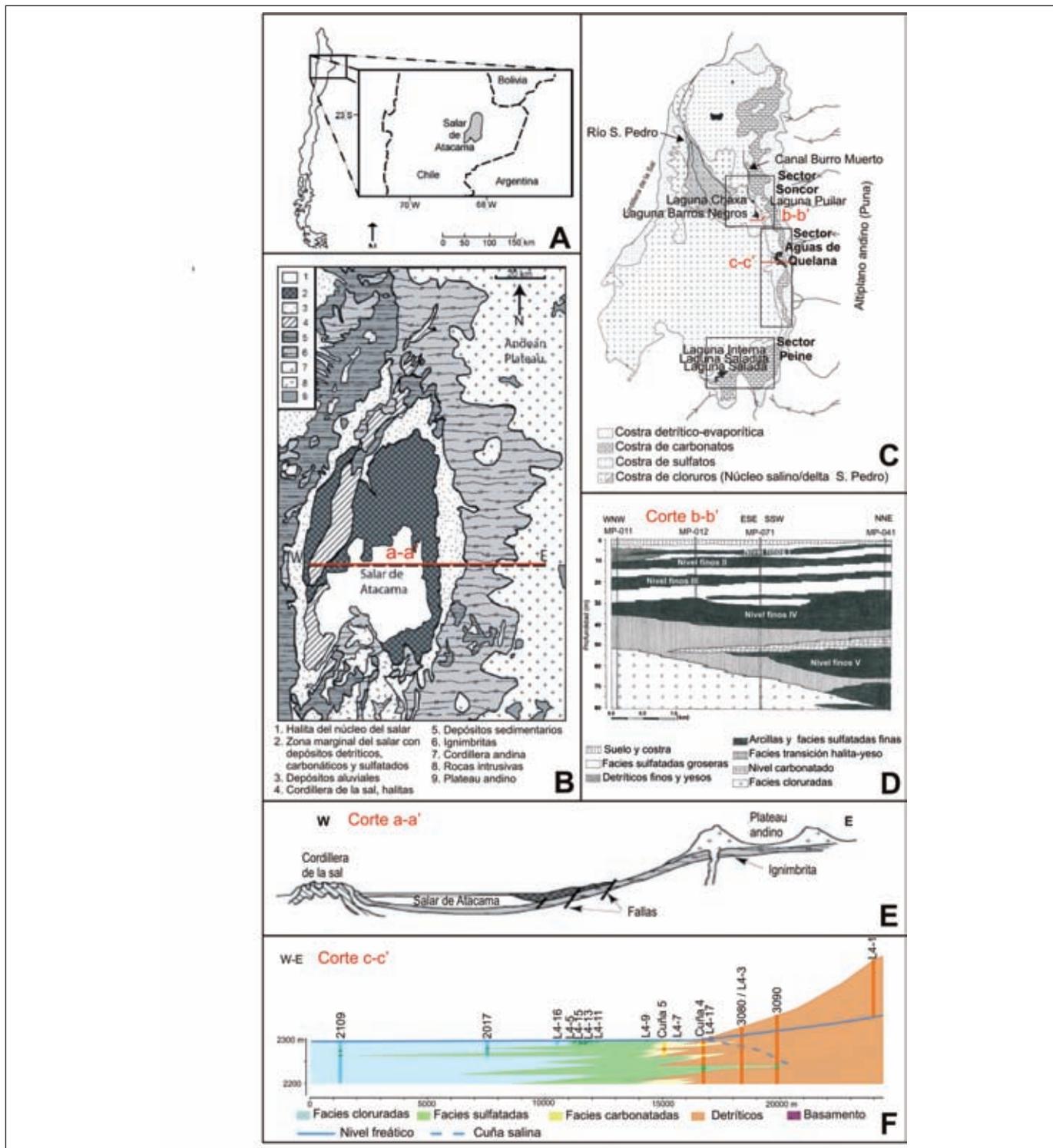


Figura 1. Mapa geológico de la zona de estudio (A y B), y corte geológico regional (E), basado en Ramírez y Gardeweg (1982), Muñoz et al., 2002, y Risacher y Alonso (1996) (fuente: Kampf, 2002). Distribución superficial de las costras evaporíticas del Salar de Atacama (C; modificado de Bevacqua, 1992), y localización de los diferentes sectores administrativos a lo largo del margen oriental. Se han localizado los cortes geológicos (D y F) citados en el texto

Figure 1. Geological map of the study area (A and B), and regional cross-section (E) based on Ramírez and Gardeweg (1982), Muñoz et al., 2002, and Risacher and Alonso (1996); source: Kampf, 2002. Superficial distribution of the evaporitic crusts of the Salar de Atacama (C; modified from Bevacqua, 1992), and location of the different administrative sectors along to the Eastern margin. The geological cross-sections mentioned within the text (D and F) have been indicated

Quelana y Peine y Tilopozo. En el sector Soncor, destaca la presencia de tres lagunas permanentes: Puilar, Chaxa y Barros Negros, y de grandes extensiones de inundación estacional adyacentes a las lagunas de Puilar y Barros Negros. El canal Burro Muerto, alimenta el sector Soncor desde el margen N del Salar (entre los deltas de los ríos San Pedro y Vilama), atravesando la laguna de Chaxa, y desembocando en Barros Negros. Aguas de Quelana es un sector jalado de superficies inundadas estacionalmente y de pequeña extensión, mientras que en el sector de Peine y Tilopozo destaca la presencia de tres lagunas permanentes: Salada, Saladita e Interna.

### Metodología

El objetivo de este estudio se ha abordado desde la perspectiva de la hidrodinámica e hidroquímica de las aguas subterráneas y superficiales, siendo especialmente relevantes las investigaciones en las zonas de interacción entre ambas: sectores de desbordamientos del flujo subterráneo y las lagunas, y las zonas de infiltración hacia el subsuelo del Salar.

Las tareas realizadas básicamente se han centrado en (1) el estudio geológico de las formaciones sedimentarias del subsuelo de las lagunas y las zonas inundadas, (2) la parametrización hidrológica de las diferentes unidades litológicas (acuíferos y acuitados), (3) la caracterización de los principales mecanismos de recarga del sistema hidrológico (pluviometría, evaporación, fluviometría y régimen de explotaciones), (4) el estudio de la evolución de los niveles piezométricos, y (5) la distribución espacial y temporal de los parámetros hidroquímicos e isotópicos de las aguas superficiales y subterráneas. Estas tareas se han basado en la información recopilada durante las campañas de terreno realizadas para la caracterización geomorfológica de los procesos hidrológicos, el reconocimiento litoestratigráfico del material extraído durante las perforaciones realizadas en el entorno de las lagunas, la realización e interpretación de ensayos de bombeo para la determinación de los parámetros hidráulicos, las medidas de aforo de las aguas superficiales y los balances de agua realizados durante los años 2008 y 2009, y cinco campañas de medida de nivel de las aguas subterráneas (y su integración con los datos históricos de nivel) y muestreo químico e isotópico de aguas superficiales y subterráneas, realizadas durante los años 2007, 2008 y 2009. Estos muestreos consisten en más de 500 análisis químicos e isotópicos que hacen poco práctico presentar en este texto por razones de espacio pero que son consultables. La revisión de los

antecedentes y las fotos aéreas y satelitales tomadas desde los años 60 hasta la actualidad también se han utilizado para establecer las tendencias evolutivas. Los métodos de medición y muestreo han sido convencionales y en aras de la brevedad, no se incluyen en este texto. En general, se explican en textos generales (Custodio y Llamas, 2001; Domenico and Schwartz, 1990).

### Resultados y discusión

Los resultados obtenidos durante el desarrollo de los estudios realizados para la caracterización de un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico del margen E del Salar de Atacama se han estructurado en tres secciones. Las dos primeras justifican los modelos hidrodinámico, hidroquímico e isotópico de las aguas subterráneas, en primer lugar, y los principales cuerpos de aguas superficiales, en segundo lugar. La tercera sección se centra en la discusión de las zonas de interacción entre ambos medios (principalmente, las zonas de inundación de la laguna de Barros Negros).

