

Water Resources Research

ARTÍCULO DE INVESTIGACIÓN

10.1029/2019WR026386

Puntos clave:

- El análisis del tritio en las descargas de agua dentro de la cuenca del Salar de Atacama muestra que está compuesto predominantemente por agua de más de 60 años
- El agua que ingresa a la cuenca del Salar de Atacama es espacialmente distinta y desacoplado de la recarga en la meseta del Altiplano-Puna
- Análisis de proporciones de isótopos estables de O y H en 900 muestras de agua restringe las dimensiones espaciotemporales de las aguas subterráneas modernas y fósiles

Información de soporte:

- Información de apoyo S1
- Figura S1
- Figura S2
- Figura S3
- Figura S4
- Tabla S1
- Tabla S2
- Tabla S3

Correspondencia a:

BJ Morán,
bmoran@geo.umass.edu

Citación:

Moran, BJ, Boutt, DF y Munk, LA (2019). Estable y radioisótopo La sistemática revela que el agua fósil es una característica fundamental de los sistemas áridos de agua subterránea a escala orogénica. Investigación de recursos hídricos, 55. <https://doi.org/10.1029/2019WR026386>

Recibido el 19 de septiembre de 2019 Aceptado el 29 de noviembre de 2019 Artículo aceptado en línea el 11 de diciembre de 2019

La sistemática estable y de radioisótopos revela que el agua fósil es una característica fundamental de los sistemas áridos de aguas subterráneas a escala orogénica

Brendan J. Moran¹, David F. Boutt¹ y Lee Ann Munk²

¹Departamento de Geociencias, Universidad de Massachusetts-Amherst, Amherst, MA, EE. UU., ²Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Alaska-Anchorage, Anchorage, AK, EE. UU.

Resumen En las regiones áridas y semiáridas, los desequilibrios hidrológicos persistentes iluminan las brechas considerables en nuestra comprensión espaciotemporal de los mecanismos fundamentales de gobierno a escala de cuenca. La cuenca del Salar de Atacama es el ejemplo más extremo de cuencas continentales dominadas por aguas subterráneas y, por lo tanto, es un lugar ideal para investigar estas cuestiones no resueltas. Las observaciones geoquímicas e hidrofísicas indican que las aguas subterráneas que descargan en la cuenca reflejan un gran sistema regional integrado por más de 10²–10⁴ escalas de tiempo de años. El agua subterránea aquí, como en otras regiones áridas, es un recurso crítico de agua dulce sujeto a una demanda sustancial de intereses en competencia, particularmente a medida que se expande el desarrollo de su depósito de salmuera de litio de clase mundial. Utilizando un conjunto excepcionalmente grande y completo de isótopos de H y O en el agua, demostramos que gran parte del área de recarga presunta en la meseta del Altiplano-Puna exhibe firmas isotópicas bastante distintas de las aguas que actualmente se descargan dentro de la cuenca endorreica del Salar de Atacama. ¹⁸O Los valores de O de las fuentes de agua entrantes previstas son 3,6‰ a 5,6‰ más alto que las aguas de la meseta moderna, ³H Los datos de H de 87 muestras discretas indican que casi todo este flujo de entrada se compone de recarga premoderna (es decir, agua fósil). Bajo condiciones plausibles, estas distinciones no pueden explicarse únicamente por la variabilidad natural en las entradas meteóricas modernas o por el flujo de agua subterránea en estado estable. Presentamos un modelo conceptual que revela la amplia influencia del drenaje transitorio del almacenamiento de agua subterránea fósil aumentado por el flujo regional entre cuencas de los Andes. Nuestro análisis proporciona restricciones sólidas sobre los mecanismos fundamentales que gobiernan este árido sistema de agua subterránea continental y un marco dentro del cual abordar las incertidumbres persistentes en sistemas similares en todo el mundo.

Resumen en lenguaje sencillo El agua subterránea en los lugares más secos de la Tierra es un recurso vital tanto para los humanos como para los ecosistemas, pero las características fundamentales de esta agua, como dónde se origina y cómo se mueve en el suelo, siguen sin resolverse. Esta agua a menudo se encuentra en las profundidades del subsuelo y fluye a través de grandes distancias y durante largos períodos de tiempo; como resultado, es bastante difícil de estudiar. Utilizando las 1000 muestras de agua en la cuenca del Salar de Atacama en el norte de Chile, en la frontera del desierto más seco de la Tierra, rastreamos el origen y el tiempo de viaje del agua a través de una gran región. El agua subterránea en la región del Salar de Atacama es fundamental para el sostenimiento de los sistemas naturales y humanos; por lo tanto, desarrollar una mejor comprensión de cómo se mueve esta agua será fundamental para su gestión, particularmente a medida que se expande el desarrollo de su depósito de salmuera de litio de clase mundial. Encontramos que el "agua fósil", que ingresó al suelo hace cientos o miles de años, constituye la mayor parte del agua que ahora fluye hacia la cuenca. Nuestro análisis también define el área que aporta agua a la cuenca, gran parte de la cual incorpora flujo a través de montañas y de otras cuencas de mayor elevación. Al mejorar nuestra comprensión de cómo se desarrollan y funcionan estos grandes sistemas de flujo, este trabajo contribuirá a los esfuerzos para gestionar de forma sostenible estos recursos críticos de agua dulce para todos los que dependen de ellos.

1. Introducción

En los lugares más secos de la Tierra, las cuencas de drenaje interno de varias escalas exhiben tasas de descarga de aguas subterráneas que superan la recarga moderna (Gleeson et al., 2012; Scanlon et al., 2006; Van Beek et al., 2011). Estos desequilibrios del presupuesto hidrológico se han observado o inferido en casi todas las regiones áridas, incluidas las siguientes: el suroeste de los Estados Unidos (Belcher et al., 2009; Kafri & Yechieli, 2012; Love & Zdon, 2018; Wheeler et al., 2007), la meseta tibetana del Himalaya (Ge et al., 2016, y referencias allí), Australia central (Skrzyppek et al., 2016; Wood et al., 2015), el desierto del Sahara (Gasse, 2000; Kröpelin et al., 2008), la península arábiga (Burg et al., 2013; Müller et al., 2016; Wheeler et al., 2007) y los Andes centrales

(Corenthal et al., 2016 y referencias allí). La dificultad para restringir los procesos hidrológicos fundamentales, como los tiempos de respuesta, las trayectorias de flujo y la distribución y el momento de la recarga de las aguas subterráneas, se magnifica por los largos tiempos de residencia (>1 ka), las capas freáticas profundas (>100 m) y, a menudo, datos insuficientes (Favreau et al., 2009; Gleeson et al., 2011; Walvoord et al., 2002). Las incertidumbres entre las entradas se ven agravadas por incertidumbres igualmente grandes en la descarga, que en estos sistemas endorreicos ocurre exclusivamente a través de la evapotranspiración (Kampf & Tyler, 2006; Tyler et al., 1997). Las incertidumbres fundamentales han perpetuado las inconsistencias en nuestros modelos conceptuales del flujo de agua subterránea en todo el sistema y las dimensiones espaciotemporales de este flujo; Como resultado, está claro que los modelos conceptuales actuales deben ajustarse o reevaluarse por completo (por ejemplo, Currell et al., 2016; Haitjema y Mitchell-Bruker, 2005).

En la Depresión Preandina, una gran depresión intramontana en el margen del núcleo hiperárido del Desierto de Atacama y la Meseta Andina Central, se ha demostrado que los presupuestos de agua y solutos son difíciles de cerrar bajo las dimensiones de cuenca actualmente aceptadas (Figura 1). En la cuenca del río Loa al norte (es decir, la cuenca de Calama), se han observado volúmenes de descarga de agua anómalos (p. ej., Jordan et al., 2015) y la Depresión Central al oeste tiene una acumulación anómala de nitrato (Pérez-Fodich et al., 2014). La característica más prominente de la región, la cuenca del Salar de Atacama, está definida por gradientes de precipitación y elevación muy grandes, que han llevado al desarrollo de un sistema de aguas subterráneas de escala orogénica que abarca porciones de la meseta adyacente del Altiplano-Puna. Un trabajo reciente ha concluido que las afluencias de soluto y agua al Salar de Atacama tendrían que ser entre 9 y 20 veces mayores que las modernas para dar cuenta del depósito masivo de evaporita acumulado allí desde el Mioceno (Boutt et al., 2018; Corenthal et al., 2016).) pero también que es posible acumular el depósito de Li de la meteorización a baja temperatura dentro de un marco de tiempo razonable (Munk et al., 2018). Los aspectos fundamentales del flujo de fluidos subterráneos siguen sin resolverse, incluidos (i) los tiempos de respuesta de toda la cuenca a los cambios en la recarga y las capas freáticas, (ii) las conexiones espaciales y temporales entre los sistemas paleohidrológico y moderno, y (iii) las fuentes de agua y solutos adicionales. necesarios para equilibrar la masa en varias escalas. La cuenca del Salar de Atacama y su sistema de agua subterránea más grande es un lugar ideal para abordar metódicamente estas preguntas;

El sistema hidrogeológico del Salar de Atacama se ubica como el más extremo de la Tierra, al margen del desierto no polar más seco y flanqueado por una de las mesetas más altas y anchas (Hartley & Chong, 2002). Estas condiciones extremas, persistentes durante al menos 7 Ma, más que en cualquier otro lugar del planeta (Jordan et al., 2002; Rech et al., 2019), han producido sus características hidrológicas. La falta casi total de vegetación y agua superficial excepto donde el agua subterránea se encuentra con la superficie, junto con grandes precipitaciones y gradientes topográficos, permite la identificación y delineación de distintas sistemáticas de aguas subterráneas. En consecuencia, los mecanismos de gobierno a gran escala también se magnifican y caracterizan y restringen fácilmente.

Utilizamos un conjunto de datos novedoso y completo de ~1,000 muestras de agua individuales que cubren aproximadamente 28,000 km² para identificar el "agua fósil" (definida aquí como agua que ingresó al suelo antes de hace 60 años) que actualmente se manifiesta en este sistema y definir cómo interactúa con el régimen hidrológico moderno. Análisis de oxígeno (¹⁸O/¹⁶O) e hidrógeno (²H/¹H) las proporciones de isótopos muestran entradas dentro de la cuenca desde manantiales, y las aguas subterráneas difusas tienen un δ consistentemente más alto ¹⁸O y δ ²H firmes H relativas a fuentes de agua supuestas que revelan distinciones importantes entre aguas de entrada y de recarga. tritio (³H) contenido en 87 aguas de entrada discretas son casi en su totalidad ³H-muerto, lo que define una desconexión pronunciada entre las entradas modernas y el agua subterránea en toda la región. Estos resultados, junto con los datos hidrofísicos, geológicos y atmosféricos, sugieren que grandes porciones de la meseta adyacente no están conectadas hidráulicamente a las aguas subterráneas poco profundas que actualmente se descargan en la cuenca del Salar de Atacama y que los aportes meteorológicos locales modernos (<60 años) al sistema son limitados. Presentamos un modelo conceptual integrado que demuestra que las suposiciones de estado estacionario son inadecuadas, los límites de las cuencas hidrográficas deben redefinirse y el deterioro transitorio de la cabeza del almacenamiento de agua subterránea durante escalas de tiempo de mil años es un componente crítico del sistema hidrogeológico actual.

