

Listas de contenidos disponibles en [CienciaDirecta](#)

# Ciencia del Medio Ambiente Total

 revista Página de inicio: [www.elsevier.com/locate/sci\\_totenv](http://www.elsevier.com/locate/sci_totenv)


## Restricciones hidrogeológicas para la génesis del enriquecimiento extremo de litio en el Salar de Atacama (NE de Chile): un enfoque de modelado de flujo termohalino

 MA Marazuela<sup>a,b,\*</sup>, C. Ayora<sup>a</sup>, E. Vázquez-Suñé<sup>a</sup>, S. Olivella<sup>b</sup>, A. García-Gil<sup>c</sup>
<sup>a</sup>Instituto de Evaluación Ambiental e Investigaciones del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034 Barcelona, España

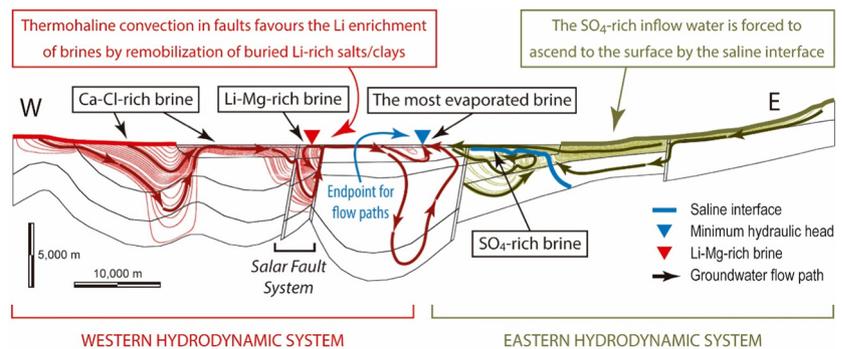
<sup>b</sup>Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, España

<sup>c</sup>Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Manuel Lasala 44, 9º B, 50006 Zaragoza, España

### DESTACAR

- Se modela el flujo de agua subterránea termohalina de la cuenca del Salar de Atacama.
- Las salmueras más evaporadas convergen hacia el borde oriental del Salar de Atacama.
- Una interfaz salina aísla el núcleo de las contribuciones externas del flujo de agua subterránea.
- El enriquecimiento de Li puede explicarse por la removilización de sales/arcillas enterradas ricas en Li.
- La convección en las fallas puede favorecer el enriquecimiento extremo en Li de los aportes diluidos.

### GRÁFICAMENTE ABSTRACTO



### información del artículo

#### Historial del artículo:

Recibido el 15 de marzo de 2020 Recibido en forma revisada el 23 de mayo de 2020 Aceptado el 2 de junio de 2020

Disponible en línea el 7 de junio de 2020

Montaje: Jurgen Mahlknecht

#### Palabras clave:

Interfaz salina

Flujo impulsado por la densidad

Convección

Salmuera

Flujo de agua subterránea

Culpa

### resumen

El Salar de Atacama (SdA) es la mayor reserva de Li a nivel mundial. El origen de Li, junto con el resto de solutos, ha sido objeto de debate. Así, se ha planteado la hipótesis de meteorización de rocas a baja temperatura, lixiviación hidrotermal o de origen magmático junto con su posterior evaporación. Sin embargo, el enriquecimiento extremo de Li (norte 4000 mg/L) y la ubicación de las salmueras ricas en Li-Mg alrededor del Salar Fault System (SFS) que cruza el núcleo del SdA por la mitad permanecen sin explicación. El objetivo de este trabajo es definir el flujo de agua subterránea termohalina en la cuenca SdA para dar cuenta de la génesis de su enriquecimiento extremo en Li.

El modelado de flujo termohalino ha demostrado el efecto crítico de la cabeza hidráulica mínima (MHH) del nivel freático regional en el flujo de agua subterránea de las salinas. El MHH divide la cuenca en dos sistemas hidrodinámicos aislados y constituye el punto final hacia el que convergen las salmueras más evaporadas. El desajuste espacial entre las ubicaciones de las salmueras ricas en Li-Mg en la zona centro-occidental del núcleo (en el SFS) y el MHH en la zona más oriental del núcleo descarta la concentración evaporativa reciente del agua de recarga como mecanismo principal de enriquecimiento de Li. Además, la persistencia de una interfaz salina que rodea el núcleo en profundidad, independientemente del gradiente de temperatura, también impide que la recarga lateral (predominantemente del este) ascienda a lo largo del SFS.

Por otra parte, el caudal termohalino calculado es compatible con la removilización de capas enterradas de sales y/o arcillas enriquecidas con Li-Mg por aguas de recarga diluidas provenientes del oeste o suroeste de la cuenca. Aquí, el papel de las fallas y el flujo impulsado por la densidad es clave para permitir velocidades de flujo ascendentes y descendentes eficientes que favorezcan la removilización de Li y Mg.

© 2020 Elsevier BV Todos los derechos reservados.

\* Autor para correspondencia en: Instituto de Evaluación Ambiental e Investigaciones del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18-26, 08034 Barcelona, España. Dirección de correo electrónico: [mamazuela@outlook.com](mailto:mamazuela@outlook.com) (MA Marazuela).

## 1. Introducción

La intensa evaporación (principalmente freática) que se produce en las salinas (salarios) contribuye al enriquecimiento en Li, B, I, K, Mg y NaCl, muy atractivos para la explotación minera (Baspineiro et al., 2020; Eugster, 1980; Hardie et al., 1978; Liu et al., 2019; Liu y Agusdinata, 2020; rosa, 1994; Madera y Sanford, 1990; Yechieli y Madera, 2002; Zatout et al., 2020). Las salmueras de las salinas representan el 80% de las reservas mundiales de Li. Este elemento es fundamental para el desarrollo de baterías de teléfonos móviles y vehículos eléctricos, así como en la industria farmacológica (USGS, 2019). Las salinas más grandes del mundo se encuentran en los Andes centrales, que incluyen el noroeste de Argentina, el suroeste de Bolivia y el noreste de Chile (Warren, 2016, 2010). Aproximadamente el 25% de las reservas mundiales de Li se encuentran en el Salar de Atacama (SdA) (noreste de Chile), que se ubica en la Depresión Preandina al oeste del Altiplano-Puna (Figura 1). El SdA está formado por un núcleo de halita relleno por salmuera intersticial en el centro de la cuenca y una zona marginal compuesta de yeso y carbonatos a su alrededor, que presenta afloramientos de la zona de mezcla (interfaz salina) resultantes del contraste de densidad entre el agua dulce (1000 kg/m<sup>3</sup>) procedente de la recarga en los montes y la salmuera (1200 kg/m<sup>3</sup>) del núcleo (Marazuela et al., 2018, 2019a). El núcleo está dividido en dos bloques por el Sistema de Fallas Salar (SFS) de rumbo norte-noroeste ubicado en su zona centro-occidental (higos. 1 y 2). Los poros y cavidades del núcleo están llenos de SO<sub>4</sub>-salmueras ricas en el bloque este, salmueras ricas en Ca-Cl-rich en el bloque occidental y salmueras ricas en Li-Mg (norte 4000 mg/L) en los alrededores del SFS más cercano al Cordón de Lila (Ide y Kunasz, 1990; Kesler et al., 2012; Munk et al., 2018; Risacher y Alonso, 1996) (Figura 2).

El origen de los solutos en las salinas se ha estudiado ampliamente en las últimas décadas, principalmente utilizando datos isotópicos y químicos de solutos. Tanto los fluidos volcánicos como la meteorización de las rocas volcánicas se han propuesto como

fuentes primarias de Li y otros solutos en los salares andinos (Alonso y Risacher, 1996; Alpers y Whittemore, 1990; Risacher et al., 2003; Risacher y Alonso, 1996; Risacher y Fritz, 2009, 1991, entre otros). Independientemente de su origen, la concentración diluida de Li en la recarga de aguas superficiales y subterráneas y en los fluidos geotérmicos de la región (comúnmente por debajo de 50 mg/L, Godfrey et al., 2019) hacen necesario considerar un proceso de concentración adicional para explicar las concentraciones extremadamente altas de Li en el SFS.

Munk et al. (2016) describió la formación de salmueras ricas en litio en todo el mundo como resultado de las rutas de flujo de agua subterránea que convergen en cuencas endorreicas y se descargan por evaporación, concentrando los solutos y dando como resultado sales precipitadas y salmueras altamente concentradas. Refiriéndose a los salares andinos en general, Risacher et al. (2003) propusieron la evaporación y el reciclaje de salmueras (lixiviadas de salinas enterradas o filtradas de las salinas actuales) como los mecanismos para explicar la química de algunas salinas. Por lo tanto, dependiendo del agua de entrada, la concentración de evaporación conduciría a ricos en Ca-Cl y SO<sub>4</sub>-salmuera rica. Las salmueras infiltrantes se mezclarían con agua meteórica diluida formando celdas de reciclaje. El flujo de calor actuaría como una fuerza impulsora para estas celdas de reciclaje, lo que posiblemente resultaría en patrones de mezcla muy complejos. Para la SdA en particular, Risacher y Fritz (2009) describió un sistema en el que cada salmuera está relacionada con la litología de su cuenca de drenaje (Fig. 3A). Por lo tanto, las rocas sedimentarias-evaporíticas en el flanco occidental de la cuenca dan como resultado salmueras ricas en Ca-Cl, y las rocas volcánicas en el flanco este de la cuenca conducen a SO<sub>4</sub>-salmueras ricas. Estos autores concluyeron que actualmente no ingresa ningún flujo de entrada al núcleo desde el oeste y, por lo tanto, la salmuera rica en Ca-Cl se formó en la antigüedad y podría ser reemplazada en su totalidad por el SO<sub>4</sub>-salmueras ricas que afluyen desde el este en el futuro.

Más recientemente, con base en un déficit importante en el balance de masa de sal, Corenthal et al. (2016) propuso que la cuenca topográfica SdA no coincide con la cuenca hidrogeológica (Fig. 3B). Usando enfoques de elementos múltiples, isótopos múltiples y estadísticos, Rissmann

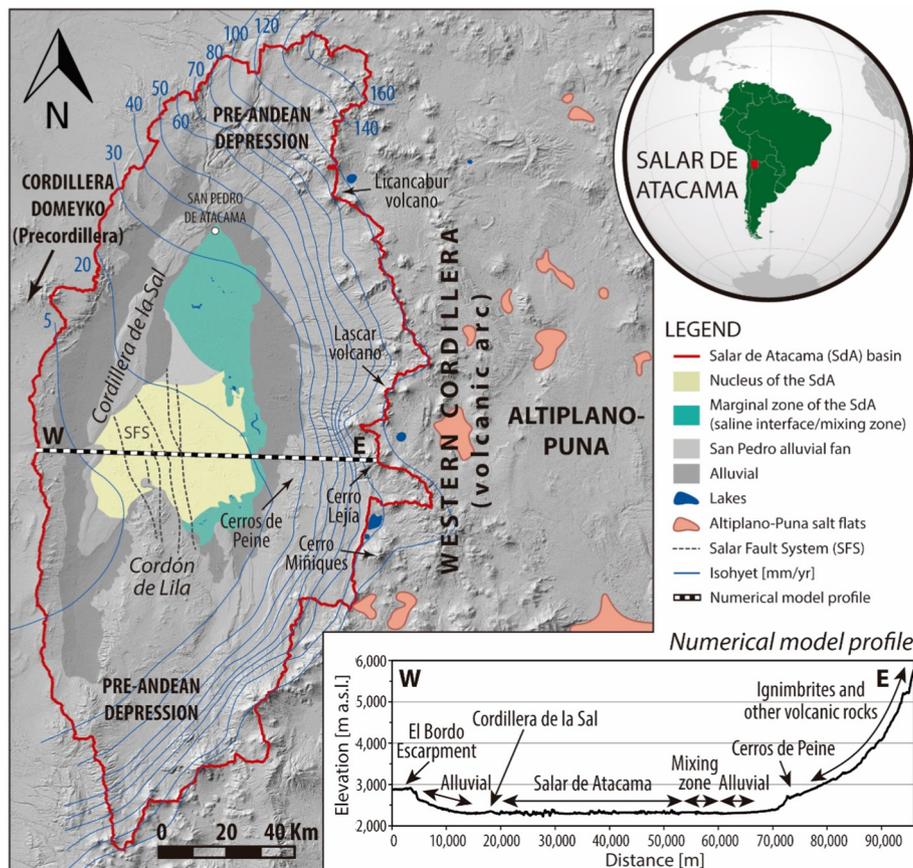


Figura 1. Ubicación de la cuenca del Salar de Atacama. También se muestra la topografía del perfil del modelo numérico.

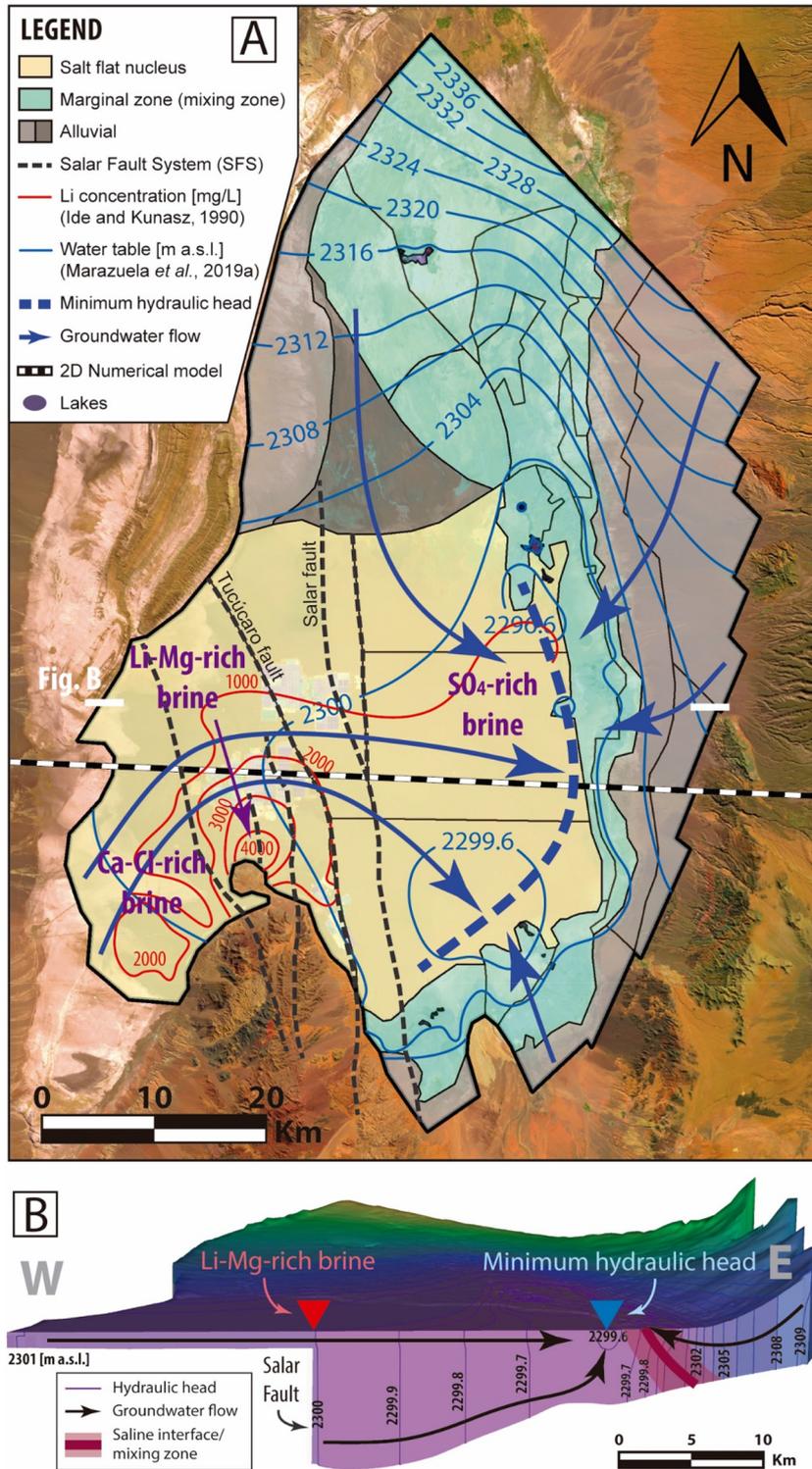


Figura 2. Marco hidrogeoquímico del Salar de Atacama. A) Nivel freático, tipos de salmueras y mapa de contornos de concentración de Li de los acuíferos más salinos. Tenga en cuenta el desajuste espacial entre la carga hidráulica mínima del nivel freático y las ubicaciones de salmuera ricas en Li-Mg. B) Mapa de contorno de la cabeza hidráulica de la sección transversal vertical marcada en blanco en la Fig. A. (Modificado de Marazuela et al., 2019a).

et al. (2015) sugirieron que la fuga basal de salmueras evaporadas del arco volcánico/Salares activos Altiplano-Puna participó junto con agua meteórica en el agua subterránea regional del acuífero sur que alimenta al SdA. Utilizando información química y de isótopos de aguas superficiales y subterráneas del este de SdA e isótopos de He en salmueras, Munk et al. (2018) concluyó que más de la mitad del Li en el núcleo de halita se deriva de las entradas del flanco oriental. Para explicar el

altas concentraciones de Li de las aguas de entrada a las salmueras, estos autores propusieron concentración evaporativa, salmueras de transición y cristalización de halita. La pregunta pendiente sería si el agua recargada en el flanco este del SdA puede llegar al área SFS y evaporarse a su paso resultando en salmueras ricas en Li.