#### ***Funcionamiento hidrogeológico del margen E***

***Variables climatológicas.*** En el entorno del Salar de Atacama se dispone de información climatológica suministrada por una red de unas 12 estaciones, con información continua desde el año 1975. Los eventos lluviosos se distribuyen mayoritariamente entre enero y marzo, durante el denominado "invierno altiplánico". El promedio anual de precipitación acumulada varía entre 10 mm/a, en la estación Salar (situada a unos 2300 msnm), y los 140 mm/a, registrados en la de El Tatio (4398 msnm). En este sentido, se ha estimado un incremento lineal de las precipitaciones de unos 50 mm/a cada 1000 m de desnivel. Paralelamente, se han caracterizado unos ciclos pluviométricos con máximos durante los años 1975, 1984 y 2001, y mínimos durante los años 1980, 1992 y 2008.

Debido a la extrema aridez del Salar de Atacama, las precipitaciones directas (unos 15 mm/a de promedio) apenas contribuyen a la recarga de los acuíferos. Sin embargo, las precipitaciones caídas sobre el altiplano y el macizo volcánico del margen E sí que contribuyen a la recarga del Salar. Estas precipitaciones, procedentes de la cuenca del río Amazonas (Kampf *et al.*, 2005), recargan a los materiales ignimbríticos del basamento volcánico y, por conexión hidrogeológica, al acuífero detrítico-volcánico del margen E del Salar (Tejada *et al.*, 2003).

Debido a las particulares condiciones climatológicas del Salar, la evaporación es un parámetro fundamental en la realización de los balances hídricos y en el control de la evolución hidroquímica e isotópica de las aguas. Diversos autores han realizado aproximaciones basándose en métodos empíricos. Mardones (1986) estima la evaporación freática en los diferentes dominios de la costra evaporítica. La principal tasa de evaporación (0.7 mm/d), se concentraría a lo largo de la franja de costra detrítico-evaporítica, coincidiendo con el dominio de la cuña salina (el nivel freático se encuentra a escasos centímetros de la superficie topográfica). Muñoz y Ortiz (2004) estiman la evaporación en lámina libre en los cuerpos de agua lacustre como una función armónica con valores comprendidos entre 2 y 8 mm/d, para los meses de junio y diciembre respectivamente (Figura 2). Estas aproximaciones han sido contrastadas con datos de evaporación de las estaciones de Chaxa y Salar, medidas con lisímetros de agua destilada (Figura 2).

*Caracterización y parametrización hidrológica de las unidades litológicas del subsuelo en las zonas inundadas.* Uno de los principales factores para la persistencia de las lagunas y las superficies inundadas es la estructuración estratigráfica del subsuelo. A modo de ejemplo, en el entorno de Barros Negros se han caracterizado un acuífero multicapa con cuatro depósitos arcillosos intercalados entre las facies evaporíticas, a profundidades comprendidas entre 5 y 50

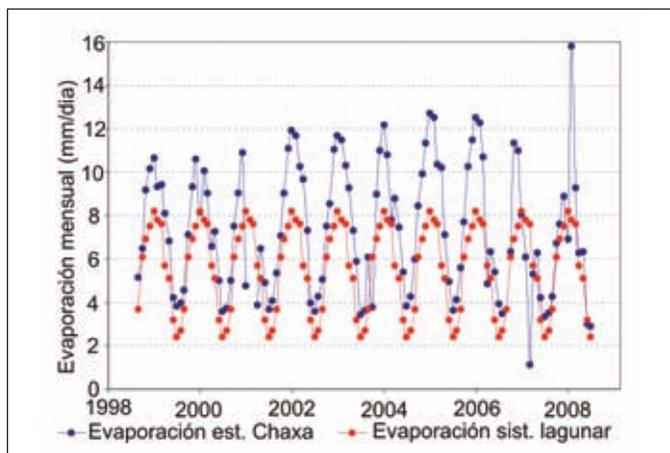


Figura 2. Curvas de evolución temporal del promedio mensual de la evaporación en la estación meteorológica de Chaxa, para lámina de agua destilada, y la estimada con los cálculos realizados por Muñoz y Ortiz (2004) para aguas salinas

*Figura 2. Curves of temporary evolution of the monthly evaporation measured in the Chaxa meteorological station for sheet of distilled water, and the estimated with the calculations performed by Muñoz and Ortiz (2004) for saline waters*

m de profundidad (Figura 1D). Algunos de estos niveles de finos presentan una gran continuidad lateral hacia el centro del Salar.

Con el objetivo de evaluar el papel confinante de estas formaciones limosas y arcillosas, se han realizado e interpretado diversos ensayos de bombeo realizados a tal efecto en el entorno de las lagunas. Para el resto de litologías, se han reinterpretado algunas pruebas de bombeo realizadas con anterioridad para SQM Salar. Los modelos utilizados son los convencionales de Theis y Hantush (en Custodio y Llamas, 2001) y se han interpretado con el programa EPHEBO de estimación automática de parámetros (Carbonell *et al.*, 1997).

Los materiales detríticos del acuífero aluvial del margen E presentan unas conductividades hidráulicas entre 10-70 m/d, y coeficientes de almacenamiento entre 10-1 y 10-4. Hacia el centro del Salar, en la parte distal de los conos aluviales, predomina la alternancia de materiales finos ricos en materia orgánica, con conductividades hidráulicas que pueden ser menores a 10-7 m/d (Salas *et al.*, 2009). Este conjunto presenta una fuerte anisotropía en las permeabilidades estimadas. Así, mientras las permeabilidades verticales pueden ser extremadamente bajas, las permeabilidades horizontales suelen ser órdenes de magnitud superiores (1-2 m/d).

El núcleo salino presenta un rango amplio de valores de conductividad hidráulica, entre 10 y 100 m/d, con una mediana alrededor de 20-30 m/d. No se tienen determinaciones específicas de las costras carbonatadas y sulfatadas, pero su aspecto en testigo inalterado es mucho menos poroso y permeable que la sal.

Los materiales finos ricos en materia orgánica identificados en los sectores marginales (ligados a ambientes de sedimentación lacustre) se comportan como potenciales niveles acuitados. Esta estructuración será clave en la individualización observada entre los niveles de las lagunas y los del agua subterránea local (Salas *et al.*, 2009).

*Piezometría regional.* La Figura 3 muestra la piezometría con los niveles de diciembre de 2008 corregidos a densidad de salmuera 1.23 g/cm<sup>3</sup>. Corresponde al inicio del verano, cuando los desbordamientos de los canales y rebalses de las lagunas no abundan, por lo que la imagen refleja la tendencia general del flujo del agua subterránea sin perturbaciones. Esta tendencia piezométrica regional se encuentra localmente condicionada por la topografía, la conexión entre diferentes niveles del acuífero multicapa, y la relación entre los cuerpos de agua superficial y subterránea.

Las líneas equipotenciales son aproximadamente paralelas a la topografía, con un mayor gradiente piezométrico en la zona del cambio de pendiente entre los depósitos de piedemonte y el dominio de las cos-