2. Marco hidrogeológico

Las cuencas endorreicas están topográficamente cerradas con un balance hídrico anual negativo; estos sistemas a menudo desarrollan salares (salinas) en sus pisos (Eugster, 1980; Rosen, 1994). Las rutas de flujo locales imitan

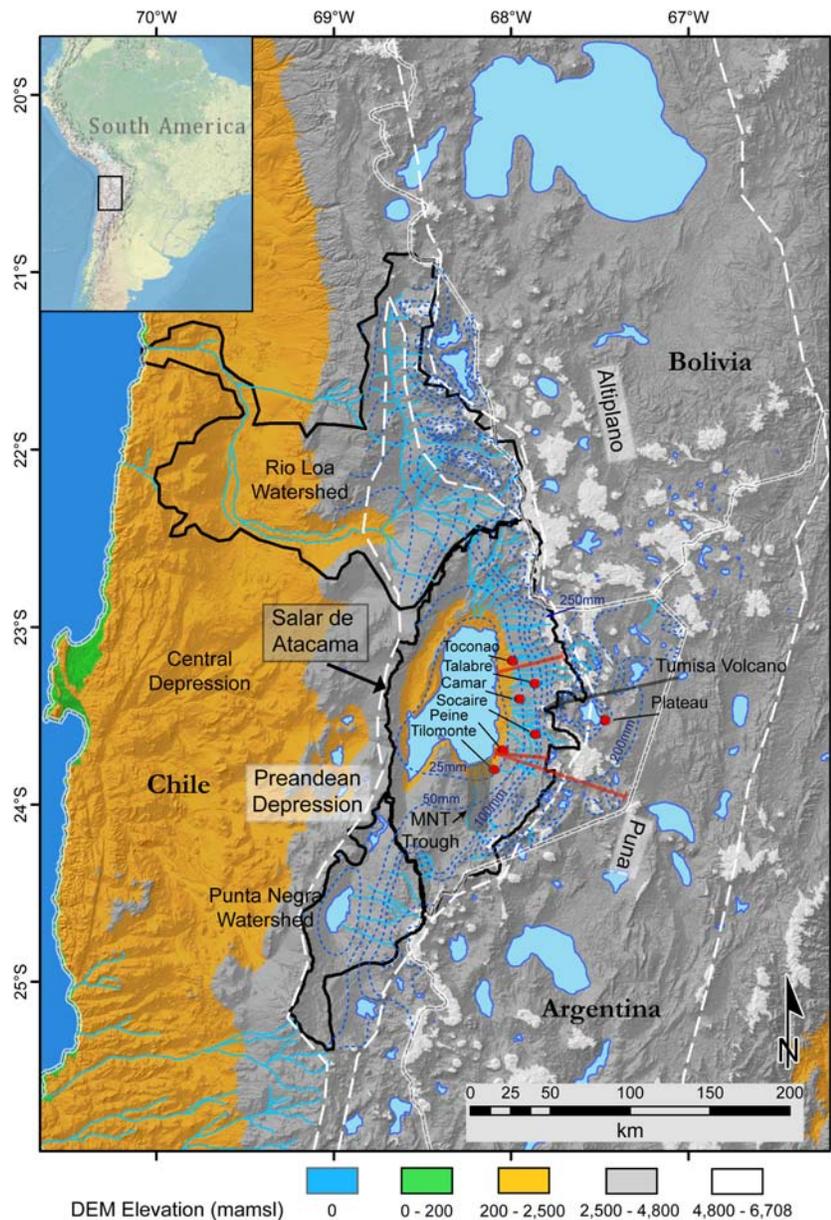


Figura 1. Mapa de elevación digital de los Andes Centrales. Los salares, lagunas y drenajes principales (quebradas y ríos) son de color azul claro. Las cuencas hidrográficas topográficas de las principales cuencas están delineadas en negro. La extensión de la depresión preandina y la meseta del Altiplano-Puna están delineadas con guiones blancos. Los contornos de las isoyetas en mm/año son líneas discontinuas de color azul oscuro. Las ubicaciones de las secciones transversales geológicas generalizadas en la figura S1 están en rojo. Los puntos rojos son indicadores de precipitación y sitios utilizados para los modelos HYSPLIT. La estructura del canal de MNT está sombreada.

topografía y ocurren entre zonas adyacentes de mayor y menor elevación, mientras que las trayectorias de flujo regionales pueden cruzar los límites topográficos (Haitjema & Mitchell-Bruker, 2005; Tóth, 1963). Típica de otras regiones montañosas áridas, la cuenca del Salar de Atacama se puede dividir en áreas de gran altura donde ocurre la mayor parte de la recarga, una zona de flujo lateral de fluidos y un área de descarga cerca del fondo de la cuenca (Maxey, 1968). Los altos gradientes verticales de relieve y precipitación han contribuido al desarrollo de un extenso sistema regional de flujo de agua subterránea.

La cuenca del Salar de Atacama coincide con una curva pronunciada en el arco volcánico andino moderno, que retrocede 60 km al este de su tendencia regional N-S (Reutter et al., 2006; Figura 1). El salar en su piso cubre 3.000 km²

2300 msnm y está flanqueada por la Cordillera de los Andes (~5500 msnm) al norte, sur y este y por la Cordillera de Domeyko (~3500 msnm) al oeste. Su cuenca hidrográfica topográfica abarca 17.000 km², dividida al este y sureste por varias altas cumbres volcánicas (Figura 1), que forman el margen occidental de la meseta del Altiplano-Puna, una amplia extensión de cumbres y cuencas volcánicas entre 4000 y 6000 msnm (Allmendinger et al., 1997; Jordán et al., 2010). Consiste en una sucesión de unidades volcánicas depositadas durante los últimos 10 Ma por grandes erupciones formadoras de calderas, centros máficos de pequeño volumen y numerosos estratovolcanes (Ramírez & Gardeweg, 1982; Strecker et al., 2007; Ward et al., 2014). Estos depósitos volcanoclasticos tienen una permeabilidad relativamente alta (Gardeweg & Ramírez, 1987; WMC, 2007).

Numerosas ignimbritas del Mioceno cubrían la región y los abanicos aluviales a lo largo de los flancos de la cuenca del Salar de Atacama son controles importantes sobre los manantiales y las afluencias difusas en el margen del suelo de la cuenca (Jordan et al., 2002; Mather & Hartley, 2005; Figura S1 en la información de apoyo). Las ignimbritas fracturadas no soldadas y moderadamente soldadas exhiben una alta capacidad de infiltración y permeabilidad, lo que proporciona importantes vías de flujo para las aguas subterráneas locales y regionales, mientras que las ignimbritas soldadas pueden actuar como unidades de confinamiento (Herrera et al., 2016; Houston, 2009). Grandes depósitos clásticos, muchos de edad del Mioceno y abanicos aluviales enterrados, como los que se encuentran cerca de la divisoria topográfica y a lo largo de los márgenes del salar, brindan una capacidad de almacenamiento sustancial y son conductos para el transporte de aguas subterráneas profundas dentro de las laderas orientales de la cuenca (Houston, 2009; Wilson & Guan, 2004; Figura S1).

El margen oriental de la cuenca contiene varias subcuencas delineadas por una vaguada orientada N-S de 60 km de largo en el sur llamada Monturaqui-Negrillar-Tilopozo (MNT); el sistema de fallas y pliegues de Miscanti al este separa la cuenca de los Andes y controla el desarrollo de los lagos intra-arco Miñiques y Miscanti, y el amplio volcán Tumisa divide las subcuencas al noreste de las del sureste (Aron et al., 2008; Rissmann et al., 2015; Figuras 1 y S1). Un gran bloque estructural paleozoico (bloque Peine/Cas), delimitado por el sistema de fallas y pliegues de Toloncha con tendencia N-S y la falla de Peine, se interpone en el centro de la pendiente sureste formando una obstrucción hidrogeológica importante que desvía, restringe y concentra el flujo de agua subterránea por esta zona (Aron et al., 2008; Boutt et al., 2018; Breitreuz, 1995; González et al., 2009; Jordán et al., 2002; Reutter et al., 2006; Figura 2). La arquitectura del cinturón plegado y corrido N-S del talud de la cuenca forma varios sistemas de fallas de diferente extensión y profundidad paralelas al margen salar; Se cree que estas y las fallas de orden inferior asociadas son conductos importantes para el flujo de agua subterránea hacia la superficie, como lo demuestran los complejos de manantiales que emergen a lo largo o en las cercanías de estas zonas (Jordan et al., 2002).

La aridez extrema aquí es el resultado del descenso del aire dentro de la zona subtropical de alta presión, la presencia de la corriente fría de Humboldt frente a la costa del Pacífico y la Cordillera de los Andes actuando como una barrera orográfica alta para la precipitación del este (Garreaud et al., 2003; Hartley y Chong, 2002). Las precipitaciones varían significativamente cada año, pero en promedio la mayoría de las precipitaciones caen durante el verano austral y los episodios de La Niña (Houston, 2006a; Magilligan et al., 2008). Dentro de la cuenca y en la meseta, hay fuertes efectos orográficos sobre la precipitación. La precipitación anual en el suelo de la cuenca promedia solo 15 mm/año, mientras que muchas áreas por encima de los 4500 msnm dentro de la cuenca topográfica promedian alrededor de 250 mm/año (DGA, 2013; Houston, 2006b). De esta precipitación a gran altura, aproximadamente 50 a 80 mm de agua de nieve equivalente cae cada año por encima de los 4.500 msnm; sin embargo, gran parte de este líquido se sublima debido a la alta insolación y la baja humedad relativa (DGA, 2013; Vuille & Ammann, 1997). Actualmente no hay hielo permanente y es probable que no haya habido glaciación en esta parte de los Andes, incluso en las altitudes más altas (Ammann et al., 2001; Ward et al., 2015).

Los registros del paleoclima indican que las condiciones hiperáridas dominaron antes de 325 ka en esta región, pero que ha existido un clima más variable desde entonces, especialmente durante el ciclo glacial más reciente (Bobst et al., 2001; Lowenstein et al., 2003). Durante el Evento Pluvial de los Andes Centrales de aproximadamente 18–8 ka, los niveles de los lagos del altiplano aumentaron en decenas de metros (Blard et al., 2011; Blodgett et al., 1997; Fritz et al., 2004; Placzek et al., 2006, 2009, 2013; Sáez et al., 2016), y una fase húmeda de menor amplitud pero sustancial ocurrió alrededor de 4–5 ka (De Porras et al., 2017; Rech et al., 2003). Núcleos de sedimentos, basureros de roedores y registros de paleohumedales indican que durante el Holoceno el clima fue algo más húmedo hasta alrededor de 3 ka cuando cambió a su régimen moderno (Betancourt et al., 2000; Bobst et al., 2001; Latorre et al., 2003, Quade et al., 2008; Rech et al., 2002). La Laguna Lejía aproximadamente 40 km al este del salar a 4325 msnm en su etapa alta del glaciar tardío era ~25 m más alta que la actual, lo que requeriría el doble de la tasa de precipitación actual, hasta 500 mm/año (Grosjean et al., 1995; Grosjean & Núñez, 1994).