Una explicación alternativa a las salmueras ricas en Li-Mg encontradas en la zona centro-occidental del núcleo es el ascenso de hidrotermales

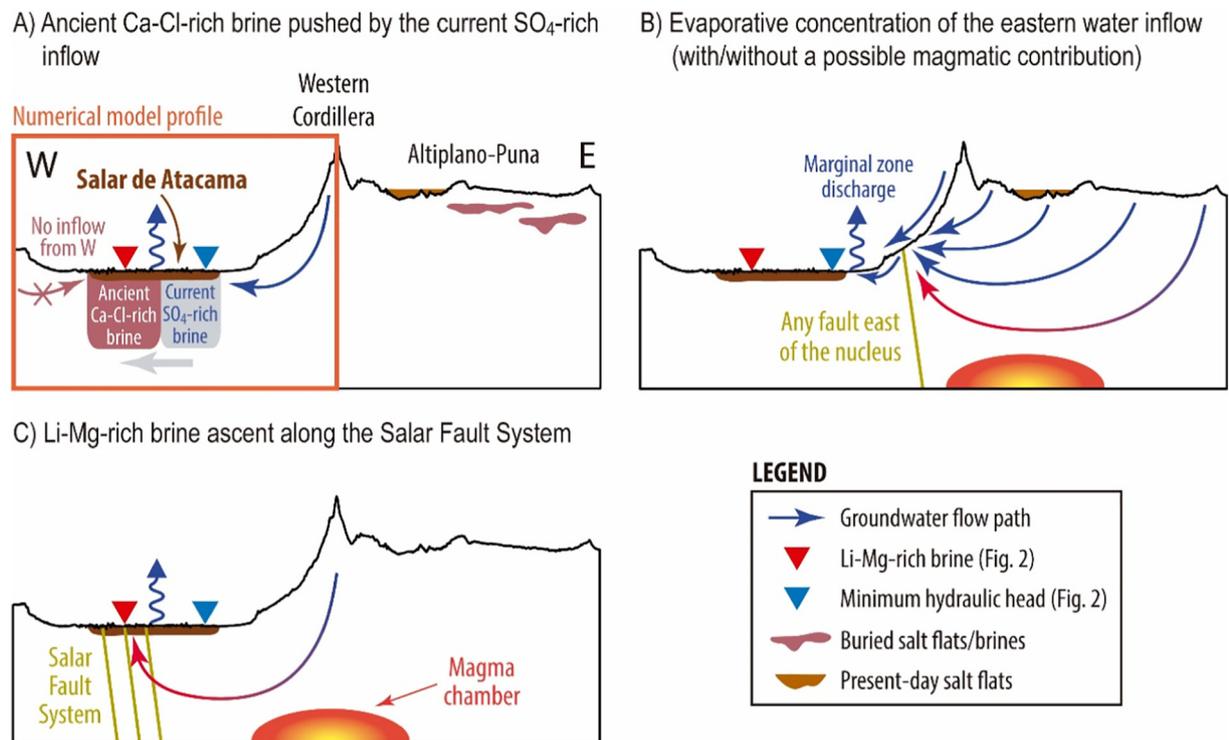


Fig. 3. Ideas conceptuales del funcionamiento hidráulico del Salar de Atacama deducidas de la literatura: (A) SO<sub>4</sub>-salmueras ricas en calcio que reemplazan las salmueras relictas ricas en Ca-Cl, (B) evaporación del agua subterránea recargada al este del Salar de Atacama y (C) salmueras hidrotermales profundas que ascienden a lo largo del Sistema de Fallas del Salar. Ver detalles en el texto.

soluciones [Jordán et al. \(2002\)](#) destacó el papel hidráulico potencial del SFS y sugirió que, durante las etapas desecadas, las rutas de flujo de agua subterránea provenientes de la recarga en el flanco este de la cuenca podrían alcanzar el centro del núcleo y luego ascender a lo largo del SFS. Siguiendo esta idea, [Lowenstein y Risacher \(2009\)](#) planteó la hipótesis de que las aguas profundas ricas en Ca-Cl, calentadas en el subsuelo del arco volcánico al este de SdA, ascienden a la superficie de SdA a lo largo de fallas relacionadas con SFS (Fig. 3C). Aunque no se ha establecido un vínculo genético claro, estas salmueras ricas en Ca-Cl coexisten con las salmueras ricas en Li-Mg cercanas al SFS. Los valores isotópicos medidos por [Munk et al. \(2016\)](#) fueron interpretados como un posible indicador de la influencia de los gases derivados del manto. Estos autores propusieron que la interacción de las aguas subterráneas y los sistemas magmáticos del Altiplano-Puna es otro mecanismo potencial para el transporte de Li derivado del manto, desde los sistemas volcánicos al SdA. Sin embargo, estos autores sugirieron que los planos de falla ubicados dentro del salar, como el SFS, no son buenos candidatos debido a que la litosfera es fría y rígida ([Schurr y Rietbrock, 2004](#)); una mejor opción serían las fallas ubicadas entre el salar y el arco volcánico (Fig. 3B). [González et al. \(2009\)](#) relacionó algunas fallas de la cuenca SdA con cámaras de magma profundas. Los contenidos de litio de aproximadamente 1000 mg/L son comunes en inclusiones fluidas y fundidas asociadas con rocas volcánicas y magmáticas ([Hofstra et al., 2013](#); [Lindsay, 2001](#); [Schmitt, 2001](#)). La contribución de los fluidos hidrotermales a las composiciones de la salmuera ha sido descrita en el Salar de Uyuni en Bolivia ([Ericksen et al., 1978](#)); el área de Fox Creek en Canadá ([Eccles y Berhane, 2011](#)); el Mar de Salton, el Valle de la Muerte y el Lago Seco de Bristol en California ([Lowenstein et al., 2016](#); [Lowenstein y Risacher, 2009](#)); la cuenca de Qaidam (Tíbet) en China ([Li et al., 2018](#); [Lowenstein y Risacher, 2009](#); [Yu et al., 2013](#)); y muchas otras zonas magmáticas en el mundo ([Benson et al., 2017](#)). [Karmanocky y Benison \(2016\)](#) documentó el control de pulsos hidrotermales y magmáticos sobre la geoquímica del Salar Ignorado, ubicado a 200 km al sur de la SdA, mediante el estudio de inclusiones en cristales de yeso. El estudio realizado en varios salares del noroeste argentino por [López Steinmetz et al. \(2018\)](#) confirmó las correlaciones lineales positivas entre Li, K y Mg, lo que sugiere una fuente común para estos iones, probablemente una contribución térmica. Otra vez,

la conexión hidrogeológica entre los sistemas magmáticos del arco volcánico y el núcleo de la SdA sigue siendo una gran cuestión pendiente.

Las ideas conceptuales descritas anteriormente sobre la génesis de las salmueras ricas en Li-Mg (principalmente basadas en datos químicos e isotópicos) plantearon la hipótesis de la evaporación del agua recargada en el flanco oriental de la cuenca SdA (Fig. 3A y B) o el agua subterránea profunda fluye en el núcleo desde fuera de la cuenca (Fig. 3C). Sin embargo, ninguna de estas hipótesis ha sido probada como factible por medio de modelos numéricos de flujo de agua subterránea.

El modelado del flujo de agua subterránea de cuencas de sistemas salinos debe considerar indispensablemente el fuerte acoplamiento del flujo, el transporte de masa y calor y la dependencia de la densidad y la viscosidad de la presión, la concentración de masa (salinidad) y la temperatura ([Driesner y Heinrich, 2007](#); [Klyukin et al., 2016](#); [Kohfahl et al., 2015](#)). En los sistemas termohalinos, las grandes variaciones de densidad y viscosidad juegan un papel importante en el flujo de agua subterránea, que está regulado por la ley de Darcy. La convección termohalina implica que las salmueras densas contrarrestan el flujo ascendente y las células convectivas promovidas por el flujo impulsado térmicamente ([Irvine et al., 2014](#); [Magri et al., 2015, 2012, 2009](#); [Wooding et al., 1997](#)). La fuga de salmueras concentradas evitaría que las salinas alcancen concentraciones altísimas ([Sanford y Wood, 1991](#)). Además, los planos de falla se asocian frecuentemente con trayectorias de flujo preferenciales debido a su mayor permeabilidad combinada con el desarrollo de celdas convectivas. [Barcelona et al., 2019](#); [Hirthe y Graf, 2015](#); [Koltzer et al., 2017](#); [Li et al., 2016](#); [Magri et al., 2016, 2015, 2010](#); [Shafabakhsh et al., 2019](#); [Simms y Garven, 2004](#); [Zechner et al., 2019](#)). Sin embargo, aunque trabajos previos han destacado la necesidad de abordar la circulación termohalina en las salinas (por ejemplo, [Godfrey y Álvarez-Amado, 2020](#); [Hardie, 1991, 1990](#); [Magaritz et al., 1990](#); [Munk et al., 2016](#); [Risacher et al., 2003](#); [rosa, 1994](#)), hasta la fecha solo se han realizado modelos sintéticos centrados en la interfase salina de los acuíferos menos profundos ([Duffy y Al-Hassan, 1988](#); [Ventilador et al., 1997](#); [Hamann et al., 2015](#); [Holzbecher, 2005](#); [Marazuela et al., 2018](#); [Nield et al., 2008](#); [Simmons et al., 1999](#); [Tejeda et al., 2003](#); [Vásquez et al., 2013](#)). La complejidad y el alto costo computacional de estos modelos es probablemente lo que

ha impedido el desarrollo de modelos termohalinos cuantitativos que pueden explicar el complejo flujo de agua subterránea y la hidroquímica de las cuencas de salinas.

El objetivo de este trabajo es explicar el flujo de agua subterránea termohalina en la cuenca del Salar de Atacama para dar cuenta de la génesis de la reserva de Li más grande del mundo y discutir la factibilidad de las hipótesis hidráulicas detrás de todos los modelos genéticos conceptuales de las salmueras ricas en Li propuestas. en la literatura, en particular, el enriquecimiento de Li por concentración evaporativa de los flujos de entrada que alimentan el núcleo lateralmente (Fig. 3A y B) y el ascenso de salmueras hidrotermales ricas en Li a lo largo del Sistema de Fallas Salar (Fig. 3C). Para lograr este objetivo, se ha desarrollado un modelo numérico termohalino del flujo de agua subterránea para explicar (1) los factores que determinan la ubicación de las salmueras más evaporadas dentro de los sistemas salinos y (2) cómo la convección termohalina en una cuenca salada madura fracturada como el actual Salar de Atacama puede contribuir al enriquecimiento de Li de las salmueras.

2. Material y métodos

2.1. Entorno hidrogeológico

La cuenca SdA es una depresión morfológica prominente de 17.000 kilómetros ubicada en el antearco proximal entre la Cordillera Occidental (actual arco volcánico) al este y la Precordillera del Norte de Chile (Cordillera de Domeyko) al oeste a 2303 m snm (metros sobre el nivel del mar) (Figura 1). La cuenca SdA, especialmente su flanco este, se encuentra en la región en forma de arco de alto flujo de calor descrita en la literatura entre las latitudes 15 y 30° sur (Hamza et al., 2005). Las fuertes anomalías positivas en la gravedad residual isostática del SdA son causadas por cuerpos densos a 4–6 km y 10–15 km emplazados magmática o tectónicamente durante el episodio de grieta del Cretácico (González et al., 2009; Reutter et al., 2006).

Los sucesivos regímenes extensionales y compresivos han fracturado fuertemente la cuenca, siendo el SFS el rasgo mejor expresado (Arriagada et al., 2006) (Figura 2). El SFS con tendencia norte-noroeste afecta el núcleo del salar desde el Cordón de Lila en el sur hasta la Cordillera de la Sal en el noroeste, y ha estado activo durante un intervalo que abarca los últimos 5-10 Ma (Jordán et al., 2007). El SFS ha provocado que las unidades estratigráficas del bloque este de la SdA sean mucho más gruesas que las del bloque oeste. También se describen en la literatura al menos otras tres fallas mayores: la falla de Tucúcaro (que, al igual que las otras fallas menores en el núcleo SdA, incluimos en el SFS para simplificar la

redacción), la Falla Peine y una falla referida en este estudio como la Falla Este (Jordán et al., 2007; Muñoz et al., 2002; Reutter et al., 2006).

El clima hiperárido del desierto de Atacama, donde se encuentra el SdA, se estableció mucho antes de que se desarrollara el SdA hace aproximadamente 5,8 Ma (González et al., 2009), aunque se han producido algunos períodos cortos relativamente más húmedos y más secos (Bobst et al., 2001). Estos ciclos climáticos han podido modificar el comportamiento hidrogeológico de la cuenca a lo largo del tiempo. En realidad, una mayor tasa de precipitación, por encima de los 120 mm/año, se presenta en el flanco de la Cordillera Occidental donde se alcanzan altitudes superiores a los 5000 m snm (Houston, 2006; Marazuela et al., 2019a). En el núcleo del salar, la tasa de precipitación apenas alcanza los 5 mm/año.