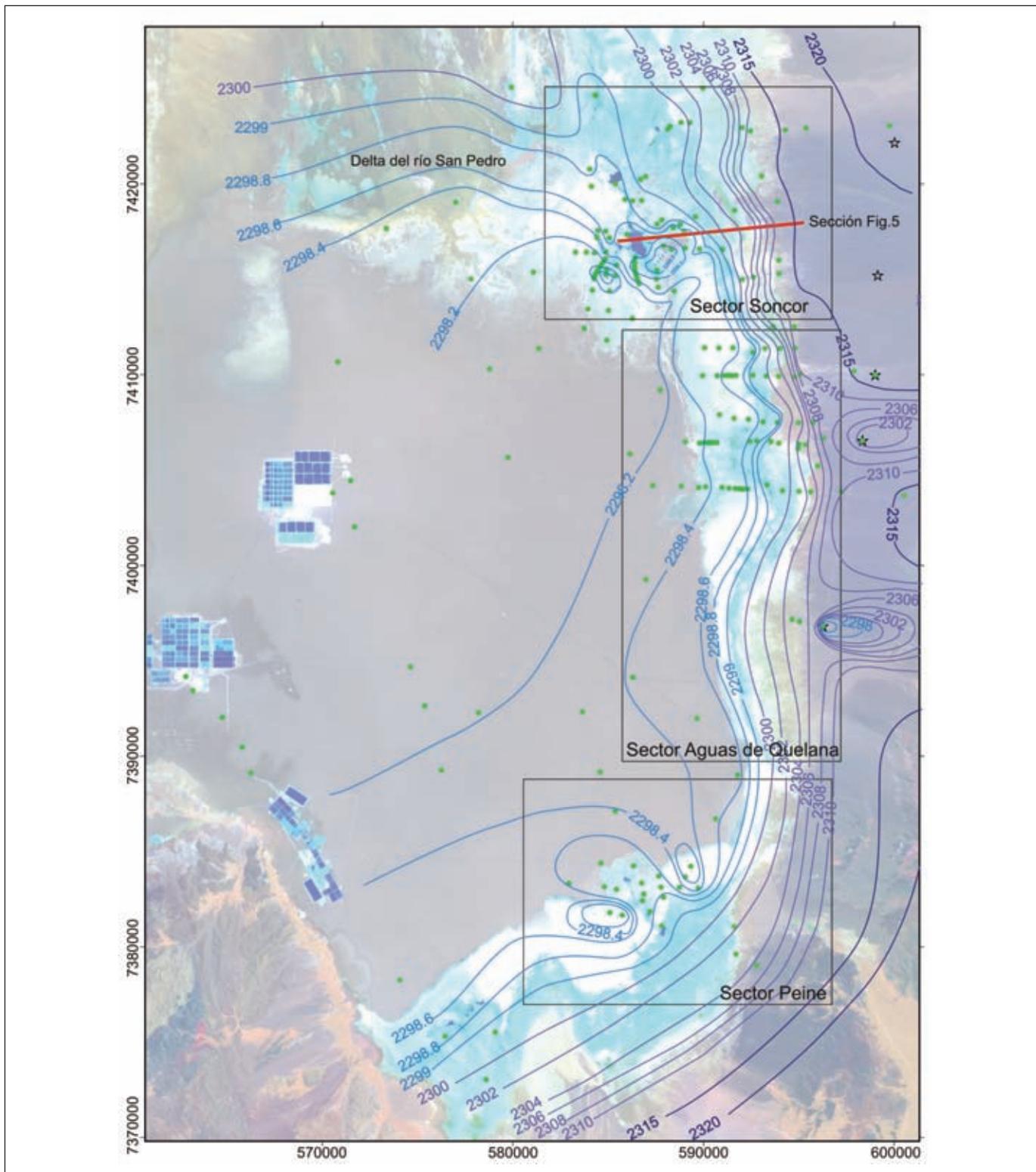


Figura 3. Piezometría del margen E del Salar (diciembre de 2008). Las líneas isopotenciales han sido representadas con dos colores, dependiendo del gradiente piezométrico considerado. Con traza negra se ha representado el perfil síntesis de la evolución hidroquímica e isotópica ilustrado por la Figura 5

Figure 3. Piezometric map of the Eastern margin of the Salar (December, 2008). The isopotential lines have been represented by two colors, depending on the piezometric gradient considered. With a black trace, the profile of the synthetic cross-section representing the hydrochemical and the isotopic evolution of groundwaters (illustrated by the Figure 5) has been indicated

tras evaporíticas. En cada uno de los tres sectores anteriormente citados (Soncor, Aguas de Quelana y Peine y Tilopozo), existen modificaciones locales a la tendencia general que se explican a continuación.

La piezometría del sector Soncor muestra un flujo de agua subterránea con dirección ENE-WSW. Al W del sector, y en el dominio del delta del río San Pedro, la dirección del flujo subterráneo es N-S. Es destacable la presencia de varias zonas hidrológicamente singulares: (1) una zona de infiltración a partir de la zona de desbordamiento localizada al W de la laguna de Barros Negros, (2) una zona de descarga de aguas subterráneas al S de la misma laguna, y (3) el carácter efluente del canal Burro Muerto al N de la laguna de Chaxa. Al S de esa laguna, las líneas equipotenciales no se ven afectadas por la presencia del canal, lo que demostraría la desconexión hidráulica del canal Burro Muerto respecto al acuífero, aspecto que se ha confirmado mediante aforos. En la zona SE de Barros Negros se han identificado niveles acuíferos colgados, como consecuencia de la compartimentación del acuífero somero por la existencia de los niveles de finos descritos en el apartado anterior (Figura 1D). Estos materiales de baja permeabilidad actúan como barrera natural, obstaculizando el flujo general E-W a lo largo del acuífero somero en esta zona. Este sería el factor clave para la justificación de la existencia de afloramientos de agua subterránea en la zona S de la laguna donde el agua subterránea acaba canalizándose superficialmente, recargando a la laguna a través del canal S de Barros Negros. A modo de síntesis, la Figura 4 ilustra los puntos de control, evidencias superficiales de flujo y descarga del sector Soncor.

La Figura 3 también muestra que la piezometría general del sector Aguas de Quelana indica un flujo subterráneo E-W, perpendicular a los alineamientos marcados por las zonas inundadas presentes a lo largo de la traza superficial de la cuña salina. En la zona central y S de este sector, la forma de las equipotenciales está controlada por la topografía característica de los depósitos distales de los abanicos aluviales del margen E, de manera que las líneas de flujo divergen ligeramente en dirección hacia el centro del Salar. Nótese que la Figura 3 muestra la influencia de dos bombeos en el acuífero aluvial en el extremo E de este sector.

En el sector de Peine y Tilopozo, la principal dirección del flujo subterráneo es SE-NW hacia el centro del Salar (Figura 3). En el entorno de las lagunas Interna y Saladita se notan los efectos de la presencia de un acuífero multicapa sobre la piezometría local. Se ha identificado un sector con niveles piezométricos relativamente elevados, asociado a la existencia de un nivel acuífero colgado (como se describió anteriormente en el sector SE de Barros Negros). Esta

estructuración hidrogeológica está inducida por la presencia de niveles de finos caracterizados por permeabilidades verticales extremadamente bajas. Su presencia en el subsuelo indica la persistencia del ambiente de sedimentación lacustre restringido y las zonas de desbordamiento adyacentes. Esta zona está flanqueada por dos sectores con mínimos niveles relativos (Figura 3), que podrían estar asociados a la existencia de zonas de infiltración preferencial a través de litologías más permeables.

En síntesis, la principal recarga del acuífero salino y de los humedales del sector E del Salar de Atacama es el flujo de agua subterránea. La entrada se produce como consecuencia de la convección forzada por el gradiente topográfico generado desde las cuencas altiplánicas (>4000 m s.n.m.) hacia la superficie del Salar (2300 m s.n.m.) (Jordan *et al.*, 2002). La descarga de este sistema hidrogeológico se realiza en el dominio de la cuña salina que, por desbordamiento estacional, alimenta al conjunto de lagunas del margen E.

#### *Descripción y evolución hidroquímica e isotópica de las aguas del margen E.*

Se dispone de una serie de más de 500 análisis químicos e isotópicos de aguas subterráneas muestreadas en el margen E del Salar de Atacama. Fueron recogidas durante los años 2007, 2008 y 2009, y son representativas de los sectores Soncor, Aguas de Quelana y Peine y Tilopozo.

En las inmediaciones de la cuña salina se han caracterizado unas aguas con un rango de valores de pH superiores a 8.0, densidades alrededor de 1.0 kg/dm<sup>3</sup>, y conductividades eléctricas inferiores a 20 mS/cm procedentes de los acuíferos vulcano-detriticos del margen E. También presentan concentraciones relativamente elevadas de arsénico, boro y litio, similares a las aguas de origen hidrotermal muestreadas en diversos sectores de los Andes (Fernández-Turiel *et al.*, 2005). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , alrededor de -7.4‰, muestran que son aguas poco evaporadas y que el aumento de la salinidad de estas aguas es consecuencia de la disolución de componentes evaporíticos del sedimento, depositado en un ambiente de extrema aridez.