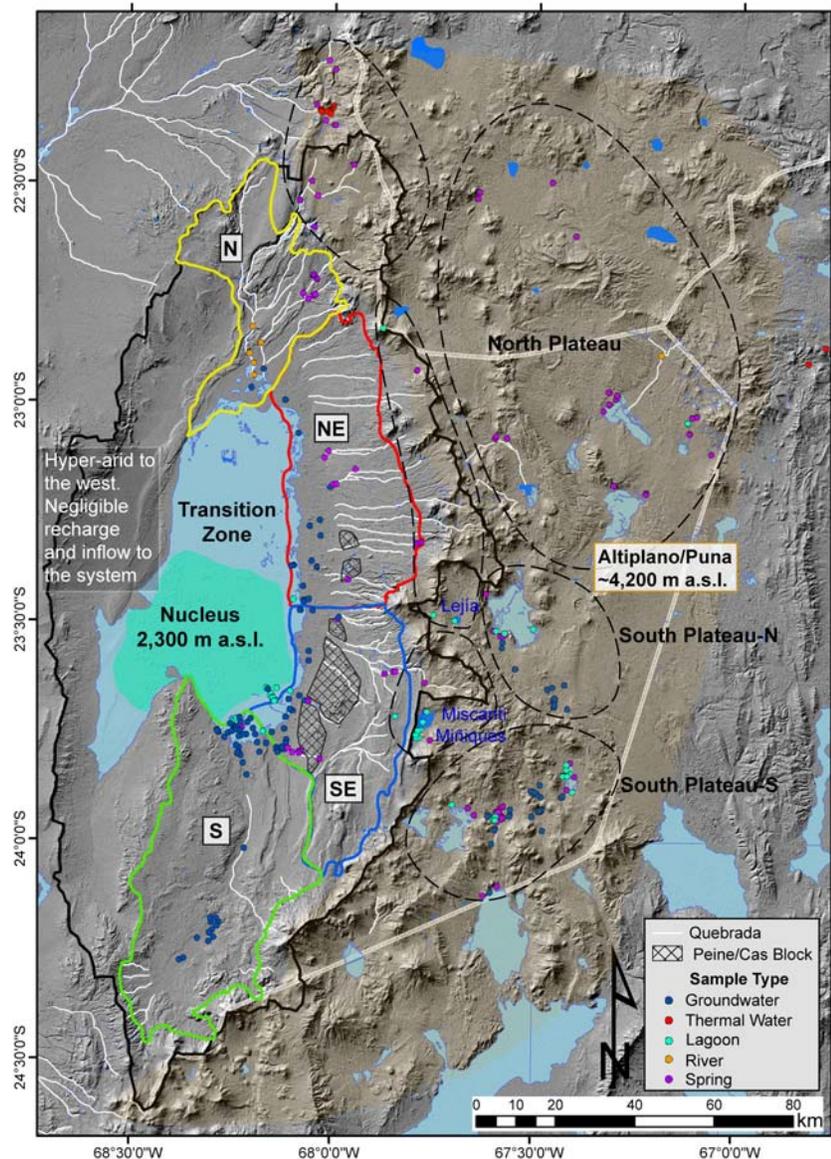


Figura 2. La cuenca topográfica del Salar de Atacama (línea negra continua), sus zonas de recarga (elipses discontinuas negras) y zonas de descarga/entrada (líneas continuas de color). Los puntos representan sitios de muestreo, agrupados por tipo de agua. Las zonas de descarga se extienden desde el margen del Salar hasta los 4.000 msnm. Los principales drenajes (quebradas y ríos) se muestran en blanco y los salares y lagunas en azul claro y azul oscuro, respectivamente. Se etiquetan las lagunas de altura notables Miñiques, Miscanti y Leja. La expresión superficial de la estructura de Peine/Cas está sombreada.

3. Métodos

3.1. Datos del rastreador de agua

Las muestras de agua superficial y subterránea analizadas para este estudio se recolectaron durante numerosas campañas de campo entre octubre de 2011 y diciembre de 2017. Además, utilizamos todos los datos e informes publicados disponibles para complementar nuestro conjunto de datos (Tabla S1). Las muestras se recolectaron con un procedimiento uniforme y estandarizado y, cuando fue posible, estacionalmente en el mismo lugar. Todas las muestras se filtraron a través de un filtro de 0,45 micras y las muestras de agua subterránea se extrajeron de pozos filtrados o por debajo del nivel freático con una bomba peristáltica a través de una tubería de polietileno limpia o con un achicador limpio. Se realizaron mediciones in situ de temperatura, conductancia específica y pH en cada lugar de muestreo durante la recolección. Las ubicaciones de todas las muestras estables y de radioisótopos se presentan en la Figura 2;

3.2. Zonas de descarga, zonas de recarga y tipos de agua

Las subcuencas (zonas de afluencia) a la cuenca del Salar de Atacama, designadas N, NE, SE y S, fueron definidas por características topográficas, hidrogeológicas e isotópicas (Figura 2). Toda la afluencia poco profunda (<120 mbgl) que ingresa a la cuenca se divide en estas zonas discretas que se corresponden estrechamente con las "regiones de la cuenca" y las "cuencas de flujo de aguas subterráneas" definidas por Munk et al. (2018). Los límites explícitos en los márgenes de estas zonas se definieron mediante el contorno del agua subterránea y las direcciones de flujo determinadas a partir de las mediciones del nivel del agua subterránea en el campo. A gran altura, se delimitaron seis zonas de recarga de agua subterránea con base en la topografía y la orientación en relación con la cuenca del Salar de Atacama. Tres de estas zonas se extienden a ambos lados de la línea divisoria de aguas donde las condiciones hidrológicas son distintas de las de la meseta más al este.

Todos los datos se clasificaron en seis tipos de agua (agua subterránea, manantial, río alimentado por manantial, río, laguna y termal) diseñados para facilitar la intercomparación y la interpretación de los resultados. Casi no existe vegetación excepto donde los cuerpos de agua dulce se cruzan con la superficie; en consecuencia, estas clasificaciones de agua se determinaron de manera confiable con el uso de imágenes satelitales y observaciones de campo. El agua subterránea se define aquí como muestras tomadas directamente de pozos (p. ej., monitoreo y bombeo) que están abiertos al acuífero a profundidades que van desde 1 hasta ~120 mbgl. El agua de manantial denota una descarga de agua subterránea que fluye permanentemente, y los ríos alimentados por manantiales son aguas alimentadas predominantemente por la descarga de agua subterránea a una distancia corta (<1 km) aguas arriba de donde se tomó la muestra. Estas aguas se agrupan aquí con aguas de manantial porque nuestro análisis muestra que son isotópicamente indistinguibles. Los ríos se definen como grandes sistemas de aguas superficiales que fluyen perennemente > 10 km de longitud. Las lagunas son aguas superficiales que existen de forma perenne en la superficie, incluidos los lagos de agua dulce, los humedales y las lagunas de agua salobre a salada. Las aguas termales provienen de géiseres o piscinas termales influenciadas directamente por el calor geotérmico con temperaturas entre ~40 a ~80 °C. La distinción entre estos tipos de agua se basa en un amplio conocimiento de la hidrogeología regional recopilado durante más de 10 campañas de campo, trabajos publicados anteriormente y el escrutinio de firmas isotópicas.

3.3. Modelado de trayectoria inversa atmosférica

Para limitar las fuentes predominantes de humedad atmosférica en el sistema climático moderno, calculamos trayectorias de retorno de paquetes de aire de 5 días utilizando el modelo de transporte y dispersión HYSPLIT del Laboratorio de Recursos del Aire de la NOAA para todos los eventos de precipitación grandes y extensos en la región durante los últimos 20 años (1997-2017); ; DGA, 2013; Draxler y Hess, 1998). Se proporcionan más detalles en la información de apoyo (Texto S2).

4. Resultados

4.1. tritio

Nuestro conjunto exhaustivo de muestras de agua de la cuenca del Salar de Atacama se analizó para el contenido de isótopos de H de las moléculas de agua; estos valores de H se utilizan como un marcador directo del tiempo medio de residencia (MRT) y la fuente (Tabla S1). Determinamos un "porcentaje de agua moderna" ($R_{\text{modificación}}$) en estas muestras no como una estimación directa del contenido de agua moderno, sino como un valor relativo para comparar las conexiones con las entradas meteóricas modernas. Para determinar $R_{\text{modificación}}$, primero restringimos el promedio de H de la precipitación moderna en la región. Este valor, también presentado por Boutt et al. (2016), se determinó en $3,23 \pm 0,6$ TU (1σ) a partir de cinco muestras de lluvia cuidadosamente seleccionadas recolectadas durante 2013 y 2014 (ubicaciones en la Figura 3). Esto concuerda con el rango de valores de Cortecci et al. (2005), Grosjean et al. (1995), Herrera et al. (2016) y Houston (2002, 2007). Usamos un valor en el extremo inferior del rango publicado (3,23 TU) en base a la suposición de que es poco probable que los eventos de precipitación más pequeños produzcan una recarga real en este entorno y los eventos con los valores de tritio más bajos (procedentes del Océano Pacífico) reflejan el sesgo a escala de década de las condiciones de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) no es el promedio (Houston, 2007). Suponemos que este valor de entrada meteórico es representativo de la precipitación promedio desde aproximadamente 1990 hasta el presente porque la firma del pico de la bomba ya no se puede resolver después de esa fecha en el hemisferio sur y también representa la precipitación promedio antes de mediados de la década de 1950, ya que el pico de la bomba no se había producido. sin embargo, ocurrió (Houston, 2007; Jasechko, 2016). Agua recargada en 1955 antes del pico de la bomba con un contenido de H de $3,23 \pm 0,6$ UT tendría entre 0,08 y 0,11 UT en julio de 2018 (Stewart et al., 2017).

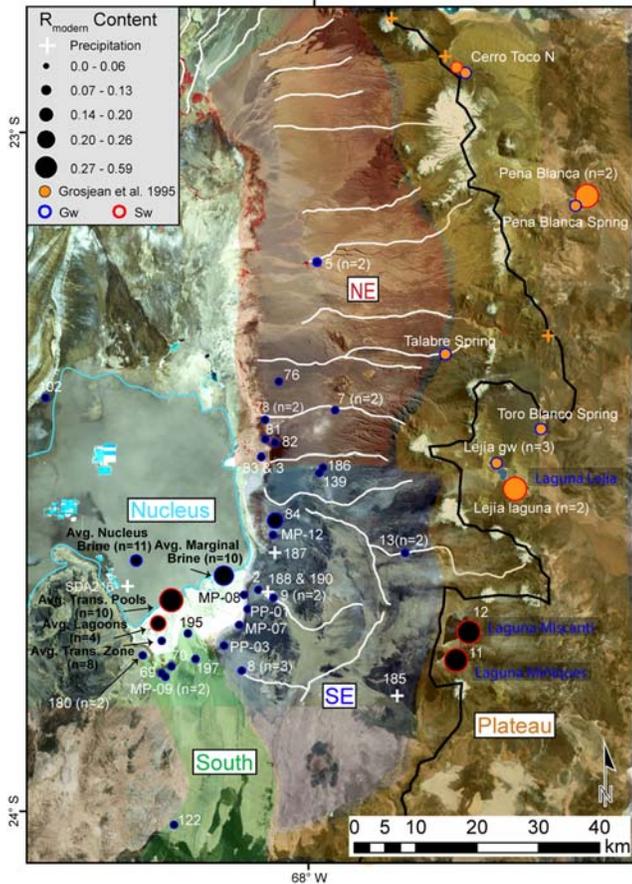


Figura 3. Contenido de agua moderno en muestras (norte = 87) proporcional al tamaño del círculo. Las áreas sombreadas son zonas de entrada de agua. Datos de Grosjean et al. (1995) son de color naranja. Los círculos en el núcleo y la zona de transición representan los promedios de los cuerpos de agua. Las aguas superficiales (sw) están delineadas en rojo, las aguas subterráneas (gw) en azul.