La descarga en la cuenca se produce principalmente por evaporación freática en la zona marginal pero también minoritaria en el núcleo (Marazuela et al., 2019a, 2019b, 2020). En la zona marginal, donde el nivel freático está más cerca del suelo o directamente sobre el suelo en los lagos y humedales alimentados por los flujos ascendentes de la zona de mezcla, las tasas de evaporación alcanzan hasta 5,84 mm/d (Marazuela et al., 2020). Además, a pesar de la profundidad relativamente mayor del nivel freático en el núcleo, también contribuye levemente a la descarga en la cuenca con tasas de evaporación inferiores a 0,05 mm/d. En las condiciones climáticas actuales y considerando el nivel freático en los acuíferos más someros, la fuerte asimetría en la descarga por evaporación parece prevalecer sobre la asimetría en la recarga, y en consecuencia, la altura hidráulica mínima se ubica en la zona más oriental del núcleo, cerca de la zona marginal (Marazuela et al., 2019a, 2019b) (Figura 2). Por tanto, al menos en los acuíferos más someros, el agua recargada en ambos flancos de la cuenca converge hacia la parte oriental del núcleo.

2.2. Estratigrafía

La litología de la corteza superior y la estructura de la cuenca necesarias para respaldar los trabajos de modelado son bien conocidas a partir de los datos sísmicos de la industria y de un pozo de exploración profundo perforado en el centro de la cuenca (se muestra un perfil sintético en la figura). Figura 4) (Jordán et al., 2007; Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004; Reutter et al., 2006).

El basamento precretácico está representado por rocas sedimentarias e ígneas que afloran en la península del Cordón de Lila y por rocas volcánicas y sedimentarias estratificadas, ampliamente distribuidas, del Paleozoico tardío al Triásico. Las rocas paleozoicas tempranas están compuestas de sedimentos clásticos con intercalaciones de lavas almohadilladas de edad Ordovícico y rocas plutónicas del Ordovícico al Carbonífero.

Las secuencias del Cretácico al Eoceno que subyacen al SdA actual se depositaron en el arco posterior del arco volcánico antes de los 38 Ma.

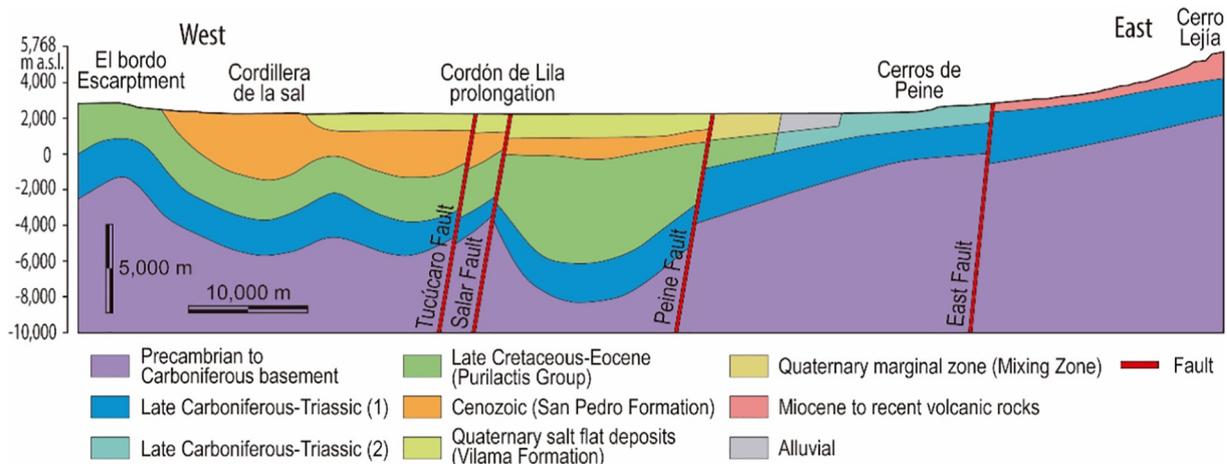


Figura 4. Estratigrafía simplificada y características estructurales del perfil vertical elegido para las simulaciones numéricas (escala vertical x1.5 como todos los perfiles que se muestran a continuación). Ver la ubicación de la sección en Fig. 1 y 2.

(Reutter et al., 2006). El Grupo Purilactis (Cretácico a Eoceno) que aflora en la faja plegada y corrida del Escarpe El Bordo, subyace desde el Eoceno tardío hasta el relleno sedimentario reciente de la cuenca. La parte más baja del Grupo Purilactis está compuesta por calizas, yesos y halita, y la parte superior por conglomerados. Adicionalmente, en estas secuencias se describieron lavas basálticas a andesíticas, diques, sills y rocas intrusivas subvolcánicas como consecuencia de la fuerte actividad volcánica a través de fisuras en dirección NS.

Las rocas cenozoicas corresponden a sedimentos clásticos continentales e ignimbritas (liparitas) asociadas con extensión sustancial. La FM de San Pedro. (Eoceno-Mioceno inferior), que aflora en la Cordillera de la Sal, está compuesto por depósitos continentales tanto clásticos (arcillas, limolitas, areniscas y conglomerados de grano fino) como evaporíticos (halita y yeso precipitados en una antigua salina terciaria ) rocas. El equivalente Tambores Fm. está compuesto por paraconglomerados y areniscas poco consolidadas.

El Cuaternario está representado principalmente por la Fm. Vilama. (Plioceno tardío-presente), que constituye el núcleo de halita SdA. La datación de las cinco capas de ignimbritas originalmente expulsadas del arco volcánico (estratovolcanes) y actualmente enterradas en la Fm. Vilama. restringir la edad de los depósitos del núcleo a 5,8 Ma (De Silva, 1989; Gardeweg y Ramírez, 1987;González et al., 2009).

2.3. modelo numérico

El modelo de flujo termohalino abarcó tres simulaciones numéricas basadas en el perfil geológico que se muestra enFigura 4, y cuyas principales características se resumen entabla 1. Las dos primeras simulaciones (simulaciones simétricas y asimétricas) tenían como objetivo analizar el efecto de la distribución de la descarga de evaporación en la superficie del salar sobre la ubicación de las salmueras más evaporadas y, por lo tanto, de la esperada salmuera rica en Li-Mg si solo se tuviera en cuenta la evaporación. considerado como mecanismo de enriquecimiento de Li. La tercera simulación (simulación de etapa madura) reprodujo las condiciones hidráulicas actuales de la cuenca SdA para caracterizar su flujo de agua subterránea termohalina y buscar una hipótesis validada numéricamente de la génesis de salmueras ricas en Li-Mg.

2.3.1. formulación acoplada

El código FEFLOW (Diersch, 2014;Shao et al., 2016) se utilizó para modelar el fuerte acoplamiento del flujo de agua subterránea, el transporte de solutos y la transferencia de calor en función de las siguientes ecuaciones de gobierno.

La ecuación de conservación de la masa del fluido en cabezas hidráulicas equivalentes se define como:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \beta \nabla \cdot q = 0 \tag{d1}$$

dónde  $S_s$  es el almacenamiento específico,  $h$  es la cabeza hidráulica equivalente y  $q$  es la ley de Darcy, que describe el flujo de un fluido a través de un medio poroso:

$$q = -k \nabla h + \frac{\rho_f - \rho_f^0}{\rho_f^0} \tau \tag{d2}$$

dónde  $k$  es la hidráulico conductividad tensor,  $\rho_f$  es la densidad del fluido y  $\rho_f^0$  es la densidad de referencia. El segundo agregó término de esta ley es el producto de la relación de densidad y el vector unitario gravitatorio,  $\tau$ , que representa la fuerza de flotabilidad inducida por las variaciones de densidad.

La ecuación de balance de energía para el fluido y el medio poroso viene dada por la expresión:

$$\phi \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_f c_f \beta \nabla \cdot (T - T_0) - \lambda \nabla^2 T + \rho_f c_f T q = 0 \tag{d3}$$

donde  $\phi$  denota la porosidad,  $\rho_f$  es la densidad del sólido,  $T$  es la temperatura,  $c_f$  es el calor específico del fluido,  $c_s$  es el calor específico del

sólido y  $\lambda$  es la conductividad térmica del medio poroso saturado en su conjunto.

La ecuación de conservación de soluto-masa en su forma convectiva es la siguiente:

$$\phi \frac{\partial C}{\partial t} + \beta \nabla \cdot (C - C_0) - \nabla \cdot (D \nabla C) = 0 \tag{d4}$$

dónde  $C$  es la concentración de masa y  $D$  es el tensor de dispersión hidrodinámica.

El tensor de conductividad hidráulica,  $k$ , se define como:

$$k = \frac{k_p \mu_f}{\mu_f} \tag{d5}$$

dónde  $k_p$  es el tensor de permeabilidad intrínseca. La viscosidad dinámica de la fase fluida,  $\mu_f$ , se considera como una función termodinámica de la fracción de masa,  $\omega$ , y la presión ( $p$ ). La dependencia de la viscosidad de la salmuera se puede despreciar a temperatura subcrítica (Schoofs y Hansen, 2000). Combinando la dependencia de alta concentración dada por Palanca y Jackson (1985) con la dependencia empírica de la temperatura de Mercer y Pinder (1974), se llega a la siguiente expresión empleando valores de referencia para la concentración,  $C_0$  y temperatura,  $T_0$ :

$$\mu_f = \mu_0 \left( \frac{C - C_0}{C_0} \right)^{1.85} \left( \frac{T - T_0}{T_0} \right)^{-4.1} \left( \frac{p - p_0}{p_0} \right)^{0.45} \tag{d6}$$

donde  $\zeta = (T - 150)/100$  en  $T$  en °C y  $\omega = C/\rho_f$ .

La ecuación de estado utilizada para la densidad del fluido se da en términos de valores de referencia para densidad, concentración, temperatura y presión,  $\rho_f$ , por el SalmueraDensidadcomplemento implementado en el código FEFLOW (Magrí, 2009):

$$\rho_f = \rho_0 \left( 1 - \beta \bar{\Delta} T - \gamma \bar{\Delta} p + \alpha \frac{C - C_0}{C_0} \right) \tag{d7}$$

donde los coeficientes de expansión térmica,  $\beta$ , compresibilidad,  $\gamma$  y relación de concentración de masa,  $\alpha$ , varían en función de  $C$ ,  $T$ ,  $p$ .

2.3.2. Parámetros de malla y modelo

El modelo 2D se extendió de oeste a este a través de la cuenca y alcanzó el basamento Precámbrico-Carbonífero a lo largo de (higos. 1 y 4). El modelo 2D representó una sección seleccionada bastante paralela al flujo principal de agua subterránea y, por lo tanto, las contribuciones de agua subterránea fuera del plano se ignoraron como una simplificación (Figura 2). El objetivo de este modelo no era calibrar datos de campo (no hay datos a profundidad) sino describir la hidrodinámica termohalina a escala de cuenca. Esta sección capturó las principales características hidrodinámicas que constituyen la base de la discusión, como el desarrollo de una zona de mezcla alrededor del núcleo del salar, el papel hidráulico de la cabeza hidráulica mínima del nivel freático regional y el posible flujo convectivo en el SFS. Todos ellos resultaron ser intrínsecos a los sistemas salinos y, por tanto, aunque su ubicación o geometría puede variar en función de los parámetros hidráulicos y la relación recarga/descarga, el comportamiento hidráulico regional que desencadenan no cambia.

La cota máxima se alcanzó en el límite oriental (Cerro Lejía) con 5769 m snm. Por otro lado, el perfil solo alcanza una cota de 2871 m snm en el Escarpe Fronterizo. El núcleo del salar se ubicó a 2303 m snm en el centro del perfil. Debido a la cuenca en forma de sinclinal, el basamento Precámbrico-Carbonífero se alcanzó 8300 m snm (metros bajo el nivel del mar) debajo del núcleo y solo 2200 m snm debajo del arco volcánico.

La malla de elementos finitos se construyó utilizando el algoritmo "Triángulo" y satisfaciendo el criterio de Delaunay (Shechuk, 1996). El perfil completo comprendía aproximadamente 120.000 elementos triangulares. El elemento

tabla 1

Resumen de las principales características de las tres simulaciones termohalinas realizadas en este trabajo. ES: evaporación.

Simulación	Tiempo	Objetivo	Consideraciones específicas
Evaporación simétrica	100.000 años	Ubicación de las salmueras más evaporadas en un hipotético salar antiguo con evaporación simétrica	minúcleo= mizona marginal Averías deshabilitadas
Evaporación asimétrica		Ubicación de las salmueras más evaporadas en un salar con evaporación asimétrica	minúcleobmizona marginal Averías deshabilitadas
Etapa madura	cuasi-estado-estacionario	Flujo termohalino en la actual cuenca del Salar de Atacama	minúcleobmizona marginal Porosidad de agua de Fms San Pedro y Vilama. está saturado en halita

el tamaño varió desde aproximadamente 25 m en las fallas y zonas de evaporación, lo que permitió implementar las condiciones de contorno de evaporación en el núcleo y zona marginal como se describe a continuación, hasta un valor promedio de 150 m en las áreas menos críticas para evitar errores numéricos.

Las fallas se representaron como áreas permeables de 300 m de ancho (era muy pequeño en comparación con el flujo de agua subterránea a escala de la cuenca) que se extendían desde el sótano hasta la parte superior del modelo, utilizando el enfoque bien establecido de medios porosos equivalentes (EPM) (Blessent et al., 2014; Vujević et al., 2014). La técnica EPM requiere menos esfuerzo computacional que los modelos de fracturas discretas y permite modelar el flujo impulsado por la densidad dentro de las fallas (Magri et al., 2016, 2015, 2012, 2010). Las fallas fueron deshabilitadas en las simulaciones de evaporación simétrica y asimétrica.

Cada unidad estratigráfica se consideró homogénea e isotrópica con respecto a las propiedades físicas (conductividad hidráulica, porosidad, conductividad térmica y capacidad calorífica volumétrica) enumeradas en Tabla 2. Los valores promedio de cada parámetro se tomaron de estudios previos en la SdA (por ejemplo, Marazuela et al., 2019a, 2019b) y complementado con valores de referencia de la literatura para cada tipo de roca (por ejemplo, Eppelbaum et al., 2014). El sótano se consideró impermeable y luego se desdició en la tarea de modelado. Debido a su conductividad hidráulica extremadamente baja, las simulaciones preliminares demostraron que descuidar el sótano no tuvo un impacto significativo en el flujo de agua subterránea. Las dispersividades longitudinal y transversal para el transporte de masa y calor fueron de 100 y 10 m, respectivamente.

Debido al equilibrio químico de las salmueras con halita en la mayor parte del sistema considerado, se espera que el impacto de la disolución-precipitación sobre la porosidad y la permeabilidad sea pequeño a escala de cuenca y, por tanto, se ha despreciado. Aunque se ha intentado parcialmente un modelo de transporte reactivo termohalino totalmente acoplado a escala local y más simple (p. Graf y Therrien, 2007), el costo computacional de dicho modelo a escala de cuenca está mucho más allá de los recursos computacionales convencionales actuales y, a menudo, se desprecia (por ejemplo, Magri et al., 2015, 2009; Zechner et al., 2019).