En los sectores centrales del Salar, por el contrario, se ha caracterizado una salmuera de composición variable, con valores de pH entre 6.6 y 7.4, densidades en el entorno de 1.23 kg/dm<sup>3</sup>, y una conductividad eléctrica superior a 140 mS/cm. La interacción entre ambos sistemas se realizaría en los sectores de desbordamiento al W de la cuña salina. La síntesis de los mecanismos hidroquímicos e isotópicos que descri-

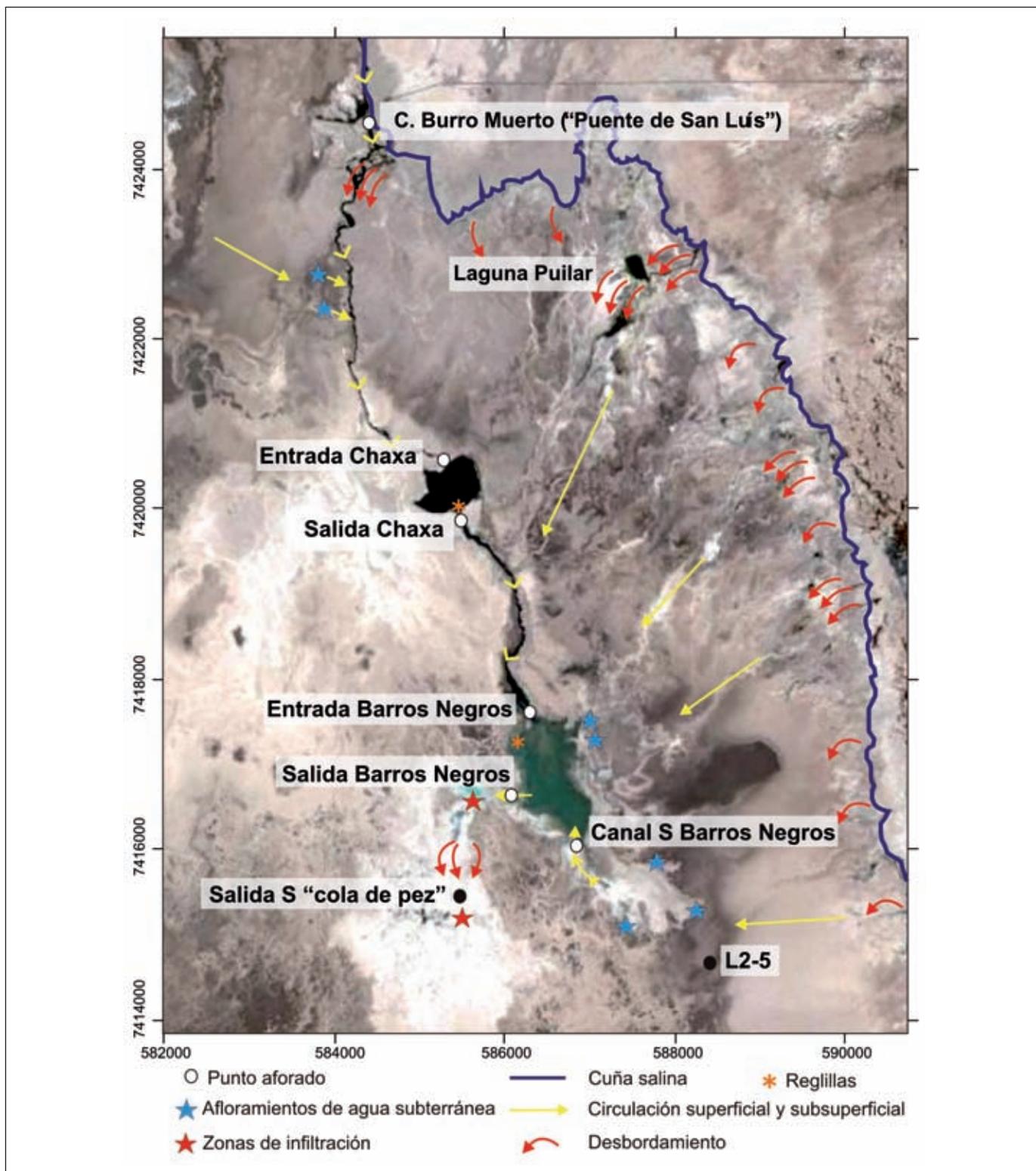


Figura 4. Esquema conceptual del funcionamiento hidrológico del sector Soncor, en la zona N del margen E del Salar de Atacama. Se han incluido los puntos de aforo considerados en los balances de agua (Tabla 1), y la localización de las muestras que han sido consideradas como soluciones extremas en los modelos de mezcla realizados en el entorno de Barros Negros (Tabla 2)

Figure 4. Conceptual scheme of the main hydrological processes of the sector Soncor, in the North zone N of the Eastern margin of the Salar de Atacama. The points considered in the water balances (Table 1) have been included, and the location of the water samples considered as end-members waters for the mixing models around Barros Negros (Table 2)

ben la evolución de las aguas del margen E, hasta transformarse en las salmueras del núcleo salino, será descrita a continuación (Figura 5). Una información más detallada del estudio isotópico se encuentra en Aravena *et al.*, (2010).

La descarga regional de los acuíferos del margen E, conlleva el ascenso de las aguas subsaturadas en calcita en el dominio de la cuña salina. El volumen de descarga es mayor a finales del invierno, coincidiendo con los máximos niveles piezométricos. A lo largo del recorrido antes de su descarga, estas aguas pueden interactuar con los componentes carbonatados del sedimento, disolviéndolos y aumentando el pH hasta valores en el entorno de 8, y las concentraciones de las especies bicarbonatadas y de calcio. En las zonas donde el ascenso se produce a través de la cos-

tra detrítica, estas aguas no sufren modificaciones destacables hasta que afloran en superficie. Sin embargo, como consecuencia de la disolución de los componentes evaporíticos del sedimento, estas soluciones van progresando en salinidad. Una vez desbordadas, estas aguas evolucionan hidroquímicamente por evaporación, equilibrándose, entre otros, con el CO<sub>2</sub>(g) atmosférico, precipitando calcita. Como consecuencia, aumentan las concentraciones de la mayoría de solutos, y desciende el contenido de las especies bicarbonatadas en solución, subsaturándose ligeramente en calcita. El contenido de δ<sup>18</sup>O de estas aguas asciende hasta valores en el entorno de +10‰ asociado a la evaporación en las zonas en que nivel del agua es somero debido a la descarga del acuífero aluvial causado por la interacción con la