Este prebomba y postbomba antecedentes. La producción de H restringe temporalmente el valor de entrada meteórico, pero también hay una fuente potencial de H que se produce dentro del acuífero a partir de flujo de neutrones de Li. Este potencial de producción in situ de la interacción agua-roca generalmente se supone que es muy pequeño, pero dado el material acuífero rico en Li en esta región, lo consideramos un factor potencial en el máximo aparente. Umbral H (Boutt et al., 2016; Houston, 2007). Al evaluar el contenido de H de las muestras de salmuera del núcleo del Salar de Atacama, que se ha determinado que tienen >> 60 años a través de otros métodos, podemos establecer el corte para esta producción in situ en aproximadamente 0,15 TU (Boutt et al., 2016; Houston, 2007; Munk et al., 2018). Por lo tanto, los valores inferiores a 0,15 TU son esencialmente indistinguibles de 0,0 TU debido a esta producción potencial in situ en aguas que contienen efectivamente un volumen de agua cero recargado después de 1955; las aguas por debajo de este umbral se interpretan como H-muerto. Casi todas las aguas muestreadas en este análisis contienen valores de H cerca de cero y, por lo tanto, contienen pequeñas fracciones de agua moderna, si las hay; debido a esto, nuestro objetivo no es estimar directamente las distribuciones MRT discretas o el componente "porcentaje moderno" de estas aguas (Cartwright et al., 2017). En su lugar, cuantificamos la cantidad relativa de agua moderna presente para restringir las conexiones a las entradas meteóricas modernas entre los cuerpos de agua superficial y subterránea y las conexiones entre estos sistemas.

Todos. Las muestras H se asignan a nueve "cuerpos" de agua distintos que representan los principales compartimentos de agua en la cuenca. Estos cuerpos de agua subterránea y superficial, que se corresponden estrechamente con los discutidos por Boutt et al. (2016) y Munk et al. (2018), son hidrogeológicamente distintos, formados y sostenidos por un conjunto único de procesos hidrológicos. Las aguas se agrupan en (Figura 3) lo siguiente: Salmueras Núcleo, una salmuera muy densa (>200 mS/cm SC) dentro del núcleo del acuífero evaporítico; Salmueras Marginales, una salmuera densa en la transición entre las Salmueras del Núcleo y las aguas más frescas de la Zona de Transición; las Piscinas de Transición, aguas superficiales altamente salinas (>200 mS/cm SC) al margen del depósito núcleo superficial de halita, en la zona sureste de la

salar; estas aguas ocupan unos 0,2 km² de superficie. Tierra adentro de estas piscinas de transición hay varias lagunas salobres grandes, cuerpos de agua superficiales poco profundos, que ocupan alrededor de 0,5 km² y albergan vida silvestre importante como flamencos y camarones en salmuera. Las aguas de la zona de transición son aguas subterráneas salobres poco profundas dentro de la zona dominada por yeso superficial entre el núcleo y el borde del suelo de la cuenca; La entrada sur y la entrada este son aguas de descarga de agua subterránea dulce que ingresan a la cuenca por debajo de ~3000 msnm; Las aguas de entrada de alta elevación son descargas de agua subterránea dulce más altas en la pendiente este de la cuenca; y los High Elevation Lakes son aguas lacustres de agua dulce a salobre justo fuera de la división de la cuenca.

Todos. Los datos de H para cada uno de estos cuerpos de agua se resumen en diagramas de Tukey Box y se trazan a lo largo de un transecto a través del margen este de la cuenca (Figura 4). Los resultados muestran que las aguas que descargan a lo largo del margen tienen valores indistinguibles de cero, ya que casi todas caen completamente por debajo del umbral de fondo descrito anteriormente. Las únicas dos muestras (73 y 84), que tienen valores más altos y las pocas que están en el límite por encima del fondo, en la Zona de Transición y el Afluente Este, se encuentran en la proximidad de trayectorias de flujo preferenciales relacionadas con la rápida infiltración de precipitación moderna en permeable. abanicos aluviales, proceso indicado por Boutt et al. (2016). Los datos de los lagos de altura Miñiques y Miscanti (muestras 11 y 12) y otras aguas superficiales de altura (Laguna Lejía y Peña Blanca) muestran valores mucho más altos, similar al promedio de las aguas de la Piscina de Transición. Las aguas de salmuera del núcleo se componen predominantemente de aguas subterráneas premodernas con un pequeño componente de agua moderna en algunas muestras; las aguas de la Zona de Transición son completamente premodernas, mientras que las Lagunas tienen un gran componente de agua premoderna, pero algunas muestras contienen una cantidad sustancial de agua moderna.

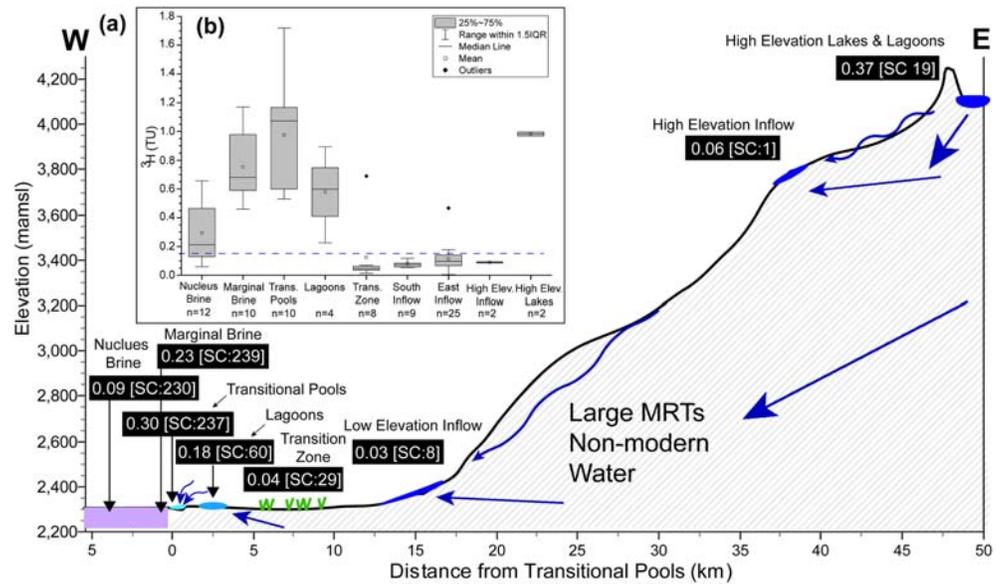


Figura 4. Una proporción de agua moderna (R_{mod}) entre cuerpos de agua subterránea y superficial a lo largo de un transecto del margen oriental del Salar de Atacama. Las aguas de entrada del sur y del este se promedian como un solo cuerpo de agua de entrada de baja elevación. Valor medio de R_{mod} de cada grupo de agua (en rectángulos negros) y conductividad específica media (SC) en mS/cm. B Diagrama de caja de Tukey de R_{mod} en estos cuerpos de agua. La línea discontinua azul es el límite máximo teórico (0,15 TU) de fondos R_{mod} producido in situ por interacción agua-roca.

La cobertura espacial y la densidad de las muestras a lo largo del margen oriental, considerando la naturaleza enfocada de la descarga de agua subterránea en la cuenca, dan confianza de que el flujo de entrada superficial al salar está bien representado por este análisis y que casi todo está compuesto de agua premoderna. También es evidente que las aguas superficiales (Lagunas Miñiques, Miscanti, Lejía y las Piscinas de Transición) tienen una firma análoga de alrededor de 0.30–0.40 R_{mod} . Esta firma consistente resalta y define el contraste sustancial entre el sistema de agua superficial y el sistema de agua subterránea (la muestra de agua superficial “Cerro Toco N” es la excepción a esto, probablemente

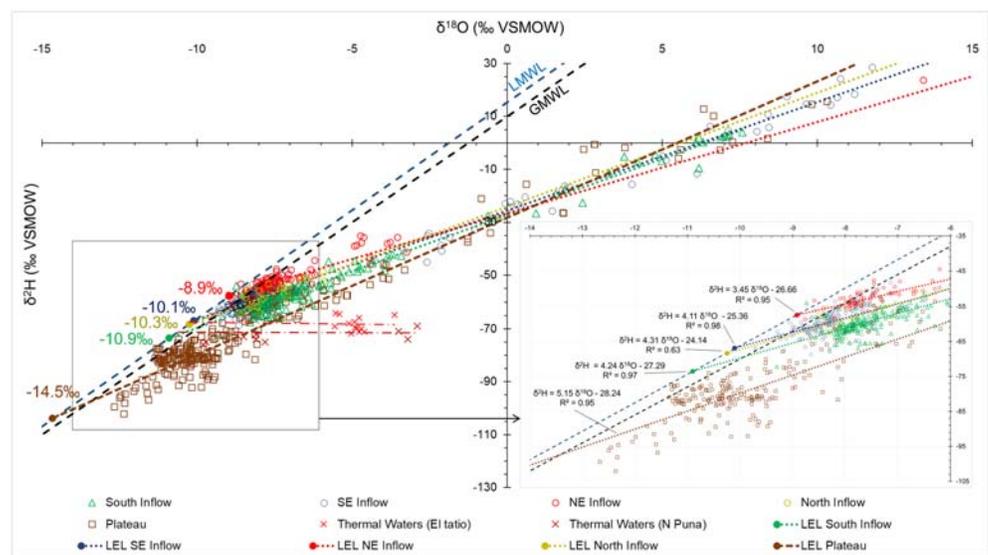


Figura 5. $\delta^{18}O$ y δ^2H de agua de la cuenca regional del Salar de Atacama (norte =889). Los colores corresponden a las tres zonas de entrada etiquetadas en la Figura 2; los puntos marrones son todas aguas de meseta. La firma isotópica del agua de fuente meteórica se estima para cada zona donde el LEL se cruza con la línea de agua meteórica local (LMWL) de Chaffaut et al. (1998). Aguas de alta temperatura del campo termal El Tatio y la región norte de la Puna indicadas con X rojas.

