

**Desequilibrio en el presupuesto hidrológico moderno de las cuencas
hidrográficas topográficas a lo largo de la vertiente occidental de los Andes (21-
25°S): implicaciones para la evaluación de la recarga de aguas subterráneas**

* * * * * Aceptado provisionalmente en Hydrogeology Journal - 18 de diciembre de 2020 * * * * *

David F. Boutt¹, Lilly G. Coenthall¹, Brendan J. Moran¹, LeeAnn Munk², Scott A. Hynek³,

¹Departamento de Geociencias, Universidad de Massachusetts-Amherst, Amherst, MA, EE. UU.

²Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Alaska-Anchorage, Anchorage, AK, EE. UU.

³Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Utah, Salt Lake City, Utah, EE. UU.

dieciséis

Dirección de envío:

Departamento de Geociencias

611 North Pleasant Street 233

Centro de Ciencias Morrill

Universidad de Massachusetts

Amherst, MA 01003-9297

Puntos clave

- Los balances hidrológicos modernos en las cuencas hidrográficas topográficas a lo largo del margen occidental de los Andes (21–25°S) no se cierran.
- El flujo regional en estado estacionario desde fuera de estas cuencas produce grandes áreas contribuyentes de naturaleza conflictiva.
- El agua subterránea liberada del almacenamiento a largo plazo es esencial para equilibrar los presupuestos de agua modernos y afecta la forma en que se gestionan los recursos hídricos.

Palabras clave: Salar de Atacama, Chile; recargar; flujo de agua subterránea regional; paleorrecarga; recarga pulsada

Resumen

Las tasas modernas de descarga de agua a menudo superan la recarga de agua subterránea en cuencas áridas. Este aparente desequilibrio de masa dentro de una cuenca puede reconciliarse a través del flujo de agua subterránea entre los drenajes topográficos y/o el drenaje del agua subterránea almacenada que se recarga durante los períodos pluviales. Investigamos discrepancias en el presupuesto hidrológico moderno de cuencas a lo largo del flanco oeste de los Andes en el norte de Chile (21–25°S), centrado en la cuenca endorreica del Salar de Atacama y cuencas adyacentes. Presentamos estimaciones con límites de incertidumbre de las tasas de recarga modernas que no se acercan al equilibrio de la descarga de agua subterránea moderna observada dentro de las cuencas topográficas. Se exploraron dos conceptualizaciones de cuencas hidrogeológicas que descargan al Salar de Atacama con un modelo de agua subterránea 2D simplificado. Los resultados de los modelos respaldan la interpretación de que se requiere el flujo subterráneo entre cuencas y el drenaje transitorio del agua subterránea del almacenamiento para equilibrar los balances de agua a lo largo del margen de la meseta. Los modelos examinan más a fondo si este sistema sigue respondiendo al forzamiento climático (en escalas de tiempo paleoclimáticas) de los períodos pluviales y destacan las características generales de sistemas de margen de meseta similares, que incluyen:

Resumen en lenguaje sencillo

Siguen existiendo desafíos para comprender la fuente de agua de los arroyos, manantiales y humedales en las regiones secas del mundo. Este artículo documenta una discrepancia entre la cantidad de agua que ingresa a una región en comparación con la cantidad de agua que sale del sistema en el desierto alto de los Andes chilenos. Se muestra que la cantidad de agua que sale es mayor que la que ingresa al sistema dentro del área de drenaje cercana. Esto se logra combinando estimaciones físicas de la precipitación con mediciones químicas de los componentes de las aguas locales. Mostramos que es probable que esta agua se mueva bajo tierra a través de importantes barreras topográficas hacia la región. Sin embargo, esta agua no es suficiente para resolver las diferencias observadas; por lo tanto, proponemos que se tenga en cuenta el agua almacenada dentro de la región procedente de condiciones paleoclimáticas más húmedas. Juntos,

1. Introducción

Las tasas de extracción de agua antropogénica y descarga de agua natural a menudo exceden la recarga de agua subterránea (por ejemplo, rendimiento seguro o rendimiento perenne) en cuencas áridas [por ejemplo, *van Beek et al.*, 2011; *Gleeson et al.*, 2012]. Las investigaciones sobre el cierre de presupuestos hidrológicos en cuencas topográficas son objeto de muchas investigaciones recientes [Schaller y Fan, 2009; Muñoz et al., 2016; Liu et al., 2020]. El análisis de Liu et al., (2020) sugiere que 1 de cada 3 cuencas analizadas tenía un área de captación efectiva mayor o menor que la cuenca topográfica. Este desequilibrio de masa dentro de una cuenca puede reconciliarse con el flujo intercuenca subsuperficial entre drenajes topográficos y/o el drenaje del agua subterránea almacenada recargada durante 500–1000 años antes de los períodos pluviales actuales. Si bien estos procesos están bien documentados a nivel mundial [por ejemplo, *Callejón et al.*, 2002; *Gleeson et al.*, 2011; *Condón y Maxwell*, 2015], existen debates sobre los métodos para distinguir física y cuantitativamente entre estos mecanismos, ya que ambos dependen de procesos que operan en grandes escalas espaciales y temporales difíciles de observar directamente [p. *Nelson et al.*, 2004; *Masbruch et al.*, 2016; *nelson y mayo*, 2014]. La suposición de cierre hidrológico de estado estacionario también sustenta las reconstrucciones de paleoprecipitación basadas en sedimentos lacustres [p. *Urbano et al.*, 2004, *Ibarra et al.*, 2018]. Por lo tanto, nuestro objetivo es restringir mejor las dimensiones espaciales y temporales del flujo subterráneo entre cuencas y el drenaje transitorio del almacenamiento de agua subterránea en un sitio.

donde se documenta un desequilibrio hidrológico moderno en la cuenca topográfica. Ambos temas son críticos para comprender la respuesta de las aguas subterráneas a los cambios naturales y antropogénicos en la recarga de los acuíferos. *Cutbert et al., 2019*].

Los márgenes de la meseta orogénica, especialmente en las regiones áridas, se caracterizan por fuertes pendientes en la topografía y el clima que conducen al desarrollo de sistemas de aguas subterráneas a escala regional. *Haitjema y Mitchell-Bruker, 2005; Gleeson et al., 2011*] y fuentes de recarga de frente de montaña. Las cuencas cerradas pueden conservar los registros geológicos de los flujos de agua durante 10²–10⁶ períodos de tiempo de un año en la acumulación de minerales evaporíticos [p. ej. *Godofredo et al., 2003; Jordán et al., 2007; Munk et al., 2018*]. El Salar de Atacama alberga >1800 km³ de halita [*Corenthal et al., 2016*] en una cuenca cerrada adyacente a la meseta del Altiplano-Puna, y proporciona un caso extremo para evaluar el papel potencial del flujo de agua subterránea a escala regional y el drenaje transitorio del almacenamiento de agua subterránea en el mantenimiento de las tasas de descarga de agua en escalas de tiempo modernas y geológicas (Figura 1). Ambos mecanismos invalidan el cierre topográfico de estado estacionario del presupuesto hídrico, una suposición que se utiliza a menudo para la gestión de los recursos hídricos [por ejemplo, como la utilizan *Dirección General de Aguas, 2013* en el Salar de Atacama y documentado en *Gorelick y Zheng, 2015; Currell et al., 2016*].

Sosteniendo la acumulación masiva (>1500 m de espesor [*Jordán et al., 2007*]) las evaporitas en la cuenca requieren mantener el nivel freático dentro de varios metros de la superficie terrestre durante un período de 5 a 10 millones de años [*Tyler et al., 2006*]. Las estimaciones de recarga en las cuencas topográficas superficiales que drenan al Salar de Atacama no son suficientes para equilibrar las pérdidas por evaporación/transpiración al final del sistema de flujo [*Corenthal et al., 2016*]. Componentes individuales del balance hídrico de la cuenca topográfica relativamente pequeña e hiperárida del Salar de Atacama y la meseta Altiplano-Puna adyacente [*kampf y tyler, 2006; Salas et al., 2010*] han sido ampliamente estudiados. Si bien existe evidencia de recarga moderna en los Andes centrales [*Houston, 2002; houston, 2007, 2009; Kikuchi y Ferré, 2016; Urrutia et al., 2019; Viguiet et al., 2018; Viguiet et al., 2020;*]; las tasas, la extensión espacial y los mecanismos están poco limitados [p. *Montgomery et al., 2003; Jordán et al., 2015; Rissman et al., 2015; Scheihing et al., 2018; Viguiet et al., 2020*]. La acumulación de halita, un indicador del flujo de entrada de agua promedio a largo plazo, confirma el desequilibrio hidrológico observado en escalas de tiempo geológicas [hasta 10 millones de años; *Corenthal et al., 2016*]. Sin embargo, recientemente *Munk et al. (2018)* presentaron flujos de solutos para la superficie y la subsuperficie poco profunda que representan los solutos alojados en halita y salmuera en la parte superior.

(30 m) en una escala de tiempo Myr. El flujo de agua subterránea a escala regional, la transferencia entre cuencas y los eventos de recarga pulsada (escala de tiempo de 10 a 100 años) están documentados [Houston, 2006b; Rissman et al., 2015; Jordán et al., 2019] en la región, y se sugiere que la descarga moderna en el desierto de Atacama refleja el drenaje de las aguas subterráneas recargadas durante períodos pluviales episódicos (103– 104 años) en el Pleistoceno tardío y el Holoceno [Fritz et al., 1981; Herrera et al., 2021; Sáez et al., 2016; Houston y Hart, 2004; Gayo et al., 2012]. Un trabajo reciente de Moran et al. (2019) presenta más evidencia del papel del agua subterránea premoderna que domina la descarga de agua a los manantiales y lagunas, al tiempo que muestra que el flujo de agua subterránea entre cuencas es fundamental para explicar las observaciones de la descarga en la cuenca.

Esfuerzos previos para equilibrar el presupuesto hídrico del Salar de Atacama [Rissman et al., 2015; Corenthal et al., 2016], cuencas cerradas cercanas [Houston y Hart, 2004; Herrera et al., 2016] y márgenes de meseta en general [p. ej. Anderman et al., 2012] identificó discrepancias en las estimaciones del flujo de agua, con pérdidas de agua a través de la evapotranspiración que superan con creces los aportes de las cuencas hidrográficas modernas. Dos mecanismos que se han considerado previamente para cerrar el balance hídrico [Corenthal et al., 2016 y Morán et al., 2019]: (1) un área de cuenca hidrográfica más grande que abarca rutas de flujo de agua subterránea entre cuencas a escala regional recargadas de la precipitación en elevaciones más altas y (2) el equilibrio hidrológico moderno incluye el drenaje del almacenamiento transitorio de agua subterránea recargado durante condiciones más húmedas se exploran aquí. En este trabajo, la recarga de la precipitación se cuantifica escalando mediciones puntuales a conjuntos de datos satelitales regionales, incluida la incertidumbre, definiendo aún más la magnitud y la escala temporal del desequilibrio hidrológico inferido de las observaciones de la acumulación de halita en el Salar de Atacama [Corenthal et al., 2016]. Se integran conjuntos de datos únicos para (1) cuantificar el área de una cuenca de captación de agua subterránea a escala regional necesaria para equilibrar la descarga moderna, (2) aproximar el papel de la recarga del Pleistoceno tardío en la descarga moderna y (3) dilucidar los mecanismos y procesos físicos por qué agua se entrega a la cuenca. Luego, estos datos se utilizan para restringir un modelo de agua subterránea 2D simplificado para comprender únicamente la fuente de recarga del suelo de la cuenca. Si bien el modelo no se enfoca en los detalles de la interacción agua dulce/salmuera del sistema acuífero del piso de la cuenca, sí permite la exploración de escalas temporales y espaciales dinámicas de fuentes de recarga tanto del flujo de agua subterránea regional como del drenaje transitorio en dos conceptualizaciones hidrogeológicas. Juntos

estas observaciones tienen una influencia significativa en las consideraciones modernas y futuras sobre los recursos hídricos en las regiones áridas.

2. Área de estudio

Salar de Atacama, una importante depresión topográfica con un área de más de 17.000 km² adyacente a la meseta Altiplano-Puna de los Andes Centrales, sirve como punto focal para nuestro análisis del desequilibrio hidrológico en la región (Figura 1). El Salar de Atacama comenzó a acumular un depósito masivo de halita ~7 Ma, coincidiendo con el levantamiento de la Meseta Andina Central [Jordán et al., 2002a, 2007; Reutter et al., 2006]. El núcleo de halita de la cuenca alberga una salmuera rica en litio que proporciona aproximadamente un tercio del suministro mundial de litio [Maxwell, 2014]. Los abanicos aluviales son importantes conductos hidrológicos hacia el Salar de Atacama; apoyando la descarga de numerosos manantiales y filtraciones en la zona de transición alrededor del núcleo de halita, y alimentando humedales y lagunas ambientalmente sensibles. La tendencia espacial observada del gradiente descendente de aluvión, carbonato, yeso y halita a lo largo de las trayectorias de flujo a través de la zona de transición documenta la evaporación del agua de entrada hasta que alcanza la saturación de halita [Risacher et al., 2003]. Siete arroyos perennes y efímeros emergen en los contactos estratigráficos y estructurales, pero pierden todo el flujo superficial a través del aluvión antes de alcanzar las facies de yeso y halita. Estas corrientes actúan como conductos importantes para la recarga efímera y enfocada tanto del agua meteórica local como del agua subterránea regional que emerge y se re infiltra a lo largo de su camino (p. ej., Kikuchi y Ferré, 2016; Scanlon et al., 2006). El agua subterránea poco profunda vuelve a emerger en sistemas lagunares complejos por encima de una interfaz de agua dulce/salmuera cerca del margen del salar [Boutt et al., 2016; Marazuela et al., 2019; Munk et al., en revisión]. Una serie de ignimbritas hidrogeológicamente importantes del Plio-Pleistoceno se originan en el Complejo Volcánico Altiplano-Puna en la meseta [p. Jordán et al., 2007; Salisbury et al., 2011] y se extienden hacia el subsuelo del Salar de Atacama; en la mitad norte de la cuenca, estas unidades se interpretan como altamente continuas. El sistema de fallas de Salar, con tendencia norte-sur, ciego, de ángulo alto y hacia el este, acomoda más de 1 km de desplazamiento a través del núcleo de halita [Lowenstein et al., 2003; Jordán et al., 2007; Rubilar et al., 2017; Martínez et al., 2018]. Jordán et al. [2002] sugieren que esta falla actúa como una barrera que provoca la descarga de caminos de flujo de agua subterránea a escala orogénica en el Salar de Atacama.

Hay muchos estudios que documentan explícitamente [Montgomery et al., 2003; Rissman et al., 2015; Jayne et al., 2016] o implicar [Magaritz et al., 1990; Pérez-Fodich et al., 2014; Jordán et al., 2002a, 2002b] que el agua de la Cordillera de los Andes alimenta cuencas gradiente abajo hacia el oeste a través del flujo de agua subterránea regional. En su análisis del acuífero MNT (sureste del Salar de Atacama), Rissmann et al. [2015] proporciona uno de los pocos ejemplos en la región donde se ha utilizado información hidrológica y geoquímica para investigar e implicar una conexión desde un área de recarga de gran altura para descargar en el margen salar. Los valores de Sr para el agua de descarga informados por Munk et al. [2018] respaldan el posible vínculo entre los lagos salados de altura y las salmueras en el Salar de Atacama propuesto por Rissmann et al. [2015], y son consistentes con la observación de Grosjean et al. [1995] que muchos de los lagos de gran altitud nunca alcanzan la saturación de Na-Cl y que el agua enriquecida en Na y Cl luego drena a cuencas de menor elevación.

La cuenca del Salar de Atacama, en el corazón del Desierto de Atacama, se caracteriza por un clima hiperárido a árido [Hartley y Chong, 2002]. Importante variabilidad interanual de las precipitaciones [Garreaud et al., 2003] incluye eventos de lluvia poco frecuentes de alta intensidad que producen una recarga efímera y concentrada de aguas subterráneas [Houston, 2006b; Boutt et al., 2016]. Debido a que la cuenca ha estado cerrada desde al menos el Mioceno tardío [Jordán et al., 2002a], la descarga de agua superficial se produce sólo por evaporación. Los registros sedimentarios sugieren que los climas variables áridos a hiperáridos han dominado desde 53 ka. Bobst et al., 2001; Godofredo et al., 2003], con al menos cuatro períodos más húmedos que el moderno desde 106 ka [Gayo et al., 2012]. Los modelos hidrológicos para lagos en el altiplano boliviano sugieren de manera similar que la precipitación puede haber sido de 2 a 3 veces mayor que la actual durante estos períodos, y los períodos húmedos regionales más recientes ocurrieron durante el Pleistoceno tardío Tauca y Coipasa (eventos pluviales de los Andes centrales) [Placzek et al., 2013]. Los registros sedimentarios del Salar de Atacama documentan además la variación en el balance hidrológico del Salar de Atacama desde >100 ka hasta el presente [Bobst et al., 2001; Godofredo et al., 2003; Lowenstein et al., 2003]. Registros de depósitos de paleo-humedales al sur del Salar de Atacama sugieren períodos húmedos menos pronunciados de 14-9,5 ka y 4-0,7 ka, [Quade et al., 2008; Saez et al., 2016] consistente con registros de vegetación y otros depósitos de humedales en la región [Betancourt et al., 2000; Rech et al., 2002, 2003], así como registros arqueológicos [Gayo et al., 2012; Santoro et al., 2017]. El clima alrededor del Salar de Atacama ha sido más seco desde mediados de

Holoceno basado en el nivel freático debajo de la superficie del suelo en sitios de paleo-humedales y observaciones de núcleos de sedimentos en el Salar de Atacama [Rech et al., 2002; Quade et al., 2008; Placzek et al., 2013].

3. Enfoque y métodos del estudio

3.1 Conceptualización del Presupuesto Hídrico Moderno

Restringir el presupuesto hidrológico moderno es fundamental para evaluar si el sistema está equilibrado dentro de la cuenca hidrográfica topográfica. Si el sistema se encuentra en estado estacionario dentro de la cuenca hidrográfica topográfica, las aguas subterráneas se recargan a partir de la precipitación (GW_{RCH}) más la escorrentía de agua superficial (R) equilibraría toda la evapotranspiración (descarga) del Salar de Atacama (D_{SdA}) sin cambios en el almacenamiento (S). Al considerar el balance de agua más allá de la cuenca hidrográfica topográfica, también se debe considerar un término de pérdida adicional de evapotranspiración de los salares y lagos en cuencas cerradas de gran altura ($D_{HighElevSalars}$). La descarga difusa de la precipitación en áreas que no son salares se contabiliza en el GW_{RCH} término.

La conceptualización más conservadora (más equilibrada) del equilibrio hidrológico moderno se puede describir de la siguiente manera:

$$\Delta = P - (R + E + D_{SdA} + D_{HighElevSalars}) \quad (1)$$

En el contexto de esta ecuación, proporcionamos estimaciones limitadas por la incertidumbre de GW distribuidos espacialmente R_{CH} y $D_{HighElevSalars}$ en toda la región como el término críticamente limitado para evaluar el equilibrio hidrológico. Un cambio negativo en el almacenamiento sugeriría que se necesita agua de fuera de la cuenca topográfica o extraída del almacenamiento para cerrar el presupuesto moderno, mientras que un cambio positivo en el almacenamiento reflejaría la recarga y las entradas de agua superficial que actualmente superan la evapotranspiración. Evaluamos la ecuación (1) tanto para la cuenca topográfica como para la cuenca hidrogeológica. Definimos la cuenca hidrogeológica como el área contribuyente potencial más pequeña dentro de la cual el presupuesto hidrológico de estado estacionario se cierra dentro de límites de incertidumbre razonables (es decir, escenario M en Corenthal et al., [2016]). Este escenario conservador tiene el potencial de contar dos veces alguna descarga tanto en el GW_{RCH} R , ya que es probable que la escorrentía esté dominada por la recarga de aguas subterráneas.

Una conceptualización del presupuesto de agua menos conservadora (menos equilibrada) supone que el agua en los arroyos alimentados por manantiales dentro de la cuenca del Salar de Atacama proviene en su totalidad de aguas subterráneas. En esta conceptualización, los eventos de precipitación recargan los acuíferos (GW_{RCH}) pero no generan escorrentía (R). Esta conceptualización del equilibrio hidrológico moderno se puede describir de la siguiente manera:

$$\Delta = P - R - E - \Delta S \quad (2)$$

La ecuación 2 no incluye un término de escorrentía de agua superficial (R) y, por lo tanto, produce una estimación más negativa del cambio en el almacenamiento de agua subterránea. Un cambio más negativo en el almacenamiento sugeriría que se necesita aún más agua de fuera de la cuenca hidrográfica topográfica o extraída del almacenamiento para cerrar el presupuesto de agua moderno. Estas ecuaciones y los siguientes presupuestos no consideran la extracción de agua antropogénica, porque estamos evaluando el agua subterránea en escalas de tiempo geológicas y las tasas son actualmente pequeñas en comparación con las entradas informadas aquí. Las magnitudes del bombeo antropógeno de agua dulce dentro de la cuenca son del orden de 0,05 m³/s (Marazuela et al., 2019).

3.2 Precipitación

Las estimaciones de precipitación se obtuvieron del conjunto de datos 2B31 de la Misión de medición de precipitaciones tropicales (TRMM) disponible públicamente sobre la precipitación media anual (MAP) derivada de 1 a 3 mediciones diarias con una resolución de 25 km.². Un conjunto de datos TRMM 2B31 procesado fue calibrado, validado y proporcionado por *Bookhagen y Strecker* [2008] durante el período comprendido entre el 1 de enero de 1998 y el 31 de diciembre de 2009. Este conjunto de datos se comparó con mediciones de gálipo de 28 estaciones meteorológicas en la Región de Antofagasta mantenidas por la Dirección General de Aguas (DGA) de Chile y una estación en el salar mantenida por la Sociedad Chilena de Litio/Rockwood Lithium Inc./Albemarle (Figura S1 y S2). Las funciones de ley de potencia se ajustan al límite inferior y superior de los datos de TRMM de la estación DGA (Figura S2) para proporcionar restricciones sobre el sesgo y la incertidumbre en las estimaciones de precipitación. Estos límites se utilizan para estimar la mediana (más plausible), los rangos inferior y superior de MAP en la región y para proporcionar una gama de posibles escenarios de precipitación (Texto S1). Estos rangos se incorporan en otros cálculos dependientes a continuación.