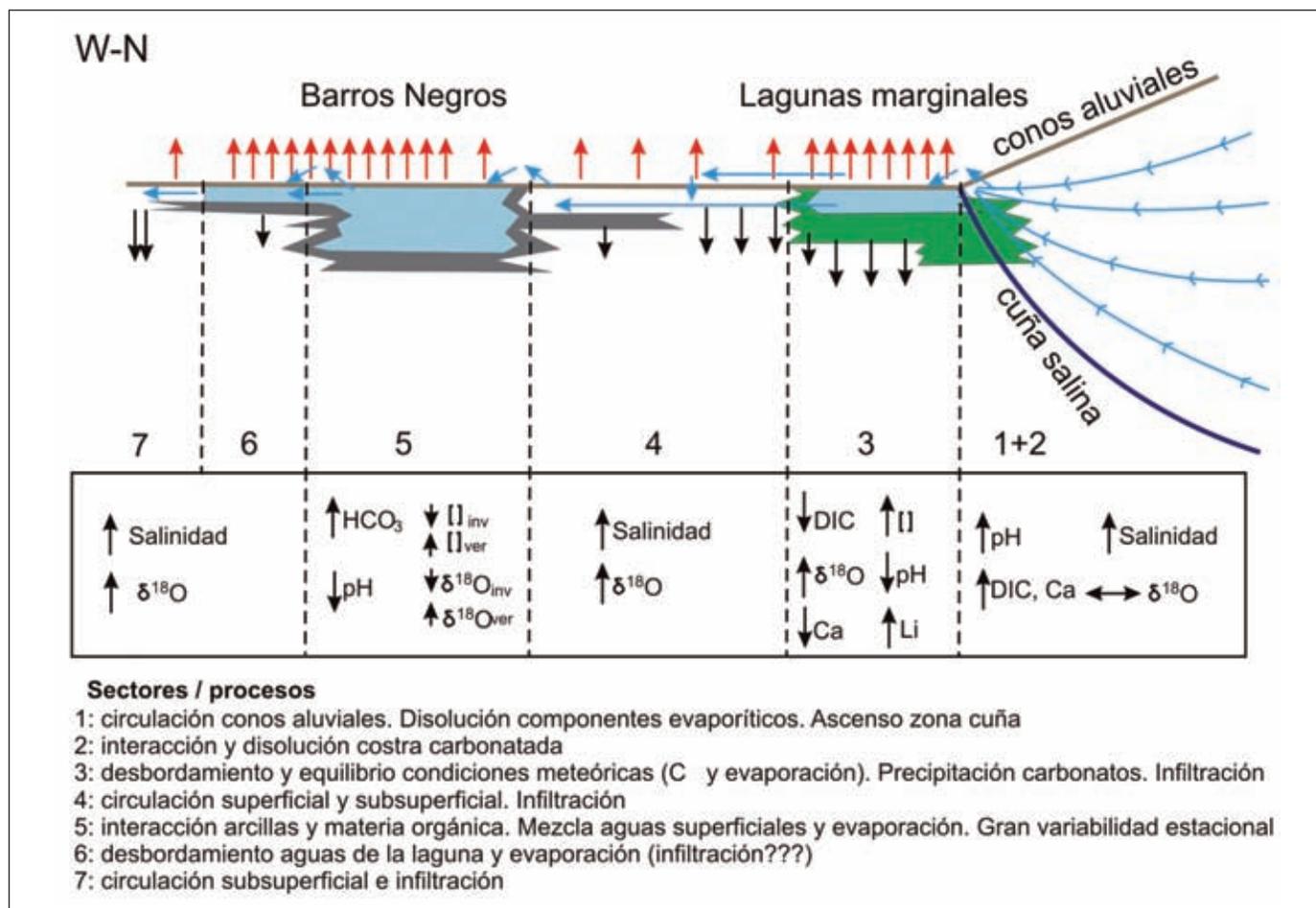


Figura 5. Esquema conceptual del funcionamiento hidrogeoquímico e isotópico del margen E del Salar de Atacama. En verde se han señalado los depósitos carbonatados ligados a las costras marginales, y en gris los depósitos de materia orgánica asociados a los materiales finos sedimentados en un ambiente lacustre

Figure 5. Conceptual scheme of the hydrogeochemical and isotopic processes in the Eastern margin of the Salar de Atacama. The carbonate deposits of the marginal crusts have been included in green colour. In grey, the deposits of organic matter associated to the lacustrine environments

cuña salina. Así, el quimismo de las aguas desbordadas en los sectores de inundación de la cuña salina presenta una composición variable, en función de la estacionalidad de los procesos, del volumen de los desbordamientos y de los componentes litológicos del substrato particulares de cada sector.

El excedente de los desbordamientos llega a canalizarse superficial y subsuperficialmente hacia los sectores centrales del Salar. En la zona de la laguna de Puilar (Figura 4) y en el sector de Peine (Figura 1C), este excedente se canaliza a través de una vía de un centenar de metros, hasta desembocar en una laguna. En el resto de zonas del sector Soncor y Aguas de Quelana, la mayoría de la circulación es subsuperficial hacia el centro del Salar, con un marcado carácter estacional. A lo largo de este recorrido parte de las soluciones se infiltran, mezclándose con las salmueras del acuífero somero. En cualquier caso, las aguas de escorrentía superficial y subsuperficial, sufren una evaporación continua durante su recorrido. Consecuentemente, aumenta la densidad y la concentración de la mayoría de las especies acuosas, incrementando los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  hasta el entorno de  $+12\text{‰}$ .

Estas masas de agua interaccionan frecuentemente con depósitos organógenos del subsuelo (principalmente en el entorno de la laguna de Barros Negros y canal Burro Muerto). Como consecuencia, la materia orgánica es parcialmente degradada, aumentando la concentración de las especies bicarbonatadas en solución. En estos sectores, también se han registrado procesos que podrían estar ligados a fenómenos de sulfato-reducción. Así, por interacción con estos depósitos, estas aguas puede alterar los dominios de la costra sulfatada y precipitar componentes carbonatados en el sedimento, modificando los contenidos de calcio, bicarbonato y sulfato acuosos y, sobretodo, el pH de las soluciones. Por lo tanto, hacia el centro del Salar (frecuentemente en el dominio de la costra sulfatada), las aguas subterráneas someras se caracterizan por valores de  $\delta^{18}\text{O}$  elevados, valores de pH menores de 7, y bajas concentraciones de calcio y especies acuosas bicarbonatadas.

Este modelo hidroquímico e isotópico es válido para todo el margen E del Salar. Estas soluciones acabarán mezclándose y recargando las salmueras muestreadas en el núcleo salino. Sin embargo, en el sector Soncor, estas aguas acabarán aflorando en el entorno de la laguna de Barros Negros, recargándola a través del canal S de entrada a la laguna. En este caso, la dinámica de desbordamientos de Barros Negros inducirá la existencia de otros fenómenos diferenciadores desde el punto de vista hidroquímico e isotópico (evaporación y mezcla con aguas de origen superficial), que modificarán el carácter de la

recarga de las aguas superficiales hacia el acuífero del núcleo salino.

#### *Modelo de funcionamiento hidrodinámico de los cuerpos de agua superficiales*

Una nueva contribución al conocimiento del funcionamiento hidrológico del margen E del Salar de Atacama se ha realizado a partir del estudio de los cuerpos de agua superficiales permanentes. Las lagunas alimentadas básicamente por vías de drenaje superficial (canal Burro Muerto) se sitúan dentro del sector Soncor: Chaxa y Barros Negros, coexistiendo en esta última con alimentación de origen subterráneo. El régimen del canal también está controlado por las descargas de aguas subterráneas de diversos orígenes a lo largo de la primera parte de su recorrido, hasta tres kilómetros al S del Puente de San Luís (Figura 4). El resto de lagunas permanentes del margen E (Puilar en Soncor y Salada, Saladita e Interna en Peine y Tilopozo), y los canales efímeros existentes dentro del dominio evaporítico del Salar, están exclusivamente alimentados por la descarga de aguas subterráneas en sus inmediaciones.

Mediante la revisión de la información previa existente (datos de evolución de niveles y extensión de las lagunas), las observaciones de terreno, las medidas de aforo y los balances de agua, y la integración de los datos químicos e isotópicos, se ha realizado un modelo de funcionamiento hidrológico del sistema de las aguas superficiales en el sector Soncor.

Se han seleccionado los datos de aforos y los resultados de los análisis químicos e isotópicos correspondientes a los muestreos estivales e invernales del año 2008.

*Canal Burro Muerto, entre el Puente de San Luís y la entrada de la laguna Chaxa.* Es importante destacar que los mayores caudales en el Canal Burro Muerto se origina en la época invernal debido a un desfase entre la respuesta del agua subterránea y la recarga que ocurre durante la época de lluvias (época estival). Los datos de aforo indican que entre el Puente de San Luís y la entrada de Chaxa (Figura 4 y Tabla 1) el canal Burro Muerto gana un caudal equivalente al 25-30% durante la época invernal, mediante descargas desde la cuña salina. Según las observaciones de terreno y medidas de aforos intermedias, este aumento de caudal se produce en la zona S del Puente de San Luís. Este es un sector permanentemente inundado, y constituye un lugar de anidamiento y alimentación de un gran número de aves. Se han identificado vestigios geomorfológicos que indican que la cuña salina interseca la traza del canal en este sector (Figura 4).

En época estival, sin embargo, entre el Puente de San Luís y Chaxa el canal Burro Muerto pierde un caudal equivalente al 35% del caudal circulante. A pesar de las extremas condiciones meteorológicas del Salar en época estival, la pérdida de este volumen de agua no puede ser justificada únicamente mediante la evaporación. Las observaciones de terreno han permitido verificar como los sectores inundados al S del Puente de San Luís persisten durante el verano, a pesar de que los desbordamientos procedentes de la cuña salina son nulos. Contrariamente a lo que pasa durante el invierno (el sector está recargado por los desbordamientos de la cuña salina), la recarga de estos sectores inundados en época estival se produce por desbordamientos de las aguas del canal.

Hidroquímica e isotópicamente, lo más destacable

de este tramo es un ligero aumento de la salinidad y de los valores de  $\delta^{18}O$  exclusivamente en época estival (Figura 6) que indicarían que la evaporación es un proceso a tener en cuenta sobre el balance de agua únicamente en época estival. Por otra parte, la recarga del canal en época invernal es consecuencia del aporte de aguas con características similares a las del propio canal, lo que confirmaría que el origen de estas aguas es, mayoritariamente, las descargas de la cuña salina al N del Puente de San Luís.