### 2.3.3. Condiciones de frontera e iniciales

Las condiciones de contorno (BC) del flujo de agua subterránea y del transporte de masa abarcaron la entrada de agua dulce a lo largo de las áreas de recarga en los flancos este y oeste de la cuenca y un sumidero de agua dulce en el núcleo y la zona marginal (Figura 5). La tasa de entrada se basó en los valores de recarga presentados por Marazuela et al. (2019a). La recarga principal ocurrió en el flanco oriental, con valores que aumentan desde 34 mm/año en el contacto entre los depósitos aluviales y las rocas triásicas aflorantes hasta 85 mm/año en Cerro Lejía. Estos valores corresponden a las precipitaciones actuales de 40 a 100 mm/año menos el 15% que se estima por interceptación, detención superficial e infiltración al inicio de una tormenta y que finalmente regresa a la atmósfera por evaporación. En el flanco occidental, la recarga se redujo a 5,5 mm/año. Estas tasas de entrada dieron lugar a una recarga total de 5,7 m<sup>3</sup>/d. Como requisito para el cálculo numérico, la cabeza hidráulica se fijó en 5000 m snm en el nudo más oriental de la cima para permitir el cálculo libre del nivel freático en el centro de la cuenca, donde se encuentra el salar y la zona de mezcla. Ambas entradas de agua dulce (con la excepción del tramo de la Fm. San Pedro en la simulación de la etapa madura, como se describe a continuación) tuvieron un

concentración de 5000 mg/L, lo que representó un agua de recarga ligeramente enriquecida en solutos después de haber atravesado rocas volcánicas.

La evaporación se implementó como un sumidero de agua dulce a través de dos rectángulos de 200 m de ancho que se extienden a lo largo de la parte superior del núcleo y la zona marginal. Este sumidero permitió la extracción de agua dulce pura (0 mg/L) sin solutos, aumentando así la concentración de soluto en cada paso de tiempo consecutivo a través de la concentración evaporativa (Nield et al., 2008). Para las simulaciones de evaporación asimétrica y etapa madura que consideraron la evaporación actual, la salida en el núcleo y zona marginal fue de 0.3 y 5.4 m<sup>3</sup>/d, respectivamente, de acuerdo con las tasas de evaporación estimadas por Marazuela et al. (2020) (Figura 5). Para la simulación de evaporación simétrica que consideró una tasa de evaporación homogénea en toda la superficie (núcleo y zona marginal), la salida total también se mantuvo en 5,7 m<sup>3</sup>/d. Por lo tanto, en todas las simulaciones se compensaron las entradas y salidas de agua (cuenca cerrada). El rango de normalización para la concentración se estableció entre 0 mg/L, equivalente a agua dulce pura con una densidad de 1000 kg/m<sup>3</sup> y 350.000 mg/L con una densidad de 1200 kg/m<sup>3</sup>. Para la simulación de la etapa madura, las aguas subterráneas de las Fms San Pedro y Vilama. se supuso que tenía la concentración máxima de soluto (350.000 mg/L), lo que representa el rápido logro de la saturación de halita por disolución de sus rocas evaporíticas. Adicionalmente, una concentración másica BC limitó la concentración máxima (350.000 mg/L, que corresponde a la saturación de halita) que podía alcanzar la salmuera en cada nodo del rectángulo de evaporación (Kohfahl et al., 2015).

El transporte de calor BC permitió reproducir el gradiente geotérmico considerando los valores de flujo de calor obtenidos por Hamza et al. (2005). La entrada de calor en la parte inferior aumentó de 80 mW/m<sup>2</sup> en el extremo este a 120 mW/m<sup>2</sup> en el extremo occidental, teniendo en cuenta que la corteza debajo del núcleo del salar es más fría que la que está debajo del arco volcánico (Figura 5). En la parte superior del modelo se fijó una temperatura atmosférica media de 18 °C. Los límites laterales estaban cerrados al flujo de fluidos, calor y masa porque se consideraban los límites de la cuenca. También el fondo estaba cerrado al flujo de fluido y masa.

Las condiciones iniciales de cabeza hidráulica y temperatura se derivaron de un modelo hidrotermal convectivo que se llevó a cabo previamente. La concentración de masa inicial fue de 5000 mg/L en todo el dominio, lo que representa una cuenca hipotética llena completamente con agua dulce de recarga. La simulación de la etapa madura se ejecutó hasta que se logró el régimen de estado cuasi-estacionario.

## 3. Resultados

### 3.1. Enriquecimiento de solutos por evaporación en salares

Aunque antes del desarrollo de un salar, la cuenca SdA probablemente estaba ocupada por un lago de agua dulce gobernado por un flujo impulsado por la topografía, este régimen de flujo inicial cambió drásticamente cuando el lago de agua dulce evolucionó a un salar y el aumento en la concentración de solutos modificó la densidad del agua subterránea. Durante su etapa como sistema salino (al menos desde hace 5,8 Ma), existen dos posibles regímenes hidráulicos por los que la cuenca ha podido evolucionar o alternar y que deben ser analizados por su posible implicación en el proceso de enriquecimiento de solutos. Estos regímenes son: (1) salar con homogeneidad

Tabla 2

Parámetros hidráulicos y térmicos considerados para las simulaciones numéricas. Los colores están de acuerdo con el perfil geológico que se muestra en Figura 4.

Hydrostratigraphic units	K [m d <sup>-1</sup> ]	$\phi$ [-]	$\lambda$ [W m <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> ]	$\rho^s c^s$ [10 <sup>6</sup> J m <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> ]
Precambrian to Carboniferous basement	Impermeable			
Late Carboniferous-Triassic (1)	5·10 <sup>-4</sup>	0.02	2.8	2.1
Late Carboniferous-Triassic (2)	2·10 <sup>-2</sup>	0.02	2.8	2.1
Late Cretaceous-Eocene	1·10 <sup>-3</sup>	0.03	2.6	2.1
Cenozoic	1·10 <sup>-2</sup>	0.04	3.0	2.0
Quaternary salt flat deposits	0.1	0.02	3.5	1.8
Evaporation zone of the nucleus	0.5	0.05	3.5	1.8
Quaternary marginal zone	0.1	0.02	3.2	1.8
Evaporation zone of the marginal zone	0.5	0.05	3.2	1.8
Miocene to recent volcanic rocks	1	0.10	2.8	2.1
Alluvial	2	0.10	1.8	1.7
Faults (EPM)	1	0.25	2.0	1.8
Fluid	–	–	0.65	4.2

evaporación en toda la superficie del salar (llamada aquí evaporación simétrica) y (2) salar con evaporación asimétrica como la actual SdA. En esta sección, se llevaron a cabo dos simulaciones numéricas para analizar el efecto de considerar una distribución de evaporación simétrica o asimétrica en la superficie del salar sobre la ubicación de las salmueras más enriquecidas en soluto por concentración evaporativa.

Los resultados mostraron que, asumiendo una tasa de evaporación simétrica en un hipotético salar antiguo, la carga hidráulica mínima del nivel freático regional se calculó en el núcleo occidental como consecuencia de la asimetría actual en la recarga (Figura 6). La altura hidráulica mínima determinaba la dirección hacia la cual tendía a moverse y acumularse la mayor parte de la salmuera evaporada; por lo tanto, tuvo una importancia capital para el enriquecimiento de Li y otros elementos conservadores en la salmuera y para la precipitación de sales. El agua subterránea proveniente de la recarga en las montañas fue aumentando su concentración en solutos por evaporación y se acumuló en la altura hidráulica mínima, formando un "bulto salino". El contraste de densidad generado por el gradiente de concentración de soluto llevó al sistema a la convección y,

así, el agua salobre comenzó a hundirse debido a su mayor densidad. La protuberancia salina evolucionó hacia abajo hasta alcanzar el sótano impermeable. Aunque el proceso de hundimiento fue sensible a los parámetros hidráulicos de las rocas, y las capas de baja permeabilidad favorecieron levemente su expansión lateral, el alcance del basamento por el abultamiento salino en formación se produjo incluso antes de que se alcanzara la saturación en halita en las capas más someras (Figura 6B). Es decir, la fuga de salmuera evaporada desde el salar hacia capas profundas se vio favorecida con respecto a la expansión lateral aún cuando las rocas presentaban baja permeabilidad. Esto ocurrió porque el gradiente de densidad era muy fuerte y el flujo impulsado por la densidad superó al flujo impulsado por la topografía. Además, el efecto del gradiente de temperatura sobre la densidad de la salmuera mejoró esta profundización. Cuando se consideró la evaporación asimétrica actual, la carga hidráulica mínima se desplazó hacia el contacto entre el núcleo y la zona marginal oriental (Figura 7). La siguiente evolución del abultamiento salino fue similar a la descrita para el régimen de evaporación simétrica. Por lo tanto, la evaporación simétrica o asimétrica afectó significativamente la ubicación de las salmueras más evaporadas.

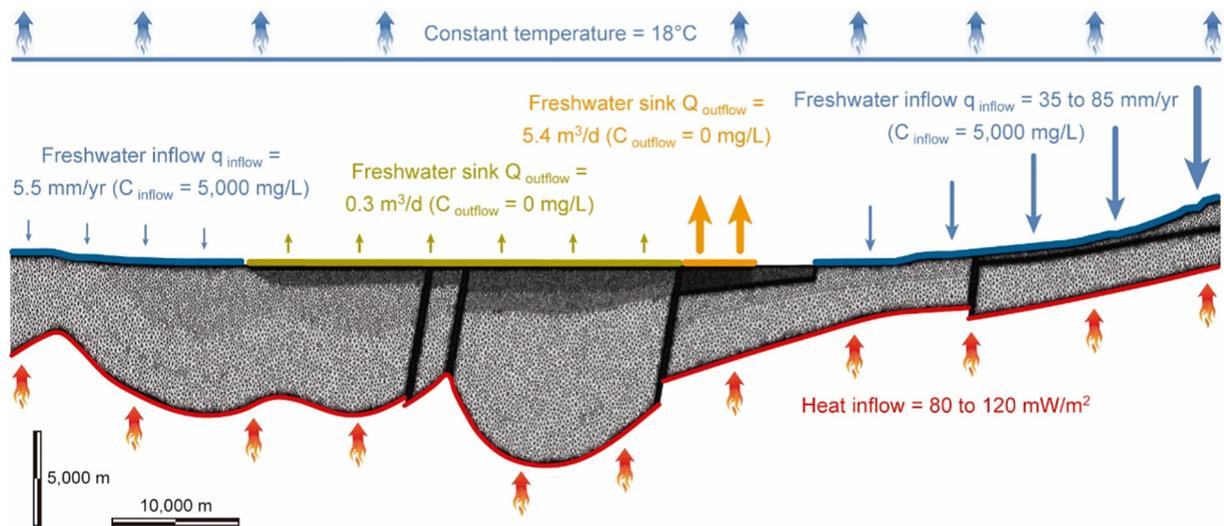


Figura 5. Malla y croquis de las principales condiciones de frontera de flujo, masa y calor consideradas para el modelo numérico. Tenga en cuenta que el sumidero de agua dulce que se muestra corresponde a la distribución asimétrica actual de la evaporación; para la simulación de evaporación simétrica, el sumidero total de agua dulce se mantuvo en 5,7 m<sup>3</sup>/d con una distribución constante del mismo en el núcleo y zona marginal. Ver detalle en el texto a consideración de Fms San Pedro y Vilama. como un dominio salino.

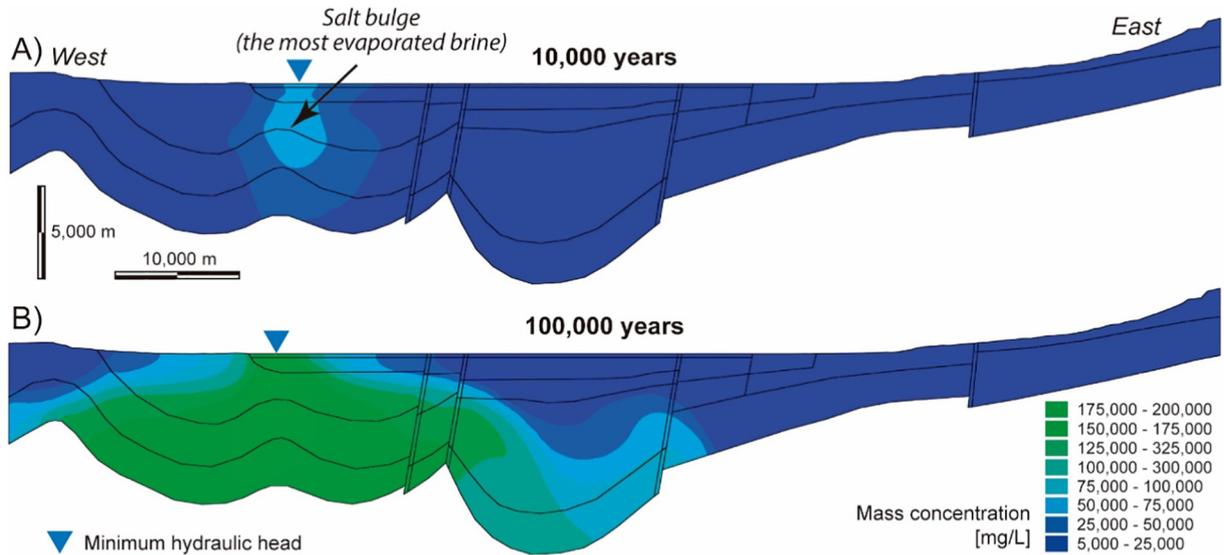


Figura 6. Concentración máscica calculada como resultado de la simulación de evaporación simétrica. Las salmueras producidas por concentración evaporativa se acumulan en la cabeza hidráulica mínima (bomba salina), que se ubica en el borde occidental del núcleo del salar.

Además, debido a que la salmuera preferentemente se hunde en lugar de expandirse lateralmente, parece poco probable que alcance el ancho del núcleo SdA actual solo por evaporación. Los resultados del modelo sugieren que, aunque no se puede descartar por completo, la evaporación por sí sola tardaría demasiado en llenar el núcleo SdA (figos. 6Banda7B). La disolución de rocas salinas pertenecientes a las Fms. San Pedro y Vilama, como se considera a continuación para la simulación de la etapa madura, podría contribuir a explicar este hecho.

3.2. Circulación termohalina en el Salar de Atacama

Los resultados de la simulación de la etapa madura mostraron los efectos de la temperatura y la salinidad en el flujo de agua subterránea de la cuenca SdA ( Figura 8). Los gradientes de temperatura pronosticados por el modelo por debajo de la SdA, 25 °C/km, y por debajo de la Cordillera Occidental, 35 °C/km, fueron consistentes con los 18–31 °C/km obtenidos por Jayne et al. (2016) para el Salar de Huasco ubicado más al norte (Figura 8A). Estos resultados confirmaron que la litosfera es más fría en la parte central de la cuenca que

en el arco volcánico, aunque esto no impidió la convección. El campo de temperatura calculado estaba limitado por la geometría de forma sinclinal de la cuenca, que determinaba la distribución de los parámetros hidráulicos y térmicos. El campo de temperatura también estaba distorsionado por la presencia de fallas y la interfase salina.

En la etapa madura, una interfaz salina y su zona de mezcla asociada se ubicaron alrededor del núcleo del salar como consecuencia del contraste de densidad generado por el gradiente de concentración de masa entre la salmuera en el núcleo y el agua dulce recargada en las montañas (Figura 8B y C). La geometría de la zona de mezcla estuvo controlada por la relación entre la recarga de agua dulce y la descarga por evaporación y por los parámetros hidráulicos de las rocas de la cuenca. Por lo tanto, la pendiente de la zona de mezcla oriental cerca de la superficie fue menor que en profundidad (Figura 8D). Marazuela et al. (2018) ya señaló que la presencia de rocas altamente permeables en los acuíferos menos profundos da como resultado una pendiente de la zona de mezcla mucho menor que la predicha previamente en el SdA.