3.3 Recarga de aguas subterráneas

Para determinar GW_{RCH} de la precipitación (P), aplicamos el balance de masa de cloruro (CMB) método, que se ha aplicado con éxito en las cuencas del norte y noroeste del Salar de

Atacama [Houston, 2007, 2009], por lo que

$$I^{\#} = \frac{1 \cdot 10^3}{10^4 + 56 \cdot 10^3 + 75} \quad (3)$$

Dónde:

Cl_{pags} = concentración de cloruro en la precipitación Cl_{gw}

= concentración de cloruro en agua subterránea

Cl_{rw} = contribución de cloruro al agua subterránea por meteorización de rocas

Las suposiciones comunes utilizadas en la aplicación del método CMB incluyen (1) la precipitación (P) es la única fuente de cloruro (Cl-) al agua subterránea, y (2) Cl- es conservador en el sistema de aguas subterráneas [Bazuha y Madera, 1996]. La Tabla 1 presenta análisis de muestras de precipitación y ubicaciones.

Aplicamos tasas de recarga de CMB que oscilan entre 0,4 y 6 % (ecuación 3; Tabla 3) a manantiales y pozos de baja elevación seleccionados utilizando las estimaciones de P derivadas de TRMM 2B31 mediana, inferior y superior [Bookhagen y Strecker, 2008] para determinar un rango de GW potencial. Dado el abundante cloro (Cl) en el vidrio volcánico (~0,1 % en peso) y la biotita (~0,2 % en peso) de las ignimbritas en la región, permitimos (en el escenario de recarga superior) el potencial de que 50 mg/l de Cl- en el agua subterránea podría provenir de la meteorización de las rocas.

La base para el GW_{RCH} Las estimaciones son datos derivados de más de 600 muestras de agua recolectadas entre 2011 y 2014. Todas las muestras se recolectaron en botellas limpias de HDPE después de pasar por un filtro de 0,45 μm . Las muestras se enviaron a la Universidad de Alaska Anchorage, donde se realizaron todos los análisis químicos. Se realizaron diluciones de muestras basadas en la conductancia específica antes del análisis de Cl- por cromatografía iónica. La composición isotópica de las muestras de agua (δ_2H , $\delta_{18}O$) se midió con un analizador Picarro L-1102i WS-CRDS (Picarro, Sunnyvale, CA).

Seleccionamos muestras de agua para cálculos de CMB con composición isotópica estable de δ_2H y $\delta_{18}O$ cerca (exceso de deuterio de $< 5\text{‰}$) a la línea de agua meteórica global (Figura 2). Hay 9 pozos y 2 manantiales muestreados de 1 a 6 veces dentro de la cuenca del SdA y 6 pozos muestreados por Cervetto Sepúlveda [2012] en la meseta de la Puna chilena que se ajustan a nuestros criterios para los cálculos de CMB (Sitios que se muestran en la Figura 4b). La Tabla 3 enumera los detalles del muestreo repetido de cada sitio de muestreo y las características de precipitación. Estos sitios están ubicados en áreas de frente montañoso difuso y zonas de recarga efímeras y muestras de rendimiento con composiciones isotópicas estables cerca del global

línea de agua meteórica [craig, 1961]. Cada sitio está categorizado en estas 3 categorías en la Tabla 3 que cubre el rango de posibles mecanismos de recarga en las regiones áridas (Scanlon et al., 2006) y son evaluaciones exhaustivas de las posibles tasas de recarga. Estos criterios de composición isotópica estable minimizan la influencia de la evaporación y el reciclaje de sales que se sabe que ocurren en las zonas de descarga. El CL-la concentración de múltiples eventos de muestreo se promedió para cada sitio. Medidas de CL en la precipitación incluyen 4 muestras de lluvia recolectadas en SdA como parte de este estudio (Figura 4b) y mediciones publicadas de la meseta de la Puna chilena [Cervetto Sepúlveda, 2012] y la región de Turi y Linzor en los tramos altos de la cuenca del río Loa [houston, 2007, 2009].

Un ajuste de función de potencia (Figura 3a) a la P y GW calculado_{RCHSE} aplica a los conjuntos de datos TRMM 2B31 para generar estimaciones inferiores, medianas y superiores de la fracción de P que se convierte en GW_{RCH}. Estimaciones de GW_{RCH} estaban confinados a áreas que no contienen características de descarga permanente (salares y lagos). Se supone que la fracción de P que no recarga el agua subterránea se evapora o contribuye a R. Aquí, buscamos un enfoque conservador para cerrar el balance de agua y consideramos que R es generado por la escorrentía de precipitación (ecuación 1).

3.4 Evapotranspiración

Evapotranspiración (D_{SdA}) Las estimaciones del núcleo y la zona de transición del Salar de Atacama se resumen a partir de trabajos que (1) acoplaron las mediciones de la estación de covarianza de remolinos tomadas en 2001 con los presupuestos de energía terrestre obtenidos por detección remota (D_{SdA} alcance de 1,6 a 27,1 m³/s) [kampf y tyler, 2006] y (2) mediciones de lisímetro acopladas recopiladas entre 1983 y 1985 con clasificaciones de tipos de terreno entre 1983 y 1985 (D_{SdA} de 5,6 m³/s) [Mardones, 1986]. Además, Marazuela et al. (2020a) presentaron estimaciones de evaporación del salar con un valor de 12,85 m³/s. De estos valores, consideramos un máximo D_{SdA} de 22,7 m³/s porque las estimaciones más altas predicen significativamente los flujos del núcleo [kampf y tyler, 2006]. Consideramos un mínimo D_{SdA} de 5,6 m³/s porque es la estimación actual utilizada para gestionar los recursos hídricos de la cuenca [Dirección General de Aguas, 2013]. Se supone que la tasa de infiltración determinada a través del método CMB tiene en cuenta la evaporación de cualquier lugar que no esté cubierto por un salar o un lago.

Muchas cuencas cerradas por encima de los 3500 m en altura albergan zonas de evapotranspiración focalizada ($D_{HighElevSalars}$). Porque no hay $D_{HighElevSalars}$ disponibles, se utilizó una regresión lineal para la ET potencial (PET) (mm/año) en función de la elevación del suelo (m) para la región de Atacama (Texto S2).

3.5 Incorporación de la Incertidumbre en las Estimaciones del Balance Hidrológico

Cada componente del balance hídrico contiene incertidumbre que se propaga a través de los cálculos descritos anteriormente para considerar un rango de posibles estimaciones del balance hidrológico. En cada etapa de los cálculos, consideramos estas incertidumbres y las incluimos en los escenarios finales de recarga inferior, mediana y superior que se utilizan para evaluar el cierre del balance hídrico. Las cantidades de precipitación de TRMM impactan tanto en la relación funcional CMB de recarga de precipitación (P en la ecuación 3) como en los cálculos de recarga distribuida evaluados. Además, la incertidumbre en la composición del cloruro (Cl_{PAG} en la Ecuación 3) de la precipitación también impacta la recarga efectiva a través del cálculo del CMB y la relación funcional (ecuación 3). Nuestras estimaciones de recarga de extremo inferior se calculan utilizando las estimaciones de precipitación más bajas posibles (Figura S2 - Curva superior), la concentración de cloruro de precipitación más baja y omitiendo cualquier Cl -en agua subterránea procedente de la meteorización de rocas (Cl_w). La estimación de recarga mediana se produce utilizando el TRMM 2B31 directamente con la concentración promedio de cloruro en la precipitación. Finalmente, las estimaciones de recarga del extremo superior se calculan utilizando las estimaciones de precipitación más altas posibles (Figura S2 - Curva inferior), la concentración de cloruro de precipitación más alta y la posibilidad de Cl -procedente de la meteorización de las rocas.

3.6 Modelos numéricos de hidrogeología de margen de meseta

Se construyó un modelo bidimensional transitorio de agua subterránea que simulaba la meseta del Altiplano-Puna y el sistema adyacente del Salar de Atacama usando el código de diferencia finita MODFLOW para flujo saturado [McDonald y Harbaugh, 1988]. El propósito del modelo es examinar: (1) los tiempos de respuesta dinámica de un sistema regional de aguas subterráneas a los cambios en la recarga de aguas subterráneas que son de una magnitud similar a la predicha por las reconstrucciones paleoclimáticas [Betancourt et al., 2000; Placzek et al., 2013]; (2) la sensibilidad de las respuestas del nivel del agua a estos cambios en la recarga de agua subterránea; y (3) si la división del agua subterránea entre el agua que drena al Salar de Atacama y el agua que descarga a las cuencas poco profundas en la meseta es dinámica o estática con respecto al cambio de recarga. El marco para el modelo se basa en trabajos previos en Atacama por Houston y Hart [2004] y en la Cuenca Murray en Australia por Urbano et al., [2004]. Este modelo no pretende ser una evaluación exhaustiva de las condiciones hidrogeológicas dentro de la cuenca del Salar de Atacama en comparación con el trabajo de Marazuela et al., (2020b). Evaluamos este modelo para dos escenarios de conductividad hidráulica

que están diseñados para ser propicios y restrictivos para las rutas regionales de flujo de agua subterránea; el escenario propicio pretende aproximar la mitad norte del Salar de Atacama con ignimbritas de buzamiento continuo al oeste, y el escenario restrictivo pretende aproximar la mitad sur del Salar de Atacama donde está presente el Bloque Peine y las ignimbritas son menos continuas. Juntos, estos escenarios representan el rango de condiciones esperadas a lo largo del margen de la meseta (entre la meseta y el lado este del Salar). Las geometrías de carga hidráulica iniciales se asignaron en función de los resultados de las simulaciones de estado estacionario, y los modelos transitorios simulan un período de 100 000 años (usando intervalos de tiempo de 100 años) inmediatamente después de una disminución gradual de la precipitación (recarga).

El dominio del modelo tiene 240 km de largo (dominio activo de 219 200 m), ancho unitario y 3000 m de espesor con dimensiones de cuadrícula de 200 mx 1 mx 200 m en las 7 capas superiores y 200 mx 1 mx 400 m en las 4 capas inferiores. Las elevaciones de las celdas de la cuadrícula superior se interpolaron a partir de un ASTER GDEM suavizado. La parte inferior del modelo es un límite sin flujo. El límite de la derecha se establece en una división importante (sin flujo) de la meseta andina y, dado el gradiente climático en esta región, es probable que la distribución de la recarga cree una fuerte división en esta ubicación. El efecto de este límite se justifica debido a los pequeños cambios en las cabezas de simulación. El límite de la izquierda también es una condición de límite sin flujo del Salar de Atacama. En el límite superior, hay 207 celdas de cabeza constante en la capa superior a una altura de 2300 m snm, que representan la superficie del Salar de Atacama. Los límites de flujo especificados se asignaron a todas las demás celdas superiores. Hay 119 drenajes a lo largo de la meseta con una conductancia de 1.000 m²/día. A lo largo de la meseta a una altura de 3893 msnm, se asignaron 28 drenes con una altura de 3993 msnm y una conductancia de 10 m²/día para la ejecución de estado estacionario para producir un lago de gran altura similar a los descritos por Grosjean et al. [1995], Condón et al., [2004] y otros. Para las corridas transitorias, a los drenajes se les asignó una elevación de 3893 m (elevación de la celda superior) y una conductancia de 1000 m²/día para simular un salar. La recarga se asignó a cualquier celda superior que no fuera ya un drenaje o un límite de carga constante. Para las simulaciones iniciales de estado estable, la recarga se determinó multiplicando el ráster de precipitación TRMM 2B31 por un factor de tres y aplicando la ecuación 4 a este ráster de precipitación. Este factor de multiplicación representa las estimaciones superiores de precipitación durante períodos pluviales pasados en los últimos 130 ka [Placzek et al., 2013]; y por lo tanto la conceptualización más conservadora del balance hídrico. Este ráster resultante se interpoló luego para

la grilla del modelo. Para el funcionamiento transitorio, GW moderno las tasas se determinaron aplicando la ecuación 4 para GW moderno conjunto de datos TRMM 2B31 e interpolando el ráster resultante a la cuadrícula del modelo. La interpolación de la precipitación moderna 3x y las estimaciones de precipitación moderna para las entradas de recarga al modelo captura la distribución espacial de GW_{RCHA} a través de la meseta, así como la magnitud relativa predicha de paleo- a moderno- GW_{RCH} desde finales del Pleistoceno hasta el presente basado en *Betancourt et al.*[2000] y *Placzek et al.*[2013]. No hay otras fuentes o sumideros hidráulicos en el modelo y el modelo 2D no tiene en cuenta el flujo transversal al dominio, las características del agua superficial o la escorrentía de precipitación directa.

Se examinaron dos distribuciones de conductividad hidráulica heterogéneas e isotrópicas con base en una sección transversal geológica a través de la cuenca del Salar de Atacama y la meseta occidental del Altiplano-Puna por *Reutter et al.*[2006] (Figura 1; Figura 6). Estos escenarios están diseñados para representar: (1) el sureste del Salar de Atacama caracterizado por un bloque elevado de baja permeabilidad del basamento del Precámbrico al Carbonífero que interrumpe el margen de la meseta (restrictivo al flujo regional) y (2) el noreste del Salar de Atacama caracterizado por un plegamiento monoclinal de ignimbritas lateralmente extensas (conducentes al flujo regional). Conductividades hidráulicas para las unidades geológicas descritas en *Reutter et al.*[2006] fueron asignados en base a valores estándar de *Ingebritsen y Manning*[1999] y oscilan entre 0,01 y 10 m/día. Para las simulaciones transitorias, un almacenamiento específico confinado de 10⁻⁴ se asignó uniformemente a todo el dominio. La elección de un único valor de almacenamiento permite la exploración de la sensibilidad de los resultados del modelo a la conductividad hidráulica.

4. Resultados

4.1 Evaluación del Balance e Incertidumbre Hidrológica

En el Salar de Atacama la precipitación anual promedia 16 mm/año [*Sociedad Chilena de Litio Ltda.*, 2009], mientras que >300 mm/año [*Bookhagen y Strecker*, 2008; *Quade et al.*, 2008] puede ocurrir por encima de los 5000 m dentro de la cuenca hidrográfica topográfica (Figura 1, Figura 3b). Aproximadamente 50-80 mm/año de agua de nieve equivalente se produce a 4500 m snm [*Vuille y Ammann*, 1997] pero la mayoría probablemente se sublima antes de infiltrarse [*Johnson et al.*, 2010; *Dirección General de Aguas*, 2013]. Basado en el conjunto de datos TRMM 2B31 media anual la precipitación de 1998 a 2009, incluido el promedio más húmedo de 2001/2002, es de 30,7 m³/s (23,4

para cota inferior y 51,7 m³/s para límite superior) en zonas de recarga en la cuenca topográfica (Cuadro 2), equivalente a una media de 48 mm/año con un rango de 0–340 mm/año (desviación estándar de 45 mm/año). Para el escenario de precipitación mediana, solo el 7% del área de la cuenca recibe más del umbral de precipitación de 120 mm/año requerido para GW significativos_{RCH} [Scanlon et al., 2006; houston, 2009] (Figura 3, Figura 4a), y la mayor parte de la precipitación ocurre por encima de los 3500 m. Usando este escenario (mediano), se requerirían tasas de infiltración de casi el 100% en toda la cuenca hidrográfica topográfica para equilibrar las estimaciones más altas de D_{SdA}.

La concentración de cloruro en las muestras de precipitación osciló entre 5 y 16 mg/L (Tabla 1). Combinamos nuestros resultados de CMB con los de las cuencas de Turi y Linzor [houston, 2007, 2009] para establecer una nueva relación para GW_{RCH} en función de P (Figura 3) en esta región. El extremo superior de nuestro ajuste es aproximadamente paralelo a la ecuación de [Houston, 2009]. El rango de concentraciones de cloruro en los límites de precipitación no afecta el ajuste de esta función a los datos, por lo tanto, usamos una relación única entre precipitación y recarga (Texto S3 y Figura S5). Esta relación se ajusta usando una ley de potencia con un R² de 0,82 como se describe:

$$GW_{RCH} = (1,3 \cdot 10^{-4}) \cdot P^{0.82} \quad (4)$$

La aplicación de la ecuación (4) al conjunto de datos TRMM 2B31 mediano predice 1,1 m³/s (1,1 para límite inferior y 2,1 m³/s para el límite superior) de recarga dentro de la cuenca hidrográfica topográfica (Figura 4b, Tabla 2), con tasas de infiltración que oscilan entre 0,5 y 3,5 % en función de la precipitación Cl-concentración de 8 mg/l, o 0.3–9.0% considerando un rango de precipitación Cl-concentraciones de 5 a 16 mg/l (Tabla 3, Figura 3). Similar a las regiones áridas a nivel mundial [Scanlon et al., 2006] y los Andes Centrales [houston, 2007], significativo (>0,1 mm/año) GW_{RCH} sólo ocurre cuando la precipitación supera los 120 mm/año. Este enfoque contrasta con otros trabajos en la cuenca [por ejemplo, Marazuela et al., 2019] que fuerza el cierre de estado estacionario en el presupuesto hidrológico utilizando tasas de infiltración extremadamente altas de 35 a 85%. Los valores extremos de la infiltración media (en comparación con los datos globales en Scanlon et al., 2006) están respaldados únicamente por la suposición hidrológica de que el balance hídrico está equilibrado dentro de la cuenca hidrográfica topográfica.

Estimaciones de D_{SdA} alcanzan de 5,6 a 13,4 m³/s [Mardones, 1986; kampf y tyler, 2006] (Cuadro 2). Usamos un rango de D_{SdA} estimados en nuestros cálculos, considerando un mínimo de 9.5 m³/s basado en el método de flujo de calor latente espacialmente variable [kampf y tyler, 2006] y

estudio de lisímetro [Mardones, 1986]. Predecimos que $D_{\text{HighElevSalars}}$ en la cuenca hidrogeológica totaliza 5.0 m³/s (rango de incertidumbre de 1,8 a 17,8 m³/s) (Figura 4c, Tabla 2).

Aproximadamente 3,19 m³/s de agua subterránea poco profunda ingresa al Salar de Atacama según lo calculado por Corenthal et al. (2016) y Munk et al., (2018). Los *Dirección General de Aguas* (2013) estima que el caudal total al Salar de Atacama es de 1,58 m³/s basado en mediciones de gage, que solo coincide con nuestro nuevo rango de estimaciones de GW_{RCH} dentro de la cuenca hidrográfica topográfica (1,1–2,1 m³/s). La suma de esta agua subterránea poco profunda y el caudal (4,77 m³/s) es consistente pero menor que las estimaciones bajas anteriores de D_{SdA} (5,6 m³/s); sin embargo, GW_{RCH} dentro de la cuenca hidrográfica topográfica representa solo el 24% de estos flujos de entrada y solo el 5–20% de D_{SdA} . Para equilibrar el rango completo de descarga de la evapotranspiración (5,6 a 13,4 m³/s) con GW_{RCH} (1,1 – 2,1 m³/s) en la cuenca topográfica del Salar de Atacama se requiere una tasa de infiltración promedio de la cuenca de 21 a 86 %. Tales tasas superan con creces las tasas de infiltración promedio de 0,1 a 5% para las regiones áridas a nivel mundial [Scanlon et al., 2006], así como las tasas de infiltración observadas en las cuencas cercanas de Linzor y Turi [Houston, 2007, 2009].

Dentro de la cuenca topográfica, D_{SdA} es de 2 a 8 veces (5,6 a 13,4 m³/s) superior a los aportes combinados de recarga moderna de precipitación y caudal (Figura 5; Tabla 2). Es probable que parte del caudal provenga de aguas subterráneas [p. ej. Hoke et al., 2004] y, por lo tanto, contados dos veces, arrojando estimaciones más conservadoras del desequilibrio hidrológico. La cuenca hidrogeológica requerida para $GW_{\text{RCH}+\text{R}}$ para equilibrar la evapotranspiración para nuestro rango estimado de valores de recarga tiene una superficie de más de 75.000 km², 4 veces más grande que la cuenca topográfica (Figura 5 escenario M). Incluso las altas estimaciones de $GW_{\text{RCH}+\text{R}}$ no logra explicar las bajas estimaciones de D_{SdA} para las cuencas hidrográficas A a I.

4.2 Simulaciones numéricas de un sistema de aguas subterráneas en el margen de la meseta

Las simulaciones numéricas de la respuesta del nivel del agua a los cambios en las condiciones de recarga a largo plazo de la meseta muestran una fuerte variabilidad espacial con la mayor sensibilidad observada en el área de los márgenes occidental y oriental de la meseta (Figura 7). Los niveles de agua tienen una mayor magnitud de respuesta a la recarga en las simulaciones de flujo regional “restrictivas a” que en las “propicias”; sin embargo, el patrón de disminución de la cabeza fue consistente entre los modelos. En ambas simulaciones, se observaron menos de 10 m de cambio en la cabeza en celdas dentro de los 7 km de una celda de cabeza constante en

Salar de Atacama a lo largo de la simulación de 100.000 años. La máxima caída de cabeza ocurrió cerca de los puntos de observación 15 y 16, alcanzando 845 m de caída en la simulación restrictiva y 370 m de caída en la simulación conductiva. La magnitud de la disminución de la cabeza aumentó con el aumento de la elevación a lo largo del margen de la meseta. De oeste a este a lo largo de la meseta, la magnitud del declive de la cabeza disminuyó, alcanzando un mínimo de 100 m de declive cerca de las celdas de drenaje de gran altura para ambas simulaciones.

La Figura 8 presenta una comparación entre las observaciones de carga hidráulica modernas (observadas) y simuladas en los casos propicio y restrictivo. Los puntos de observación (consulte las ubicaciones reales en la Figura 5 y las ubicaciones proyectadas en la Figura 7) se ubican aproximadamente en las ubicaciones del modelo con las correspondientes estimaciones modernas y de elevación del nivel freático paleo (Tabla S6). Los dos modelos son conceptuales y no están específicamente desarrollados para coincidir con las observaciones de campo; no obstante, la comparación de los resultados de los dos modelos con las observaciones de campo respalda las interpretaciones generales y establece restricciones de primer orden en la estructura de permeabilidad de la meseta y el margen de la meseta.

El patrón de declives de cabeza modelados es consistente con los patrones observados inferidos de los estudios paleoclimáticos. Durante el Evento Pluvial de los Andes Centrales a finales del Pleistoceno y principios del Holoceno, los depósitos de paleohumedales y los registros de incisiones de ríos en elevaciones <3500 m muestran fluctuaciones del nivel freático en la escala de 1–25 m [p. *Betancourt et al.*, 2000; *Rech et al.*, 2002; *Quade et al.*, 2008], mientras que los niveles de los lagos y registros de núcleos en la meseta Altiplano-Puna en elevaciones > 3500 m muestran fluctuaciones del nivel freático de hasta 130 m [*Grosjean et al.*, 1995; *Placzek et al.*, 2006, 2013]. En ambos escenarios modelados, después de 10 000 años, el nivel freático en el margen de la meseta en elevaciones <2600 m disminuyó <25 m. El nivel freático en la meseta cerca de la zona de descarga en elevaciones entre 3880 m y 4120 m disminuyó aproximadamente 100 m por 10 000 años. No se dispone de observaciones de campo de cambios en el nivel freático en la meseta en áreas distales a las zonas de descarga.