**Laguna Chaxa.** La laguna de Chaxa presenta una dinámica hidrogeológica estrechamente ligada al régimen de caudales y a la variabilidad composicional del canal Burro Muerto. Este canal es la única vía de entrada y salida de la laguna. Las observaciones de terreno han demostrado cómo no existen ni entradas ni salidas laterales, ni hay evidencias de la descarga de aguas de origen subterráneo, o zonas de desbordamiento estacionales. En este sentido, el desbalance de los aforos medidos a la entrada y a la salida de la laguna sólo puede justificarse por los errores en el cierre del balance y por la evaporación. En época invernal se ha registrado una diferencia de 8 L/s, alcanzando los 15 L/s en época estival (Tabla 1). Estos volúmenes entran dentro del rango estimado por Muñoz y Ortiz (2004) para la evaporación en lámina libre sobre el espejo de las lagunas (Figura 2). La gran similitud isotópica de las aguas muestreadas en el Puente de San Luís y a la salida de Chaxa (Figura 6, Aravena *et al.*, 2010) indican que los tiempos de residencia son cortos en época invernal.

<b>CBM (PSL-Chaxa)</b>	<b>Agosto</b>	<b>Noviembre</b>
Entrada (PSL)	177 L/s	138 L/s
Salida (entrada a Chaxa)	225 L/s	90 L/s
Estimación entradas y salidas laterales (± error y evaporación)	+ 48 L/s	- 48 L/s
<b>Chaxa</b>		
Entrada (entrada a Chaxa)	225 L/s	90 L/s
Salida (reglilla de Chaxa)	217 L/s	75 L/s
Estimación evaporación (± error de cierre)	- 8 L/s	- 15 L/s
<b>CBM (Chaxa-BN)</b>		
Entrada (reglilla de Chaxa)	217 L/s	75 L/s
Salida (entrada a BN)	215 L/s	70 L/s
Estimación entradas y salidas laterales (± error y evaporación)	- 2 L/s	- 5 L/s
<b>Barros Negros (BN)</b>		
Entrada N	215 L/s	70 L/s
Entrada canal S	70 L/s	50 L/s
Salida canal W	220 L/s	80 L/s
Estimación evaporación	25 L/s	40 L/s
Estimación desbordamiento difuso (± error de cierre)	- 40 L/s	no se observa
<b>Zona inundación W BN "cola de pez"</b>		
Entrada (salida canal W BN)	220 L/s	80 L/s
Salida (salida S "cola de pez")		25 L/s
Estimación evaporación (± error de cierre)		- 55 L/s

Tabla 1. Resumen de los aforos realizados en las entradas y las salidas de las lagunas de Chaxa y Barros Negros, y en el canal Burro Muerto, entre el Puente de San Luís y la entrada a Chaxa, y entre la salida de Chaxa y la entrada a Barros Negros

Table 1. Summary of the flow measured at the Chaxa and the Barros Negros lagoon, and in the Burro Muerto channel, between Puente de San Luís, and the entry to Chaxa, and between the exit of Chaxa and the entry to Barros Negros

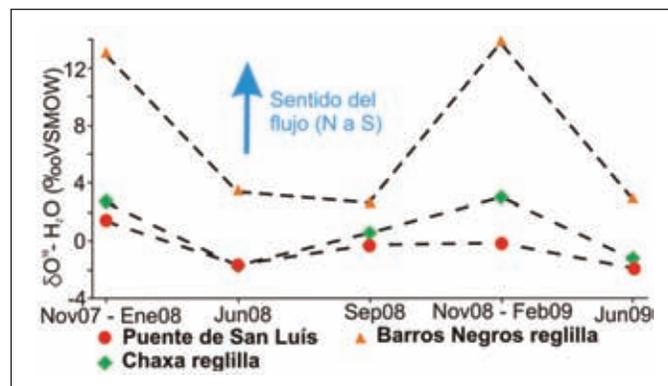


Figura 6. Evolución isotópica interanual de las muestras de agua tomadas en el canal Burro Muerto ("Puente de San Luís") y en las reglillas de las lagunas de Chaxa y Barros Negros, a lo largo de los años 2007, 2008 y 2009

Figure 6. Isotopic evolution of the waters sampled in the Burro Muerto channel ("Puente de San Luís") and in the Chaxa and Barros Negros lagoon ("reglillas") along the years 2007, 2008 and 2009

*Canal Burro Muerto, entre la salida de Chaxa y la entrada a Barros Negros.* Las medidas de aforo realizadas al inicio y a la salida de este tramo del canal evidencian la desconexión hidráulica entre las aguas del canal y el acuífero local (como ya había mostrado la piezometría general del sector Soncor). Durante la época invernal, los caudales son prácticamente constantes, registrándose una pérdida de caudal que no llega al 1% del caudal circulante por el canal. Se ha observado la presencia de un canal tributario por el margen E, 1 km al S de la salida de Chaxa (con un caudal promedio de 5-10 L/s), y la existencia de un gran área inundada adyacente al canal principal. En verano, la diferencia de los caudales medidos a la salida de Chaxa y a la entrada de Barros Negros es de apenas 5 L/s (aproximadamente un 7% del caudal circulante por el canal). Este volumen de agua está dentro del rango esperado por evaporación. Las diferencias composicionales e isotópicas entre las aguas de las reglillas de Chaxa y Barros Negros (Figura 6, Aravena *et al.*, 2010) no se justifican solamente por simple evaporación. Siguiendo la tendencia observada entre el Puente de San Luís y Chaxa, en invierno, la composición isotópica de las aguas muestreadas en la reglilla de Barros Negros deberían ser ligeramente más pesadas que las registradas en el Puente de San Luís y Chaxa ( $\delta^{18}\text{O}$  en el entorno de  $-2.0\text{‰}$ ). Sin embargo, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  medidos oscilan en el entorno de  $+3\text{‰}$ . Esta diferencia es mucho más acentuada durante el periodo estival. A la salida de Chaxa, las aguas se caracterizan por unos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en el entorno de  $+2\text{‰}$ , mientras que las aguas muestreadas al N de la laguna de Barros Negros presentan valores superiores a  $+13\text{‰}$ , del orden del caracterizado para las aguas subterráneas locales (ver sección "Evolución hidroquímica e isotópica de las aguas del margen E"). En este sentido, esta marca isotópica en su mayor parte responde al aporte de aguas subterráneas salinas a la laguna de Barros Negros. Estas aguas tienen que ser mucho más evolucionadas y evaporadas que las que alimentan al canal Burro Muerto al N de Chaxa (desbordadas directamente en el sector de la cuña salina).

*Laguna Barros Negros.* El funcionamiento hidrológico de Barros Negros es relativamente más complejo que el del resto. Como se ha dicho comentado, la recarga de la laguna es mixta, con una componente de aguas superficiales, canalizadas a través del canal Burro Muerto, y una componente de agua subterránea, a través del canal S (Figura 4). Este canal, de apenas una decena de metros de longitud, se había considerado tradicionalmente como una vía de desbordamiento de la laguna. Contrariamente, durante las campañas de terreno llevadas a cabo en

el marco del presente estudio se determinó que es una vía de recarga. Sólo excepcionalmente, cuando el nivel de la laguna es superior al de los niveles de las aguas subterráneas locales (en septiembre de 2008, por ejemplo), la laguna es capaz de desbordar por este sector.

Es de especial relevancia para la hidrodinámica general del sector Soncor, y del margen E del Salar, la identificación de los desbordamientos de Barros Negros por su margen W. Las observaciones y medidas de terreno están ampliamente apoyadas por el efecto que producen estos desbordamientos sobre la piezometría y la hidroquímica de las aguas subterráneas locales. Gran parte del agua desbordado se evapora, pero una parte significativa se infiltra, recargando directamente al acuífero del núcleo salino (Figura 5). Esta recarga es efectiva durante todo el año, aunque tiene una marcada oscilación estacional, tanto en lo que respecta al volumen de la infiltración como a la composición química e isotópica.

Durante el invierno, las medidas de aforo en las entradas y la salida de la laguna (Figura 4 y Tabla 1), indican la existencia de un desbalance de unos 65 L/s. Según el método de Muñoz y Ortiz (2004), la evaporación en la superficie libre de la laguna sería de unos 25 L/s, por lo que se podría estimar el volumen del desbordamiento difuso por el margen SW de la laguna en unos 40 L/s. Durante el verano, el desbalance entre entradas y salidas es de, aproximadamente, unos 40 L/s, que podrían justificarse mediante la estimación del volumen de agua evaporada y el error de cierre del balance. Estas medidas son compatibles con las observaciones de terreno, que indican el cese de los desbordamientos difusos durante la época estival.