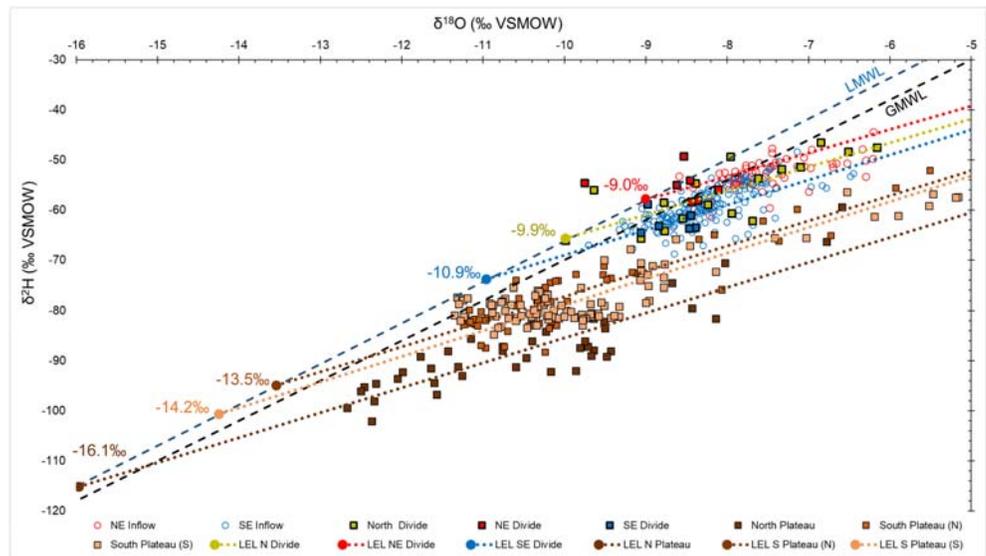


Figura 6. $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de agua de la meseta y dividir las zonas de recarga. Las aguas de entrada (zonas NE y SE) son puntos rojos y azules que se muestran para el contexto. Las fuentes de agua meteórica pronosticadas de la intersección LEL con LMWL son números de colores.

compuesto principalmente de agua procedente del agua subterránea “Cerro Toco N” justo arriba; Figura 3). La interacción de estos sistemas de aguas superficiales y subterráneas sirve para iluminar los mecanismos hidrológicos que rigen el sistema en su conjunto y restringe la distribución del agua moderna dentro de sus subsistemas.

Dado que el agua subterránea solo se puede medir directamente en puntos discretos y los procesos en la zona vadosa espesa no se restringen fácilmente, las representaciones analíticas simples con una gama de propiedades hidrológicas plausibles pueden facilitar la interpretación de los procesos dominantes que controlan las rutas de flujo, los MRT y las fuentes de entrada de agua subterránea. . A lo largo de una sección transversal desde las Piscinas de Transición hasta los Lagos de Elevación Alta (Figura 4), estimamos el MRT de la descarga de agua subterránea muestreada asumiendo una trayectoria de flujo poco profunda

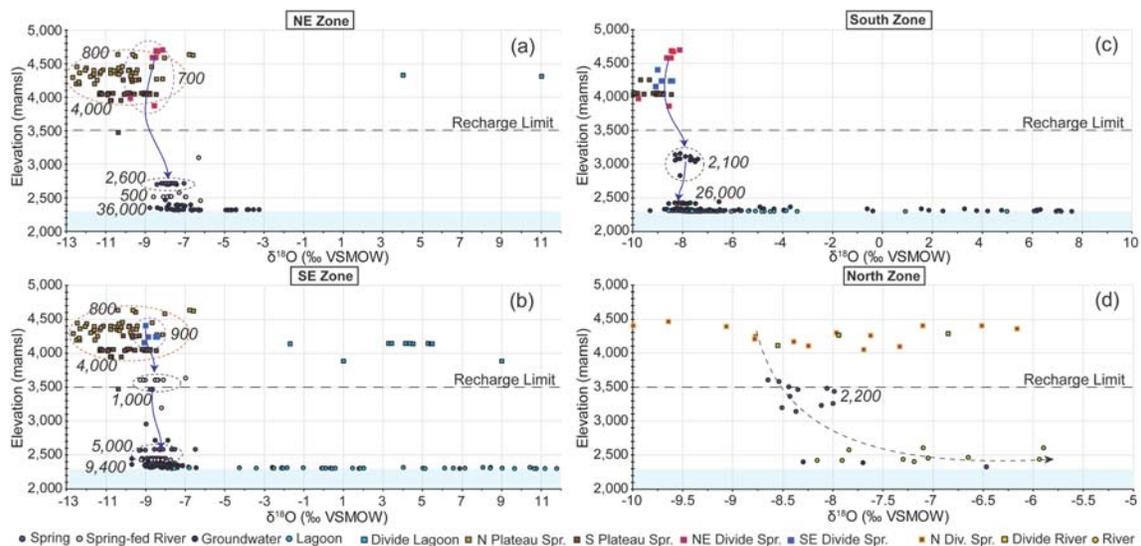


Figura 7. $\delta^{18}\text{O}$ en aguas de cada zona graficada contra la elevación de la muestra. La línea de límite de recarga indica la elevación por debajo de la cual no se produce una recarga significativa; Houston (2009), Scheihing et al. (2018), y otros han demostrado que para esta región el límite se encuentra en ~ 120 mm de precipitación por año (Figura 1). El sobre sombreado en azul representa el acuífero de evaporita salar debajo del piso de la cuenca. Conductividad específica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) de agrupaciones de muestras en cursiva. Las elipses en (a), (b) y (c) indican agrupaciones descriptivas discutidas en el texto, y las flechas azules indican vías evolutivas hidroquímicas generales. El arco discontinuo en (d) indica la tendencia prevista de la evolución isotópica en un sistema fluvial. Los tipos de agua y las ubicaciones están etiquetados en la leyenda (Spr. = Agua de manantial).

tabla 1

Cálculos de Estimaciones de Tiempo de Tránsito Suponiendo Flujo de Pistón y una Constante de Decaimiento

Elevación de lagos (mamn):	4,150	Hidráulico				
		conductividad (K):	K = 15,5 m3/día	K = 5,0 m/día	K = 1,0 m3/día	K = 0,01 m3/día
sitio de muestra (nombre)	Elevación (mamá)	Distancia de los lagos (km)	v (m/día)	v (m/día)	v (m/día)	v (m/día)
13 (Socaire)	3,606	12	5.0	1.6	0.32	0.0032
9 (peine)	2,450	29	6.5	2.1	0.42	0.0042
8 (Tilomonte)	2,373	33	6.0	1.9	0.38	0.0038
84 (camión)	2,329	34	5.9	1.9	0.38	0.0038
sitio de muestra (nombre)	Gradiente hidráulico (dh/dl)	MRT (años)	MRT (años)	MRT (años)	MRT (años)	MRT (años)
13 (Socaire)	0.045	7	20	101	10,146	
9 (peine)	0.059	12	38	190	18,962	
8 (Tilomonte)	0.054	15	47	235	23,490	
84 (camión)	0.054	15	49	243	24,333	
sitio de muestra (nombre)	Distancia de los lagos (km)	∆H* (TU)	MRT con lago entrada de agua (años)	TRM con entrada de precipitación (años)		v (m/día)
Precipitación [No]	0	3.23	-	-	Asumiendo ∆H calculado MRT (con agua de lago)	Asumiendo ∆H-MRT calculado (con precip.)
11 y 12 (Miñ./Mis.) [No]	0	0,67	-	-	-	-
13 (Socaire)	12	0.07	40	68	0.8	0.5
9 (peine)	29	0.04	48	76	1.7	1.0
8 (Tilomonte)	33	0.08	37	52 y cinco	2.5	1.4
84 (camión)	34	0.32	13	41	7.2	2.3

Nota.El agua del lago a gran alturaEl valor H y el agua meteórica moderna se utilizan como entradaavalores H. Estos valores de entrada se descompusieron y las velocidades de filtración (v) se estimaron con las propiedades del acuífero (K y θ) de Houston (2007) y un rango plausible de valores. Las velocidades se calcularon por tiempos de tránsito del flujo del pistón; luego se estimaron las TRM de las aguas bajo estas condiciones.

(<100 m), flujo de pistón y un rango plausible de propiedades hidráulicas (Tabla 1). Las estimaciones de MRT para cada sitio de descarga de agua subterránea se calcularon de forma independiente utilizando el observadoValores de H, un rango de velocidades de filtración y gradientes hidráulicos medidos (dh/dl; Tabla 1).

Si asumimos primero que elEl valor H del agua de recarga se encuentra en algún lugar entre la precipitación moderna y las aguas superficiales de gran altura (ya que se cree que la recarga enfocada de estos cuerpos de agua es importante), decaerá de acuerdo con esta fórmula a medida que se mueve gradiente abajo, donde t = tiempo, N = muestraavalor H, N₀ = inicialavalor H y λ = la constante de decaimiento de ∆H:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right)$$

Luego estimamos cuánto tiempo le tomaría a esa agua descomponerse lo suficiente para igualar laValor H medido en aguas subterráneas descargando gradiente abajo. Este MRT no pretende replicar físicamente la complejidad del transporte de agua subterránea, pero junto con un rango de velocidades de filtración, esto impone restricciones críticas a los MRT plausibles. Utilizando la porosidad efectiva estimada (θ) y un rango de conductividades hidráulicas (K) que incluyen valores previamente determinados por Houston (2007) en una cuenca justo al norte del Salar de Atacama, calculamos una velocidad de filtración para cada sitio de muestra:

$$v = \frac{K}{\theta} \times \frac{dh}{dl}$$

Luego determinamos la velocidad de filtración requerida para cada ruta de flujo para reflejar el MRT en cada sitio estimado por simple ∆H decae. Por último, calculamos el MRT para cada muestra utilizando estas velocidades de filtración estimadas.

Estos resultados indican que el flujo de pistón simple y la descomposición de H predice una porción considerable de agua joven que no se observa en estos sitios y requeriría velocidades de filtración mucho mayores de lo que sería razonable en este entorno. Dos factores sugerirían que las MRT reales de estas aguas se parecen más a las predichas con las velocidades más bajas en la Tabla 1. Los valores de H en las aguas de entrada están muy por debajo de la envolvente de producción de fondo, pero rara vez son cero; por lo tanto, el valor utilizado para esos sitios puede ser artificialmente alto ya que algunos o todos los H en estas aguas se deriva potencialmente de la producción in situ o de la incertidumbre analítica, mientras que su contenido de agua actual puede, de hecho, acercarse a cero. Las zonas vadosas gruesas en este entorno pueden requerir cientos de años o más para que el agua se infiltre (Herrera et al., 2016; Walvoord et al., 2002), lo que lleva a velocidades de filtración efectivas mucho más pequeñas que los valores razonables de conductividad hidráulica en la Tabla 1 que predecirían. Juntos, esto sugiere que la baja actividad de H en estos sitios de descarga de agua subterránea no pueden explicarse por la recarga moderna a gran altura que fluye cuesta abajo y se convierte en una descarga a baja altura dentro de los marcos de tiempo modernos; bajo las condiciones hidrogeológicas más plausibles, es probable que se requieran de cientos a miles de años para que la recarga de altura resurja como manantiales y la descarga difusa de aguas subterráneas en la cuenca.

4.2. Oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e Hidrógeno ($^2\text{H}/^1\text{H}$) Proporciones en agua

En este sistema dominado por aguas subterráneas, las firmas isotópicas de las muestras individuales son principalmente un reflejo de la mezcla de agua de origen y las características de la trayectoria del flujo. Al comparar las firmas en cada zona de descarga (N, NE, SE y S) y zona de recarga (North Divide, NE Divide, SE Divide, North Plateau, South Plateau-N y South Plateau-S), podemos abordar preguntas importantes con respecto a mecanismos hidrológicos dominantes que gobiernan el sistema de aguas subterráneas de mayor escala orogénica. Es importante notar que la mitad occidental de la cuenca no está incluida en nuestro análisis del sistema del Salar de Atacama porque la entrada real de esa región es insignificante en comparación con las otras zonas, representando menos del 1% del total (Munk et al., 2018; Figura 2).