La relación de flujo que sale del modelo desde las celdas de cabeza constante en la superficie salar y los drenajes en el margen de la meseta (D_{sda}) a la recarga total del modelo de dominio ($GW_{RCH\ total}$) se utiliza como métrica para evaluar los cambios en el presupuesto de flujo del modelo a lo largo del tiempo. Para todos los pasos de tiempo de la simulación transitoria de 100 000 años, GW_{RCH} se le asignaron valores modernos. Esta relación se representa como una función del tiempo de simulación en la Figura 9. Si la relación de D_{sda} a $GW_{RCH\ total}$ es mayor que 1, entonces D_{sda} debe apoyarse en parte mediante el drenaje del almacenamiento de agua subterránea porque el volumen de agua

que ingresa al salar excede la recarga total del modelo, donde la fracción de descarga de agua suministrada por el drenaje del almacenamiento está descrita por $(D_{SdA} - GW_{RCH\ total}) / D_{SdA}$. Si $D_{SdA} / GW_{RCH\ total}$ es igual a 1, entonces D_{SdA} está totalmente equilibrado por $GW_{RCH\ total}$ en el dominio del modelo, y sin $GW_{RCH\ total}$ está descargando en la meseta. Si $D_{SdA} / GW_{RCH\ total}$ es menor que 1, entonces D_{SdA} es menor que $GW_{RCH\ total}$ en el dominio del modelo y alguna fracción de $GW_{RCH\ total}$ está descargando de los desagües en la meseta ($D_{HIGHELEV}$).

Para la simulación de flujo de agua subterránea restrictiva a regional, 60% de D_{SdA} proviene del almacenamiento de drenaje en $t = 100$ años, y D_{SdA} es suministrado íntegramente por $GW_{RCH\ total}$ después de 19.200 años. Para la simulación de flujo de agua subterránea regional conducente, el 70% de D_{SdA} proviene del almacenamiento de drenaje en $t = 100$ años, y D_{SdA} es suministrado íntegramente por $GW_{RCH\ total}$ después de 37.600 años. En la simulación "conducente", el nivel freático en la meseta se encuentra por debajo de la elevación de la superficie del suelo y, por lo tanto, la elevación de los drenajes. Para la simulación "restrictiva", $D_{SdA} / GW_{RCH\ total}$ es menor que 1 para todos los tiempos mayores a 19,200 años. Estos resultados sugieren que las zonas de baja permeabilidad deben estar presentes entre la meseta y el suelo de la cuenca para permitir que existan los lagos y salares de altura.

Si el cambio en $D_{SdA} / GW_{RCH\ total}$ entre cada paso de tiempo es pequeño, entonces el modelo se ha acercado a un estado estable y el sistema modelado se ajusta a una reducción en la recarga de agua subterránea de 3x moderno a moderno. Para la simulación restrictiva, el tiempo de respuesta dinámica es de aproximadamente 85.000 años y de aproximadamente 38.000 años para la simulación conductiva. Estos resultados son consistentes con los cálculos del tiempo de respuesta dinámica utilizando las propiedades generales del acuífero a granel de 42 kyr (Texto S5) para la cuenca hidrogeológica. Los resultados del modelo no respaldan el presupuesto de estado estacionario moderno para sistemas con tiempos de respuesta prolongados.

Los resultados del modelo respaldan las interpretaciones de que las aguas subterráneas se dividen separando el agua que fluye al Salar de Atacama y el agua que descarga dentro de la meseta no coincide con los límites topográficos de la cuenca (Figura 7 - líneas verticales). En las simulaciones iniciales de estado estacionario para ambos escenarios, la división del agua subterránea ocurre aproximadamente a 100 km de la celda de cabeza constante más al este en el Salar de Atacama (o 50 a 70 km de la división topográfica). Esta escala de longitud define la distribución superior de las trayectorias de flujo que descargan en el Salar de Atacama. Una vez que comienza la simulación transitoria, la división de aguas subterráneas se mueve hacia el oeste más cerca del Salar de Atacama a medida que se libera agua del almacenamiento para aumentar la descarga en el Salar de Atacama. En

En ambas simulaciones, después de aproximadamente 1000 años, la división de aguas subterráneas cambia de dirección y comienza a migrar hacia el este alejándose del Salar de Atacama a medida que disminuye el volumen de agua liberada del almacenamiento y se captura la recarga regional de aguas subterráneas. En la simulación restrictiva, la posición de la divisoria de aguas subterráneas se estabiliza aproximadamente entre 50 000 y 100 000 años alrededor de 130 km al este de la celda de cabeza constante más oriental del Salar de Atacama. En la simulación propicia, la división de aguas subterráneas alcanza el límite más oriental del modelo después de 9000 años y no se mueve hacia el oeste durante el resto de la simulación.

Estos resultados demuestran que la división de aguas subterráneas del sistema meseta-margen es dinámica en escalas de tiempo de 1 kyr similar a los cambios observados en el clima y se mueve en respuesta a las condiciones cambiantes de recarga. La posición de la división también es sensible a la presencia de un bloque de conductividad más baja que separa la zona de descarga de la meseta, especialmente durante períodos de tiempo más prolongados. Si bien el caso "restrictivo" muestra el mayor cambio de carga, se debe esperar que las divisiones de agua subterránea a lo largo de tales porciones del margen de la meseta sean más estables con el tiempo que otros segmentos del margen de la meseta. Este modelo simple carece de la física más compleja de otros modelos publicados en la región y la cuenca del Salar de Atacama [Jayne et al., 2016; Marazuela et al., 2020b]. Con el enfoque en la comprensión de la hidrogeología de la zona de recarga, este modelo no simula el flujo impulsado por la densidad que se necesita para resolver los patrones y procesos de flujo del margen salar [Marazuela et al., 2018; McKnight et al., en revisión]. Este modelo tampoco incorpora el flujo dependiente de la termohalina, ya que estamos interesados principalmente en la respuesta del nivel freático al cambio del flujo de recarga. En última instancia, este modelo representa un análisis de sensibilidad que explora las condiciones cambiantes de recarga en el área de recarga de los sistemas de flujo regionales a las cuencas endorreicas.

5. Discusión y Conclusiones

La persistencia y alcance de las cuestiones relacionadas con el desequilibrio hídrico en el Desierto de Atacama [p.ej *Magaritz et al.*, 1990; *houston y hart*, 2004; *Jordán et al.*, 2015], que está sujeta a una alta demanda de recursos hídricos para fines mineros, destaca la importancia de limitar mejor las divisiones de aguas subterráneas y el almacenamiento de aguas subterráneas en estos sistemas modernos y paleohidrológicos. Las observaciones de descarga a lo largo del margen de la meseta Altiplano-Puna superan nuestras estimaciones de las tasas modernas de recarga de los acuíferos subterráneos. En ausencia de una sustancial

flujo superficial, esto deja un desequilibrio hidrológico extremo para las cuencas a lo largo del margen de la meseta.

El balance hidrológico moderno de la cuenca topográfica del Salar de Atacama no se cierra dentro de límites razonables de incertidumbre (Tabla 2; Figura 5). El clima árido, el alto relieve topográfico y la presencia de unidades volcánicas permeables lateralmente continuas que buzan hacia el Salar de Atacama respaldan el potencial de las rutas regionales de flujo de agua subterránea [Tóth, 1963; Haitjema y Mitchell-Bruker, 2005]. Dentro de la cuenca hidrogeológica propuesta de 75,900 km² (Cuadro 2; Figura 5 escenario M), $GW_{RCH} + R$ balance evapotranspiración ($D_{sda} + D_{HighElevSalars}$) manteniendo un gradiente topográfico general que impulsa el flujo de agua subterránea hacia el Salar de Atacama; sin embargo, esta delimitación de la cuenca no es única. Las áreas de recarga propuestas para muchas cuencas hidrográficas adyacentes a lo largo del margen de la meseta del Altiplano occidental y la Puna se superponen (Figura 5). Proponemos que el flujo de agua subterránea regional juega un papel importante en el equilibrio hidrológico moderno del Salar de Atacama; sin embargo, es probable que el agua subterránea fósil también desempeñe un papel en esta discrepancia.

Se supone que el flujo de agua subterránea entre cuencas ocurre en los Andes centrales [Anderson et al., 2002; Jordán et al., 2015], incluyendo el acuífero MNT que descarga en el sur del Salar de Atacama [Rissman et al., 2015]. Para explicar la existencia de depósitos gigantes de nitratos en la Depresión Central al suroeste y noroeste del Salar de Atacama, Pérez-Fodich et al. [2014] también sugieren rutas regionales de flujo de agua subterránea. Hacia el norte, el flujo de agua subterránea entre cuencas también es necesario para cerrar el balance hidrológico de la cuenca del Río Loa (área de drenaje = 33,570 km²); donde la DGA de Chile estima un total de 6,4 m³/s de descarga de agua [Jordán et al., 2015], pero calculamos solo 1,6 – 4,0 m³/s de GW_{RCH} dentro de esa cuenca topográfica. Usando el plausible sistema de aguas subterráneas del Río Loa propuesto por Jordán et al. [2015] (Figura 5); estimamos que aproximadamente 8.5–14.3 m³/s de GW_{RCH} ocurre dentro de esta zona; sin embargo, este límite se superpone con la principal zona de descarga del Salar de Uyuni, así como con una porción significativa de una potencial cuenca hidrogeológica para el Salar de Atacama. Para que estas cuencas adyacentes tengan distintas zonas de recarga y estén hidrológicamente equilibradas, se requiere que se extraiga algo de agua del almacenamiento transitorio.

El drenaje transitorio del almacenamiento de agua subterránea puede reconciliar los presupuestos. Calculamos el tiempo medio de residencia del agua [Gelhar y Wilson, 1974; Lasaga y Berner,

1998] dentro de la cuenca del Salar de Atacama para ser 4.9 kyr usando la conservadora D_{SdAta} de 5,6 m²/s, un espesor de acuífero activo de 500 m, un área de 17.257 km² (es decir, área de la cuenca hidrográfica topográfica), y una porosidad efectiva de 0,25. El tiempo de respuesta dinámica [Houston y Hart, 2004] para la cuenca topográfica es de 9,2 kyr y 42 kyr para la cuenca hidrogeológica (Texto S4). En sistemas con largos tiempos de residencia y respuesta, la suposición de que las tasas de recarga modernas deben equilibrar las tasas de descarga se invalida al tener tiempos de equilibrio mayores que la escala de tiempo de los cambios climáticos documentados. Currell et al., 2016]. Las estimaciones de la edad del agua subterránea en elevaciones altas y bajas carecen de un componente significativo de la recarga moderna, lo que sugiere además que estos sistemas responden en escalas de tiempo prolongadas. Houston, 2006b; Moran et al., 2019]. La evaporación en el Salar de Verónica más pequeño, ubicado a 50 km al suroeste del Salar de Atacama, excede la recarga moderna, y este desequilibrio se ha explicado por el decaimiento de la cabeza hidráulica residual (es decir, el almacenamiento de agua subterránea) debido a la recarga episódica [Houston y Hart, 2004].

Algunos trabajadores que han evaluado el sistema hidrológico del Salar de Atacama lo han hecho bajo el supuesto básico de que el balance hídrico puede cerrarse dentro de su cuenca topográfica en escalas de tiempo modernas [Marazuela et al., 2019]. Argumentamos que, por varias razones, esta es una suposición fundamentalmente defectuosa e infundada. Como ha demostrado un trabajo reciente [Corenthal et al., 2016; Morán et al., 2019], esta suposición es inadecuada para evaluar sistemas grandes, de alto relieve, áridos o semiáridos como el Salar de Atacama. Los modelos conceptuales basados en estos supuestos han requerido estimaciones poco realistas de la recarga difusa (35–85 %) para equilibrar los presupuestos hídricos, tasas que exceden cualquier estimación establecida en áreas áridas o semiáridas en más de un orden de magnitud [p. Scanlon et al., 2006; Houston, 2009] y no están respaldados por ninguna evidencia hidrológica de campo. La Figura 10 presenta un resumen de las tasas de recarga en las cuencas del norte de Chile y la compilación global (incluidos los resultados informados aquí). Está claro que los estudios que equilibran los presupuestos de agua/energía en las cuencas topográficas (en azul) dan como resultado tasas de recarga efectivas mucho mayores y en un caso [Marazuela et al., 2019] reportan algunas de las tasas de recarga más altas en la literatura publicada. .

Un argumento utilizado para justificar la suposición del cierre del presupuesto hídrico en escalas de tiempo modernas es que la ausencia de una fuerte señal de evaporación en la recarga de agua subterránea impide la recarga de agua subterránea procedente de fuera de la cuenca o de la meseta [Marazuela et al., 2019]. La composición isotópica del agua puede presentarse como evidencia de que el agua subterránea no ha

Sufrió evaporación y refleja de cerca las entradas meteóricas modernas. Este razonamiento es incompleto y no invalida un área de recarga más grande o el drenaje de agua subterránea del almacenamiento. La falta de una fuerte señal de fraccionamiento por evaporación (como resultaría de la evaporación en aguas abiertas) no indica por sí misma que el agua meteórica moderna se esté infiltrando rápidamente. El fraccionamiento de las pérdidas de agua del suelo se observa comúnmente en áreas áridas, pero produce pequeños efectos de fraccionamiento en la composición isotópica a granel del agua de recarga en comparación con la evaporación en aguas abiertas [Barnes & Allison, 1988; DePaolo et al., 2004; Sprenger et al., 2015]. Aunque es probable que se produzca algún fraccionamiento de la recarga derivada del deshielo (a través de la sublimación y la evaporación), la falta de campos de nieve estacionales profundos o permanentes, el predominio de las precipitaciones de verano [Vuille y Ammann, 1997] y pérdida sustancial de volumen de agua disponible para recargar por sublimación [Stigter et al., 2018] probablemente signifique que esta señal es bastante pequeña en relación con una señal de evaporación en aguas abiertas [Beria et al., 2018]. En el análisis más completo de los datos de isótopos de agua en esta cuenca, Morán et al., 2019 muestran que las aguas de entrada tienen una firma de exceso constante que se alinea paralela pero por debajo del LMWL. Se propone que esta señal es el resultado de pequeños efectos netos de enriquecimiento por evaporación en el agua de recarga combinados con la huella dactilar de la recarga de agua subterránea del período pluvial que ahora drena del almacenamiento y/o fraccionamiento de la interacción termal agua-roca. Esta señal de exceso de d ha sido observada por otros en esta región y entornos similares [Fritz et al., 1981; Magaritz et al., 1989; Aravena, 1995; Meijer y Kwicks, 2000] y Scheiing et al. (2018) sugiere que es el resultado solo de procesos de evaporación. Pero la magnitud relativamente pequeña del desplazamiento (lc-exceso de -10‰ a -20‰), su pendiente (muy similar a la LMWL) y la falta de un extremo enriquecido de aguas de recarga requeridas para producir la señal observada en SdA la descarga sugiere que esta señal es probablemente el resultado neto de múltiples procesos. Junto con su análisis de $\delta^3\text{H}$ en aguas Morán et al., 2019 demuestran que la recarga probablemente ocurre principalmente en las elevaciones más altas y fluye hacia la cuenca durante 10^2 – 10^4 escalas de tiempo de años. Un sistema que opere en estas escalas de tiempo integrará varios grados de transitoriedad de las muchas variaciones climáticas que han ocurrido durante este marco de tiempo e invalidará aún más cualquier suposición de estado estable del balance hídrico. Sin pruebas sólidas de estas tasas de recarga muy altas o de su integración en una escala temporal prolongada, los modelos conceptuales basados en un sistema cerrado de estado estacionario y los modelos calibrados en función de estas suposiciones no son científicamente defendibles ni razonables.

La suposición de estado estacionario de que la recarga moderna equivale a la descarga dentro de la cuenca topográfica claramente no es apropiada en este entorno, a pesar de su prevalencia en los enfoques de gestión de cuencas hidrográficas en toda la región y en todo el mundo. Las evaluaciones globales de los presupuestos de agua de captación [Liu et al., 2020] han documentado grandes discrepancias entre las cuencas hidrográficas topográficas y las cuencas circundantes. Para que la recarga sea igual a la descarga con el cierre hidrológico en condiciones de estado estable, las tasas de infiltración de agua subterránea deben ser irrealmente altas (21–86%; cf. *Scanlon et al.*, [2006]). Tasas de recarga en cuencas al oriente (Tuyajto; *Herrera, et al.* [2016]) y norte (p. ej. Pampa del Tamarugal; *Jayne et al.*, [2016]; y Salar de Huasco; Uribe et al., [2016]) utilizando condiciones de estado estacionario son fundamentalmente defectuosos en la conceptualización de las fuentes de agua de recarga. Las implicaciones de estos supuestos tienen la posibilidad de sobreasignar agua a los usuarios, lo que resulta en impactos ambientales significativos e injusticia social. Recarga durante eventos de precipitación poco frecuentes y esporádicos [Houston, 2002; Kikuchi y Ferré, 2016; *Boutt, et al.*, 2016; *Masbruch et al.*, 2016] podría ser una fuente potencial de agua, pero debe explicarse en el contexto de tasas de recarga restringidas utilizando estimaciones de CMB de fuentes difusas y efímeras, que se argumenta que reflejan tasas de recarga promedio a largo plazo.

La conclusión de que el agua de recarga se está moviendo desde cuencas cerradas gradiente arriba requiere una reconceptualización de cómo se tratan los límites topográficos en los presupuestos hidrológicos de la cuenca tal como se aplica ampliamente en otros lugares [*Haitjema y Mitchell-Bruker*, 2005; *Gleeson et al.*, 2011]. Se debe hacer un esfuerzo para identificar los controles hidrogeológicos en las rutas de flujo del agua y poder distinguir esta agua subterránea regional de las entradas de agua subterránea local utilizando trazadores elementales, isotópicos y moleculares [p. *Morán et al.*, 2019]. En el caso de un flujo regional de estado estacionario hacia cuencas que son importadoras de agua subterránea, las cabezas hidráulicas poco profundas deberían mostrar fuertes gradientes descendentes y las cabezas hidráulicas de menor magnitud hacia la cuenca de descarga. Ambas condiciones tienen implicaciones significativas para el balance de agua de las cuencas cerradas de gran altura (> 4000 m) en la meseta. El presupuesto de agua de estas cuencas debe ser negativo con una fracción de agua fluyendo fuera de la cuenca hacia las cuencas vecinas. Una cuenca cercana, Laguna Tuayito, muestra que este es el caso [*Herrera et al.*, 2016]. En segundo lugar, es probable que los niveles de agua en los suelos de estas cuencas se encuentren por encima de un nivel freático regional. Ambas consideraciones tienen fuertes implicaciones para la reconstrucción del paleoclima basado en la precipitación lacustre. reconstrucciones

suponga que los niveles del lago en la cuenca cerrada responden únicamente a la precipitación menos la evaporación. Si se supusieran pérdidas de agua entre cuencas o fuera del fondo de la cuenca hasta el nivel freático regional, se subestimaría la precipitación en la región. Las cuencas que reciben una entrada sustancial de agua subterránea de otra conducirían a una sobreestimación de la precipitación. Es fundamental comprender la magnitud de las pérdidas hidráulicas a través de la infiltración de cuencas elevadas sobre un nivel freático regional.

Al acoplar los presupuestos de soluto y agua, se pueden obtener restricciones adicionales. *Corenthal et al.* [2016] demostró que el flujo moderno de sodio (Na) a la cuenca del Salar de Atacama podría explicar los depósitos de halita y salmuera de más de ~10 Ma, de acuerdo con las limitaciones geológicas. Si se supone que la concentración de Na del agua de entrada es constante durante este intervalo, también se requiere que las tasas de descarga promedio a largo plazo permanezcan relativamente constantes. Tanto la molécula de agua como cualquier soluto conservativo deben lograr un balance de masa en una conceptualización realista del sistema hidrológico. Por lo tanto, el acuerdo en los presupuestos de agua y solutos es un fuerte apoyo para un modelo hidrológico realista y razonable. De manera similar, el área de recarga y el almacenamiento transitorio pueden verse limitados por los presupuestos de solutos. Aunque esto está fuera del alcance de este manuscrito, sugerimos que el rendimiento de solutos derivados de la meteorización por unidad de área debe estar dentro del rango observado para cuencas montañosas áridas a nivel mundial para justificar el tamaño de la cuenca hidrogeológica. Además, las tasas de liberación de solutos de los sistemas de aguas subterráneas deben coincidir con el drenaje modelado del almacenamiento transitorio y los tiempos medios de residencia previstos para las aguas subterráneas. En el caso de que tales restricciones no puedan conciliarse, una reconceptualización del modelo hidrogeológico requerirá ajustes que afecten cualquier combinación de lo siguiente: (1) la escala del flujo de agua subterránea regional, (2) el tiempo medio de residencia del agua y (3) el potencial de rutas de flujo profundas y submuestreadas. Argumentamos que cualquier evaluación razonable del balance hídrico de cuencas como estas requiere la consideración tanto de los balances de agua como de solutos.

Se infiere que estos mecanismos regionales de flujo y almacenamiento transitorio representan la mayor parte del flujo de agua que falta; sin embargo, trayectorias de flujo adicionales (por ejemplo, agua orogénica) y errores sistemáticos en ET y/o GW_{RCH} las estimaciones también podrían explicar partes del desequilibrio. Se sabe que los eventos de precipitación poco frecuentes y de alta intensidad recargan rápidamente el sistema de agua subterránea en áreas donde el nivel freático está cerca de la superficie [Boutt et al., 2016]. Para el presupuesto de salmuera del Salar de Atacama, estos eventos son importantes para equilibrar la descarga de bombeo y la baja

Tasas de ET ($<0,1$ mm/año) en el acuífero de halita. El potencial de mayores tasas de recarga en los salares durante lluvias intensas no está incluido en los cálculos del presupuesto. No obstante, el método CMB integra en escalas de tiempo a largo plazo de diferentes tipos de recarga y da cuenta de estos eventos en aluviones en otras partes de Atacama [Bazuha y Madera, 1996; Houston, 2006b]. Por lo tanto, el enfoque CMB tiene en cuenta diferentes tipos (difusos, efímeros, enfocados) de mecanismos de recarga de agua dulce.