La salida de agua de la laguna se efectúa por un canal ubicado en el sector central del margen W de la laguna (Figura 4). La evolución de los caudales circulantes por este canal hacia el sector conocido como "cola de pez" son del mismo orden que el caudal de recarga de la laguna a través del canal Burro Muerto (Tabla 1). Durante el invierno, la mayoría de este recurso inunda amplios sectores al SW de la laguna, alterando un gran dominio de la costra sulfatada. En esta época predomina la disolución de la costra y la infiltración de gran parte del recurso desbordado hacia los acuíferos del subsuelo. Las vías de infiltración estarán controladas por la presencia de los niveles de finos descritos en la Figura 1-D. Durante el verano, sin embargo, se reduce el caudal de descarga de la laguna hacia este sector. El agua, además, es mucho más salina y evaporada con valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $+15\text{‰}$  y una concentración de Cl de 188.7 g/L en el verano en comparación con la época invernal, en que el agua se

caracteriza por valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de +2 ‰ y 72.7 g/L en Cl (Aravena *et al.*, 2010). Consecuentemente, esta zona se transforma en una superficie donde predominan los procesos evaporativos y la precipitación de costra evaporítica. De los 80 L/s que salen de la laguna, aproximadamente el 70% es evaporado en este sector. Sólo 25 L/s (Tabla 1) son transferidos hacia la zona de desbordamientos del sector SW y, en última instancia, también acaban por evaporarse.

*Modelos de mezcla conservativa para las aguas y el entorno de Barros Negros*

Se han realizado modelos de mezcla conservativa para simular (1) la composición química de las aguas de la laguna durante el invierno de 2008, como resultado de la mezcla de las aguas recargadas por el canal Burro Muerto y descargas de aguas subterráneas, y (2) la marca hidroquímica e isotópica de los sectores afectados por los excepcionales desbordamientos de Barros Negros a través del canal S (Figura 4). Los modelos de mezcla se han realizado con el código PHREEQC, v2.15.0 (Parkhurst y Appelo, 1999), y la base de datos química implementa la formulación de Pitzer para el cálculo de los coeficientes de actividad. Es importante señalar que los resultados de los modelos de mezcla se refieren a aporte de solutos por el agua subterránea, luego es una medida indirecta de los caudales aportados por el agua subterránea. Estos modelos suponen que la fuente de la recarga de origen subterráneo de la laguna se realiza a través del canal de la zona S, y que la composición química de esta recarga es la caracterizada por las

muestras tomadas en un pozo de 30 m de la zona S de Barros Negros (L2-5; Figura 4 y Tabla 2). Por otra parte, se ha considerado que las muestras tomadas en la reglilla de Chaxa (Tabla 2) son las representativas del agua del canal Burro Muerto al N de Barros Negros durante la época invernal.

*Modelo 1: Mezcla conservativa entre las aguas del canal Burro Muerto y las aguas subterráneas locales.* En base a diferentes proporciones de mezcla, se pretende reproducir la composición del agua de las muestras de la reglilla de Barros Negros, y de las muestras de la zona S de Barros Negros (Figura 4, Tabla 2).

Las concentraciones de cloruro, sulfato, magnesio, potasio y sodio de la muestra de la reglilla de Barros Negros ("Resultados de la mezcla, Modelo 1, Reglilla de Barros Negros; Tabla 2), se reproducen con la mezcla de un 15-20% en peso de aguas de origen subterráneo. Por otra parte, para reproducir la muestra de la zona S de Barros Negros ("Resultados de la mezcla, Modelo 1, Barros Negros S; Tabla 2), sería necesaria una proporción de aguas subterráneas entre el 25 y el 35% en peso, lo que indicaría que este punto se encuentra más próximo que el anterior de la zona de la descarga subterránea. Las concentraciones de bicarbonato y calcio se desvían de las proporciones calculadas con la mezcla conservativa, ya que son componentes altamente reactivos en el contexto sedimentológico estudiado.

Teniendo en cuenta las medidas de aforo presentadas en la sección anterior (invierno de 2008, Tabla 1), el volumen de agua de origen subterráneo entrante en la laguna sería del orden del 20%, en el rango de los valores estimados con los modelos de mezcla

	Aguas extremas de la mezcla				Resultados de la mezcla		
	Modelo 1		Modelo 2		Modelo 1		Modelo 2
	Reglilla Chaxa (10/06/2008)	Pozo L2-5 (12/06/2008)	Barros Negros S (06/09/2008)	Pozo L2-5 (11/10/2008)	Reglilla Barros N (10/06/2008)	Barros Negros S (11/06/2008)	Pozo L2-10 (05/09/2008)
C (mol/kg)	$8.41 \cdot 10^{-3}$	$2.50 \cdot 10^{-3}$	$9.05 \cdot 10^{-4}$	$1.32 \cdot 10^{-3}$	$4.60 \cdot 10^{-3}$	$7.22 \cdot 10^{-3}$	$3.46 \cdot 10^{-3}$
Cl (mol/kg)	$9.46 \cdot 10^{-1}$	$3.66 \cdot 10^0$	$1.38 \cdot 10^0$	$5.20 \cdot 10^0$	$1.28 \cdot 10^0$	$1.78 \cdot 10^0$	$2.27 \cdot 10^0$
S (mol/kg)	$6.03 \cdot 10^{-2}$	$2.04 \cdot 10^{-1}$	$8.73 \cdot 10^{-2}$	$1.90 \cdot 10^{-1}$	$8.80 \cdot 10^{-2}$	$1.09 \cdot 10^{-1}$	$1.27 \cdot 10^{-1}$
Ca (mol/kg)	$1.36 \cdot 10^{-2}$	$8.30 \cdot 10^{-3}$	$2.97 \cdot 10^{-2}$	$8.13 \cdot 10^{-3}$	$2.01 \cdot 10^{-2}$	$1.82 \cdot 10^{-2}$	$3.70 \cdot 10^{-2}$
Mg (mol/kg)	$6.37 \cdot 10^{-2}$	$2.61 \cdot 10^{-1}$	$1.30 \cdot 10^{-1}$	$2.68 \cdot 10^{-1}$	$9.16 \cdot 10^{-2}$	$1.21 \cdot 10^{-1}$	$1.70 \cdot 10^{-1}$
K (mol/kg)	$7.77 \cdot 10^{-2}$	$3.16 \cdot 10^{-1}$	$1.35 \cdot 10^{-1}$	$2.88 \cdot 10^{-1}$	$1.04 \cdot 10^{-1}$	$1.34 \cdot 10^{-1}$	$1.77 \cdot 10^{-1}$
Na (mol/kg)	$7.77 \cdot 10^{-1}$	$2.96 \cdot 10^0$	$1.27 \cdot 10^0$	$4.20 \cdot 10^0$	$1.12 \cdot 10^0$	$1.56 \cdot 10^0$	$2.10 \cdot 10^0$
Li (mol/kg)	$3.34 \cdot 10^{-2}$	$1.76 \cdot 10^{-2}$	$5.15 \cdot 10^{-2}$	$1.50 \cdot 10^{-1}$	$4.30 \cdot 10^{-2}$	$6.21 \cdot 10^{-2}$	$7.92 \cdot 10^{-2}$

Tabla 2. Composición hidroquímica de las muestras consideradas en los modelos de mezcla (composiciones extremas de las mezclas y composiciones esperadas de las aguas mezcladas)

Table 2. Hydrochemical composition of samples considered in the different conservative mixing models (end-member water compositions and the expected waters compositions from the mixed waters)

conservativa. Además, también se estimaron valores en el rango de 15 a 20 % en base a un balance isotópico (Aravena et al., 2010).

*Modelo 2: Mezcla conservativa entre las aguas muestreadas en el sector S de Barros Negros y en el pozo profundo L2-5.* Con este modelo se pretende verificar si las composiciones registradas durante el mes de septiembre de 2008 (periodo de invierno) en el pozo somero L2-10 (situado entre el pozo L2-5 y el margen S de la laguna; Figura 4), corresponden a una mezcla de las aguas de la laguna con las aguas subterráneas locales y, por tanto, registran un periodo de desbordamiento excepcional de Barros Negros a través del canal S de la laguna.

Los resultados de la mezcla conservativa entre las dos soluciones extremas ("Aguas extremas de la mezcla, Modelo 2"; Tabla 2) señalan como con un 75% en peso de agua de la laguna se puede ajustar de manera precisa las concentraciones analizadas de magnesio, potasio, sodio, litio y cloruro en el pozo L2-10. Las concentraciones de calcio y sulfato en el agua de este pozo son más elevadas que los resultados de la mezcla. Esto es consecuencia de los fenómenos de alteración y disolución de la costra sulfatada durante la inundación.