Los datos de H de los principales sitios de descarga de agua subterránea (manantiales) en las zonas NE y SE medidos estacionalmente durante un período de casi 7 años y más esporádicamente desde 1969 muestran valores consistentes con alguna correlación con grandes eventos de precipitación local, pero las respuestas son a corto plazo (Figura S2). Los principales eventos de precipitación documentados en marzo de 2012 y marzo de 2015 parecen mostrar desviaciones negativas de 3 a 5‰ en $\delta^2\text{H}$, después de lo cual los datos vuelven a la tendencia a largo plazo en unos pocos meses. Esto sugiere que se observa una firma de infiltración meteórica local en estos sitios por debajo de los 3000 msnm, pero está restringida en gran medida a escalas de tiempo cortas; las aguas de trayectoria de flujo más largas son el principal control de los valores isotópicos del agua de entrada. Los datos de los sitios de muestreo dentro de las zonas NE y SE tienen una desviación estándar media de 2,2‰ y 2,8‰ en $\delta^2\text{H}$, respectivamente, reflejando la variabilidad entre sitios y la influencia a corto plazo de los pulsos de recarga local. Los datos de los medidores de flujo en los arroyos alimentados por manantiales también muestran la influencia de los eventos de recarga locales, pero vuelven a un valor promedio constante a largo plazo dentro de uno o dos meses (DGA, 2013). Dado que este análisis utiliza un gran conjunto de datos recopilados durante más de 20 años, estamos seguros de que nuestro análisis de indicadores ambientales refleja la señal de descarga promedio a largo plazo del sistema de aguas subterráneas.

Todo $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ Los datos de O analizados en este trabajo se presentan en la Tabla S3 y se grafican en $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ espacio a lo largo de la GMWL y la moderna Línea de Agua Meteorica Local (LMWL) en la Figura 5 (Chaffaut et al., 1998). En un primer orden, es evidente que un ajuste lineal de todos estos datos forma una línea, que está desplazada por debajo pero paralela a la LMWL; este fenómeno ha sido observado por varios otros investigadores en esta cuenca y en otras cuencas áridas de los Andes centrales y en todo el mundo (Aravena, 1995; Aravena et al., 1999; Boschetti et al., 2007; Fritz et al., 1981; Koeniger et al., 2016; Magaritz et al., 1989). También es evidente en estos datos una distribución bimodal; un grupo tiene $\delta^2\text{H}$ relativamente agotado, centrado alrededor de -80‰ y el otro alrededor de -60‰ . También se pueden identificar distinciones entre zonas de afluencia, lo que indica importantes diferencias espaciales en la descarga dentro de la cuenca del Salar de Atacama.

La fuerte influencia del fraccionamiento cinético debido a la evaporación en esta región permite el cálculo a posteriori de las fuentes de agua meteórica esperadas para cada una de estas zonas (Texto S4). Al definir regresiones lineales de datos de agua en cada zona (Líneas de evaporación local (LEL)), podemos predecir la fuente meteórica $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ firma al mismo tiempo que determina la pendiente característica del fraccionamiento evaporativo en cada uno. Coeficientes de determinación (R^2) muestran que estos LEL describen bien los datos (0,95–0,98), excepto en la zona norte (0,63) para la que hay menos confianza debido a una relativa falta de datos ($n=24$). Las cuatro zonas de entrada de agua son

definido por pendientes de 3,5 (NE), 4,1 (SE), 4,2 (S) y 4,3 (N), mientras que las aguas de la meseta muestran una pendiente más pronunciada de 5,2 (Figura 5). Estos valores son consistentes con el LEL derivado empíricamente de esta región y entornos similares (Aravena, 1995; Aravena et al., 1999; Boschetti et al., 2007, 2019; Ortiz et al., 2014; Scheihing et al., 2018). Las pendientes menos profundas reflejan las temperaturas anuales promedio más altas y la humedad relativa más baja de las elevaciones más bajas; la pendiente más pronunciada de las aguas de la meseta de gran altitud refleja la humedad relativa promedio más alta y las temperaturas más bajas allí y los efectos cinéticos menores asociados. Las fuentes de agua pronosticadas derivadas de la proyección de estas regresiones a sus intersecciones con la LMWL muestran que la fuente meteórica del agua de la meseta está sustancialmente más agotada en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ que las de las aguas de descarga dentro de la cuenca. Entrada $\delta^{18}\text{O}$ Las firmas O son más altas en aproximadamente 5.6‰ (NE), 4.4‰ (SE), 4.2‰ (N), y 3.6‰ (S) que las aguas de la meseta promedio. Podemos, por lo tanto, deducir que existen distinciones hidrogeológicas sustanciales entre estos dos sistemas.

Para refinar las distinciones entre las aguas de recarga y relacionar espacialmente estas características, comparamos las firmas isotópicas de las tres zonas de recarga en la meseta y las tres zonas de recarga en la región que se extiende a ambos lados de la división. De nuevo, graficado en $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ space, calculamos la fuente meteórica predicha de cada zona de recarga (Figura 6). Estos resultados muestran que las aguas de la divisoria predicen fuentes de agua comparables a las que descargan directamente gradiente abajo en la cuenca, lo que implica que la fuente predominante de estas aguas es en gran medida análoga. En comparación, las tres zonas en la meseta muestran sustancialmente menor $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ Firmas H que sugieren que estas aguas tienen una fuente meteórica diferente tanto de las aguas de entrada como de las aguas divisorias. La zona que cubre el área más grande de todas (Meseta Norte) parece ser la más distinta de la afluencia de la cuenca del Salar de Atacama con $\delta^{18}\text{O}$ valores de O entre 5,2‰ y 7,2‰ más bajo. Un examen estadístico adicional de estos datos proporciona una mejor definición de estas distinciones.

$\delta^{18}\text{O}$ Los datos de O de todas las zonas se filtraron con el parámetro de exceso de deuterio (exceso de d) y se resumieron estadísticamente (Figura S3). La separación de muestras con un exceso de ad inferior a cero se considera el punto óptimo para eliminar la mayoría de las influencias cinéticas y mantener el número máximo de muestras sin la influencia de los efectos de la evaporación (Jasechko et al., 2014). Eliminar la influencia evaporativa cinética de nuestro conjunto de datos permite una comparación directa entre las aguas de entrada al incluir solo las más representativas de su fuente meteórica original. Este análisis proporciona más evidencia de las grandes distinciones estadísticas entre todas las aguas de entrada del Salar de Atacama y las aguas en la meseta y que hay una distinción menos aparente entre las aguas de entrada y las divisorias. Encontramos que la media $\delta^{18}\text{O}$ El valor O del agua de la zona de entrada NE es de aproximadamente 1,3‰ más altos que las aguas divisorias aguas arriba, los valores de agua de entrada del SE son de aproximadamente 0,4‰ superior a su correspondiente divisoria de aguas, y las aguas de la zona N aparecen análogas a sus correspondientes divisorias de aguas. También existe una clara distinción estadística entre las aguas de entrada del NE y el SE, que se muestra en la fuente meteórica calculada que muestra que la media $\delta^{18}\text{O}$ El valor O de las aguas NE es de aproximadamente 1‰ superior a la media de las aguas del SE. Esto sugiere diferencias significativas entre las fuentes y/o los mecanismos de agua subterránea que gobiernan el flujo de entrada NE y SE.

Estos mismos datos filtrados con exceso de d de cada compartimento se compararon utilizando varianzas desiguales. t prueba (prueba de Welch) para evaluar la hipótesis nula de que las muestras dentro de cada zona representan aguas de la misma población. $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ Se compararon los valores de O de estas agrupaciones de agua: Todo divide: todo el flujo de entrada (N, NE, SE y S); toda la meseta: toda la afluencia; All Divide—All Plateau; y NE—SE y SE—S. Los resultados muestran una fuerte diferencia estadística (pag <0.0001) entre todas estas zonas excepto All Divide—All inflow (PAG =0.035) para ambos $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y SE—S (PAG =0.164) para $\delta^2\text{H}$ Sólo valores H. Las aguas divisorias y las aguas entrantes no son estadísticamente distintas en términos de $\delta^2\text{H}$ o $\delta^{18}\text{O}$; Las aguas S y SE son distintas con respecto a $\delta^{18}\text{O}$ pero no distintos con respecto a $\delta^2\text{H}$, lo que indica que otro proceso hidrológico puede estar influyendo en las aguas de la zona Sur.

Para comparar las rutas de flujo de agua subterránea hacia la cuenca, rastreamos la evolución isotópica de las aguas que se mueven a través de cada zona de entrada. La Figura 7 muestra $\delta^{18}\text{O}$ por cota de muestra para cada zona de entrada y las aguas de recarga aguas arriba de las mismas. Las aguas en cada zona muestran una tendencia general de salinidad creciente con elevación decreciente hacia el acuífero de la cuenca del Salar de Atacama. Se espera esta tendencia ya que se pueden acumular más sólidos disueltos en el agua subterránea a partir de la meteorización de las rocas y la removilización de las sales residuales presentes en el material del acuífero. Si bien un aumento sustancial en la salinidad gradiente abajo indica que las aguas están evolucionando geoquímicamente, $\delta^{18}\text{O}$ Los valores de O solo aumentan alrededor de 0‰–2‰ entre las aguas de recarga y las de descarga. Esto se ha observado en trabajos previos en esta región que muestran que el aumento de la salinidad sin evolución isotópica

refleja la “salinización” de las entradas de agua dulce subterránea, no el enriquecimiento por evaporación (Fritz et al., 1978; Risacher et al., 2003). La evolución observada en las aguas del NE, SE y S muestra que las aguas subterráneas que descargan cerca del margen del salar tienen una relación directa con las aguas subterráneas en el área de recarga divisoria aguas arriba, pero no con la mayoría de las aguas de la meseta. El traslape que ocurre entre algunas aguas del altiplano y aguas divisorias, especialmente en el SE, sugiere que existe al menos alguna conexión entre porciones del altiplano y la afluencia del Salar de Atacama. La zona sur presenta características similares al NE y SE pero también una ligera disminución en $\delta^{18}\text{O}$ Valores de O del agua subterránea en el acuífero MNT central para descargar cerca del humedal Tilopozo. En la zona N, donde dos grandes ríos perennes fluyen hacia el fondo de la cuenca, las aguas siguen una tendencia más típica de una cuenca superficial donde los tramos inferiores evolucionan isotópicamente de manera constante debido a un fuerte fraccionamiento por evaporación. $\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$ datos presentados por Munk et al. (2018) indican que algunas de las subcuencas (p. ej., Miscanti) en la divisoria y la meseta tienen conexiones geoquímicas directas con áreas de afluencia gradiente abajo, mientras que otras parecen bastante desconectadas. Dado que la recarga real es insignificante cuando la precipitación anual es inferior a 120 mm/año (lo que equivale a una elevación de ~3500 msnm), estos resultados sugieren que la fuente predominante de entrada son las aguas subterráneas aguas arriba, no los aportes locales (Houston, 2007; Houston, 2009). ; Houston y Hart, 2004).