Nuestra conceptualización actual del desequilibrio hidrológico moderno extremo a lo largo del margen occidental de la meseta del Altiplano-Puna puede explicarse por una combinación de flujo de agua subterránea regional y drenaje transitorio del almacenamiento de agua subterránea. El drenaje transitorio del almacenamiento de agua subterránea es un componente necesario de cualquier presupuesto de agua porque las áreas de recarga supuestas para muchas cuencas hidrográficas en el margen de la meseta se superponen. El modelado dinámico del flujo de aguas subterráneas sugiere: (1) los cambios en el nivel del agua en los márgenes del salar (y la descarga de agua en los suelos de las cuencas) son muy sensibles a los cambios en la recarga en la meseta, (2) el alcance y la magnitud de los cambios en la cabeza hidráulica son controlado por la distribución de la conductividad hidráulica en el margen de la meseta, (3) el área de contribución al Salar de Atacama cambia, no coincide con el límite topográfico,

El desequilibrio hidrológico en el Salar de Atacama tiene implicaciones importantes para las reconstrucciones paleoclimáticas porque el desequilibrio implica que las cuencas paleolacustres en el Altiplano perdieron agua en el Salar de Atacama, alterando sus presupuestos hidrológicos y complicando aún más las reconstrucciones paleoclimáticas basadas en el nivel del lago. Debido a que los recursos hídricos del Salar de Atacama (y otras cuencas en todo el mundo) se gestionan bajo el supuesto de estado estacionario, estos hallazgos tienen implicaciones para los esfuerzos por asignar de manera sostenible los recursos hídricos para intereses mineros, agrícolas y ambientales. Tales consideraciones se aplican a muchos entornos continentales con fuertes gradientes en el paisaje y el clima, aunque es probable que los márgenes de la gran meseta orogénica muestren el mayor desequilibrio hidrológico en virtud de su escala.

6. Agradecimientos

Los autores desean agradecer a Rockwood Lithium, Inc./Albemarle Corporation por su continuo apoyo a esta y otras investigaciones relacionadas para mejorar la comprensión de la hidrogeología y la geoquímica del entorno del Salar de Atacama. El ASTER DEM y Landsat 8 OLI se recuperaron de EarthExplorer, cortesía del Centro de Archivo Activo Distribuido de Procesos Terrestres de la NASA, USGS/Centro de Ciencias y Observación de Recursos Terrestres. El conjunto de datos TRMM 2B31 procesado y calibrado, una misión conjunta entre la NASA y la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón, fue amablemente puesto a disposición del público por B. Bookhagen. Se agradece al editor asociado y al revisor 2 por los comentarios constructivos que mejoraron el manuscrito.

7. Referencias

- Alley, WM, RW Healy, JW LaBaugh y TE Reilly (2002), Flujo y almacenamiento en sistemas de aguas subterráneas., *Science*, 296(5575), 1985–1990, doi:10.1126/science.1067123.
- Andermann, C., L. Longuevergne, S. Bonnet, A. Crave, P. Davy y R. Gloaguen (2012), Impacto del almacenamiento transitorio de agua subterránea en la descarga de los ríos del Himalaya, *Nat. Geosci.*, 5(2), 127–132, doi:10.1038/ngeo1356.
- Anderson, M., R. Low y S. Foot (2002), Desarrollo sostenible de aguas subterráneas en zonas áridas, altas Cuencas andinas, *Geol. Soc. Londres, espec. Publ.*, 193(1), 133–144, doi:10.1144/GSL.SP.2002.193.01.11.
- Aravena, R. (1995). Hidrología isotópica y geoquímica de las aguas subterráneas del norte de Chile. *Toro. IFEA*, 24, 495–503.
- Aron, F., G. González, E. Veloso y J. Cembrano (2008), Arquitectura y estilo de deformación neógena compresiva en el borde este-sureste de la cuenca del Salar de Atacama (22°30'-24°15'S): un marco estructural para el arco volcánico activo de los Andes Centrales, *Int. Síntoma Andina Geodyn.*, (1998), 52–55.
- Barnes, CJ y Allison, GB (1988). Seguimiento del movimiento del agua en la zona no saturada utilizando isótopos estables de hidrógeno y oxígeno. *Revista de hidrología*, 100(1–3), 143–176. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90184-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90184-9)
- Bazuhair, AS y WW Wood (1996), Método de balance de masa de cloruro para estimar el suelo recarga de agua en áreas áridas: Ejemplos del oeste de Arabia Saudita, *J. Hydrol.*, 186(1-4), 153–159, doi:10.1016/S0022-1694(96)03028-4.
- Betancourt, JL, C. Latorre, JA Rech, J. Quade y KA Rylander (2000), Un estudio de 22 000 años Registro de Precipitación Monzónica del Desierto de Atacama en el Norte de Chile, *Science* (80- .) , 289(5484), 1542–1546, doi:10.1126/science.289.5484.1542.
- Beria, H., Larsen, JR, Ceperley, NC, Michelon, A., Vennemann, T. y Schaeffli, B. (2018). Comprender los procesos hidrológicos de la nieve a través de la lente de los isótopos estables del agua. *CABLES Agua*, 5(6). <https://doi.org/10.1002/wat2.1311>
- Blodgett, T. a., JD Lenters y BL Isacks (1997), Restricciones sobre el origen del paleolago expansiones en los Andes centrales, *Earth Interact.*, 1(1), 1–1, doi:10.1175/1087-3562(1997)001<0001:CotOoP>2.0.CO;2.
- Bobst, AL, TK Lowenstein, TE Jordan, LV Godfrey, TL Ku y S. Luo (2001), A 106 registro paleoclima ka de núcleo de perforación del Salar de Atacama, norte de Chile, *Paleogeogr. paleoclimatol. Palaeoecol.*, 173(1-2), 21–42, doi:10.1016/S0031-0182(01)00308-X.
- Bookhagen, B. y MR Strecker (2008), Barreras orográficas, lluvia TRMM de alta resolución, y variaciones del relieve a lo largo de los Andes orientales, *Geophys. Res. Lett.*, 35(6), 1–6, doi:10.1029/2007GL032011.
- Boutt DF, Hynek SA, Munk LA y Corenthal LG (2016) Recarga rápida de agua dulce al acuífero de salmuera alojado en halita del Salar de Atacama, Chile, *Hydrol. Process.*, 30: 4720– 4740. doi: 10.1002/hyp.10994.
- Cervetto Sepúlveda, MM (2012), Caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica de las cuencas: Salar de Aguas Calientes 2, Puntas Negras, Laguna Tuyajto, Pampa Colorada, Pampa las Tecas y Salar el Laco, II Región de Chile [Tesis de Maestría], Universidad de Chile.

- Condón, T., A. Coudrain, A. Dezetter, D. Brunstein, F. Delclaux y S. Jean-Emmanuel (2004), Modelado transitorio de regresiones lacustres: dos estudios de caso del altiplano andino, *Hydrol. Process.*, 18(13), 2395–2408, doi:10.1002/hyp.1470.
- Condon, LE y RM Maxwell (2015), Evaluación de la relación entre topografía y aguas subterráneas utilizando los resultados de un modelo hidrológico integrado a escala continental, *Water Resour. Res.*, 51, 6602–6621, doi:10.1002/2014WR016774.
- Corenthal, LG, DF Boutt, SA Hynek y LA Munk (2016), Flujo regional de aguas subterráneas y acumulación de un depósito masivo de evaporitas en el margen del Altiplano chileno, *Geophys. Res. Lett.*, 43, doi:10.1002/2016GL070076
- Craig, H. (1961), Variaciones isotópicas en aguas meteóricas. *Science*, 133(3465), 1702–3, doi:10.1126/ciencia.133.3465.1702.
- Crossey, LJ, TP Fischer, PJ Patchett, KE Karlstrom, DR Hilton, DL Newell, P. Huntoon, AC Reynolds y G.a. M. de Leeuw (2006), Sistema hidrológico diseccionado en el Gran Cañón: Interacción entre fluidos profundamente derivados y aguas de acuíferos de meseta en manantiales modernos y travertino, *Geología*, 34(1), 25, doi:10.1130/G22057.1.
- Currell, M., Gleeson, T. y Dahlhaus, P. (2016). Un nuevo marco de evaluación para la transitoriedad en sistemas hidrogeológicos. *agua subterránea*, 54(1), 4–14.
- Cuthbert, MO, Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, KM, Schneider, A., Hartmann, J. y Lehner, B. (2019, 1 de febrero). Patrones y dinámicas globales de las interacciones clima-agua subterránea. *Naturaleza Cambio Climático*. Grupo Editorial Naturaleza. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4>
- DePaolo, DJ, Conrad, ME, Maher, K. y Gee, GW (2004). Efectos de la evaporación en el oxígeno e isótopos de hidrógeno en fluidos de poros de zonas vadas profundas en Hanford, Washington. *Vadose Zone Journal*, 3(1), 220. <https://doi.org/10.2136/vzj2004.0220>
- Dirección General de Aguas (2013), Análisis de la Oferta Hídrica del Salar de Atacama, Santiago, Chile.
- Dunai, TJ, G.a. González López, y J. Juez-Larré (2005), edad de aridez del Oligoceno-Mioceno en el desierto de Atacama revelado por la datación por exposición de accidentes geográficos sensibles a la erosión, *Geology*, 33(4), 321–324, doi:10.1130/G21184.1.
- Fritz, P., Suzuki, O., Silva, C. y Salati, E. (1981). Hidrología isotópica de las aguas subterráneas en el Pampa del Tamarugal, Chile. *Revista de hidrología*, 53(1–2), 161–184. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(81\)90043-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(81)90043-3)
- Fritz, SC, P.a. Baker, TK Lowenstein, GO Seltzer, C.a. Rigsby, GS Dwyer, PM Tapia, KK Arnold, TL Ku y S. Luo (2004), Variación hidrológica durante los últimos 170 000 años en los trópicos del hemisferio sur de América del Sur, *Quat. Res.*, 61(1), 95–104, doi:10.1016/j.yqres.2003.08.007.
- de la Fuente, A., Meruane, C., & Suárez, F. (2020). Variabilidad espaciotemporal a largo plazo en alta Humedales andinos en el norte de Chile. *Ciencia del Medio Ambiente Total*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143830>
- Garreaud, R., M. Vuille y AC Clement (2003), El clima del Altiplano: Observado condiciones actuales y mecanismos de cambios pasados, *Paleogeogr. paleoclimatol. Palaeoecol.*, 194(1-3), 5–22, doi:10.1016/S0031-0182(03)00269-4.
- Gayo, EM, C. Latorre, TE Jordan, PL Nester, SA Estay, KF Ojeda, and CM Santoro (2012), Cambios hidrológicos y ecológicos del Cuaternario tardío en el núcleo hiperárido del

- 835 Desierto de Atacama norte (~21°S), *Earth-Science Rev.*, 113(3-4), 120–140,
836 doi:10.1016/j.earscirev.2012.04.003.
- 837 Gelhar, LW & Wilson, JL Modelado de la calidad del agua subterránea. *agua subterránea* **12**, 399–408
838 (1974).
- 839 Gorelick, SM y C. Zheng (2015), El cambio global y la gestión de las aguas subterráneas
840 Desafío, Recurso de agua. *Res.*, 51, 3031–3051, doi:10.1002/2014WR016825 . Gleeson, T.,
841 L. Marklund, L. Smith y AH Manning (2011), Clasificación del nivel freático en
842 escalas regionales a continentales, *Geophys. Res. Lett.*, 38(5), 1–6,
843 doi:10.1029/2010GL046427.
- 844 Gleeson, T., Y. Wada, MFP Bierkens y LPH van Beek (2012), Water balance of global
845 acuíferos revelados por la huella de agua subterránea, *Nature*, 488(7410), 197–200,
846 doi:10.1038/nature11295.
- 847 Godfrey, LV, TE Jordan, TK Lowenstein y RL Alonso (2003), Isótopo estable
848 restricciones en el transporte de agua a los Andes entre 22o y 26oS durante el último ciclo
849 glacial, *Paleogeogr. paleoclimatol. Palaeoecol.*, 194(1-3), 299–317, doi:10.1016/
850 S0031-0182(03)00283-9.
- 851 Grosjean, M., MA Geyh, B. Messerli y U. Schotterer (1995), Late-glacial and early
852 Sedimentos lacustres del Holoceno, formación de aguas subterráneas y clima en el Altiplano de
853 Atacama 22°24'S, *J. Paleolimnol.*, 14(3), 241–252, doi:10.1007/BF00682426.
- 854 Haitjema, HM y S. Mitchell-Bruker (2005), Are Water Tables a Subdued Replica of the
855 ¿Topografía?, *Agua subterránea*, 43(6), 781–786, doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x. Hartley,
856 AJ y G. Chong (2002), Edad del Plioceno tardío para el desierto de Atacama: Implicaciones para
857 la desertificación del oeste de Sudamérica, *Geología*, 30(1), 43–46,
858 doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2.
- 859 Herrera Lameli, C. (2011), Informe Final Estudio Hidrogeológico Proyecto “Planta de Sulfato
860 de cobre pentahidratado”, 0–33.
- 861 Herrera, C. et al., 2016. Flujo de agua subterránea en una cuenca cerrada con un lago salino poco profundo en un
862 zona volcánica: Laguna Tuyajto, norte del Altiplano chileno de los Andes. *Ciencia del*
863 Medio Ambiente Total, 541, p.303-318.
- 864 Herrera, C., Godfrey, L., Urrutia, J., Custodio, E., Jordan, T., Jódar, J., ... Barrenechea, F.
865 (2021). Tiempos de recarga y residencia de las aguas subterráneas en zonas hiperáridas: el acuífero
866 confinado de Calama, cuenca del río Loa, desierto de Atacama, Chile. *Ciencia del Medio Ambiente*
867 Total, 752. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141847>
- 868 Hoke, GD, BL Isacks, TE Jordan y JS Yu (2004), Groundwater-sapping origin for the
869 quebradas gigantes del norte de Chile, *Geology*, 32(7), 605–608, doi:10.1130/G20601.1. Houston, J.
870 (2002). Recarga de aguas subterráneas a través de un abanico aluvial en el desierto de Atacama,
871 norte de Chile: Mecanismos, magnitudes y causas. *Procesos hidrológicos*, 16(15), 3019–
872 3035. <https://doi.org/10.1002/hyp.1086>.
- 873 Houston, J. (2006a), Evaporación en el desierto de Atacama: un estudio empírico de espacio-temporal
874 variaciones y sus causas, *J. Hydrol.*, 330(3-4), 402–412,
875 doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.036.
- 876 Houston, J. (2006b), La gran inundación de Atacama de 2001 y sus implicaciones para los Andes
877 hidrología, *hidrol. Process.*, 20(3), 591–610, doi:10.1002/hyp.5926.

- Houston, J. (2007), Recarga de aguas subterráneas en la Cuenca de Turi, norte de Chile: Una evaluación basado en técnicas de balance de masa de tritio y cloruro, *J. Hydrol.*, 334(3-4), 534–544, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.10.030.
- Houston, J. (2009), Un modelo de recarga para acuíferos andinos áridos de gran altitud, *Hydrol. Proceso.*, 23(16), 2383–2393, doi:10.1002/hyp.7350.
- Houston, J. y D. Hart (2004), Decaimiento de carga teórico en acuíferos de cuenca cerrada: una perspectiva de agua subterránea fósil y eventos de recarga en los Andes del norte de Chile, *Quat. J. Ing. Geol. Hydrogeol.*, 37 (diciembre de 2007), 131–139, doi:10.1144/1470-9236/04-007.
- Ibarra, DE y Chamberlain, CP (2015). Cuantificación de la temperatura del lago de cuenca cerrada y hidrología por inversión de registros paleoclimáticos de isótopos de oxígeno y elementos traza. *Revista estadounidense de ciencia*, 315 (9), 781–808. <https://doi.org/10.2475/09.2015.01>
- Ingebritsen SE, Manning CE (1999) Implicaciones geológicas de una curva de profundidad de permeabilidad para la corteza continental. *Geología*, 27, 1107–10.
- Jayne, RS, RM Pollyea, JP Dodd, EJ Olson y SK Swanson (2016), Spatial and Restricciones temporales en el flujo de agua subterránea a escala regional en la cuenca de la Pampa del Tamarugal, desierto de Atacama, Chile. *hydrogeol. j.*, (agosto), 1921–1937, doi:10.1007/s10040-016-1454-3.
- Johnson, E., J. Yáñez, C. Ortiz y J. Muñoz (2010), Evaporación de aguas subterráneas poco profundas en cuencas cerradas en el Altiplano chileno, *Hydrol. ciencia J.*, 55(4), 624–635, doi:10.1080/02626661003780458.
- Jordan, TE, N. Muñoz, M. Hein, T. Lowenstein, L. Godfrey y J. Yu (2002a), fallas activas y plegamiento sin expresión topográfica en una cuenca evaporítica, Chile, *Bol. Geol. Soc. Am.*, 114(11), 1406–1421, doi:10.1130/0016-7606(2002)114<1406:AFAFWT>2.0.CO;2.
- Jordan, TE, LV Godfrey, N. Muñoz, RN Alonso, TK Lowenstein, GD Hoke, N. Peranginangin, BL Isacks y L. Cathles (2002b), Circulación de aguas subterráneas a escala orogénica en los Andes centrales: pruebas y consecuencias., 5.º ISAG (International Symp. Andean Geodyn., 331–334.
- Jordan, TE, C. Mpodozis, N. Muñoz, N. Blanco, P. Pananont y M. Gardeweg (2007), Estratigrafía del subsuelo cenozoico y estructura de la cuenca del Salar de Atacama, norte de Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, 23(2-3), 122–146, doi:10.1016/j.jsames.2006.09.024.
- Jordan, T., C. Herrera Lameli, N. Kirk-Lawlor y L. Godfrey (2015), Arquitectura de la acuíferos de la cuenca de Calama, cuenca de captación del Loa, norte de Chile, *Geosphere*, 11(5), GES01176.1, doi:10.1130/GES01176.1.
- Jordan, TE, Herrera L., C., Godfrey, LV, Colucci, SJ, Gamboa P., C., Urrutia M., J., ... Pablo, JF (2019). Características isotópicas e implicaciones paleoclimáticas del evento de precipitación extrema de marzo de 2015 en el norte de Chile. *Geología Andina*, 46(1), 1–31. <https://doi.org/10.5027/andgeov46n1-3087>
- Kampf, SK y SW Tyler (2006), Caracterización espacial de los flujos de energía de la superficie terrestre y estimación de la incertidumbre en el Salar de Atacama, Norte de Chile, *Adv. Water Resour.*, 29(2), 336–354, doi:10.1016/j.advwatres.2005.02.017.
- Kikuchi, CP y Ferré, TPA (2017). Análisis de datos de temperatura del subsuelo para cuantificar Tasas de recarga de agua subterránea en una cuenca cerrada del Altiplano, norte de Chile. *Revista de hidrogeología*, 25 (1), 103–121. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1472-1>.
- Lamb, S. y P. Davis (2003), El cambio climático cenozoico como posible causa del surgimiento de la Andes., *Nature*, 425(6960), 792–797, doi:10.1038/nature02049.

- Lasaga, AC & Berner, RA Aspectos fundamentales de los modelos cuantitativos para geoquímica
ciclosquímica *Geol.*145, 161–175 (1998).
- Liu, Y., Wagener, T., Beck, HE y Hartmann, A. (2020). ¿Cuál es el hidrológicamente efectivo?
área de una cuenca? *Cartas de investigación ambiental*, 15(10).
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba7e5>
- Lowenstein, TK y F. Risacher (2009), Evolución de la salmuera en cuenca cerrada y la influencia del Ca-
Aguas de entrada de Cl: Death Valley y Bristol Dry Lake California, Qaidam Basin, China y
Salar de Atacama, Chile, *Aquat. Geochem.*, 15, 71–94, doi:10.1007/s10498-008-9046-z.
- Lowenstein, TK, MC Hein, AL Bobst, TE Jordan, T.-L. Ku y S. Luo (2003), An
Evaluación de la completitud estratigráfica en sedimentos lacustres de cuenca cerrada
sensibles al clima: Salar de Atacama, Chile, *J. Sediment. Res.*, 73(1), 91–104,
doi:10.1306/061002730091.
- Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., & Grilli, A. (1989). química del agua y
Estudio isotópico de arroyos y manantiales en el norte de Chile. *Revista de hidrología*, 108
(C), 323–341. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90292-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90292-8)
- Magaritz, M., R. Aravena, H. Pena, O. Suzuki y A. Grilli (1990), Fuente de agua subterránea en
los desiertos del norte de Chile: Evidencia de circulación profunda de agua subterránea
de los Andes, *Ground Water*, 28(4), 513–517, doi:10.1111/j.1745-6584.1990.tb01706.x.
- 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). *Revista de hidrología*, 561, 223–235. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.010>
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., & Palma, T. (2019).
Hidrodinámica de cuencas saladas: El ejemplo del Salar de Atacama. *Ciencia del Medio
Ambiente Total*, 651, 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190>
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., & García-Gil, A. (2020a). Hacia más
Extracción sostenible de salmuera en salares: Aprendiendo del Salar de Atacama. *Ciencia
del Medio Ambiente Total*, 703. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135605>
- Marazuela, MA, Ayora, C., Vázquez-Suñé, E., Olivella, S., & García-Gil, A. (2020b).
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. *Ciencia del Medio
Ambiente Total*, 739. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139959>
- Mardones, L. (1986), Características geológicas e hidrogeológicas del Salar de Atacama, en *El
litio: Un nuevo recurso para Chile*, editado por G. Lagos, pp. 181–216, Universidad de
Chile, Santiago, Chile.
- Martínez, F., López, C., Bascuñan, S., & Arriagada, C. (2018). Interacción tectónica entre
Estructuras de extensión y contracción del Mesozoico al Cenozoico en la Depresión
Preandina (23°–25°S): Implicaciones geológicas para los Andes Centrales. *Tectonofísica*, 744,
333–349. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.016>
- Masbruch, MD, CA Rumsey, S. Gangopadhyay, DD Susong y T. Pruitt (2016),
Análisis de grandes eventos de recarga de agua subterránea infrecuentes (casi decadales) en el norte de la
Gran Cuenca: su importancia para la disponibilidad, el uso y la gestión del agua subterránea, *Recursos
hídricos. Res.*, 52, doi:10.1002/2016WR019060.