La época probable del desbordamiento correspondería a finales del mes de agosto, o principios del mes de septiembre, coincidiendo con la época de máximos caudales del canal del Burro Muerto. Este desbordamiento no se observó durante los meses de agosto y noviembre, en los que el flujo en el canal S de Barros Negros tenía sentido hacia el interior de la laguna.

## Conclusiones

Con los estudios realizados a partir de los datos recolectados durante los años 2007, 2008 y 2009, se ha construido un modelo conceptual del funcionamiento hidrológico del margen E del Salar de Atacama. Este margen es singular dentro del dominio del Salar, ya que por él se produce el principal aporte que contribuye a la recarga del acuífero del núcleo salino. Por otra parte, la presencia de un sistema lacustre de gran valor ecológico hace imprescindible la necesidad de investigar los mecanismos de desarrollo y mantenimiento del agua que mantiene ese hábitat.

Las variables climáticas y la estructuración geológica del subsuelo han resultado ser fundamentales en la evolución hidrogeológica del sistema. La evaporación no sólo controla la composición química y la densidad de las aguas superficiales, si no que también regula el excedente de recurso que se infiltra de forma natural.

La recarga del núcleo salino se efectúa a lo largo de todo el sector oriental, a lo largo de la interfase agua salina - salmuera. Es especialmente relevante en zonas como el Puente de San Luís, en las proximidades de Puillar, la zona N de Aguas de Quelana, y Tilopozo y Peine, donde aflora y recarga al Salar. Posteriormente, estas aguas descargadas en la zona de la cuña sufrirán intensos procesos evaporativos y de interacción con los materiales de la costra del Salar. Los excedentes no evaporados, sobretudo en época invernal, fluyen superficial y subsuperficialmente, hacia los sectores centrales del Salar. En su recorrido, parte de estas soluciones se evaporan y parte se infiltra. En el sector Soncor, además, esta agua se alimentan al canal Burro Muerto y a la laguna de Barros Negros, donde también interaccionan con el substrato evaporítico y con los depósitos orgánicos localizados en las inmediaciones del canal y las lagunas.

La recarga del acuífero salino del núcleo del Salar no sólo es efectiva en las zonas de desbordamiento de la cuña salina, sino que también se produce en el dominio de los desbordamientos de las lagunas permanentes del margen E (principalmente Barros Negros, pero también Puillar y las lagunas del sector Peine) y probablemente de forma sub-superficial en ausencia de desbordamientos, aunque con los datos presentados no se ha podido demostrar esta última hipótesis.

El sistema de lagunas está básicamente alimentado por las descargas de origen subterráneo. Sin embargo, en el sector Soncor, el canal Burro Muerto regula y alimenta las dos principales lagunas permanentes de todo el margen E del Salar de Atacama: las lagunas de Chaxa y Barros Negros. Su régimen de caudales controla los niveles y la distribución de las áreas inundadas, no tan sólo en Chaxa y Barros Negros, sino en toda una serie de zonas estacionalmente inundadas, localizadas en los sectores adyacentes a las lagunas y al propio canal.

Las lagunas, en la mayoría de los casos, no actúan como meros estanques en los que se lamina el drenaje superficial, sino que son receptáculos en los que el sistema hidrológico interacciona con el hidrogeológico. Son, además, escenario de procesos geoquímicos de gran variabilidad estacional. Estos modifican drásticamente las propiedades físico-químicas de las aguas y la naturaleza del substrato litológico (desarrollo y alteración estacional de la costra basal, por ejemplo). Este desarrollo tendrá una notable incidencia sobre la localización espacio-temporal de las zonas de infiltración.

El funcionamiento hidrológico de Barros Negros es el más complejo de todas las lagunas del margen

E. La mayor parte de la recarga de la laguna se efectúa mediante el canal Burro Muerto. Durante el invierno, la recarga procedente del N es lo suficiente como para enmascarar el efecto sobre la química de las otras fuentes de recarga. En verano, la recarga procedente del canal descende. Es entonces cuando es evidente químicamente que la laguna recibe un aporte adicional de agua salina procedente del S. Se han identificado dos zonas de desbordamiento en la zona W de la laguna: (1) una zona localizada en el sector SW, con poco radio de influencia y de periodicidad estacional y (2) un desbordamiento continuo a lo largo de todo el año hacia la zona conocida como la "cola de pez". El volumen no evaporado de estas aguas desbordadas acabará recargando el acuífero del núcleo salino, principalmente durante los meses invernales.

### Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al Dr Cristian Herrera de la Universidad de Antofagasta y a un revisor anónimo por las sugerencias aportadas.

### Referencias

- Aravena, R., Salas, J., Cornellà, O., Guimerà, J., von Igel, W., Guzman, E. y Tore, C. 2010. Application of isotopic and geochemical tracers on the evaluation of sources of water to lagoons in the Salar de Atacama Basin, WIM 2010, Water in Mining, *II International Congress on Water Management in the Mining Industry*, 9-11, June, Santiago, Chile. 47-54.
- 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*, 25, 19.
- Bevacqua P. 1992. *Geomorfología del Salar de Atacama y Estratigrafía de su núcleo y delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile*. Memoria de Título. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, 284 pp.
- Carbonell, J.A., Pérez-Paricio, A. y Carrera, J. 1997. *MariaJ\_IV, Code for pumping tests automatic calibration. User's guide*. E.T.S.I. Caminos Canales y Puertos. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain. 169 pp.
- Custodio E. y Llamas M.R. 1996. *Hidrología subterránea*. Editorial omega. Volumen I y II. Segunda Edición. Barcelona.
- EDRA 1999. *Evaluación hidrogeológica del acuífero del sector norte del Salar de Atacama*. Riochilex S.A.
- Fernandez-Turiel J.L., García M., Gimeno D., Saavedra J. y Martínez S. 2005. The hot spring and geyser sinters of El Tatio, Northern Chile. *Sedimentary Geology*, 180, 125-147.
- Jordan, T.E., Godfrey, L.V., Muñoz, N., Alonso, R.N., Lowenstein, T.L. Hoke, G., Peranginangin, N., Isacks, B.L. y Cathles, L. 2002. Orogenic-scale ground water circulation in the Central Andes: evidence and consequences. *5th International Symposium on Andean Geodynamics*, Toulouse, France, Institut de Recherche Pour le Développement, and Université Paul Sabatier, 331-334.
- Kampf A. 2002. *Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, Northern Chile*. Thesis for the degree of Master Science in Hydrogeology. University of Nevada, Reno.
- Kampf, S.K., Tyler, S.W., Ortiz, C.A., Muñoz, J.F. y Adkins, P.L. 2005. Evaporation and land surface energy budget at the Salar Atacama, Northern Chile. *Journal of Hydrology*, 310, 236-252.
- Mardones L. 1986. *Características geológicas e hidrogeológicas del Salar de Atacama. El litio, un nuevo recurso para Chile*. Editorial Universitaria, Santiago de Chile.
- 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*, 29 (1), 55-80.
- Muñoz J. F. y Ortiz C.A. 2004. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero del núcleo del Salar de Atacama, Chile. *Ingeniería hidráulica en México*, XIX (3), 69-81.
- Muñoz-Pardo, J.F. Mardones-Perez, L. y Vidts-Sabelle, P. 2004. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero del núcleo del salar de Atacama, Chile. *Ingeniería Hidráulica en México*, XIX (3), 69-81.
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. 1999. User's guide to PHREEQC (version 2)- A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations. *U.S. Geological Survey Water Resources investigations report*, 99-4259.
- Ramírez C. F. y Gardeweg M. P. 1982. *Carta geológica de Chile, Hoja Toconao*, Vol. 54. 1:250.000. servicio Nacional de geología y Minería, 122 pp.
- Risacher F. y Alonso H. 1996. Geoquímica del Salar de Atacama, parte 2: evolución de las aguas. *Revista Geológica de Chile*, 23, 123-134.
- 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.
- Tejeda, I., Cienfuegos, R., Muñoz, J. y Durán, M. 2003. Numerical modeling of saline intrusion in Salar de Atacama. *Journal of Hydrologic Engineering*, Jan/Feb, 25-34.

Recibido: junio 2010  
Revisado: julio 2010  
Aceptado: agosto 2010  
Publicado: octubre 2010