4.3. Restricción de entradas meteóricas modernas

El seguimiento de la masa de aire de los principales eventos de precipitación revela características a macroescala del régimen climático moderno y permite la comparación entre las entradas de recarga meteórica a la meseta y, en última instancia, las zonas de entrada (Figura S4). Nuestros resultados indican que casi toda la precipitación se deriva del noreste o del este y cualquier distinción en las firmas de entrada meteórica a este sistema es más una consecuencia de los efectos orográficos y de convección localizados que las distinciones entre la fuente de humedad inicial. Existen barreras orográficas prominentes a lo largo de la divisoria de la cuenca y a lo largo de una cadena de volcanes con tendencia NW a SE al este de la Laguna Miñiques, que pueden desarrollar firmas distintivas de entrada meteórica promedio entre las zonas de recarga y las aguas de entrada a la cuenca del Salar de Atacama.

5. Discusión

Nuestro análisis integrado de la sistemática de isótopos en las aguas de la cuenca regional del Salar de Atacama define las dimensiones espaciotemporales de las fuentes dominantes y las trayectorias de flujo, la distribución y el grado de conexión entre los cuerpos de agua, las subcuencas y las cuencas elevadas en la meseta del Altiplano-Puna, y las distinciones entre los sistemas modernos y paleohidrológicos. Mostramos que la entrada a la cuenca no se compone predominantemente de recarga en la meseta, recarga moderna (<60 años) en la divisoria de la cuenca a gran altura, o entradas modernas locales dentro de la cuenca. Concluimos esto basándonos en las siguientes líneas de evidencia: (i) Existen distinciones sustanciales entre el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ firmas de agua de entrada al Salar de Atacama versus aguas en la meseta; (ii) casi todas las aguas que descargan en la cuenca están compuestas de agua premoderna, y el agua moderna que existe es de naturaleza limitada y concentrada; y (iii) con base en las propiedades físicas de este sistema, la recarga moderna de agua subterránea dentro de la cuenca y en la divisoria probablemente tomaría cientos de años o más para convertirse en descarga de agua subterránea en la cuenca. Por lo tanto, el drenaje del almacenamiento transitorio en el sistema de aguas subterráneas durante grandes escalas de tiempo debe ser un componente crítico del balance actual de agua. También proponemos que la afluencia de aguas subterráneas ricas en solutos desde cuencas de gran altura en escalas de tiempo prolongadas, predominantemente en las regiones sur y este, es un mecanismo importante para explicar los grandes desequilibrios de solutos (Na y Cl) en los presupuestos hidrológicos (Munk et al., 2018). Estos mecanismos de gobierno se definen en un modelo conceptual completamente integrado de este sistema tal como existe actualmente, lo que impone restricciones críticas sobre los procesos hidrológicos fundamentales que controlan los sistemas de aguas subterráneas a escala orogénica (Figura 8). Nuestros resultados revelan nuevos conocimientos sobre estos sistemas a gran escala y proporcionan un marco dentro del cual abordar importantes cuestiones no resueltas en estas cuencas en todo el mundo.

Análisis de $\delta^3\text{H}$, la estabilidad a largo plazo de las firmas isotópicas en la descarga de agua subterránea y la recarga directa insignificante que ocurre en elevaciones bajas, indica que los flujos de entrada desde los márgenes sur y este del Salar de Atacama están compuestos principalmente por recarga premoderna. Estas aguas de entrada, que representan una gran parte del flujo total de agua (~65 %) y el flujo de solutos en la cuenca, son, principalmente, expresiones de un sistema hidrológico regional desacoplado de los aportes modernos (Munk et al., 2018). Los cuerpos de agua superficial en elevaciones altas y bajas (Laguna Miñiques, Miscanti, Lejía y las Piscinas de Transición) tienen una firma constante de alrededor del 30 % de modernidad, lo que refleja un equilibrio dinámico entre recarga moderna rica en H_3H -muerto

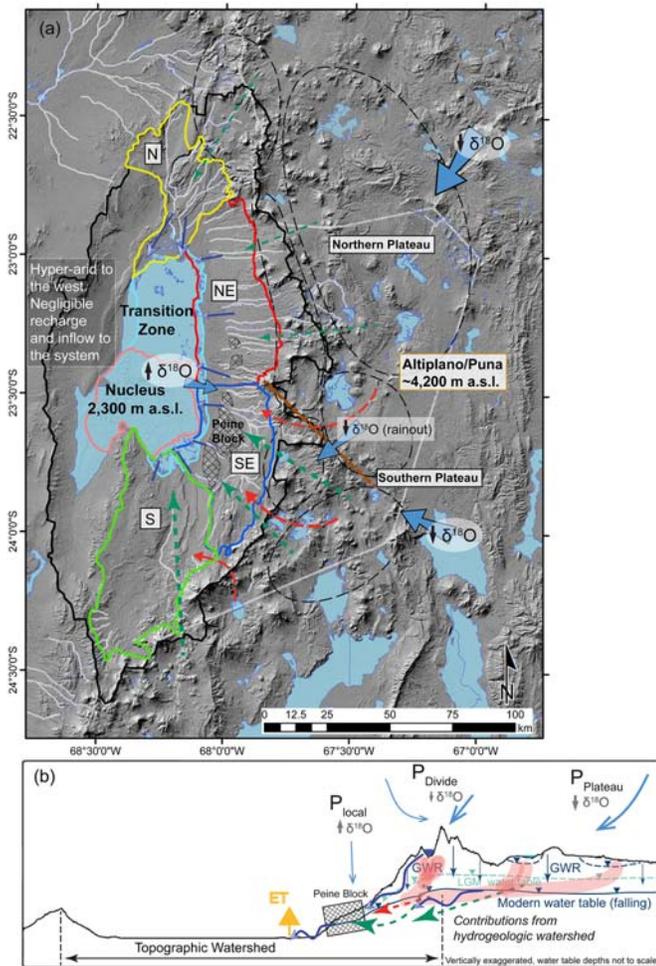


Figura 8. Modelo conceptual del sistema regional de aguas subterráneas del Salar de Atacama, principales mecanismos que rigen el sistema hidrológico contemporáneo y su influencia relativa (adaptado de Coenth et al., 2016). En la vista en planta (a), las flechas sólidas de color azul claro representan la distribución de las entradas meteóricas modernas y sus firmas, y la línea discontinua marrón denota una importante barrera orográfica para la precipitación al este de los lagos Miñiques y Miscanti. Las flechas sólidas azules representan entradas de recarga moderna, las flechas discontinuas verdes son las principales entradas de agua paleosubterránea y las flechas discontinuas rojas muestran la entrada hipotética de fluido rico en solutos. La vista transversal (b) de la zona SE muestra la distribución y la importancia relativa de estos mecanismos hidrológicos. Las líneas azules son la posición estimada del nivel freático moderno,

entradas de agua subterránea y flujos de descarga. Esta firma constante entre estas aguas, que tienen conexiones directas con entradas meteóricas modernas, destaca un claro contraste entre los sistemas de aguas superficiales y el sistema de aguas subterráneas. La prevalencia de agua premoderna observada en el flujo de entrada a la cuenca, la cronología de los períodos pluviales pasados (>1000 años), las zonas vadosas gruesas (hasta 1000 m o más) y las grandes escalas sobre las que deben desarrollarse estas trayectorias de flujo revelan una sistema de agua subterránea, que opera en escalas de tiempo de 100 a 10,000 años o más. Tomados en conjunto, estos resultados indican que el sistema hidrológico del Salar de Atacama está fundamentalmente controlado por aguas subterráneas y fuertemente compartimentado por fuentes y trayectorias de flujo en pequeñas distancias espaciales y verticales.

Grandes eventos de precipitación poco frecuentes observados y descritos por Boutt et al. (2016) y otros, que se infiltran y se mueven a lo largo de trayectorias de flujo preferenciales cerca del margen del depósito de evaporita, se rigen por la presencia de abanicos aluviales con altas capacidades de infiltración y por interfaces agudas de agua salada-agua dulce creadas por la densa salmuera de la evaporita. Estas interfaces, que existen cerca de la superficie en la zona de transición, son notablemente estacionarias y restringen la infiltración de agua dulce, creando vías de flujo preferencial en los márgenes del salar (McKnight, 2019). Esta agua meteórica moderna se refleja directamente en el elevado Valor de H observado en las Pozas de Transición cercanas al margen del núcleo salar, en algunas áreas de las lagunas y en aguas subterráneas poco profundas aisladas en algunos abanicos aluviales. Las lagunas responden a esta infiltración y flujo concentrados inundándose ocasionalmente durante eventos de precipitación extrema cerca del fondo de la cuenca, pero en gran medida vuelven a su forma y volumen originales en unos meses. Esto está respaldado por los hallazgos de Boutt et al. (2016) que muestra que las respuestas en los acuíferos de salmuera someros a grandes eventos de precipitación en el salar son débiles y de corta duración y que las lagunas dominadas por aguas subterráneas muestran una respuesta poco permanente a estos eventos. Las composiciones de H muestran que están predominantemente compuestas por afluencia de agua subterránea premoderna y que el agua de la inundación probablemente existe como una lente sobre el agua de la laguna mucho más densa, enfocada y canalizada por el yeso de baja permeabilidad que cubre gran parte de la zona de transición. Las pocas aguas de la Piscina de Transición, que fueron muestreadas justo debajo de la superficie del salar al sur de las piscinas abiertas, también contienen cantidades sustanciales de esta agua moderna y la muestra de la laguna "La Brava B", tomado de un brazo poco profundo de la laguna en el trayecto de uno de estos trayectos de flujo focalizado. Las aguas a lo largo del margen de la zona de transición-núcleo están controladas por los intercambios entre estas lentes de agua meteóricas modernas y la afluencia de agua subterránea premoderna desde abajo. El contenido de H de las aguas de la laguna y las aguas en el subsuelo de la zona de transición probablemente refleja la mezcla de pequeños volúmenes de esta agua moderna con volúmenes mucho mayores de afluencia premoderna. Aunque la dinámica específica de estas lentes y su interacción

con el agua subterránea requiere más investigación, existe amplia evidencia de que el agua moderna efectivamente pasa por alto las lagunas mismas en estos lentes y migra hacia las piscinas de transición donde se disuelve y se filtra a través de las unidades porosas de halita en el margen del núcleo.

Investigaciones recientes sobre el cambio climático global indican que en esta región de los Andes y la depresión preandina se pronostica un aumento en la humedad general y también grandes eventos de precipitación debido a un cambio hacia el sur en el monzón sudamericano (Jordan et al., 2019; Langenbrunner et al., 2019; Pascale et al., 2019). El aumento sustancial de eventos de precipitación extrema observados desde 2012, con un evento de 4 días en febrero de 2019 que registró ~100 mm de lluvia en la superficie del salar, que normalmente recibe solo 15 mm/año (comunicación personal con Albemarle corp., julio de 2019), puede, de hecho, ser un resultado directo de estos cambios climáticos a gran escala y es probable que continúe. Las recientes observaciones de la persistente expansión del agua superficial en el

La zona de transición del Salar de Atacama (particularmente las Piscinas de Transición) también puede ser el resultado de estos cambios a escala decenal en las entradas meteóricas, no un resultado directo de las extracciones del acuífero de salmuera o cambios a largo plazo asociados con las fluctuaciones en el flujo de agua paleosubterránea.