- Maxwell, P. (2014), Análisis de la industria del litio: demanda, oferta y emergentes desarrollos, *minero. Econ.*, 26(3), 97–106, doi:10.1007/s13563-013-0041-5. Meijer, A. y Kwicklis, E. (2000). Restricciones geoquímicas e isotópicas en el flujo de agua subterránea direcciones, mezclar y recargar en Yucca Mountain, Nevada. Estados Unidos. <https://doi.org/10.2172/883407>
- McDonald, MG y AW Harbaugh (1988), Una diferencia finita tridimensional modular modelo de flujo de agua subterránea, Servicio Geológico de los Estados Unidos.
- McGuire, KJ y JJ McDonnell (2010), Conectividad hidrológica de laderas y arroyos: Escalas de tiempo características y no linealidades, *Recursos Hídricos. Res.*, 46, W10543, doi:10.1029/2010WR009341.
- McNamara, JP, D. Tetzlaff, K. Bishop, C. Soulsby, M. Seyfried, NE Peters, BT Aulenbach, y R. Hooper (2011), Almacenamiento como métrica de comparación de captación, *Hydrol. Procesos*, 25, 3364–3371.
- Montgomery, EL, MJ Rosko, SO Castro, BR Keller y PS Bevacqua (2003), Subdesbordamiento entre cuencas entre cuencas cerradas del Altiplano en Chile., *Ground Water*, 41(4), 523–31.
- Moran, BJ, Boutt, DF y Munk, LA (2019). Revelación sistemática estable y de radioisótopos El agua fósil como característica fundamental de los sistemas áridos de agua subterránea a escala orogénica. *Investigación de recursos hídricos*, 55, <https://doi.org/10.1029/2019WR026386>
- Munk, LA, Hynek, SA, Bradley, DC, Boutt, DF, Labay, K., Jochens, H., 2016. Litio Salmueras: una perspectiva global, en Verplanck, PL y Hitzman, MW, eds., *Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits. Reseñas en Geología Económica*(18), 339–365. Munk, LA, Boutt, DF, Hynek, SA y Moran, BJ (2018). Flujos hidrogeoquímicos y procesos que contribuyen a la formación de salmueras enriquecidas con litio en una cuenca continental hiperárida. *Geología química*, 493, 37–57. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.013>
- Muñoz, Enrique, Álvarez, César, Billib, Max, Arumí, José Luis y Rivera, Diego. (2011). Comparación de datos de lluvia medidos y cuadrículados para estudios hidrológicos a escala de cuenca. *Revista Chilena de Investigaciones Agropecuarias*, 71(3), 459–468. doi: 10.4067/S0718-58392011000300018
- Muñoz, E., Arumí, JL, Wagener, T., Oyarzún, R., & Parra, V. (2016). Desentrañando complejo Procesos hidrogeológicos en cuencas andinas del centro-sur de Chile: una evaluación integrada para comprender la disimilitud hidrológica. *Procesos hidrológicos*, 30(26), 4934–4943. <https://doi.org/10.1002/hyp.11032>
- Nelson, ST, Anderson, KW y Mayo, AL, 2004, Probando la hipótesis del flujo entre cuencas en Valle de la Muerte, CA, EE. UU.: *Eos*, v. 85, pág. 349, 355–356.
- Nelson, ST y Mayo, AL, 2014, El papel de las transferencias de agua subterránea entre cuencas en geológicamente terrenos complejos, demostrados por la Gran Cuenca en el oeste de los Estados Unidos: *Hydrogeology Journal*, v. 22, p. 807–822, DOI 10.1007/s10040-014-1104-6. Pérez-Fodich, A., M. Reich, F. Álvarez, GT Snyder, R. Schoenberg, G. Vargas, Y. Muramatsu, y U. Fehn (2014), El cambio climático y el levantamiento tectónico desencadenaron la formación de los gigantes depósitos de nitrato del desierto de atacama, *Geología*, 42(3), 251–254, doi:10.1130/G34969.1. Placzek, C., J. Quade y PJ Patchett (2006), Geocronología y estratigrafía de finales Ciclos lacustres del Pleistoceno en el Altiplano Sur de Bolivia: Implicaciones para las causas del cambio climático tropical, *Bol. Geol. Soc. Am.*, 118(5-6), 515–532, doi:10.1130/B25770.1.

- 1012 Placzek, CJ, J. Quade y PJ Patchett (2013), Una reconstrucción de 130 ka de lluvia en el
1013 Altiplano Boliviano, *Planeta Tierra. ciencia Lett.*, 363, 97–108, doi:10.1016/j.epsl.2012.12.017.
1014 Quade, J., J.a. Rech, JL Betancourt, C. Latorre, B. Quade, KA Rylander y T. Fisher
1015 (2008), Paleohumedales y cambio climático regional en el desierto central de
1016 Atacama, norte de Chile, *Quat. Res.*, 69(3), 343–360, doi:10.1016/j.yqres.2008.01.003.
1017 Ramirez, C. y M. Gardeweg (1982), Carta Geologica de Chile, escala 1:250000, Hoja
1018 Toconao, Región de Antofagasta, Chile N° 54, Santiago, Chile.
1019 Rech, J. a, JL Betancourt y J. Quade (2002), Paleohidrología del Cuaternario tardío del
1020 Desierto de Atacama (22 -24 S lat), Chile, *Geol. Soc. Soy. Bull.*, 114(3), 334–348,
1021 doi:10.1130/0016-7606(2002)114<0334:LQPOTC>2.0.CO;2.
1022 Rech, J. a., JS Pigati, J. Quade y JL Betancourt (2003), Reevaluación del Holoceno medio
1023 depósitos en Quebrada Puripica, norte de Chile, *Paleogeogr. paleoclimatol. Palaeoecol.*,
1024 194, 207–222, doi:10.1016/S0031-0182(03)00278-5.
1025 Reutter, K.-J. et al. (2006), La cuenca del Salar de Atacama: un bloque en hundimiento dentro del oeste
1026 Borde de la Meseta Altiplano-Puna, *Andes. Acto. Orogenia de subducción*, 303–325. Risacher, F.,
1027 H. Alonso y C. Salazar (2003), El origen de las salmueras y sales en los salares chilenos: A
1028 revisión hidroquímica, *Earth-Science Rev.*, 63(3-4), 249–293, doi:10.1016/
1029 S0012-8252(03)00037-0.
1030 Rissmann, C., M. Leybourne, C. Benn y B. Christenson (2015), El origen de los solutos en
1031 las aguas subterráneas de un acuífero altoandino, *Chem. Geol.*, 396, 164–181,
1032 doi:10.1016/j.chemgeo.2014.11.029.
1033 Rubilar, J., Martínez, F., Arriagada, C., Becerra, J., 2017. Estructura de la Cordillera de la Sal: A
1034 elemento tectónico clave para la evolución Oligoceno-Neógeno de la cuenca del Salar de Atacama, *Andes*
1035 *Centrales, norte de Chile. JS Am. Ciencias de la Tierra*
1036 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.013> .
1037 Sáez, A., Godfrey, LV, Herrera, C., Chong, G. y Pueyo, JJ (2016), Momento de los episodios húmedos
1038 en el desierto de Atacama durante los últimos 15 ka. Los depósitos de descarga de agua
1039 subterránea (GWD) de Domeyko Range a 25 ° S., *Quaternary Science Reviews*, vol. 145, 82-93,
1040 doi:10.1016/j.quascirev.2016.05.036.
1041 Salas, J., J. Guimerà, O. Cornellà, R. Aravena, E. Guzmán, C. Tore, W. Von Igel, and R. Moreno
1042 (2010), Hidrogeología del sistema lagunar del margen este del Salar de Atacama (Chile),
1043 *Bol. Geol. y Min.*, 121(4), 357–372.
1044 Salisbury, MJ, BR Jicha, SL de Silva, BS Singer, NC Jiménez y MH Ort (2011),
1045 La cronoestratigrafía 40Ar/39Ar de las ignimbritas del complejo volcánico Altiplano-Puna revela el
1046 desarrollo de una importante provincia magmática, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 123(5), 821–840,
1047 doi:10.1130/B30280.1.
1048 Santoro, CM, Gayo, EM, Capriles, JM, de Porras, ME, Maldonado, A., Standen, VG,
1049 Latorre, C., Castro, V., Angelo, D., McRostie, V., Uribe, M., Valenzuela, D., Ugalde, PC,
1050 Marquet, PA (2017). Continuidades y discontinuidades en los sistemas socioambientales
1051 del Desierto de Atacama durante los últimos 13.000 años. *Revista de Arqueología*
1052 *Antropológica* 46, 28–39
1053 Scanlon, BR, KE Keese, AL Flint, LE Flint, CB Gaye, WM Edmunds e I.
1054 Simmers (2006), Síntesis global de la recarga de aguas subterráneas en regiones semiáridas y áridas,
1055 *Hydrol. Process.*, 20(15), 3335–3370, doi:10.1002/hyp.6335.

- Scheihing, KW, Moya, CE, Struck, U., Lictevout, E. y Tröger, U. (2018). reevaluando Procesos hidrológicos que controlan Trazadores de Isótopos Estables en aguas subterráneas del Desierto de Atacama (Norte de Chile). *Hidrología*, 5(1). <https://doi.org/10.3390/hydrology5010003>. Schaller, MF y Y. Fan (2009), Las cuencas fluviales como exportadores e importadores de aguas subterráneas: Implicaciones para el ciclo del agua y la modelización del clima, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114(4), doi:10.1029/2008JD010636.
- Sociedad Chilena de Litio Ltda. (2009), Informe Hidrología e Hidrogeología Adenda 1 - EIA Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de Evaporación Solar en el Salar de Atacama, Antofagasta, Chile.
- Sprenger, M., Herbstritt, B. y Weiler, M. (2015). Métodos establecidos y nuevas oportunidades para análisis de isótopos estables en agua intersticial. *Procesos hidrológicos*, 29(25), 5174-5192. <https://doi.org/10.1002/hyp.10643>.
- Stigter, EE, Litt, M., Steiner, JF, Bonekamp, PNJ, Shea, JM, Bierkens, MFP y Immerzeel, WW (2018). La importancia de la sublimación de la nieve en un glaciar del Himalaya. *Fronteras en Ciencias de la Tierra*, 6. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00108>
- Tóth, J. (1963), Un análisis teórico del flujo de agua subterránea en pequeñas cuencas de drenaje, *J. Geophys. Res.*, 68(16), 4795-4812, doi:10.1029/JZ068i016p04795.
- Tyler, SW, JF Muñoz y WW Wood (2006), La respuesta de playa y sabkha hidráulica y mineralogía al forzamiento climático, *Ground Water*, 44(3), 329-338, doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00096.x.
- Urbano, ID, M. Person, K. Kelts y JS Hanor (2004), Transient groundwater impacts on the desarrollo de registros de lagos paleoclimáticos en ambientes semiáridos, *Geofluids*, 4(3), 187-196, doi:10.1111/j.1468-8123.2004.00081.x.
- Uribe, J., Muñoz, JF, Gironás, J. Oyarzún, R., Aguirre, E. y Aravena, R. (2016) Evaluación recarga de agua subterránea en una cuenca cerrada andina usando caracterización isotópica y un modelo lluvia-escurrentía: cuenca del Salar del Huasco, Chile, *Revista de Hidrogeología* 23 (7), 1535-1551.
- Urrutia, J., Herrera, C., Custodio, E., Jódar, J., & Medina, A. (2019). recarga de aguas subterráneas y Hidrodinámica de acuíferos volcánicos complejos con lago salino somero: Laguna Tuyajto, Cordillera de los Andes del norte de Chile. *Ciencia del Medio Ambiente Total*, 697. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134116>.
- van Beek, LPH, Y. Wada y MFP Bierkens (2011), Estrés hídrico mensual global: 1. Balance hídrico y disponibilidad hídrica, *Recurso Hídrico. Res.*, 47, W07517, doi:10.1029/2010WR009791
- Viguier, B., Jourde, H., Yáñez, G., Lira, ES, Leonardi, V., Moya, CE, ... Lictevout, E. (2018). Estudio multidisciplinario para la evaluación de la geometría, límites y zonas preferenciales de recarga de un acuífero sobreexplotado en el Desierto de Atacama (Pampa del Tamarugal, Norte de Chile). *Revista de Ciencias de la Tierra de América del Sur*, 86, 366-383. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.018>.
- Viguier, B., Jourde, H., Leonardi, V., Lictevout, E. y Daniele, L. (2020). Variaciones del nivel freático en abanicos aluviales del desierto de atacama: Discusión de "evidencia de la propagación de la señal de recarga de agua subterránea a corto plazo desde los andes hasta el desierto central de atacama: un enfoque de análisis de espectro singular". *Revista de Ciencias Hidrológicas*, 65(9), 1606-1613. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1764001>.

- 1100 Vuille, M. y C. Ammann (1997), Patrones de nevadas regionales en los Andes altos y áridos, *Clim.*
1101 *Cambio*, 36, 413–423, doi:10.1007/978-94-015-8905-5_10.
1102 Ward, KM, G. Zandt, SL Beck, DH Christensen y H. McFarlin (2014), Imágenes sísmicas
1103 de los apuntalamientos magmáticos bajo el complejo volcánico Altiplano-Puna a partir de la inversión
1104 conjunta de la dispersión de ondas superficiales y las funciones receptoras, *Planeta Tierra. ciencia Lett.*,
1105 404, 43–53, doi:10.1016/j.epsl.2014.07.022.
1106

1107 LEYENDAS DE FIGURAS:

1108 **Figura 1:** Mapa de ubicación y corte transversal de elevación y precipitación para la región del Salar de
1109 Atacama del 21 al 25°S. (a) Elevaciones (0 a > 6000 m) de un modelo de elevación digital global (GDEM) de
1110 un radiómetro de reflexión y emisión térmica espacial avanzado (ASTER). Gages mantenidos por la DGA
1111 de Chile. (b) Mapa geológico simplificado de la sección transversal A-A' que muestra la ubicación
1112 aproximada de los sitios de muestreo de balance de masa de cloruro (CMB) (modificado de Moran et al.,
1113 2019). (c) Elevación derivada de ASTER GDEM y estimaciones TRMM 2B31 de MAP de 1998 a 2009.

1114

1115 **Figura 2:**(a) Composición isotópica estable de las muestras de agua consideradas para los cálculos de CMB. Las
1116 muestras recolectadas como parte de este estudio y de *Cervetto*[2012]. Para los cálculos de CMB, solo se seleccionaron
1117 muestras de agua subterránea entrante cerca de la línea de agua meteórica global, que se muestran como rombos
1118 negros sólidos. (b) Composición isotópica estable de muestras de agua subterránea dentro de la cuenca hidrográfica
1119 topográfica utilizada para el análisis CMB. El límite de CMB es el exceso de deuterio <5 ‰.

1120

1121 **figura 3**Resultados del balance de masa de cloruro (CMB). (a) GWR determinado por el método CMB basado en
1122 muestras en el Salar de Atacama, cuenca de Linzor y Meseta de la Puna chilena. La incertidumbre incluye un rango
1123 de Cl en la precipitación de 5 a 16 mg/L. MAP del conjunto de datos TRMM 2B31. La línea sólida es la que mejor se
1124 ajusta a los resultados calculados de CMB, mientras que la línea discontinua muestra la tasa de infiltración
1125 requerida para cerrar el presupuesto hidrológico de estado estable en la cuenca topográfica del Salar de Atacama.
1126 (b) Distribución de frecuencias de cuadrícula (25 km²) MAP del conjunto de datos TRMM 2B31 dentro de la cuenca
1127 hidrográfica topográfica.

1128 **Figura 4**Distribución espacial de precipitación (P), recarga de agua subterránea (GWR) para el escenario de
1129 precipitación mediana y evapotranspiración potencial (PET) utilizada para evaluar el presupuesto hidrológico a
1130 escala topográfica y regional del Salar de Atacama. (a) precipitación media anual de 1998 a 2009 basada en el
1131 conjunto de datos TRMM 2B31. Los círculos negros son ubicaciones de muestras de Cl de aguas subterráneas. (b)
1132 GWR anual medio de 1998-2009 determinado aplicando la ecuación (2) al conjunto de datos de precipitación media.
1133 (c) PET determinado en función de la cota aplicada a las zonas de descarga (polígonos grises), excluyendo el Salar
1134 de Atacama.

Figura 5a) Cuencas hidrográficas regionales de Corenthal et al. (2016) para la evaluación, las regiones contribuyentes de estado estacionario para las cuencas del Salar de Atacama y Río Loa utilizando consideraciones de incertidumbre total para el balance hídrico. Cada zona con letras del Salar de Atacama incluye el área acumulada de todas las zonas más pequeñas. A es la cuenca hidrográfica topográfica y M es la cuenca hidrogeológica inferida donde $GWR+R$ equilibra ET en los límites de incertidumbre total. Las áreas contribuyentes de Río Loa son de Jordan et al. (2015). El fondo es un ASTER DEM. La línea punteada indica la posición del modelo 2-D presentado en la Figura 6. Las ubicaciones numeradas se refieren a las estimaciones modernas y paleohidráulicas de las Figuras 7 y 8. b) Recarga del balance de masa de cloruro + estimaciones de escurrimiento (rombos azules) y escenarios de recarga de límite superior (azul oscuro). Límites de evapotranspiración (rombos rojos) para estimaciones inferiores (rojo claro) y superiores (rojo oscuro). Las letras indican las áreas representadas por los polígonos negros en a).

Figura 6 Modele la geometría, las condiciones de contorno, la distribución de la conductividad hidráulica y las posiciones iniciales del nivel freático para las simulaciones restrictivas y conducentes descritas en el texto.

Figura 7 Distribuciones de carga hidráulica simuladas para (a) simulaciones restrictivas y (b) conducentes en el momento de 0, 1000, 10000, 100000 años después del cambio en la recarga. La posición de las divisiones hidrogeológicas se muestra para tiempos etiquetados en líneas negras verticales. Las ubicaciones numeradas corresponden a las ubicaciones de observación de la cabeza trazadas en la Figura 8.

Figura 8 Cargas hidráulicas simuladas (eje y) para simulaciones restrictivas y conducentes en comparación con las estimaciones modernas de carga paleohidráulica y de campo (eje x). Los tamaños de los polígonos de colores (rosa: propicio, azul: restrictivo) se basan en cabezas simuladas, siendo la posición más alta la condición inicial de los modelos. Las alturas máximas observadas se estiman en base a la información paleohidrológica citada en el texto y presentada en la Información de apoyo 5.

Figura 9 Gráfico de la relación de descarga de las celdas de cabeza constante en el Salar de Atacama y los drenajes a lo largo del margen de la meseta (D_{SdA}) a la recarga total especificada del modelo ($GW_{TOTALRCH}$). La región sin sombrear representa la descarga al Salar de Atacama que es mayor que la recarga total del modelo (es decir, alguna contribución del almacenamiento de agua subterránea). Las áreas sombreadas representan tiempos en la simulación donde la descarga al Salar de Atacama es menor que la recarga total del modelo.

1163 **Figura 10** Compilación de tasas de recarga resumidas de la literatura (incluido este estudio) con un enfoque
1164 en las regiones áridas del norte de Chile. Las estimaciones provienen de una variedad de métodos que
1165 incluyen balance de agua/energía, trazado de calor y balance de masa de cloruro y se diferencian en
1166 función de si son mediciones puntuales o tasas de recarga a escala de cuenca.

1167

1168

1169

1170 TÍTULOS DE LA TABLA:

1171 **Tabla 1:** Ubicaciones y características de las muestras de precipitación utilizadas para determinar las
1172 concentraciones de cloruro en la precipitación

1173 **Tabla 2:** Precipitación prevista y recarga para cuencas topográficas e hidrogeológicas **Tabla 3:** Atributos

1174 tabulados y resultados de los análisis de cloruro de agua subterránea, incluidas las estimaciones de recarga de
1175 agua subterránea del método CMB.