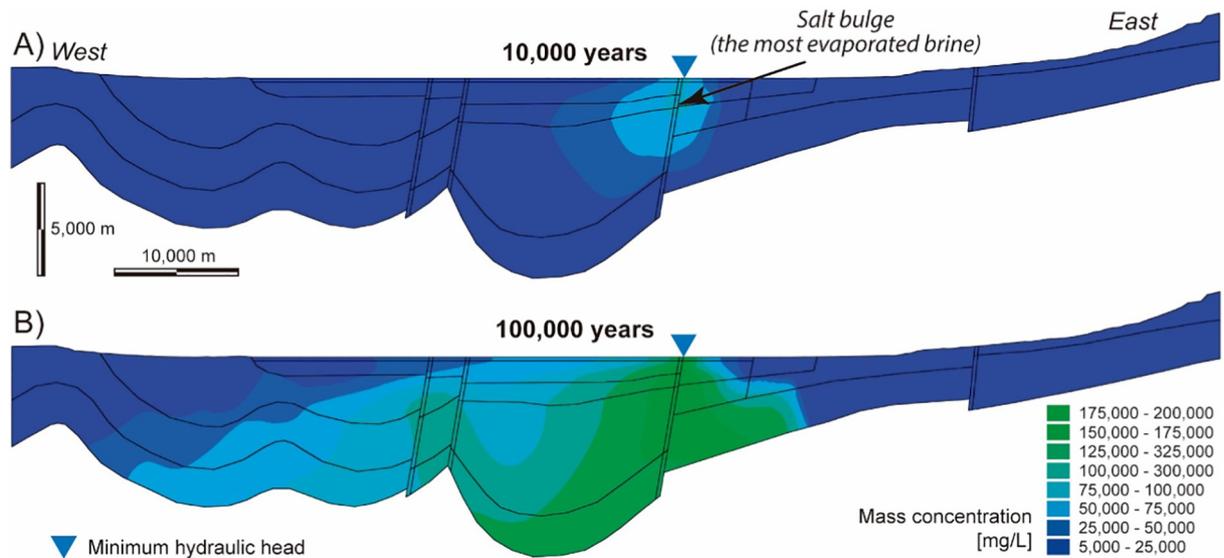


Figura 7. Concentración de masa calculada como resultado de la simulación de evaporación asimétrica. El abultamiento de sal producido por la acumulación de salmueras evaporadas se ubica en el borde este del núcleo del salar, donde se calcula la altura hidráulica mínima. Tenga en cuenta que a los 100.000 años, el ancho de la protuberancia de sal todavía está lejos del ancho del núcleo actual del Salar de Atacama porque la salmuera preferentemente se hunde en lugar de expandirse lateralmente.

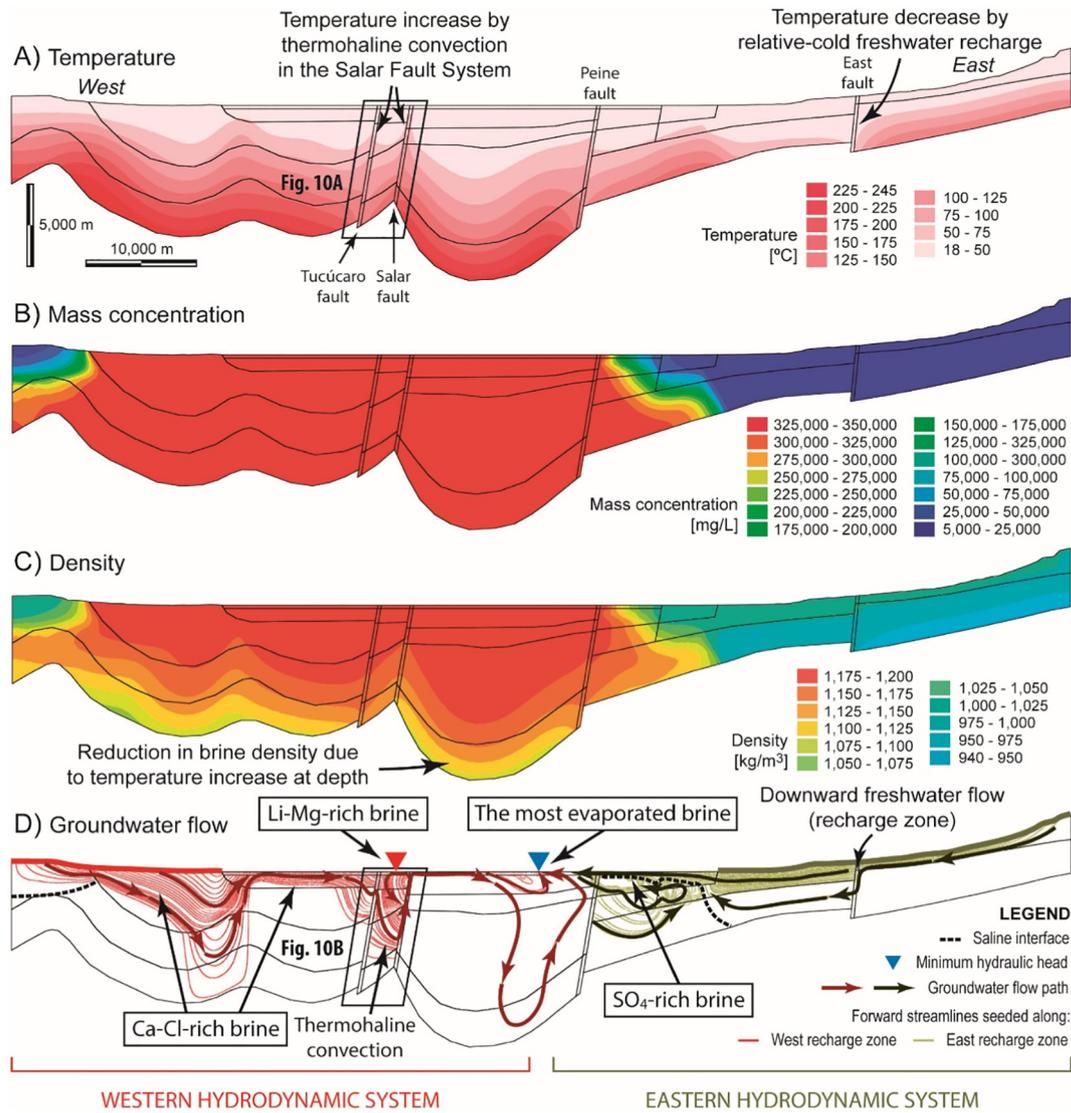


Figura 8. Campo de temperatura computado (A), concentración de masa (B), densidad (C) y flujo de agua subterránea (D) como resultado de la simulación de etapa madura. El sistema de fallas Salar mostrado en Figura 10 está enmarcado con dos paralelepípedos negros.

Debido al aumento de la temperatura con la profundidad, la densidad de la salmuera debajo del núcleo disminuyó de 1200 a 1100 kg/m<sup>3</sup> (Figura 8C). Esta reducción de la densidad favoreció la fuga de salmuera por el fondo del salar y la posterior entrada lateral de fluidos relativamente más diluidos por la parte superior. Como la precipitación de sales solo ocurriría cuando se alcanzara la saturación en halita, esto explica por qué la porosidad y la permeabilidad de los acuíferos poco profundos no disminuyen drásticamente debido a la precipitación de sal.

Sin embargo, a pesar de esta reducción de la densidad, la zona de mezcla no desapareció en profundidad (Figura 8B y C). La persistencia de la zona de mezcla en profundidad fue un factor crítico para la hidrodinámica a escala de cuenca porque impidió que cualquier flujo de agua subterránea proveniente de la zona de recarga en la Cordillera Occidental, o hipotéticamente en el Altiplano-Puna, llegara directamente al SFS en el núcleo. Esto no descartaba un posible aporte de aguas subterráneas desde el Altiplano-Puna a la cuenca del SdA, pero cualquier trayecto de flujo proveniente de esta región se vería obligado a ascender a la zona marginal antes de unirse al núcleo.

A escala de cuenca, un factor clave fue que la carga hidráulica mínima del nivel freático regional dividió el sistema en dos sistemas hidrodinámicos aislados, este y oeste (Figura 8D). La altura hidráulica mínima se calculó en la parte más oriental del núcleo del salar,

cerca de la zona de mezcla oriental. En este lugar, las trayectorias de flujo provenientes de ambos sistemas hidrodinámicos convergieron y terminaron.

En el sistema hidrodinámico oriental, el agua subterránea recargada en las montañas se movió a lo largo de acuíferos poco profundos, pero cuando alcanzó fallas altamente permeables como la falla este, la trayectoria del flujo descendió (Figura 8D). Debido a la dirección descendente del flujo relativamente frío en la falla, se produjo una anomalía negativa en el campo de temperatura (Figura 8A). Finalmente, el agua dulce proveniente de la Cordillera Occidental fue forzada a fluir hacia arriba a la superficie de la zona marginal por la zona de mezcla, alimentando los ecosistemas de humedales y lagos de la zona (figos. 8D y 9). Las trayectorias de flujo se volvieron casi paralelas a la superficie en los acuíferos menos profundos de la zona marginal debido a la pendiente muy baja de la zona de mezcla descrita anteriormente. Ahí es donde ocurren las tasas de flujo más altas del sistema, a una velocidad máxima de 7 m/año (Figura 9). A lo largo de esta trayectoria de flujo cuasi-horizontal, el nivel freático poco profundo experimentó una evaporación intensa, lo que resultó en un rápido aumento en la concentración de soluto y llevó al fluido a la saturación de halita antes de alcanzar la carga hidráulica mínima. El caudal bajo que llegaba al núcleo no superaba el punto de altura hidráulica mínima y, en consecuencia, recirculaba por convección por el lado interior de la zona de mezcla.

En el sistema hidrodinámico occidental, el rápido logro de la saturación de halita por la escasa recarga probablemente se debió a la geología del área. Como se describe en Sección 2.2, rocas evaporíticas afloran en todo el margen occidental del salar a través de la Cordillera de la Sal y se extienden muy por debajo de todo el salar (Arriagada et al., 2006; Jordán et al., 2007). Conceptualización de las Fms San Pedro y Vilama. como un dominio salino en el que el agua intersticial se satura en halita condujo a una salmuera de densidad homogénea en todo el núcleo del salar (Figura 8C). Simulaciones previas que no consideraron las Fms de San Pedro y Vilama. como dominio salino demostró que la ubicación calculada de la cabeza hidráulica mínima y el patrón de flujo regional no cambiaron significativamente, y solo se redujo el ancho del núcleo del salar. El supuesto de la lixiviación de las rocas hidrosolubles de la Cordillera de la Sal implicaba que el agua subterránea que ingresaba por el margen occidental del núcleo era una salmuera con una densidad de 1200 kg/m<sup>3</sup>. La salmuera procedente del oeste se desplazó hacia la altura hidráulica mínima en la zona más oriental del núcleo ya lo largo de este trayecto se produjo una evaporación débil. El flujo de agua subterránea dentro del núcleo presentó una velocidad muy baja debido a los pequeños gradientes hidráulicos inducidos por su topografía plana.

Asimismo, durante su travesía hacia la carga hidráulica mínima en la zona más oriental del núcleo, parte de la salmuera fue captada por el flujo convectivo desarrollado en el SFS (Figura 8D). El flujo de agua subterránea calculado indicó que se produjo una circulación termohalina compleja en el SFS (Figura 10). El contraste de densidad inducido por los gradientes de temperatura y salinidad fue la fuerza impulsora de esta circulación termohalina (Figura 10A). Se desarrollaron celdas de convección interna no solo alrededor de las fallas sino también dentro de las fallas, similares a las descritas en otros sistemas termohalinos (Magri et al., 2012, 2010) (Figura 10 B). La convección hizo circular el agua subterránea dentro del SFS a velocidades que oscilaban entre 0,25 y 2,5 mm/año, que era de uno a tres órdenes de magnitud mayor que en las rocas circundantes. Esto deformó el campo de temperatura, con una disminución de temperatura en el lado este de la Falla Tucúcaro y lado oeste de la Falla Salar y un aumento en los lados opuestos de estas fallas (Figura 10A). La convección termohalina en el SFS podría favorecer notablemente la removilización de solutos, como Li o Mg, hipotéticamente contenidos en las estructuras minerales de capas profundas de sales y/o arcillas.

4. Discusión

4.1. La restricción de carga hidráulica mínima

De acuerdo con los resultados del modelado, la carga hidráulica mínima determina la dirección en la que tienden a converger y acumularse las salmueras más evaporadas (higos. 6, 7 y 8). Por lo tanto, el más evaporado

se esperan salmueras en salinas a la cabeza hidráulica mínima. Como la mayor concentración de Li se encuentra en el SFS en el núcleo centro-occidental (Figura 2), la carga hidráulica mínima actual debería ubicarse en esa zona para explicar el enriquecimiento de Li como resultado de la concentración evaporativa. Pero sólo si la evaporación fuera homogénea en toda la superficie del salar (evaporación simétrica) la altura hidráulica mínima se ubicaría en la porción centro-oeste del núcleo (Figura 6). Este escenario hipotético pudo haber ocurrido en etapas anteriores de la formación SdA y es posible que capas enterradas hoy bajo el salar actual registraran este antiguo régimen hidráulico. Por lo tanto, es probable que las capas profundas tengan la máxima concentración de litio en el área SFS. Sin embargo, a pesar del bajo flujo impulsado por la topografía en el núcleo y debido a la alta conductividad hidráulica de sus acuíferos menos profundos, la hidroquímica de salmuera actual de los acuíferos menos profundos tiene que ser consistente con el flujo de agua subterránea actual. En épocas recientes, la altura hidráulica mínima se ubica en la zona más oriental del núcleo (higos. 2 y 8D), lo que implica que las salmueras más evaporadas también se esperan en la zona más oriental del núcleo y no en el SFS. Por lo tanto, no es posible explicar las salmueras ricas en Li-Mg en el SFS solo por la concentración evaporativa de los flujos de entrada provenientes del flanco este como las hipótesis de Fig. 3A y B requerirían.