1176

1177

1178

1179

1180

1181

1182

1183

1184

1185

1186

1187

1188

1189

1190

1191

1192

1193

1194

1195

1196

1197

1198

1199
1200
1201
1202
1203
1204
1205
1206
1207
1208
1209
1210
1211
1212
1213
1214
1215
1216
1217
1218
1219

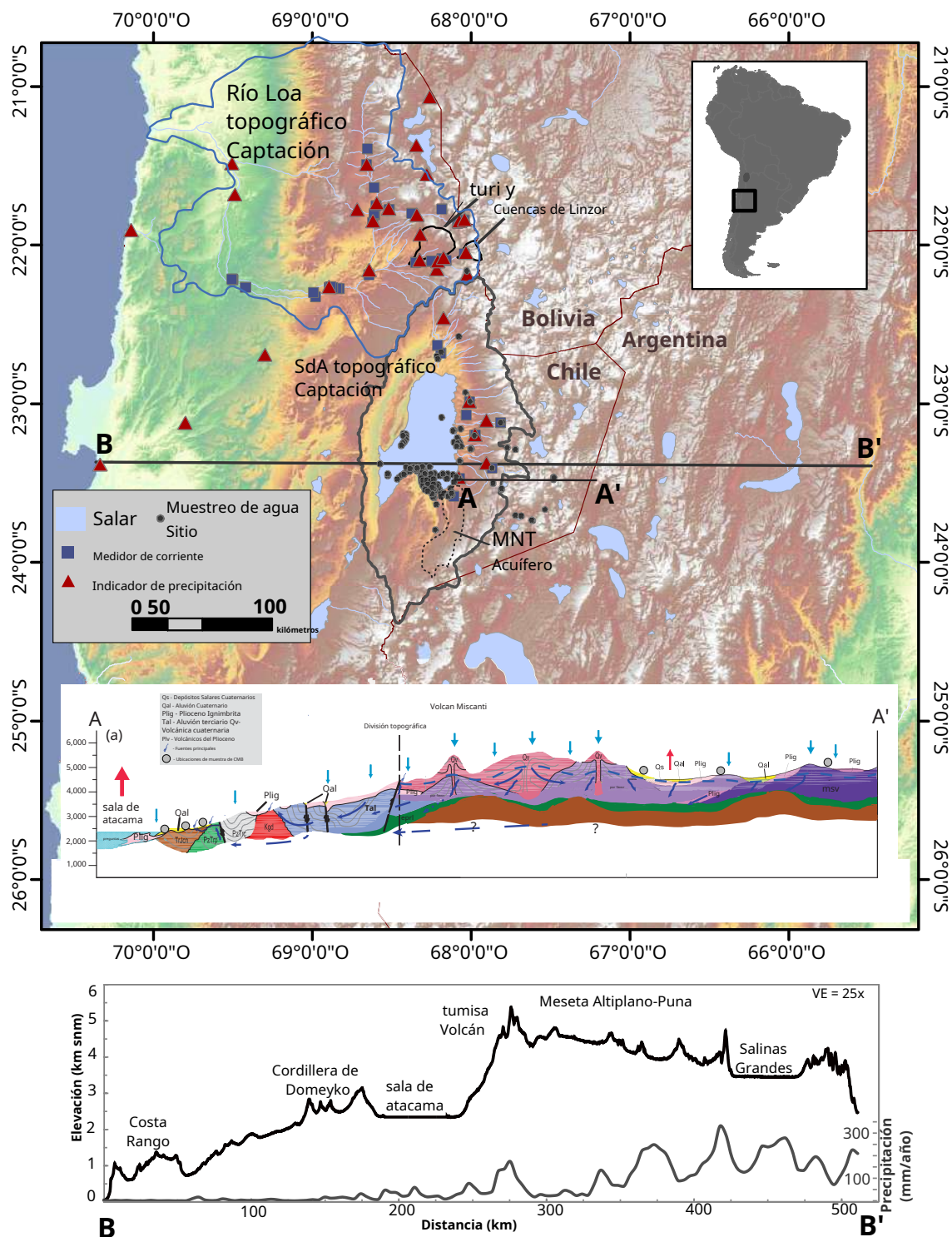


Figura 1: Mapa de ubicación y corte transversal de elevación y precipitación para la región SdA de 21° a 25° S. (a) Elevaciones (0 a > 6000 m) de un Radiómetro Avanzado de Emisión Térmica y Reflexión Espacial (ASTER) Global Digital Elevation Modelo (GDEM). Gages mantenidos por la DGA de Chile. (b) Mapa geológico simplificado a lo largo de la línea A-A' en (a) modificado de Moran et al., 2009 (c) Elevación derivada de ASTER GDEM y TRM

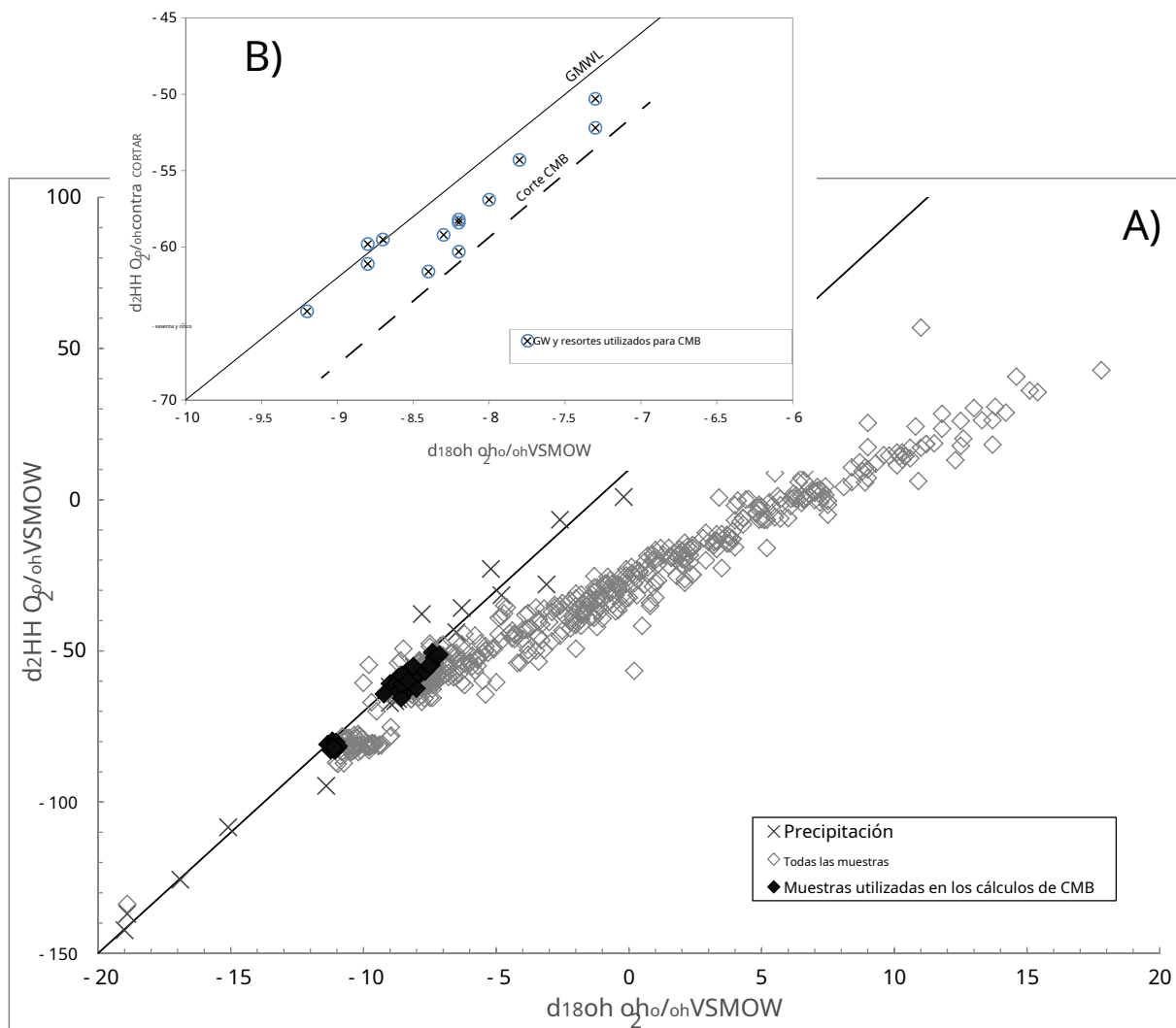


Figura 2: (a) Composición isotópica estable de las muestras consideradas para los cálculos de CMB. Muestras recolectadas como parte de este estudio y de Cervetto [2012]. Para los cálculos de CMB, solo se seleccionaron muestras de agua subterránea entrante que se ubican cerca de la línea de agua meteórica global, que se muestran como rombos negros sólidos. (b) Composición isotópica estable de muestras de agua subterránea dentro de la cuenca hidrográfica topográfica utilizada para el análisis CMB. El límite de CMB es exceso de deuterio $<5\text{‰}$.

oh

1221
1222
1223
1224
1225
1226
1227
1228

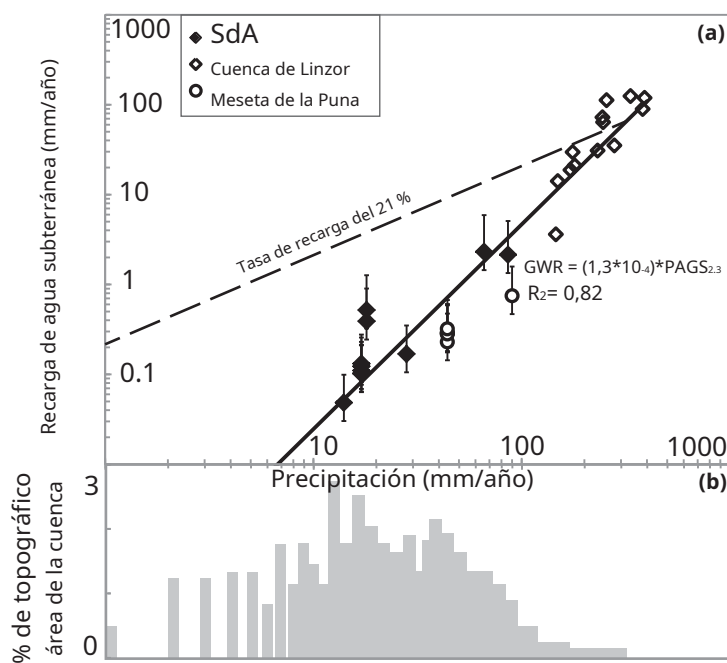


Figura 3 Resultados del balance de masa de cloruro (CMB). (a) GWR determinado por el método CMB basado en muestras en la SdA, cuenca de Linzor y meseta de la Puna chilena. La incertidumbre incluye un rango de CI en la precipitación de 5 a 16 mg/l. MAP del conjunto de datos TRMM 2B31. La línea sólida es la que mejor se ajusta a los resultados calculados de CMB, mientras que la línea discontinua muestra la tasa de infiltración requerida para cerrar el estado hidrológico de estado estacionario.

1229
1230
1231
1232
1233
1234
1235
1236
1237
1238
1239
1240
1241

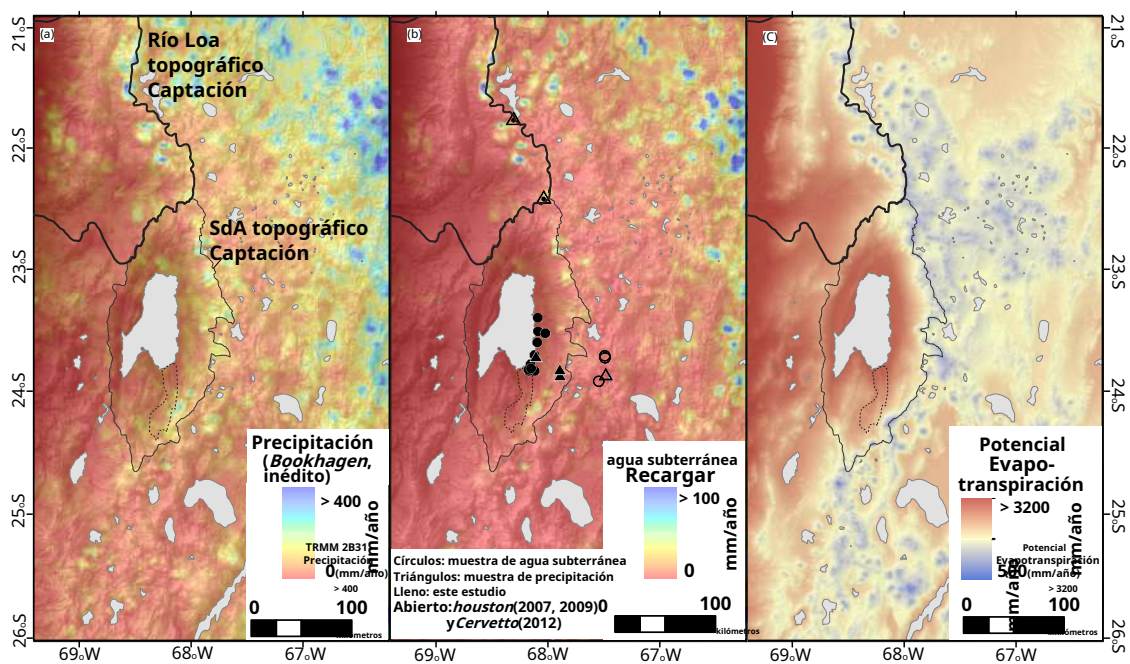


Figura 4 Distribución espacial de P, GWR para el escenario de precipitación media y PET utilizados para evaluar el presupuesto hidrológico a escala topográfica y regional del SdA. (a) MAP de 1998 a 2009 basado en el conjunto de datos TRMM 2B31. Los círculos negros son ubicaciones de muestras de CI de aguas subterráneas. (b) GWR anual medio de 1998-2009 determinado aplicando la ecuación (2) al conjunto de datos de precipitación media. (c) PET determinado en función de la cota aplicada a las zonas de descarga (polígonos grises), excluyendo SdA.

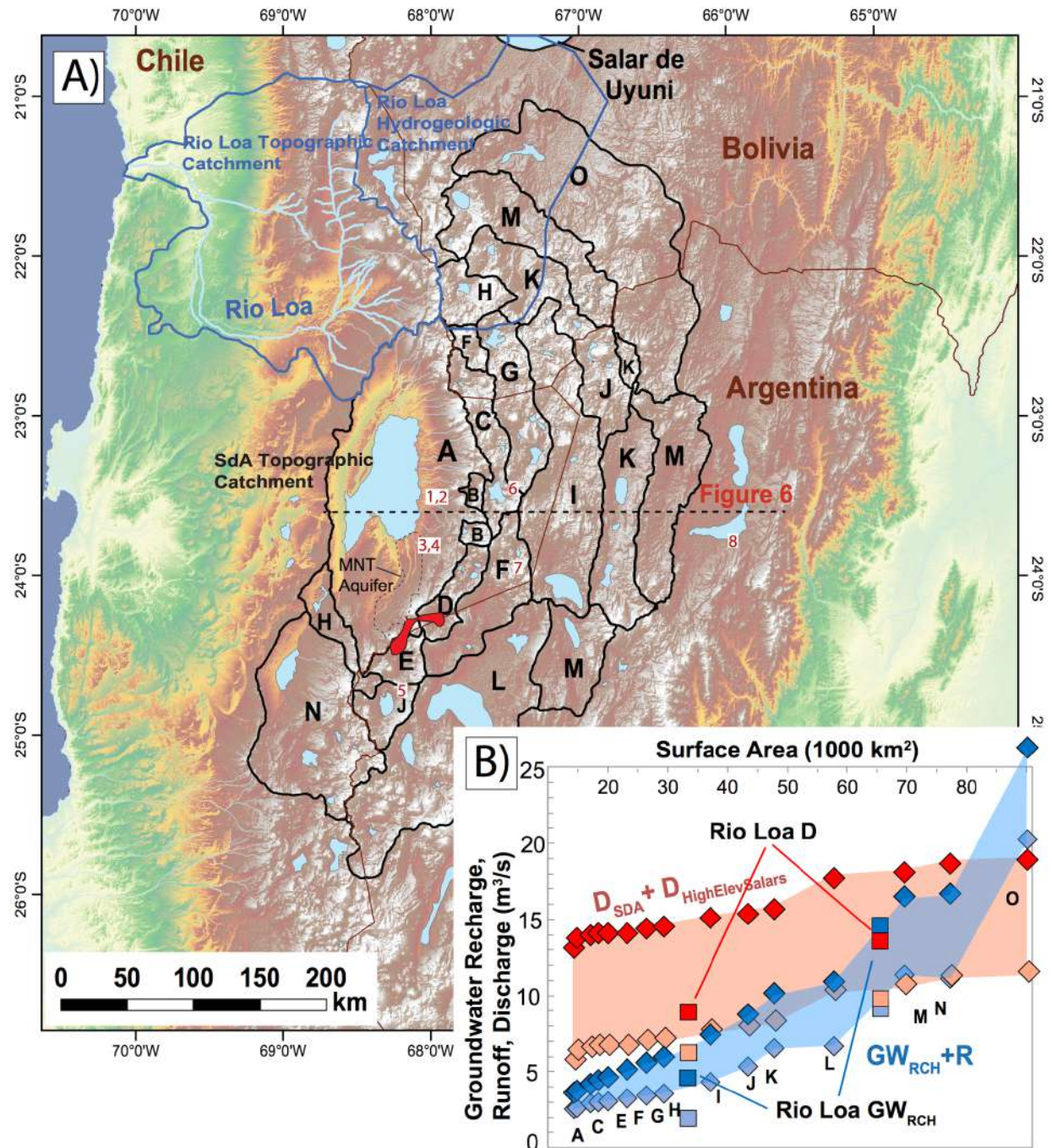


Figure 5 A) Regional watersheds from Corenthal et al. (2016) for the evaluation the steady state contributing regions for the Salar de Atacama and Rio Loa Basins using full uncertainty considerations for the water balance. Each lettered zone for SdA includes the cumulative area of all smaller zones. A is the topographic watershed, and M is the inferred hydrogeologic watershed where $GWR+R$ balances ET in the full uncertainty bounds. The Rio Loa contributing areas are from Jordan et al. (2015). Background is an ASTER DEM. Dashed line indicates the position of the 2-D model presented in Figure 6. Numbered locations refer to modern and paleo hydraulic head estimates in Figures 7 and 8. B) Chloride mass balance recharge + runoff estimates (blue diamonds) for lower (light blue) and upper bound recharge (dark blue) scenarios. Evapotranspiration bounds (red diamonds) for lower (light red) and upper estimates (dark red). Letters indicate the areas represented by the black polygons in A).

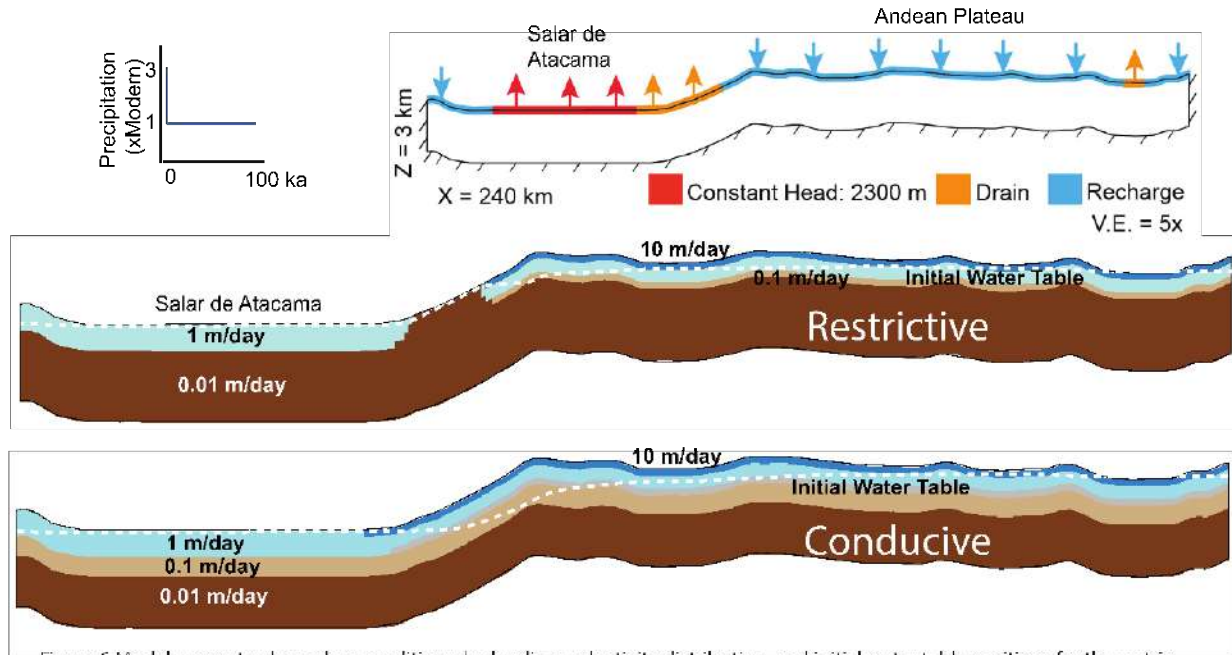


Figure 6 Model geometry, boundary conditions, hydraulic conductivity distribution, and initial water table positions for the restrictive and conductive simulations described in text.

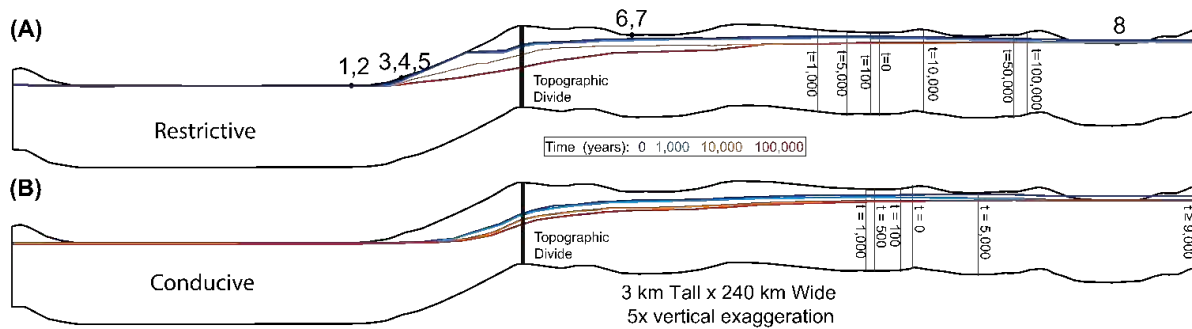


Figure 7: Simulated hydraulic head distributions for (A) restrictive and (B) conductive simulations at time of 0, 1000, 10000, 100000 years after change in recharge. Position of the hydrogeologic divides are shown for labeled times in vertical black lines. Numbered locations correspond to head observations locations plotted in Figure 8.

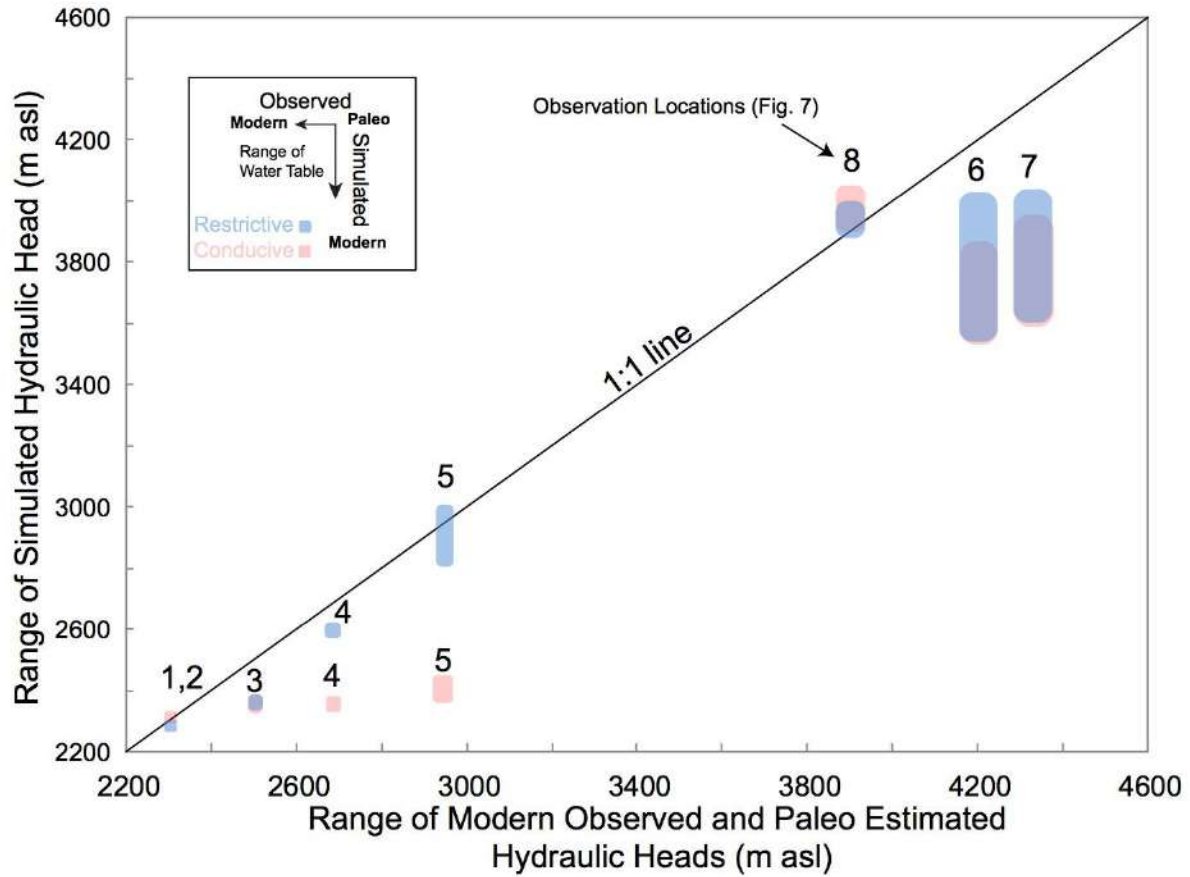


Figure 8 Simulated hydraulic heads (y-axis) for restrictive and conductive simulations compared to modern field and paleo-hydraulic head estimates (x-axis). Sizes of colored polygons (pink – conductive, blue – restrictive) are based on simulated heads with the highest position being the initial condition for the models. Highest observed heads are estimated based on paleo-hydrologic information cited in text and presented in Supporting Information 5.

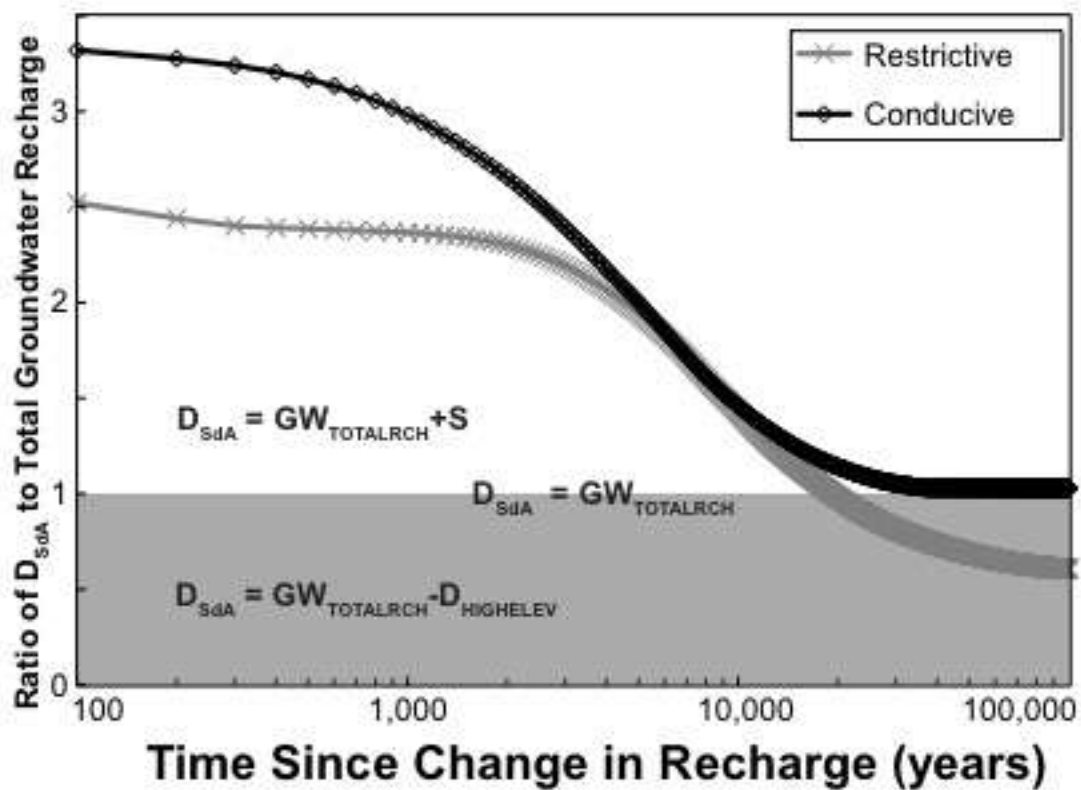
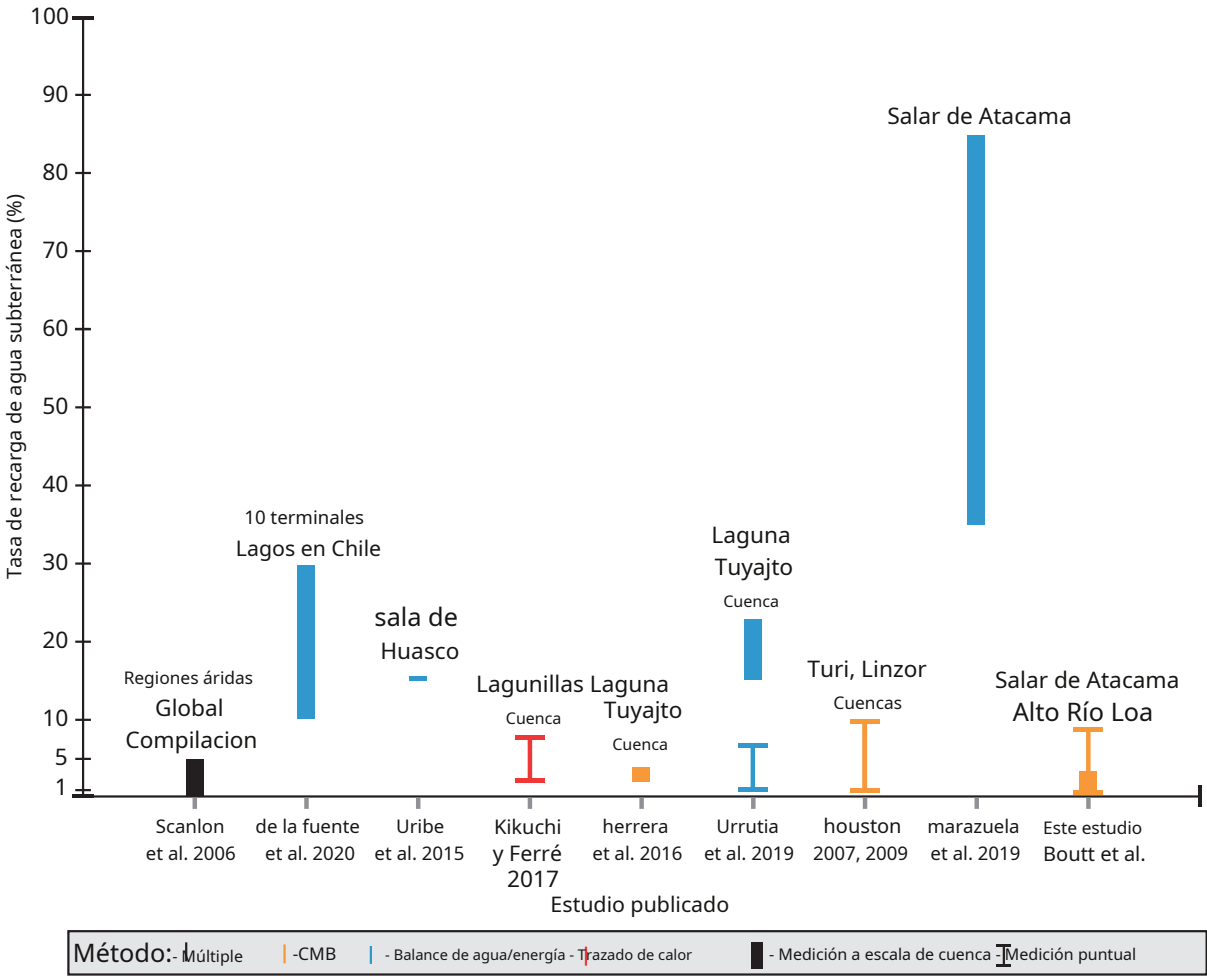


Figure 9 Plot of the ratio of discharge from constant head cells at SdA and drains along the plateau margin (D_{SdA}) to specified total model recharge ($GW_{TOTALRCH}$). The un-shaded region represents discharge to SdA that is greater than total model recharge (i.e. some contribution of groundwater storage). The shaded represents times in the simulation where discharge to SdA is less than the total model recharge.

1272
1273
1274
1275



1276
1277
1278
1279
1280
1281
1282
1283
1284
1285
1286
1287
1288
1289
1290
1291
1292

Tabla 1: Ubicaciones y características de las muestras de precipitación utilizadas para determinar las concentraciones de cloruro en la precipitación

ejemplo de identificación	Fecha	Longitud	Latitud	Elevación	cl	d ₁₈ O	δ ₂ H	Referencia
		WGS84		m snm	miligramos/ yo	o/oh	VSMOW	
SDA185W	41293	- 67.8534	- 23.8374	3940	9.6	- 16.9	- 125,7	N / A
SDA190W	41411	- 68.0673	- 23.6818	2381	8.1	- 18.9	- 137.0	N / A
SDA220W	41655	- 67.8549	- 23.7876	3825	15.8	- 2.6	- 6.6	N / A
LAC.P001	38718	- 67.4450	- 23.8281	4307	<10	- 18.0	- 135,4	Cervetto, 2012
Ascotán	1999-2000	- 68.27	- 21.72	3956	28	DAKOTA DEL NORO	DAKOTA DEL NORO	Houston, 2007
Colchane	1999-2000	- 68,65	- 19.28	3965	10	DAKOTA DEL NORO	DAKOTA DEL NORO	Houston, 2007
Collacagua	1999-2000	- 68.83	- 20.05	3990	4	DAKOTA DEL NORO	DAKOTA DEL NORO	Houston, 2007
El Tatio	1999-2000	- 68	- 22.37	4345	5	DAKOTA DEL NORO	DAKOTA DEL NORO	Houston, 2007

1293
1294
1295
1296
1297
1298
1299
1300
1301
1302
1303
1304
1305
1306
1307
1308
1309
1310
1311
1312
1313
1314
1315
1316
1317
1318
1319

Cuadro 2: Precipitación prevista y recarga para cuencas topográficas e hidrogeológicas

		topográfico	Hidrogeología C Cuenca
<i>Superficie total (km²)</i>		17257	75924
<i>Área de Recarga Zonas (km²)</i>		14319	69676
<i>Precipitación</i>	(PAGS)	30.7	199.4
		(23.4-51.7)	(171.4-284.4)
<i>recargar desde precipitación</i>	(GWR)	1.1	10.0
		(1.1-2.1)	(9.7-14.6)
<i>Superficie del agua afluencia</i>	(R)	1.6	1.6
		(0.5-2)	(0.5-2)
<i>Evapotranspiración de SdA</i>	(ETSDA)	9.5	9.5
		(5.6-13.4)	(5.6-13.4)
<i>Evapotranspiración de elevación más alta sueldos</i>	(ETHighElevSalars)	0	5.0
			(1.8-17.8)
Δ Almacenamiento	(ΔS)	- 6.8	- 2.9
		(-11.8--1.5)	(-21,0-+9,2)

1320
1321
1322
1323
1324
1325
1326
1327
1328
1329
1330

1331 Tabla 3: Atributos tabulados y resultados de los análisis de cloruro de agua subterránea que incluyen
1332 estimaciones de recarga de agua subterránea a partir del método de balance de masa de cloruro.
1333

															</	

información de soporte

**Desequilibrio en el presupuesto hidrológico moderno de las cuencas
hidrográficas topográficas a lo largo de la vertiente occidental de los Andes (21–
25°S): implicaciones para la evaluación de la recarga de aguas subterráneas**

David F. Boutt¹, Lilly G. Coenthall¹, Brendan J. Moran¹, LeeAnn Munk², scott a.

Hynek³,

¹Departamento de Geociencias, Universidad de Massachusetts-Amherst, Amherst, MA, EE. UU.

²Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Alaska-Anchorage, Anchorage, AK, EE. UU.

³Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Utah, Salt Lake City, Utah, EE. UU.

Contenido de este archivo

Texto S1 a S5

Figuras S1 a S4

Tablas S1 a S6

Texto S1.

Cálculo de Límites de Precipitación Mediana, Inferior y Superior. Para incorporar la incertidumbre en nuestro análisis de precipitación en el conjunto de datos de precipitación regional, consideramos 3 instancias de estimaciones de precipitación. El valor de precipitación mediana es el conjunto de datos TRMM 2B31 procesado de [Bookhagen y Strecker, 2008], que ya ha sido evaluado con datos pluviométricos en la región y se muestra como una buena estimación de la precipitación. Para evaluar el sesgo de TRMM 2B31 en esta región, podemos comparar las estimaciones satelitales con los datos de la estación de la Dirección General de Aguas (DGA) (Figura S1) en la Figura S2. Los datos específicos de la estación se proporcionan en la Tabla 1. Si bien el ajuste entre los datos de la estación y los de la teledetección es muy bueno, consideramos dos escenarios diferentes para estimar el sesgo de precipitación. En cada caso, modificamos la magnitud de la distribución espacial de la precipitación utilizando los datos TRMM para calcular los valores de precipitación de límite inferior y superior. Una ley de potencia se ajusta a los datos en la región del mayor desajuste (< 75 mm/año) en el conjunto de datos TRMM. Las funciones que se ajustan a los límites inferior y superior se utilizan para calcular un mapa de precipitación modificado y para los cálculos correspondientes del balance hídrico. Para ambos límites para valores superiores a 75 mm/año, simplemente volvemos a los datos TRMM 2B31. Estas estimaciones capturan más del 100% de la variación en las estimaciones de precipitación.

Texto S2.

Métodos ampliados de estimación de la evapotranspiración

Esta ecuación, en la que $PET[mm] = 4367[m] \cdot (0,59 \cdot \text{elevación del suelo}[m])$, fue desarrollada por Houston [2006a] basado en la evaporación en bandeja de 12 estaciones meteorológicas. Esta ecuación se aplicó a 30 m resolución Radiómetro Avanzado de Emisión Térmica y Reflexión Espacial (ASTER) Modelo de Elevación Digital Global (GDEM) para calcular PET cuadrículado para la región. Los polígonos que delimitan los límites de los lagos y salares de agua dulce se construyeron manualmente con base en las imágenes de Landsat, y se aplicaron estimaciones de PET a las zonas permanentes de descarga (salar y lagos de agua dulce). El PET medio (mm/año) para cada polígono (m^2) se utiliza para derivar una PET estimada de cada salar o lago de gran elevación (m^3/s) (Figura S3 y Tablas S2 y S3). Para determinar la evapotranspiración real (AET), comparamos nuestras estimaciones de PET con las estimaciones de AET publicadas para SdA [Mardones, 1986; Kampf y Tyler, 2006] y Salar de Pedernales [Johnson et al., 2010]. El AET anual medio es aproximadamente el 2 % del PET para la D inferior SdA estimación (5,6 m^3/s) y el Salar de Pedernales, y el 8% de la parte superior D SdA estimación (22,7 m^3/s). Conservadoramente, por lo tanto, consideramos que AET podría variar de 0.5 a 8% de PET para

salares en la región dependiendo de la profundidad del nivel freático y otros factores. Suponemos que AET es el 80% de PET para Miniques y Miscanti Lakes (conductancia específica entre 7.780 y 10.640 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Texto S3.

Evaluación del impacto de la concentración de cloruro en la precipitación y la magnitud de la precipitación en los cálculos de recarga de balance de masa de cloruro. Inspeccionando la ecuación 3 en el manuscrito demuestra que tanto la precipitación total como la concentración de cloruro tienen un impacto positivo en la cantidad prevista de recarga de agua subterránea. Además, al establecer el término Cl_{rw} (cloruro de la meteorización de las rocas) a cero, también podemos aumentar la recarga de agua subterránea. Aquí, consideramos las fuentes de incertidumbre en la relación precipitación-recarga derivada en el método de balance de masa de cloruro utilizando la precipitación media (descrita en S1) y una concentración promedio de cloruro de 8 mg/L y el límite superior de precipitación y una concentración alta de cloruro. (16 mg/L) sin aporte de Cl proveniente de la meteorización de rocas. Las estimaciones de recarga de precipitación resultantes calculadas para nuestras muestras de agua subterránea descritas en el texto se muestran en la Figura S5 junto con una ley de potencia que se ajusta a los datos. Las cantidades estimadas de recarga de precipitación, para las concentraciones de cloruro observadas tanto en el agua subterránea como en la precipitación, caen a lo largo de una distribución que se ajusta bien a una sola ley de potencia. Por lo tanto,

Texto S4.

Huella de Agua Subterránea y Relación de Napa Freática. La huella de agua subterránea [Gleeson y Alabama., 2012] de SdA, considerando solo la descarga no antropogénica, es de 5 a 21 veces más grande que la cuenca hidrográfica topográfica (Texto S4, Figura S6 y Tabla S5), que se ubica entre las huellas más grandes de acuíferos estudiados en el mundo. Esto es especialmente significativo ya que los cálculos de Gleeson et al. (2012) se basan predominantemente en las tasas de descarga antropogénica. La relación de descarga a recarga ($Q_r:R$; [Schaller y Fan, 2009]), una métrica de si una cuenca es importadora o exportadora de agua subterránea, indica que la cuenca hidrográfica topográfica, con una relación $Q_r:R$ de 4,9–19,9, es una importante importadora de agua subterránea. La entrada moderna de aguas subterráneas y superficiales a SdA equilibra razonablemente las bajas estimaciones de evapotranspiración; sin embargo, GW moderno_{RCH} dentro de la cuenca hidrográfica topográfica por sí sola no puede explicar la magnitud de estos flujos. Modificamos la huella de agua subterránea calculo [Gleeson et al., 2012], para incluir la extracción de agua subterránea solo de fuentes naturales (evapotranspiración) para aproximar el área requerida para soportar las tasas de descarga. La huella de agua subterránea (GF) se puede describir de acuerdo con Gleeson et al. [2012] por $GF = A[ET/(GWR-R)]$, donde A es el área de interés, ET es la tasa de extracción de agua subterránea, GWR es la tasa de recarga y R es el caudal base. Para la cuenca topográfica SdA, calculamos una huella de agua subterránea de 87,850-365,121 km^2 , o 5-21 veces el área de la cuenca hidrográfica topográfica. El rango se basa en la mediana de GWR y los rangos superior e inferior de estimaciones razonables de ET.

Calculamos la relación del nivel freático (WTR) para la cuenca topográfica de SdA siguiendo los métodos descritos en Haitjema y Mitchell Bruker [2005] y Gleeson et al. [2011]. El WTR es un criterio adimensional que describe si el nivel freático es probable (1) controlado topográficamente donde el nivel freático sigue la topografía, o (2) recarga controlada donde el agua

la mesa está desconectada de la topografía y existe un gran potencial para el flujo entre cuencas. El WTR es definido por $(\log(WTR)) = (\log(\frac{h}{h_0}))$, con las abreviaturas explicadas en *Gleeson et al.*, [2011], donde un logaritmo más positivo (WTR) sugiere niveles freáticos controlados por topografía y un logaritmo más negativo (WTR) sugiere niveles freáticos controlados por recarga. Estimamos un rango de log(WTR) para la cuenca de -3.6 a -5.3, lo que sugiere una capa freática fuertemente controlada por la recarga similar a la del árido suroeste de los Estados Unidos [*Gleeson et al.*, 2012].

Texto S5.

Cálculos de tiempo de respuesta dinámica. El tiempo de residencia de un sistema se iguala a su tiempo de respuesta utilizando un modelo de caja simple de un sistema acuífero para calcular el tiempo de plegamiento electrónico o el tiempo para reajustarse a las nuevas condiciones de contorno. La estimación del tiempo de residencia anterior no tiene en cuenta la dinámica de la respuesta hidráulica del sistema (es decir, cómo se propagan los cambios en la cabeza hidráulica desde la meseta hasta la cuenca). El tiempo de respuesta dinámico (τ_{DRes}) de un acuífero homogéneo unidimensional puede ser

aproximado como $\tau_{DRes} = \frac{L^2}{D} = \frac{L^2 S}{bK}$, donde L es una longitud característica del sistema de flujo

(tomada aquí como la longitud máxima de una trayectoria de flujo), D es la difusividad hidráulica $D = \frac{Kb}{S}$, K es la conductividad hidráulica, b es el espesor del acuífero (aquí se supone que es de 500 m) y S es el coeficiente de almacenamiento del acuífero.

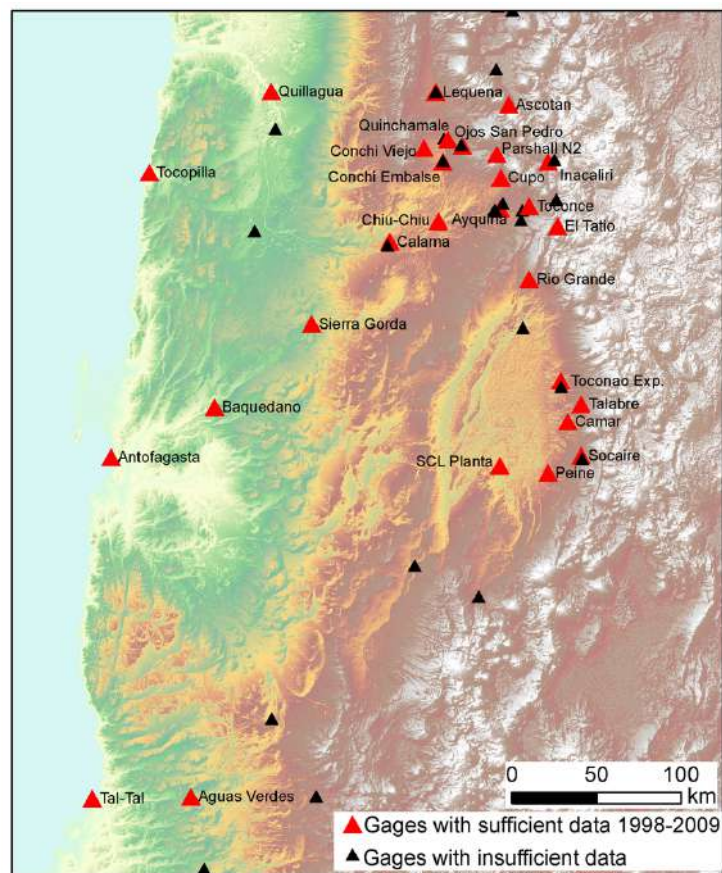


Figura S1. Estaciones meteorológicas en la Región de Antofagasta, Chile con datos suficientes del periodo 1998-2009 (triángulos rojos) y estaciones con medidas discontinuas o discontinuas (triángulos negros). Todas las estaciones son mantenidas por la Dirección General de Aguas (DGA) del Gobierno de Chile, con la excepción de SCL Planta que ha sido mantenida por la Sociedad Chilena de Litio/Rockwood Lithium, Inc/Albermarle.