4.2. La zona de mezcla como barrera hidráulica regional para el flujo de aguas subterráneas profundas

En el sistema hidrodinámico oriental, el desarrollo de una zona de mezcla que rodea el núcleo del salar hace que la recarga menos densa flote y se mezcle parcialmente con la salmuera densa que ocupa el núcleo del salar (p. ej. Ventilador et al., 1997) (higos. 8D y 9). La abundancia de azufre nativo en los volcanes de la Cordillera Occidental conduce a SO<sub>4</sub>-aguas de entrada ricas (Risacher et al., 2003). Después de la concentración evaporativa en la zona marginal, SO<sub>4</sub>-Se producen salmueras ricas. Estos SO<sub>4</sub>- se acumulan subterránea profunda proveniente del este a ascender a la superficie de la zona marginal. Esto evita que cualquier fluido hidrotermal profundo calentado debajo del arco volcánico alcance y ascienda a lo largo del SFS como la hipótesis de Fig. 3C requeriría. Por lo tanto, si el origen mayoritario de Li estaba en cualquier lugar al este de la zona de mezcla (incluyendo el

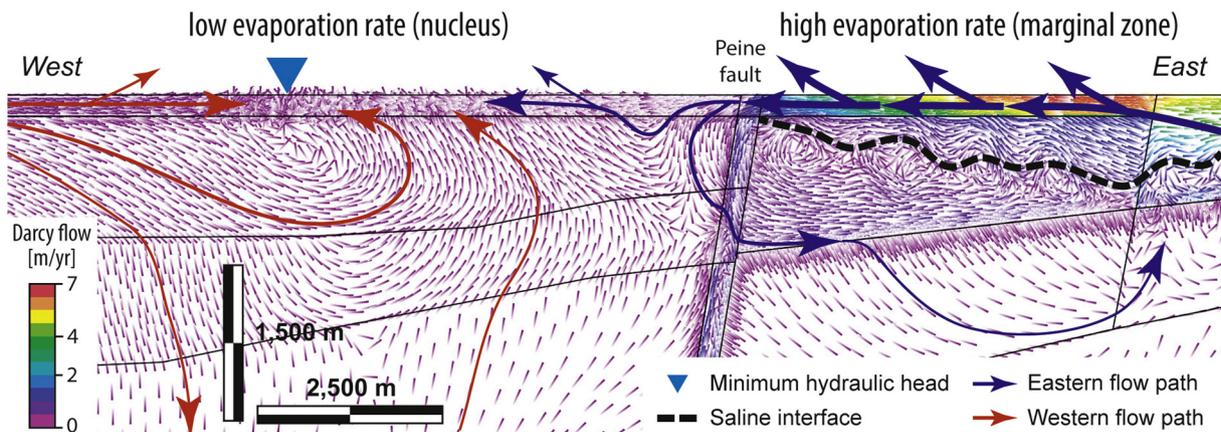


Figura 9. Líneas de corriente de flujo de Darcy y flujo de agua subterránea de la zona marginal y núcleo del salar oriental. La trayectoria del flujo proveniente de la zona de recarga del este es forzada a subir a la superficie por la zona de mezcla, y cerca de la superficie se evapora fuertemente produciendo un SO<sub>4</sub>-Salmuera de entrada rica. Además, las trayectorias de flujo provenientes de zonas de recarga opuestas convergen en la cabeza hidráulica mínima, donde se esperan las salmueras más evaporadas.

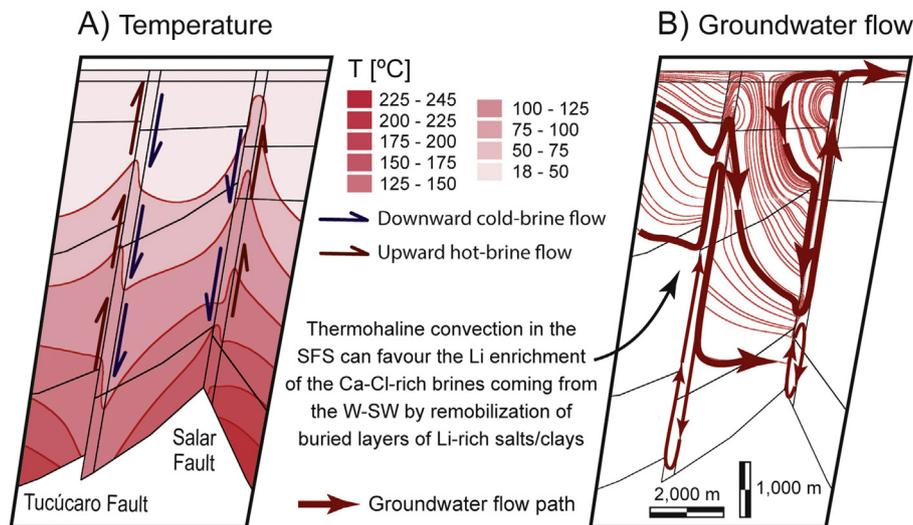


Figura 10. Campo de temperatura computado (A) y flujo de agua subterránea (B) en el sistema de falla Salar como resultado de la simulación de la etapa madura. La ubicación de las figuras se muestra en Figura 8.

Altiplano-Puna) la mayor concentración de Li estaría ubicada en la zona más oriental del núcleo, donde se ubica la altura hidráulica mínima del nivel freático y terminan los trayectos de flujo.

#### 4.3. El papel de las fracturas y la convección termohalina en la formación de salmueras ricas en Li

La ubicación de las salmueras ricas en Li-Mg en el SFS sugiere que las fracturas podrían haber jugado un papel activo en la acumulación de Li y Mg. Una pregunta clave a discutir, por lo tanto, es el origen de la solución hipotéticamente enriquecida con Li-Mg que asciende a lo largo del SFS. A continuación, proponemos que el enriquecimiento extremo en Li puede explicarse como resultado de la removilización de un antiguo depósito de sales o arcillas enriquecidas con Li-Mg ubicado debajo del núcleo actual del salar. Este enriquecimiento podría formarse bajo antiguas condiciones climáticas hiperáridas y evaporación homogénea. Luego, se calculó la carga hidráulica mínima en el núcleo occidental como consecuencia de la asimetría en la recarga (Figura 6).

En el sistema hidrodinámico occidental, el agua recargada en la Cordillera Domeyko y la Cordillera de la Sal aumenta rápidamente en densidad por disolución de sales en la Fm San Pedro. Esto produce salmueras de entrada ricas en Ca-Cl similares a las descritas por Risacher y Alonso (1996), aunque todavía pobre en Li y Mg. Además de la salmuera rica en Ca-Cl producida por la disolución de la Fm. San Pedro, al oeste del núcleo, algunas entradas fuera de la llanura provenientes del límite suroeste del núcleo (como el nivel freático de la Figura 2) sugiere podría mezclarse con las salmueras ricas en Ca-Cl en la zona suroeste del núcleo previamente a incorporarse en el SFS.

Una vez incorporadas al núcleo, las salmueras se desplazan hacia la altura hidráulica mínima al este del núcleo (Figura 8D). Sin embargo, la presencia del SFS puede captar estas salmueras e incorporarlas a su complejo convección termohalina (Figura 10). De acuerdo con los resultados del modelo, la salmuera occidental tiende a hundirse varios cientos o miles de metros a lo largo de la falla de Tucúcaro y luego regresa al acuífero menos profundo del salar a lo largo de la falla de Salar debido a la circulación convectiva. A lo largo de esta trayectoria de flujo, la salmuera podría estar enriquecida en Li y otros solutos si existe en profundidad una capa de sal vieja o arcilla de posición intercambiable enriquecida en estos elementos. El enriquecimiento en Li y Mg provocaría la precipitación de algo de halita junto con un pequeño aumento en la densidad de la salmuera que no han sido considerados en los cálculos. Finalmente, la salmuera rica en Li-Mg resultante de la removilización de Li y Mg se desplaza hacia la altura hidráulica mínima donde converge con el SO<sub>4</sub>-salmuera rica (Fig. 8D y 9). Además, los procesos de difusión y dispersión no son considerados por la línea de corriente.

representaciones de la Figura 8D contribuyen a la mezcla de salmueras que conducen a transiciones suaves entre ellas a lo largo del núcleo. Del mismo modo, el  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  Los valores de O de la salmuera del subsuelo en el Salar del Hombre Muerto trazados a lo largo de la línea de agua meteórica, sugirieron la entrada de agua diluida profunda con sal procedente de la disolución de halita (Godfrey et al., 2013).

La existencia de sales de Li como fuente de Li nunca ha sido reportada en el registro geológico de evaporitas en los Andes Centrales (Risacher y Fritz, 2009). De hecho, aunque se sabe que K, Mg y B se acumulan en sales solubles (cloruros, sulfatos y boratos) en etapas avanzadas de evaporación, el Li no puede entrar en las estructuras cristalinas de las sales, y la mayoría permanece en fase líquida (Garret, 2004; Pueyo et al., 2017; Canción et al., 2017). Así, para precipitar como LiCl, la salmuera debe evaporarse hasta un 38% p/p de LiCl, más allá de la formación de silvita, carnalita y bischofita (Garret, 2004). Sin embargo, la existencia de arcillas ricas en Li ha sido reportada más comúnmente. Por ejemplo, la hectorita, que se forma a partir de la alteración del vidrio riolítico, se describe junto con lechos de sal en sedimentos lacustres del Pleistoceno en Clayton Valley, Nevada. Araoka et al., 2014; Munk et al., 2011), en varios otros lugares de la Provincia de la Cuenca y Cordillera de América del Norte (Vine y Dooley, 1980) y en las salinas ricas en boro de Turquía (Büyüburç y Köksal, 2005). Además, se plantea la hipótesis de la existencia de arcillas que contienen Li para explicar la concentración y los valores isotópicos de Li en estratos profundos en el Salar de Olaroz, Argentina (García et al., 2020). No se ha descrito hectorita en la SdA, aunque Ide y Kunasz (1990) enfatizaron la existencia de concentraciones de Li de hasta 484 ppm en los sedimentos arcillosos subyacentes a las tobas del Mioceno Fm. El Campamento, presentes en las áreas de la Cordillera de la Sal y el Cordón de Lila. Se eliminaron hasta 200 mg/L de Li intercambiable de esmectitas sintéticas que contienen Li con 1 MNH<sub>4</sub>Cl y Ca<sub>2</sub>Solución de Cl antes de los experimentos de fraccionamiento de isótopos de Li (Vigier et al., 2008), y se espera que se extraigan concentraciones más altas con una salmuera saturada de halita (aproximadamente 6 M NaCl).

Para verificar la viabilidad de la hipótesis descrita anteriormente, solo se dispone de datos extensos del nivel freático de la salmuera rica en Li-Mg (Marazuela et al., 2019a, 2019b), mientras que los datos químicos e isotópicos son escasos. Estos datos son comúnmente propiedad de las empresas mineras y, si se publican, no tienen referencias espaciales (por ejemplo, Munk et al., 2018). El enriquecimiento de Li y otras sales por recarga diluida es compatible con la firma atmosférica del  $\delta^3\text{E}/^4\text{He}$  gas ratio y con la disminución en el contenido de Na a medida que aumenta el contenido de Li en las salmueras de Lirich informadas por Munk et al. (2018). Además, la falta de una correlación clara entre Li y Cl ( $R^2=0.57$ ) reportado por Hidrotécnica (1988) es menos consistente con la concentración evaporativa. Desafortunadamente, las altas correlaciones entre Li y Mg ( $R^2=0.98$ ) y

Li y K ( $R_2 = 0.91$ ) en los datos reportados por Hidrotécnica (1988) y el más pesado  $\delta_7$  Valores de Li de las salmueras ricas en Li-Mg reportadas por Munk et al. (2018) son consistentes tanto con la concentración por evaporación como con la disolución de sales antiguas y/o extracción de arcilla.

Finalmente, es importante resaltar que la convección termohalina de los salares no pudo identificarse fácilmente en las observaciones de campo. El acuífero más somero del núcleo no muestra un aumento apreciable del nivel freático asociado al SFS (Figura 2). Debido a este hecho, la salmuera rica en Ca-Cl proveniente del oeste-suroeste puede, después de la recirculación, superar al SFS en su camino hacia la cabeza hidráulica mínima. Además, los parámetros físico-químicos más frecuentes (densidad, conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos, etc.) no aportan demasiada información sobre este hecho, siendo necesarios análisis hidroquímicos e isotópicos detallados.

En estudios futuros, el  $\delta_2\text{H}$  y  $\delta_{18}\text{O}$  Los isótopos de O de la salmuera rica en Li deberían revelar fácilmente si la salmuera rica en Li-Mg proviene de una salmuera altamente evaporada o de agua de recarga diluida que adquiere su salinidad por disolución de rocas salinas y/o extracción de arcilla. Además, una prueba indirecta para la disolución de sales ricas en Li o la lixiviación de arcillas ricas en Li podría ser la concentración de Br de las salmueras ricas en Li. Así, debido al aumento de la concentración de la solución con la evaporación y al mayor coeficiente de partición sólido/líquido de las sales de Mg (Marion et al., 2010), se espera que Br se enriquezca en las sales de evaporación avanzada que hipotéticamente acompañan a las sales de Li (ver Krupp, 2005 para un ejemplo del Pérmico). Por lo tanto, se espera que Br esté presente en los análisis de salmueras ricas en Li-Mg. Por el contrario, la halita elimina pobremente el Br, y no se espera que las salmueras formadas por agua de recarga que disuelve la halita y extraiga Li de las arcillas tengan concentraciones de Br que difieran mucho de las de los flujos de entrada diluidos. Del mismo modo, la luz  $\delta_{11}\text{B}$  Los valores de B serían más compatibles con el intercambio con arcillas que con la disolución de sales solubles o una etapa avanzada de evaporación, que se esperaría que estuvieran asociadas con valores isotópicos más pesados (Godfrey y Álvarez-Amado, 2020). Además, una caracterización estructural precisa del SFS y sus parámetros hidráulicos ayudará a futuros modelos numéricos a definir fielmente las celdas de convección locales en el SFS.

## 5. Conclusiones

El modelado de flujo termohalino ha demostrado el efecto crítico de la cabeza hidráulica mínima del nivel freático regional en el flujo de agua subterránea de las salinas. La altura hidráulica mínima divide la cuenca en dos sistemas hidrodinámicos aislados y constituye el punto final hacia el cual convergen y terminan todas las trayectorias de flujo, representando así la ubicación esperada de las salmueras más evaporadas. Los resultados muestran que la corteza relativamente más fría debajo del núcleo del Salar de Atacama que debajo del arco volcánico no es un inconveniente para el desarrollo de convección y flujo ascendente a lo largo del Sistema de Fallas del Salar.

El modelado de flujo termohalino ha sido útil para discutir el origen del enriquecimiento extremo de Li en el Salar de Atacama. En primer lugar, un claro desajuste espacial entre las ubicaciones de las salmueras ricas en Li-Mg en la zona centro-oeste del núcleo (en el Sistema de Fallas Salar) y la carga hidráulica mínima calculada del nivel freático en la zona más oriental del núcleo, ha sido establecido. Cualquiera que sea el origen de los solutos de recarga (meteorización, fuga de los actuales salares, lixiviación de los salares enterrados o aporte magmático, en el flanco oriental de la cuenca del SdA o en el Altiplano-Puna), este desajuste descarta concentraciones evaporativas recientes de agua de recarga como mecanismo actual para alcanzar las concentraciones extremas de Li de las salmueras. Por el contrario, sólo si la evaporación fuera más homogénea que la actual, la altura hidráulica mínima estaría ubicada en la zona centro-occidental del núcleo. Este escenario hipotético pudo haber ocurrido en etapas anteriores de la formación del Salar de Atacama y registrado en capas hoy enterradas bajo el salar actual. En segundo lugar, la persistencia de una interfase salina en profundidad, independientemente del gradiente de temperatura, también impide la entrada de flujos hidrotermales profundos.

calentado debajo del arco volcánico para ser la fuente de las salmueras ricas en Li-Mg que ascienden a lo largo del sistema de fallas de Salar.