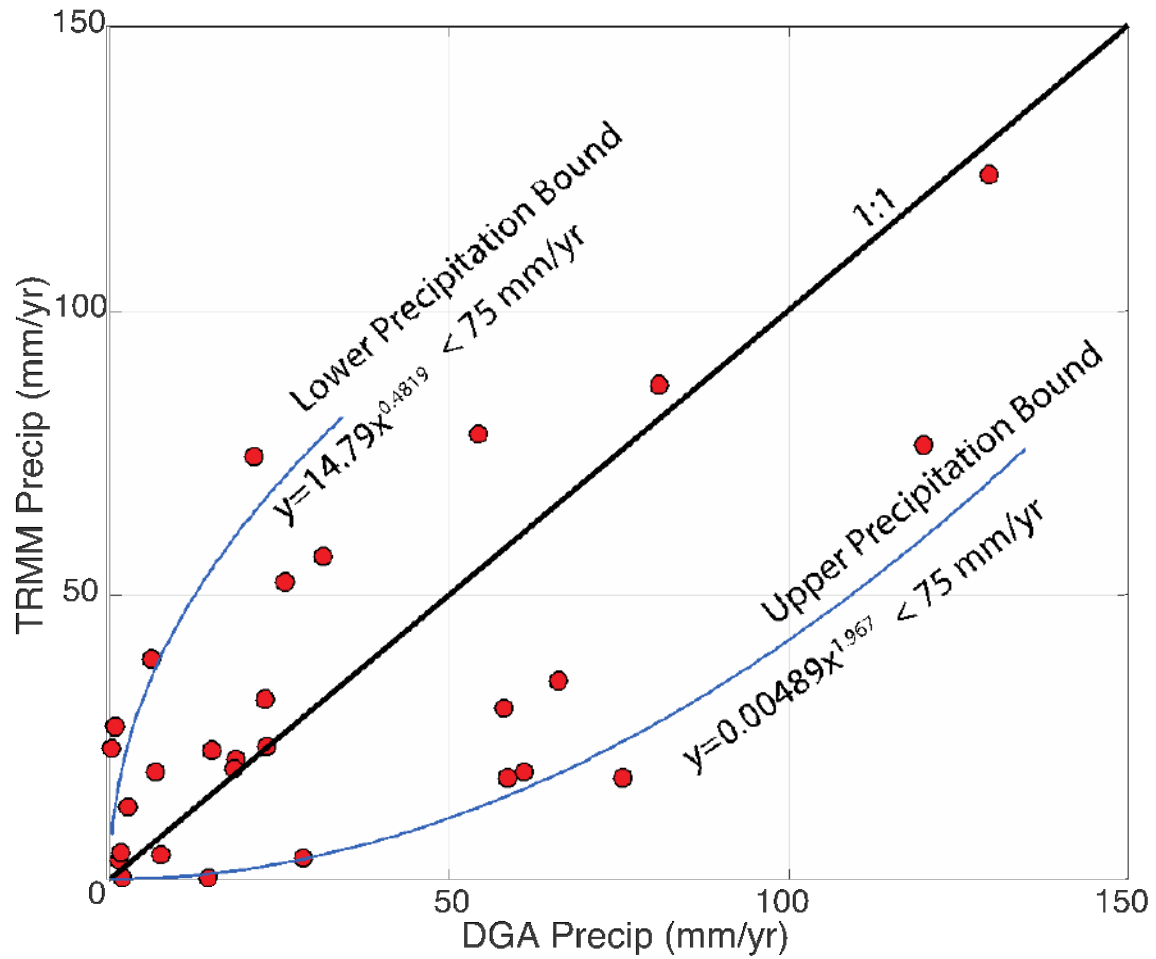
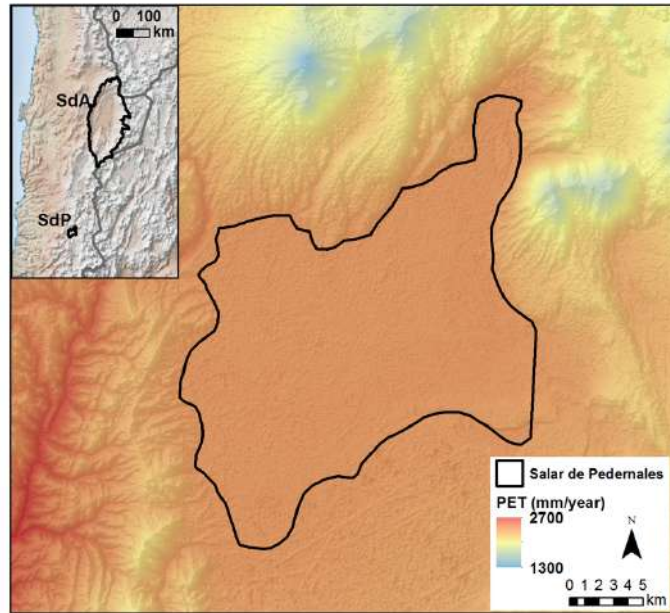


Figura S2. Comparación de datos de pluviómetros con estimaciones de precipitación detectadas remotamente. Precipitación anual promedio de 1998 a 2009 calculada a partir de mediciones brutas mensuales de DGA (<http://snia.dga.cl/BNAConsultas/informes>) y una medición de la estación meteorológica Sociedad Chilena de Litio/Rockwood Lithium Inc. Estimación de precipitación TRMM 2B31 a partir del conjunto de datos TRMM 2B31 [Bookhagen y Strecker, 2008] para sitios en la Región de Antofagasta, Chile. Las funciones de potencia se ajustan para calcular mapas de precipitación de límite inferior y superior para cálculos de balance de agua.



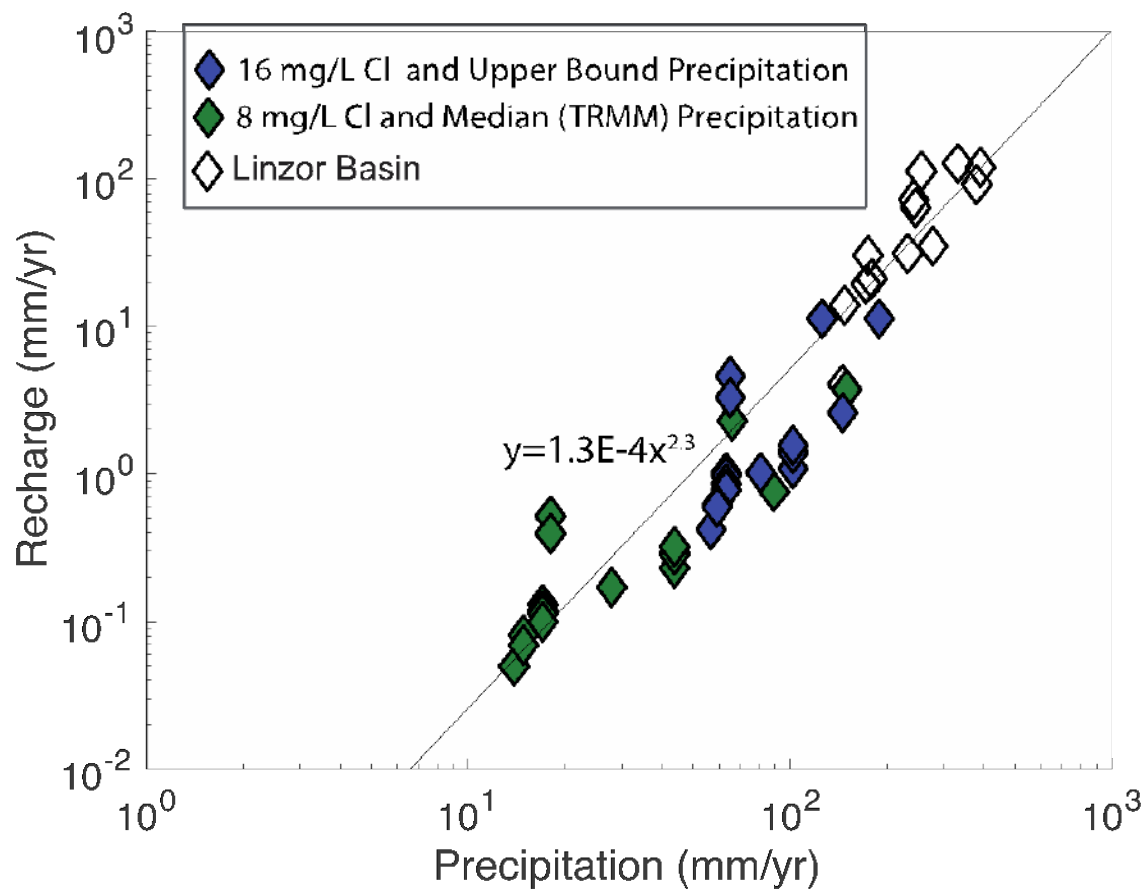


Figura S5. Relación precipitación-recarga a partir de cálculos de balance de masa de cloruro.

Meteorological Station	Easting	Northing	Elevation	Distance from SdA	Precipitation	
					Gage	TRMM 2B31
	WGS84		m asl	km	mm/year	mm/year
Aguas Verdes	403389	7190650	1600	270	6.7	18.7
Antofagasta	358725	7389982	50	220	2	0.2
Ascotan	575136	7597754	3956	200	66.2	34.9
Ayquina	570227	7536538	3031	140	31.4	56.6
Baquedano	414749	7419946	1032	160	1.5	4.6
Calama	509841	7517409	2260	130	2.8	12.7
Camar	606276	7411224	3020	30	25.9	52.3
Chiu-Chiu	536440	7529250	2524	140	6.3	38.7
Conchi Embalse	539003	7564490	3010	170	14.5	0.1
Conchi Viejo	528514	7572609	3491	180	28.6	3.7
Cupo	570641	7554915	3600	160	81	86.8
El Tatio	601729	7526160	4320	130	129.7	123.7
Iracaliri	596588	7564208	4100	170	119.8	76.4
Lequena	535139	7605268	3320	210	61	18.7
Ojos San Pedro	568440	7568716	3800	170	58	30.0
Parshall N2	549805	7573477	3318	180	23.1	23.1
Peine	595346	7381030	2480	20	18.6	20.9
Quillagua	444822	7605629	802	250	0.4	23.0
Quinchamale	541684	7577572	3020	180	18.3	19.6
Rio Grande	585833	7495117	3250	100	58.7	17.9
SCL Plant	569278	7385349	2300	0	15.1	22.7
Sierra Gorda	467247	7468888	1616	130	0.9	26.8
Socaire	613485	7391129	3251	40	22.8	31.7
Talabre	613735	7421435	3600	40	54.4	78.1
Tal-Tal	350886	7189130	9	310	7.5	4.4
Toconao Exp.	602581	7435191	2430	40	21.3	74.3
Toconce	586111	7537991	3350	140	75.6	17.9
Tocopilla	378070	7557678	45	250	1.3	3.4

Tabla S1. Comparación de la precipitación anual promedio entre fuentes de medición y sensores remotos de 1998 a 2009 a partir de mediciones de calibre DGA (<http://snia.dga.cl/BNAConsultas/informes>) y una medición de la estación meteorológica Sociedad Chilena de Litio (SCL Planta) con precipitación cuadrículada del conjunto de datos TRMM 2B31 [Bookhagen y Strecker, 2008] para la Región de Antofagasta, Chile.

Salar	Surface Area km ²	Average Elevation m asl	AET m ³ /s	Mean PET mm/year	Standard Deviation mm/year	Mean PET m ³ /s	AET/PET %	Reference for AET estimate
Salar de Atacama	2750	2313	5.6	2999	13	262	2	Mardones, 1986 / DGA, 2010
	2864	2313	22.7	2999	13	272	8	Kampf and Tyler, 2006
Salar de Pedernales	315	3356	0.58	2384	6	24	2	Johnson et al., 2010

Tabla S2. Evapotranspiración real como fracción de la derivación de evapotranspiración potencial para el Salar de Pedernales y Salar de Atacama.

Zone	Area (km ²)	Mean PET (m ³ /s)	Mean AET (m ³ /s)			Zone	Area (km ²)	Mean PET (m ³ /s)	Mean AET (m ³ /s)		
			2%	0.5%	8%				2%	0.5%	8%
B	1.3*	8.2E-02	6.5E-02	6.5E-02	6.5E-02	J	3.3	1.8E-01	3.6E-03	9.0E-04	1.4E-02
	12.8*	7.8E-01	6.2E-01	6.2E-01	6.2E-01		1.2	6.4E-02	1.3E-03	3.2E-04	5.1E-03
	1.8	1.0E-01	2.0E-03	5.1E-04	8.2E-03		34.1	1.9E+00	3.7E-02	9.3E-03	1.5E-01
C	112.6	6.7E+00	1.3E-01	3.4E-02	5.4E-01		22.9	1.2E+00	2.5E-02	6.1E-03	9.8E-02
	13.3	7.2E-01	1.4E-02	3.6E-03	5.8E-02		4.9	2.6E-01	5.3E-03	1.3E-03	2.1E-02
	14.9	8.6E-01	1.7E-02	4.3E-03	6.9E-02		6.9	3.8E-01	7.6E-03	1.9E-03	3.0E-02
D	11.8	7.7E-01	1.5E-02	3.8E-03	6.1E-02		1.8	1.0E-01	2.0E-03	5.0E-04	8.0E-03
	22.2	1.4E+00	2.9E-02	7.2E-03	1.2E-01		33.5	1.9E+00	3.7E-02	9.3E-03	1.5E-01
	13.5	8.8E-01	1.8E-02	4.4E-03	7.0E-02	K	81.0	5.3E+00	1.1E-01	2.6E-02	4.2E-01
	29.6	2.1E+00	4.2E-02	1.1E-02	1.7E-01		19.1	1.3E+00	2.5E-02	6.3E-03	1.0E-01
E	3.0	2.2E-01	4.3E-03	1.1E-03	1.7E-02		141.5	9.3E+00	1.9E-01	4.6E-02	7.4E-01
	1.9	1.1E-01	2.3E-03	5.7E-04	9.1E-03	L	2.1	1.1E-01	2.3E-03	5.7E-04	9.1E-03
F	2.6	1.6E-01	3.3E-03	8.2E-04	1.3E-02		1.9	1.0E-01	2.0E-03	5.1E-04	8.1E-03
	11.9	8.7E-01	1.7E-02	4.4E-03	7.0E-02		2.1	1.1E-01	2.3E-03	5.7E-04	9.2E-03
	15.5	9.2E-01	1.8E-02	4.6E-03	7.3E-02		113.2	8.3E+00	1.7E-01	4.2E-02	6.7E-01
G	8.3	4.9E-01	9.9E-03	2.5E-03	3.9E-02		1091.5	8.0E+01	1.6E+00	4.0E-01	6.4E+00
	71.4	4.3E+00	8.6E-02	2.1E-02	3.4E-01	M	154.0	1.1E+01	2.2E-01	5.4E-02	8.6E-01
	39.2	2.3E+00	4.5E-02	1.1E-02	1.8E-01		12.1	7.6E-01	1.5E-02	3.8E-03	6.1E-02
	0.6	3.2E-02	6.4E-04	1.6E-04	2.6E-03		20.8	1.4E+00	2.9E-02	7.2E-03	1.1E-01
	1.3	6.4E-02	1.3E-03	3.2E-04	5.2E-03		119.4	8.3E+00	1.7E-01	4.2E-02	6.7E-01
	1.2	6.2E-02	1.2E-03	3.1E-04	5.0E-03	N	5.4	2.9E-01	5.7E-03	1.4E-03	2.3E-02
	105.0	5.9E+00	1.2E-01	3.0E-02	4.7E-01		12.8	6.9E-01	1.4E-02	3.4E-03	5.5E-02
H	58.1	4.8E+00	9.6E-02	2.4E-02	3.8E-01		115.7	6.4E+00	1.3E-01	3.2E-02	5.1E-01
	51.8	3.0E+00	6.0E-02	1.5E-02	2.4E-01		1.0	5.2E-02	1.0E-03	2.6E-04	4.2E-03
I	0.9	5.0E-02	1.0E-03	2.5E-04	4.0E-03		2.9	1.6E-01	3.2E-03	8.0E-04	1.3E-02
	2.8	1.5E-01	3.0E-03	7.6E-04	1.2E-02		0.8	4.7E-02	9.4E-04	2.3E-04	3.8E-03
	0.6	3.2E-02	6.4E-04	1.6E-04	2.5E-03		1.5	8.2E-02	1.6E-03	4.1E-04	6.5E-03
	1.8	9.4E-02	1.9E-03	4.7E-04	7.5E-03		3.7	2.1E-01	4.2E-03	1.0E-03	1.7E-02
	16.9	9.1E-01	1.8E-02	4.5E-03	7.3E-02		5.4	3.0E-01	6.1E-03	1.5E-03	2.4E-02
	1.9	1.0E-01	2.0E-03	5.0E-04	8.0E-03		247.5	2.1E+01	4.1E-01	1.0E-01	1.6E+00
	0.2	1.1E-02	2.2E-04	5.5E-05	8.8E-04		19.9	1.4E+00	2.8E-02	7.0E-03	1.1E-01
	5.2	3.0E-01	6.0E-03	1.5E-03	2.4E-02		7.3	4.3E-01	8.6E-03	2.2E-03	3.4E-02
	15.3	9.5E-01	1.9E-02	4.8E-03	7.6E-02		0.5	3.1E-02	6.1E-04	1.5E-04	2.5E-03
	7.3	3.7E-01	7.5E-03	1.9E-03	3.0E-02		98.6	7.1E+00	1.4E-01	3.6E-02	5.7E-01
	358.8	2.5E+01	4.9E-01	1.2E-01	2.0E+00		24.4	1.6E+00	3.2E-02	7.9E-03	1.3E-01
	120.5	8.2E+00	1.6E-01	4.1E-02	6.6E-01	O	144.9	9.8E+00	2.0E-01	4.9E-02	7.9E-01
J	0.4	2.2E-02	4.3E-04	1.1E-04	1.7E-03		0.6	3.4E-02	6.8E-04	1.7E-04	2.7E-03
	2.2	1.1E-01	2.2E-03	5.6E-04	9.0E-03		0.8	4.1E-02	8.2E-04	2.1E-04	3.3E-03
	0.9	4.7E-02	9.3E-04	2.3E-04	3.7E-03		2.5	1.4E-01	2.7E-03	6.8E-04	1.1E-02
	0.8	4.0E-02	7.9E-04	2.0E-04	3.2E-03		0.6	3.3E-02	6.6E-04	1.7E-04	2.7E-03
	12.5	6.9E-01	1.4E-02	3.5E-03	5.5E-02						

Tabla S3. Resumen del tipo de terreno, superficie, evapotranspiración potencial anual media (PET) y evapotranspiración real (AET) para los polígonos de la zona de descarga en todas las cuencas consideradas.Cada cuenca con letras incluye todas las zonas de descarga acumulativa en las cuencas más pequeñas. Las áreas destacadas en la cuenca B son los lagos Miscanti y Miniques, donde se supone que el AET es el 80 % del PET.

Variable	Abbreviation	Value
Surface area (km ²)	A	17,257
Discharge (m ³ /s)	ET	5.6 to 22.7
Recharge (m ³ /s)	GWR	1.1
Baseflow contribution (m ³ /s)	R	0
Groundwater Footprint (km ²)	GF	87,850 to 356,120
Groundwater stress indicator	GF/A	5 to 21

Tabla S4. Cálculos de la huella de agua subterránea para la cuenca topográfica SdA. Los valores son específicos de SdA y las variables y los cálculos se describen en *Gleeson et al.*[2012]. Estimaciones de descarga de Mardones [1986] y *kampf y tyler*[2006]. Consideramos un R de 0 consistente con la conceptualización más conservadora del presupuesto de agua.

Description	Abbreviation	Value
Areal recharge rate (mm/year)	R	2.5
Distance between surface water bodies (km)	L	10
Hydraulic conductivity (m/day)	K	1 to 10
Average vertical extent of groundwater flow system (m)	H	100 to 500
Maximum terrain rise (m)	d	3700
Constant (unitless)	m	8
log Water Table Ratio	log(WTR)	-3.6 to -5.3

Tabla S5. Relación de nivel freático para la cuenca topográfica SdA. La tasa de recarga de área promedio se calcula con base en el ráster de GWR presentado en la Figura 3b, y la elevación máxima del terreno se deriva de un ASTER DEM. Los valores se aproximan a las propiedades del acuífero a granel para el SdA. Copiamos los valores presentados en *Gleeson et al.*[2011] para la distancia entre cuerpos de agua superficiales y una estimación más conservadora para la extensión vertical promedio del sistema de flujo.

Observation Point ID	Hydraulic Head Constraints (masl)		Simulated initial heads (masl)		Total change in head over simulation (m)		Reference for Hydraulic Head Constraints	Notes
	Modern	Paleo	Restrictive Case	Conductive Case	Restrictive	Conductive		
1	2309	2314	2311	2315	<1	<1	Field Measured Water Levels	Paleo Head of +5 m is estimated based on position relative to Tulan Wetlands
2	2310	2315	2311	2315	5	5	Field Measured Water Levels	Paleo Head of +5 m is estimated based on position relative to Tulan Wetlands
3	2498	2509	2335	2328	20	10	Betancourt et al., 2000 - Tulan Wetlands	Rio Tulan deposits showed a rise of ~11 m above current levels between 8.2 and 3.0 ky BP. Observed heads based on approximate location of modern spring discharge
4	2692	2702	2602	2345	25	15	Betancourt et al., 2000 - Taranje Wetlands	Taranje paleowetland deposits are at a higher elevation than the Tulan deposits. Taranje deposits date between 15.4 and 9.0 ky BP. Observed heads based on approximate location of modern spring discharge
5	2960	2975	2964	2390	180	25	Springs at Imilac and Punta Negra Quade et al 2008 - Midpoint ground elevation between the Salar de Imilac (2970 m asl) & Salar de Punta Negra (2950 m asl)	SdI & SdP are south of SdA, so approximate elevations are projected onto a similar elevation on east side (where the model geometry was derived), note that Imilac springs are fault controlled according to Quade. Observed heads based on approximate location of modern spring discharge
6	4210	4240	3980	3842	460	350	Cervetto (2012) Wells - LA and LAAR wells, Grosjean et al., 1995	Water Elevations in LA and LAAR series wells from Anexo G of Cervetto's thesis range from 4208-4216m, Laguna Tuyajito estimates of +20-40 m
7	4320	4345	4005	3916	460	350	Cervetto (2012) Wells - PN and PNAR wells, Grosjean et al., 1995	Water Elevations in PN series wells from Anexo G of Cervetto's thesis range from 4320-4322m, Aguas Calientes IV +25 m
8	3900	4000	3993	4008	100	100	Modern Levels - Salar de Olaroz Ground elevation is 3900m (https://www.orocobre.com/PDF/NI%2043-101_Technical%20Report-Oloroz%20Project.pdf)	Paleo high stands of ~ 100 m (Grosjean et al., 1995; Placzek et al., 2006, 2013)

Tabla S6. Resultados de simulación y estimaciones de cabezas hidráulicas modernas y paleo para lugares específicos dentro del dominio del modelo. Fuentes de estimaciones y notas que las discuten en 2 columnas de la derecha de la tabla.