Los resultados del modelado de flujo termohalino son compatibles con la removilización de capas antiguas de sales y/o arcillas enriquecidas con Li-Mg por aguas de recarga diluidas provenientes del flanco occidental de la cuenca. El agua recargada en el flanco occidental de la cuenca aumenta rápidamente de densidad por disolución de sales en la Cordillera de la Sal. Una vez incorporada al núcleo, en su camino hacia la altura hidráulica mínima, la salmuera puede ser captada por la circulación convectiva desarrollada en el Sistema de Fallas Salar. Esto permite su enriquecimiento en Li-Mg si existe en profundidad una capa de sal o arcilla antigua enriquecida en estos elementos. Aquí, el papel de las fallas y el flujo impulsado por la densidad es fundamental para permitir velocidades de flujo ascendentes y descendentes eficientes que favorezcan la removilización de Li y Mg. Análisis químicos e isotópicos adicionales (principales solutos, Br,  $\delta_2\text{H}$ - $\delta_{18}\text{O}$ ,  $\delta_{11}\text{B}$ , etc.) de las salmueras ricas en Li-Mg (para complementar la escasa información publicada) son necesarias para confirmar o descartar la hipótesis propuesta sobre el origen de las aguas subterráneas y el mecanismo de enriquecimiento de Li en el Salar de Atacama.

## Declaración de contribución de autoría CRediT

MA Marazuela: Conceptualización, Metodología, Investigación, Redacción - borrador original, Visualización, Software. C. Ayora: Conceptualización, Metodología, Investigación, Redacción - revisión y edición, Supervisión, Visualización. E. Vázquez-Suñé: Redacción: revisión y edición. S. Olivella: Metodología, Redacción - revisión y edición, Software. A. García-Gil: Metodología, Redacción - revisión y edición, Software.

## Declaración de competencia de intereses

Los autores declaran que no tienen intereses financieros en competencia ni relaciones personales conocidas que pudieran haber influido en el trabajo informado en este documento.

## Agradecimientos

Los autores agradecen a Fabien Magri por compartir la Salmuera Densidad plug-in y FEFLOW por patrocinar la licencia. Los autores agradecen a Craig Simmons y James Wards por compartir su experiencia durante el trabajo de modelado y a Juan Hidalgo por su fructífera contribución a la discusión. Finalmente, David Dempsey y un revisor anónimo son muy agradecidos por sus comentarios y correcciones que mejoraron significativamente la versión original.

## Referencias

- Alonso, H., Risacher, F., 1996. Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: Origen De Los componentes y balanza salina. Rev. Geol. Chile 23, 113-122. <https://doi.org/10.5027/andgeoV23n2-a01>.
- Alpers, CN, Whitemore, DO, 1990. Hidrogeoquímica e isótopos estables del suelo y aguas superficiales de dos cuencas cerradas adyacentes, desierto de Atacama, norte de Chile. aplicación geoquímica 5, 719-734. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(90\)90067-F](https://doi.org/10.1016/0883-2927(90)90067-F).
- Araoka, D., Kawahata, H., Takagi, T., Watanabe, Y., Nishimura, K., Nishio, Y., 2014. Litio y sistemática isotópica de estroncio en playas de Nevada, EE. UU.: restricciones sobre el origen del litio. Miner. Depósitos 49, 371-379. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0495-y>.
- Arriagada, C., Cobbold, PR, Roperch, P., 2006. Salar de Atacama bass: a record of com-tectónica de presión en los Andes centrales desde mediados del Cretácico. Tectónica 25, TC1008. <https://doi.org/10.1029/2004TC001770>.
- Barcelona, H., Lelli, M., Norelli, F., Peri, G., Winocur, D., 2019. Hidroquímica y geología. Modelo ical del sistema geotérmico Baños-Gollete en el Valle del Cura, Cordillera principal de los Andes de San Juan, Argentina. JS Am. Ciencias de la Tierra 96, 102378. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102378>.
- Baspineiro, CF, Franco, J., Flexer, V., 2020. Potencial de recuperación de agua durante la minería de litio de salmueras de alta salinidad. ciencia Entorno Total. 720, 137523. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137523>.
- Benson, TR, Coble, MA, Rytuba, JJ, Mahood, GA, 2017. Enriquecimiento de litio en Los magmas intracontinentales de riolita conducen a depósitos de Li en cuencas de calderas. Nat. común 8, 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00234-y>.

- Blessent, D., Jørgensen, PR, Therrien, R., 2014. Comparando fractura discreta y continuidad modelos um para predecir el transporte de contaminantes en medios porosos fracturados. *Agua subterránea* 52, 84–95. <https://doi.org/10.1111/gwat.12032>.
- Bobst, AL, Lowenstein, TK, Jordan, TE, Godfrey, LV, Ku, TL, Luo, S., 2001. A 106 ka registro paleoclima de un núcleo de perforación del Salar de Atacama, norte de Chile. *Paleogeogr. paleoclimatol. Paleocóico*. 173, 21–42. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00308-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00308-X).
- Büyüburg, A., Köksal, G., 2005. Un intento de minimizar el costo de extraer litio de arcillas de boro a través de un diseño de proceso robusto. *Minero de arcilla*. 53, 301–309. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2005.0530310>.
- Corenthal, LG, Boutt, DF, Hynek, SA, Munk, LA, 2016. Flujo de agua subterránea regional y acumulación de un depósito masivo de evaporitas en el margen del Altiplano chileno. *Geofísico. Res. Letón*. 43, 8017–8025. <https://doi.org/10.1002/2016GL070076>.
- De Silva, SL, 1989. Geocronología y estratigrafía de las ignimbritas del 21°30'S a 23°30'S porción de los Andes Centrales del norte de Chile. *J. Volcán. Geotermia. Res.* 37, 93–131. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90065-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90065-6).
- Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Modelado de elementos finitos de flujo, masa y transferencia de calor. puerto en medios porosos y fracturados. Springer-Verlag, Berlín Heidelberg <https://doi.org/10.1007/978-3-642-38739-5>.
- Driesner, T., Heinrich, CA, 2007. El sistema H<sub>2</sub>O-NaCl. Parte I: fórmulas de correlación para relaciones de fase en el espacio temperatura-presión-composición de 0 a 1000 °C, 0 a 5000 bar y 0 a 1 XNaCl. *Geochim. Cosmoquim. Acta* 71, 4880–4901. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.01.033>.
- Duffy, CJ, Al-Hassan, S., 1988. Circulación de aguas subterráneas en una cuenca desértica cerrada: topografía y forzamiento climático. *Recurso de agua*. Res. 24, 1675–1688. <https://doi.org/10.1029/WR024i01p01675>.
- Eccles, DR, Berhane, H., 2011. Introducción geológica al agua de formación rica en litio con énfasis en el área de Fox Creek del centro-oeste de Alberta, Informe 2011-10.
- Eppelbaum, L., Kutasov, I., Arkady, P., 2014. Geotermia aplicada. Springer-Verlag, Berlín Heidelberg <https://doi.org/10.1007/978-3-642-34023-9>.
- Erickson, GE, Vine, JD, Ballón, R., 1978. Composición química y distribución de salmueras ricas en litio en el Salar de Uyuni y salares cercanos en el suroeste de Bolivia. *Energía* 3, 355–363. [https://doi.org/10.1016/0360-5442\(78\)90032-4](https://doi.org/10.1016/0360-5442(78)90032-4).
- Euster, HP, 1980. Geoquímica de depósitos lacustres evaporíticos. año Rev. *Tierra Planeta. ciencia* 8, 35–63.
- Fan, Y., Duffy, CJ, Oliver, DS, 1997. Density-driven groundwater flow in closed desert basins: investigaciones de campo y experimentos numéricos. *J. Hydrol.* 196, 139–184. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03292-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03292-1).
- García, MG, Borda, LG, Godfrey, LV, López Steinmetz, RL, Losada-Calderón, A., 2020. Caracterización del ciclo del litio en el Salar De Olaroz, Andes Centrales, utilizando un enfoque geoquímico e isotópico. *química Geol.* 531, 119340. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119340>.
- Gardeweg, M., Ramírez, CF, 1987. La caldera de La Pacana y la ignimbrita de Atana. La mayor Flujo de ceniza y complejo de caldera resurgente en los Andes del norte de Chile. *Toro. volcán.* 49, 547–566. <https://doi.org/10.1007/BF01080449>.
- Garrett, DE, 2004. Manual de litio y cloruro de calcio natural. Prensa Académica <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-276152-2.X5035-X>.
- Godfrey, L., Álvarez-Amado, F., 2020. Aportes volcánicos y salinos de litio al Salar de Atacama. *Minerales* 10, 201. <https://doi.org/10.3390/min10020201>.
- Godfrey, LV, Chan, LH, Alonso, RN, Lowenstein, TK, McDonough, WF, Houston, J., Li, J., Bobst, A., Jordan, TE, 2013. El papel del clima en la acumulación de salmuera rica en litio en los Andes centrales. *aplicación geoquímica* 38, 92–102. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.09.002>.
- Godfrey, LV, Herrera, C., Gamboa, C., Mathur, R., 2019. Evolución química e isotópica de agua subterránea a través del arco andino activo del norte de Chile. *química Geol.* 518, 32–44. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.04.011>.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, EE, Shyu, JBH, 2009. Coeval compresional deformación y vulcanismo en los Andes centrales, estudios de caso del norte de Chile (23°S–24°S). *Tectónica* 28, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2009TC002538>.
- Graf, T., Therrien, R., 2007. Flujo de agua subterránea termohalina acoplado y monoespecie Transporte de solutos reactivos en medios porosos fracturados. *Adv. Recurso de agua*. 30, 742–771. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.07.001>.
- Hamann, E., Post, V., Kohfahl, C., Prommer, H., Simmons, CT, 2015. Investigación numérica ción de flujo acoplado impulsado por la densidad y procesos hidrogeoquímicos debajo de las playas. *Recurso de agua*. Res. 51, 9338–9352. <https://doi.org/10.1002/2015WR017833>. Hamza, VM, Dias, FJSS, Gomes, AJL, Terceros, ZGD, 2005. Numérico y funcional representaciones del flujo de calor regional en América del Sur. *física Planeta Tierra. Enterrar*. 152, 223–256. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.009>.
- Hardie, LA, 1990. Los roles de las salmueras de CaCl<sub>2</sub> hidrotermales y de rifting en el origen de la pota-Evaporitas de cenizas: una hipótesis. *Soy. J. Ciencia*. 290, 43–106. <https://doi.org/10.2475/ajs.290.1.43>.
- Hardie, LA, 1991. Sobre la importancia de las evaporitas. año Rev. *Planeta Tierra. ciencia* 19, 131–168. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.19.050191.001023>.
- Hardie, LA, Smoot, JP, Eugster, HP, 1978. Lagos salinos y sus depósitos: un sedimentación acercarse En: Matter, A., Tucker, ME (Eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments*. Asociación Internacional de Sedimentólogos. Wiley-Blackwell, págs. 7–42. <https://doi.org/10.1002/9781444303698.ch2>.
- Hirthe, EM, Graf, T., 2015. Optimización de la red de fracturas para simular variables 2D flujo de densidad y transporte. *Adv. Recurso de agua*. 83, 364–375. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.07.001>.
- Hofstra, AH, Todorov, TI, Mercer, CN, Adams, DT, Marsh, EE, 2013. Silicate melt incluye Evidencia de sión de enriquecimiento pre-eruptivo extremo y agotamiento post-eruptivo de litio en rocas volcánicas silíceas del oeste de los Estados Unidos: implicaciones para el origen de las salmueras ricas en litio. *economía Geol.* 108, 1691–1701. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.7.1691>.
- Holzbecher, E., 2005. Patrón de flujo de agua subterránea en la vecindad de un lago salado. *Hydrobiología* 532, 233–242.
- Houston, J., 2006. Variabilidad de la precipitación en el Desierto de Atacama: sus causas e hidro-impacto lógico. En t. *J. Climatol.* 26, 2181–2198. <https://doi.org/10.1002/joc.1359>.
- Hidrotrénica, 1988. Salar de Atacama, Fase 3B, Investigaciones Hidrológicas. Santiago, Chile.
- Ide, F., Kunasz, IA, 1990. Origen del litio en el Salar de Atacama, Norte de Chile. En: Erickson, GE, Cañas-Pinochet, MT, Reinemund, JA (Eds.), *Geología de los Andes y su relación con los recursos minerales y de hidrocarburos*. Houston, Texas, pág. 452.
- Irvine, DJ, Sheldon, HA, Simmons, CT, Werner, AD, Griffiths, CM, 2014. Investigación de l'influence de l'hétérogénéité d'un aquifère sur le potentiel de convection thermique libre dans l'aquifère du Yarragadee en Australie occidentale. *hydrogeol. J.* 23, 161–173. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1194-1>.
- Jayne, RS, Pollyea, RM, Dodd, JP, Olson, EJ, Swanson, SK, 2016. Espacio y tiempo Restricciones en el flujo de agua subterránea a escala regional en la cuenca de la Pampa del Tamarugal, Desierto de Atacama, Chile. *hydrogeol. J.* 24, 1921–1937. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1454-3>.
- Jordan, TE, Muñoz, N., Hein, M., Lowenstein, T., Godfrey, L., Yu, J., 2002. Falla activa y plegamiento sin expresión topográfica en una cuenca evaporítica, Chile. *Toro. Geol. Soc. Soy.* 114, 1406–1421. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114b1406:AFAFWT norte2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114b1406:AFAFWT norte2.0.CO;2).
- Jordan, TE, Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., Gardeweg, M., 2007. Cenotografía y estructura del subsuelo zoico de la cuenca del Salar de Atacama, norte de Chile. *JS Am. Ciencias de la Tierra* 23, 122–146. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.024>.
- Karmanocky, FJ, Benison, KC, 2016. Un registro de inclusión de fluidos de magmática/hidrotermal lagunas en yoso ácido Salar Ignorado, norte de Chile. *Geofluidos* 16, 490–506. <https://doi.org/10.1111/gfl.12171>.
- Kesler, SE, Gruber, PW, Medina, PA, Keoleian, GA, Everson, MP, Wallington, TJ, 2012. Recursos globales de litio: importancia relativa de pegmatita, salmuera y otros depósitos. *Mineral Geol. Rev.* 48, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.05.006>. Klyukin, YI, Driesner, T., Steele-MacInnis, M., Lowell, RP, Bodnar, RJ, 2016. Efecto de salinidad en el transporte de masa y energía por fluidos hidrotermales basada en las propiedades físicas y termodinámicas del H<sub>2</sub>O-NaCl. *Geofluidos* 16, 585–603. <https://doi.org/10.1111/gfl.12181>.
- Kohfahl, C., Post, VEA, Hamann, E., Prommer, H., Simmons, CT, 2015. Validez y pendientes de la ecuación de estado lineal para salmueras naturales en sistemas de lagos salados. *J. Hydrol.* 523, 190–195. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.054>.
- Koltzer, N., Möller, P., Inbar, N., Siebert, C., Rosenthal, E., Magri, F., 2017. Impactos térmicos de intrusiones magmáticas: una hipótesis de procesos de paleocalentamiento en la cuenca de Tiberiades, Transformación Jordán-Mar Muerto. *Energía Procedia* 125, 80–87. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2017.08.071>.
- Krupp, RE, 2005. Formación y evolución química de salmueras de cloruro de magnesio por Procesos de disolución de evaporitas: implicaciones para la geoquímica de evaporitas. *Geochim. Cosmoquim. Acta* 69, 4283–4299. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.11.018>.
- Palanca, DA, Jackson, CP, 1985. Sobre las ecuaciones para el flujo de solución salina concentrada a través de un medio poroso. *Informe No. DOE/RW85.100*.
- Li, Z., Chi, G., Bethune, KM, 2016. Los efectos de las fallas del sótano en la convección térmica e implicaciones para la formación de depósitos de uranio relacionados con discordancias en la cuenca de Athabasca, Canadá. *Geofluidos* 16, 729–751. <https://doi.org/10.1111/gfl.12180>. Li, R., Liu, C., Jiao, P., Wang, J., 2018. Las características tempo-espaciales y los mecanismos de formación anisimo de salmueras ricas en litio en China. *China Geol* 1, 72–83. <https://doi.org/10.31035/cg2018009>.
- Lindsay, JM, 2001. Evolución magmática del sistema de calderas de La Pacana, Andes Centrales, Chile: variación composicional de dos ignimbritas félsicas cogenéticas de gran volumen. *J. Gasolina*. 42, 459–486. <https://doi.org/10.1093/petrologia/42.3.459>.
- Liu, W., Agudinatá, DB, 2020. Interdependencias de la minería de litio y las comunidades sustentabilidad en el Salar de Atacama, Chile. *J. Limpio. Pinchar*. 260, 120838. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2020.120838>.
- Liu, W., Agudinatá, DB, Myint, SW, 2019. Patrones espaciotemporales de la minería de litio y degradación ambiental en el Salar de Atacama, Chile. En t. *Aplicación J. Observación de la Tierra Geoinf.* 80, 145–156. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.04.016>.
- López Steinmetz, RL, Salvi, S., García, MG, Peralta Arnold, Y., Béziat, D., Franco, G., Constantini, O., Córdoba, FE, Caffé, PJ, 2018. Prospección a escala de la Meseta de la Puna Norte de depósitos tipo salmuera de Li en los Andes del noroeste de Argentina. *J. Exploración geoquímica*. 190, 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.02.013>.
- Lowenstein, TK, Risacher, F., 2009. Evolución de la salmuera en cuenca cerrada y la influencia de Ca-Aguas de entrada de Cl: valle de la muerte y lago seco de Bristol California, cuenca de Qaidam, China y Salar de Atacama, Chile. *agua Geoquímica* 15, 71–94. <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9046-z>.
- Lowenstein, TK, Dolginko, LAC, García-Veigas, J., 2016. Influence of magmatic-actividad hidrotermal en la evolución de la salmuera en cuencas cerradas: Searles Lake, California. *Toro. Geol. Soc. Soy.* 128, 1555–1568. <https://doi.org/10.1130/B31398.1>. Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., Grilli, A., 1990. Fuente de agua subterránea en los desiertos del norte de Chile: evidencia de circulación profunda de agua subterránea desde los Andes. *Agua subterránea* 28, 513–517.
- Magri, F., 2009. Derivación de los coeficientes de dilatación térmica y compresibilidad para utilizar en FEFLOW. *Libros blancos de FEFLOW*. tomo III, págs. 13–23.
- Magri, F., Bayer, U., Maiwald, U., Otto, R., Thomsen, C., 2009. Impacto de las zonas de transición, Viscosidad de fluidos variable y actividades antropogénicas en procesos de transporte de fluidos acoplados en un ambiente de domo salino poco profundo. *Geofluidos* 9, 182–194. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2009.00242.x>.
- Magri, F., Akar, T., Gemici, U., Pekdeger, A., 2010. Flujo geotérmico profundo de aguas subterráneas en el área de Seferhisar-Balçova, Turquía: resultados de simulaciones numéricas transitorias de procesos acoplados de flujo de fluidos y transporte de calor. *Geofluidos* 10, 388–405. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2009.00267.x>.

- Magri, F., Akar, T., Gemici, U., Pekdeger, A., 2012. Investigaciones numéricas de fallos-Circulación inducida de agua de mar en el sistema geotérmico Seferihisar-Balçova, al oeste de Turquía. *hidrogeol. J.* 20, 103–118. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0797-z>. Magri, F., Inbar, N., Siebert, C., Rosenthal, E., Guttman, J., Möller, P., 2015. Transient simulaciones de procesos hidrogeológicos a gran escala que causan anomalías de temperatura y salinidad en la cuenca de Tiberiades. *J. Hydrol.* 520, 342–355. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.055>.
- Magri, F., Möller, S., Inbar, N., Möller, P., Raggad, M., Rödiger, T., Rosenthal, E., Siebert, C., 2016. Modos coexistentes de convección térmica en 2D y 3D en sistemas hidrotermales fracturados: implicaciones para el flujo transfronterizo en el desfiladero del Bajo Yarmouk. *Geol.* 78, 750–758. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.002>.
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., Palma, T., 2019a. Hidrodinámica de las cuencas de los salares: el ejemplo del Salar de Atacama. *ciencia Entorno Total.* 651, 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190>.
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., Palma, T., 2019b. El efecto de bombeo de salmuera en la hidrodinámica natural del Salar de Atacama: la capacidad amortiguadora de los salares. *ciencia Entorno Total.* 654, 1118–1131. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.196>.
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Custodio, E., Palma, T., García-Gil, A., Ayora, C., 2018. Mapeo 3D, hidrodinámica y modelado de la zona de mezcla agua dulce-salmuera en salares similares al Salar de Atacama (Chile). *J. Hydrol.* 561, 223–235. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.010>.
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., 2020. Hacia una mayor sustentabilidad Extracción de salmuera en salares: aprendiendo del Salar de Atacama. *ciencia Entorno Total.* 703, 135605. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135605>.
- Marion, GM, Catling, DC, Zahnle, KJ, Claire, MW, 2010. Modelado de perclorato acuoso químicas con aplicaciones a Marte. *Ícaro* 207, 675–685. <https://doi.org/10.1016/j.ícaro.2009.12.003>.
- Mercer, JW, Pinder, GF, 1974. *Análisis de elementos finitos de sistemas hidrotermales.* En: Oden, JT, Zienkiewicz, OC, Gallagher, RH, Taylor, C. (Eds.), *Análisis de elementos finitos de sistemas hidrotermales.* Prensa de la Universidad de Alabama, págs. 401–414.
- Munk, LA, Jochens, H., Jennings, M., Bradley, DC, Hynek, SA, Godfrey, L., 2011. Origen y evolución de salmueras ricas en Li en Clayton Valley, Nevada, EE. UU. XI Reunión Bienal de la SGA. Antofagasta, Chile, págs. 217–219.
- Munk, LA, Hynek, SA, Bradley, D., Boutt, DF, Labay, K., Jochens, H., 2016. Salmueras de litio: una perspectiva mundial. *Rev. Econ. Geol.* 18, 339–365.
- Munk, LA, Boutt, DF, Hynek, SA, Moran, BJ, 2018. Flujos hidrogeoquímicos y pro- Procesos que contribuyen a la formación de salmueras enriquecidas con litio en una cuenca continental hiperárida. *química Geol.* 493, 37–57. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.013>.
- Muñoz, N., Charrier, R., Jordan, T., 2002. Interacciones entre sótano y cubierta durante la evolución de la cuenca del Salar de Atacama, norte de Chile. *Rev. Geológica Chile* 29, 3–29. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082002000100004>.
- Nield, DA, Simmons, CT, Kuznetsov, AV, Ward, JD, 2008. Sobre la evolución de los lagos salados: convección episódica debajo de un lago salado que se evapora. *Recurso de agua.* Res. 44, W02439. <https://doi.org/10.1029/2007WR006161>.
- Pananont, P., Mpodzois, C., Blanco, N., Jordan, TE, Brown, LD, 2004. Evolución cenozoica de noroccidental de la cuenca del Salar de Atacama, norte de Chile. *Tectónica* 23, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2003TC001595>.
- Pueyo, JJ, Chong, G., Ayora, C., 2017. Salinas de litio del Salar de Atacama: un modelo para depósitos antiguos de potasa libres de MgSO4. *química Geol.* 466, 173–186. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.06.005>.
- Reutter, KJ, Charrier, R., Gotze, HJ, Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., Giese, P., Reuther, CD, Schmidt, S., Rietbrock, A., Chong, G., Belmonte-Pool, A., 2006. La cuenca del Salar de Atacama: un bloque hundido dentro del borde occidental de la meseta altiplánica-puna. *Ley Andina. Orogenia de subducción.* , págs. 303–325. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_14).
- Risacher, F., Alonso, H., 1996. Geoquímica del Salar de Atacama, parte 2: Evolución de las aguas. *Rev. Geol. Chile* 23, 123–134.
- Risacher, F., Fritz, B., 1991. Geoquímica de los salares bolivianos, Lipez, Altiplano sur: o- Origen de los solutos y evolución de la salmuera. *Geochim. Cosmoquim. Acta* 55, 687–705. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90334-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90334-2).
- Risacher, F., Fritz, B., 2009. Origen de las sales y evolución de las salmueras de Bolivia y Chile salares agua Geoquímica 15, 123–157. <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9056-x>.
- Risacher, F., Alonso, H., Salazar, C., 2003. El origen de las salmueras y sales en los salares chilenos: una revisión hidroquímica. *Earth-Science Rev* 63, 249–293. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00037-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00037-0).
- Rissmann, C., Leybourne, M., Benn, C., Christenson, B., 2015. El origen de los solutos dentro las aguas subterráneas de un acuífero altoandino. *química Geol.* 396, 164–181. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.029>.
- Rosen, MR, 1994. La importancia del agua subterránea en las playas: una revisión de la clasificación de las playas. *ciencia y la sedimentología e hidrología de las playas.* *Geol. Soc. Soc. Soy. Especificaciones.* Papilla. 289, 1–18. <https://doi.org/10.1130/SPE289-p1>.
- Sanford, WE, Wood, WW, 1991. Evolución de salmuera y depósito de minerales en hidrología. *ciencias evaporíticas abiertamente abiertas.* *Soy. J. Ciencia.* <https://doi.org/10.2475/ajs.291.7.687>.
- Schmitt, AK, 2001. Cristalización y desgasificación saturada de gas en gran volumen, cristallinos magmas dacíticos del Altiplano-Puna, norte de Chile. *J. Geophys. Res. Tierra sólida* 106, 30561–30578. <https://doi.org/10.1029/2000jb000089>.
- Schoofs, S., Hansen, U., 2000. Depletion of a brine layer at the base of ridge-crest hydro-sistemas térmicos. *Planeta Tierra. ciencia Letón.* 180, 341–353. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00184-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00184-9).
- Schurr, B., Rietbrock, A., 2004. Estructura sísmica profunda de la cuenca de Atacama, norte Chile. *Geofísico. Res. Letón.* 31, 10–13. <https://doi.org/10.1029/2004GL019796>. Shafabakhsh, P., Fahs, M., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, CT, 2019. Inestable impulsado por la densidad flujo en medios porosos fracturados: el problema del saúco fracturado. *Fluidos* 4, 168. <https://doi.org/10.3390/fluids4030168>.
- Shao, Q., Fahs, M., Younes, A., Makradi, A., Mara, T., 2016. A new benchmark reference so- lución para convección de doble difusión en un medio poroso heterogéneo. *número Transferencia de calor Parte B Fundam.* 70, 373–392. <https://doi.org/10.1080/10407790.2016.1215718>.
- Shewchuk, JR, 1996. Triangle: ingeniería de un generador de malla de calidad 2D y delaunay triangulador. En: Lin, MC, Manocha, D. (Eds.), *Geometría computacional aplicada hacia la ingeniería geométrica.* WACG 1996. Apuntes de conferencias en informática. Springer, Berlín, Heidelberg, págs. 203–222. <https://doi.org/10.1007/BFb0014497>.
- Simmons, CT, Narayan, KA, Wooding, RA, 1999. En un caso de prueba para densidad dependiente modelos de flujo de agua subterránea y transporte de solutos: el problema del lago salado. *Recurso de agua.* Res. 35, 3607–3620. <https://doi.org/10.1029/1999WR900254>.
- Simms, MA, Garven, G., 2004. La convección térmica en la falla sedimentaria extensional bap- pecados: resultados teóricos del modelado de elementos finitos. *Geofluidos* 4, 109–130. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8115.2004.00069.x>.
- Song, W., Gang, H., Ma, Y., Yang, S., Mu, B., 2017. Comportamiento de migración del litio durante evaporación de salmuera y plantas de producción de KCl en el lago salado de Qarhan. *minerales* 7. <https://doi.org/10.3390/min7040057>.
- Tejada, I., Cienfuegos, R., Muñoz, JF, Durán, M., 2003. Numerical modeling of saline intru- sión en el Salar de Atacama. *J. Hydrol. Ing.* 8, 25–34. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2003\)8:1\(25\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2003)8:1(25)).
- USGS, 2019. Resumen de productos minerales. [Documento WWW]. URL <https://www.usgs.gov/centers/nmic/mineral-commodity-summaries>.
- Vásquez, C., Ortiz, C., Suárez, F., Muñoz, JF, 2013. Modeling flow and reactivo transport to explicar la zonificación mineral en el acuífero del salar de Atacama, Chile. *J. Hydrol.* 490, 114–125. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.028>.
- Vigier, N., Decarreau, A., Millot, R., Carignan, J., Petit, S., France-Lanord, C., 2008. Cuantificar- Fraccionamiento de isótopos de Li durante la formación de esmectitas e implicaciones para el ciclo de Li. *Geochim. Cosmoquim. Acta* 72, 780–792. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.11.011>.
- Vine, JD, Dooley, JR, 1980. ¿Dónde diablos está todo el litio? <https://doi.org/10.3133/ofr801234>.
- Vujević, K., Graf, T., Simmons, CT, Werner, AD, 2014. Impacto de la red de fracturas geom- Prueba de patrones de flujo convectivo libre. *Adv. Recurso de agua.* 71, 65–80. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.06.001>.
- Warren, JK, 2010. Evaporitas a través del tiempo: controles tectónicos, climáticos y eustáticos en ma- depósitos marinos y no marinos. *Earth-Science Rev* 98, 217–268. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.004>.
- Warren, JK, 2016. Evaporitas. Un compendio geológico, Evaporitas. *Saltador* <https://doi.org/10.1007/978-3-319-13512-0>.
- Wood, WW, Sanford, WE, 1990. Control de agua subterránea de la deposición de evaporita. *economía Geol.* 85, 1226–1235. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.6.1226>.
- Wooding, RA, Tyler, SW, White, I., 1997. Convección en aguas subterráneas debajo de un evaporador ing Salt Lake: 1. Inicio de la inestabilidad. *Recurso de agua.* Res. 33, 1199–1217. <https://doi.org/10.1029/96WR03533>.
- Yechieli, Y., Wood, WW, 2002. Procesos hidrogeológicos en sistemas salinos: playas, sabkhas y lagos salinos. *Earth-Science Rev* 58, 343–365. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00067-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00067-3).
- Yu, JQ, Gao, CL, Cheng, AY, Liu, Y., Zhang, L., He, XH, 2013. Geomórfico, hidroclimático y controles hidrotermales sobre la formación de depósitos de salmuera de litio en la cuenca de Qaidam, al norte de la meseta tibetana, China. *Mineral Geol. Rev.* 50, 171–183. <https://doi.org/10.1016/j.joregeorev.2012.11.001>.
- Zatout, M., López Steinmetz, RL, Haciní, M., Fong, SB, M'nif, A., Hamzaoui, AH, López Steinmetz, LC, 2020. Litio sahariano: química de salmuera de chotts del este de Argelia. *aplicación geoquímica* 115. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104566>. Zechner, E., Dresmann, H., Mocúta, M., Danchiv, A., Huggenberger, P., Scheidler, S., Wiesmeier, S., Popa, I., Zlibut, A., 2019. Potencial de disolución de sal estimado a partir de un modelo de transporte y flujo termohalino vertical bidimensional a lo largo de un diapiro de sal de Transilvania, Rumania. *hidrogeol. J.* 27, 1245–1256. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1912-1>.