El análisis regional de la sistemática de isótopos estables de O y H revela que cada zona de entrada de agua está definida por una combinación distinta de fuentes y trayectorias de flujo que se relacionan directamente con su geología, entradas meteóricas y conexiones a subcuencas de gran altura más allá de la división de la cuenca. Nuestro análisis muestra variaciones importantes en la conectividad espaciotemporal entre estas zonas de gran altitud y el flujo de entrada a la cuenca, lo que ilustra un régimen de flujo regional heterogéneo y compartimentado. Los resultados de las trayectorias inversas de HYSPLIT y nuestra comprensión del régimen climático moderno muestran que las diferencias en la fuente atmosférica para las zonas de recarga y descarga no son significativas y no pueden explicar las diferencias sustanciales en la firma isotópica que observamos entre el flujo de entrada y la recarga. Por último, el agua meteórica en el sistema se deriva casi en su totalidad de las cuencas del Amazonas y el Chaco al este; a medida que esta humedad atraviesa el altiplano andino, sufre un fraccionamiento sustancial por lluvia y reciclaje. La firma isotópica promedio de las aguas meteóricas en cada zona y sus aguas subterráneas asociadas reflejan la orientación de sus respectivas áreas de recarga en relación con las fuentes de humedad dominantes y las barreras topográficas con las que interactúan. Específicamente, el 1–1.2 ‰ La firma isotópica promedio de las aguas meteóricas en cada zona y sus aguas subterráneas asociadas reflejan la orientación de sus respectivas áreas de recarga en relación con las fuentes de humedad dominantes y las barreras topográficas con las que interactúan. Específicamente, el 1–1.2 ‰ La firma isotópica promedio de las aguas meteóricas en cada zona y sus aguas subterráneas asociadas reflejan la orientación de sus respectivas áreas de recarga en relación con las fuentes de humedad dominantes y las barreras topográficas con las que interactúan. Específicamente, el 1–1.2 ‰ mayor $\delta^{18}\text{O}$ Los valores de O observados en las aguas que descargan de la zona NE en relación con la zona SE se deben a la falta de fraccionamiento por lluvia en la precipitación que llega a sus principales áreas de recarga y al hecho de que la zona de la divisoria NE tiene una elevación promedio ~250 m más baja que la divisoria SE. Con δ estimado: Tasas de caída O entre -0.9 ‰ y -1.7 ‰/km de elevación (Rohrman et al., 2014), la diferencia en la elevación de la recarga podría representar solo entre 0,2 y 0,4 ‰ de esta diferencia. La barrera topográfica prominente que existe al este de los lagos Miñiques y Miscanti (controlada por el sistema de fallas COT) puede conducir a un mayor agotamiento isotópico constante de la precipitación en las áreas contribuyentes de la zona SE (Pingel et al., 2019; Figura 8). Esto también se refleja en el casi 2.0 ‰ mayor $\delta^{18}\text{O}$ Valores de O observados en las aguas del NE Divide en relación con las aguas del SE Divide.

La influencia del deshielo en la recarga de agua subterránea se ha discutido como un control importante en la firma isotópica del agua subterránea en esta región (Herrera et al., 2016). Argumentamos que dado que no hay campos de nieve estacionales profundos o permanentes en toda la región, las nevadas se distribuyen de manera bastante uniforme a lo largo de las altitudes elevadas y probablemente entre el 20 y el 30 % de la nieve se sublima antes de infiltrarse, la señal de este deshielo no conduciría a diferencias entre zonas de recarga o zonas de entrada no discutidas aquí (Beria et al., 2018; Stigter et al., 2018; Vuille & Ammann, 1997). Además, no se cree que la fuente de humedad dominante y el régimen climático general hayan cambiado sustancialmente a través de múltiples períodos pluviales durante y desde el Último Máximo Glacial (LGM); simplemente se amplificó más (Godfrey et al., 2003). Esto sugiere que las firmas isotópicas de precipitación de fondo en cada una de estas zonas debido a los efectos orográficos y la fuente de humedad probablemente no hayan variado sustancialmente a lo largo de múltiples períodos pluviales. Sin embargo, se esperaría que la firma isotópica de esta recarga pluvial tuviera una firma distinta que pudiera identificarse.

Las proporciones de isótopos de oxígeno e hidrógeno en los datos del agua presentados aquí se alinean consistentemente en paralelo pero por debajo de LMWL y GMWL en $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ Espacio H, lo que indica otra distinción importante y constante entre el agua meteórica moderna y el agua subterránea. Una señal similar ha sido identificada en los Andes Centrales y en otras regiones áridas, para lo cual se han propuesto dos explicaciones: La continua evaporación del agua durante la infiltración a través de la zona no saturada (Barnes & Walker, 1989; Fontes & Molinari, 1975; Zimmerman et al., 1967) y una firma directa de recarga de agua subterránea pluvial (Fritz et al., 1981; Magaritz et al., 1989; Meijer & Kwicklis, 2000). Las mediciones de laboratorio y de campo de la recarga difusa en ambientes áridos estiman que las excursiones en exceso de d en la recarga de agua subterránea pueden oscilar entre 0 ‰ hasta -10 ‰ en relación con el agua meteórica inicial (Barnes & Allison, 1988; DePaolo et al., 2004). En esta región, es probable que la influencia real de este proceso sea menor que el máximo debido al hecho de que gran parte de la recarga que ocurre aquí está concentrada (es decir, a través de fracturas y en contrastes de permeabilidad) y no difusa, lo que está muy sesgado hacia cargas más grandes. eventos de precipitación y ocurre en las elevaciones más altas donde hay pendientes LEL más empinadas que en la mayoría de los ambientes áridos. Las aguas de recarga de períodos más húmedos en el pasado caerían a lo largo de un LMWL diferente al moderno debido a las diferencias en la composición del océano global, y la humedad relativa sustancialmente más alta en esta región cambiaría el LMWL (Meijer & Kwicklis, 2000). Esta línea de agua paleometeórica durante los períodos pluviales más recientes, por ejemplo, se prevé que tenga un

intercepto de entre 0 y 5, lo que da como resultado una excursión en exceso de anuncios de la LMWL moderna de entre -10% y -15% (Clark y Fritz, 1997; Fritz et al., 1981). La excursión observada (lc-exceso) en las aguas subterráneas y manantiales de la zona SE y NE muestra un promedio de -10% , la zona Sur -19% , y aguas de altura -16% (Landwehr y Coplen, 2006). Si bien es probable que ambos procesos tengan cierta influencia en estos cambios isotópicos observados, la magnitud del cambio que documentamos sugiere que solo una parte de esta señal puede explicarse con el fraccionamiento de la zona vadosa. Argumentamos que esta firma tiene una huella dactilar de la recarga de agua subterránea del período pluvial que ahora se está drenando del almacenamiento. Se ha identificado una firma similar en los datos de isótopos de aguas subterráneas en regiones áridas de todo el mundo donde también se han observado grandes desequilibrios de agua y solutos; esto puede indicar la influencia relativa del drenaje de la paleorecarga y ayudar a explicar estos desequilibrios.

$d_{18}O$ y δ_2 Los datos de H de la zona sur y las zonas de la meseta parecen estar sesgados más allá de la LMWL (ilustrado por su gran exceso de lc), lo que les da a estas aguas una pendiente LEL aparente menos profunda de lo que se esperaría (Figura 5). El fraccionamiento adicional causado por el intercambio isotópico de las interacciones entre rocas ricas en sílice y fluidos de alta temperatura ha sido documentado en esta y otras regiones con alta actividad tectónica, tendiendo a desarrollar aguas a lo largo de una pendiente casi horizontal en $\delta_2H-\delta_{18}O$ (Cortecci et al., 2005; Rissmann et al., 2015). Las aguas termales de dos sitios en el campo geotérmico El Tatio, en el norte de Chile (Cortecci et al., 2005), y Jujuy Province en la meseta norte de la Puna de Argentina (Peralta Arnold et al., 2017) proporcionan miembros finales aproximados con los que identificar esta influencia (Figura 5). Este cambio superpuesto a los datos es evidente en las aguas de la meseta y de la zona sur por el considerable sesgo de la LMWL hacia este miembro final geotérmico. Este proceso puede ayudar a explicar algunas de las aparentes distinciones isotópicas observadas en las aguas de la zona sur con respecto a las otras zonas de entrada. Las aguas que descargan en el Sur pueden, de hecho, ser más similares a las aguas del SE en la fuente, pero se fraccionan aún más a medida que fluyen hacia la cuenca por el calor remanente del volcán Socompa, según lo denunciado por Rissmann et al.

Este trabajo describe un sistema integrado de aguas subterráneas a gran escala en el que el agua se transporta durante largos períodos de tiempo y a través de una vasta cuenca regional; por lo tanto, también es probable que la descarga de agua subterránea a la cuenca del Salar de Atacama esté conectada hasta cierto punto con las muchas subcuencas drenadas internamente a gran altura (Figura 8). Este flujo entre cuencas rico en solutos ha sido sugerido por Grosjean et al. (1995), Munk et al. (2018) y Rissmann et al. (2015) entre otros como fuente importante de solutos al salar y explica en gran parte el exceso de masa acumulado en el depósito evaporítico. Tres piezas de evidencia en nuestros resultados apoyan esta interpretación: (i) Las regiones que llamamos las zonas divisorias, que se extienden a ambos lados de la divisoria de la cuenca del Salar de Atacama, tener firmas de isótopos de agua que sean consistentes con la descarga de agua subterránea en la cuenca y, por lo tanto, también consistentes con la infiltración que ocurre dentro de estas cuencas encaramadas; (ii) la densidad de salares y lagos salados activos cerca de la división de la cuenca, limitada al norte por el sistema de fallas COT, es mucho mayor que en la mitad norte de la cuenca; y (iii) las aguas en la zona Sur y SE tienen concentraciones mucho más altas de solutos conservativos que en otras partes de la cuenca como lo discutió Munk et al. (2018), y (iii) las aguas en la zona Sur y SE tienen concentraciones mucho más altas de solutos conservativos que en otras partes de la cuenca como lo discutió Munk et al. (2018).

6. Conclusiones

Nuestro examen exhaustivo de la sistemática isotópica en este sistema de aguas subterráneas a escala orogénica define un sistema regionalmente integrado en el que el drenaje transitorio de las aguas subterráneas almacenadas durante largos períodos de tiempo es un control fundamental. Esta agua fósil que aún se mueve a través del sistema refleja las respuestas dinámicas de toda la cuenca a múltiples fluctuaciones climáticas de gran amplitud durante 10 años.2-104 años y representa una porción crítica del balance hídrico actual de la cuenca del Salar de Atacama. Mostramos que el agua moderna en el sistema es limitada, predominantemente confinada a caminos de flujo preferenciales poco profundos cerca del margen del salar y en abanicos aluviales. El movimiento de agua moderna y agua fósil en el sistema está muy compartimentado en pequeñas distancias espaciales y verticales. Además, mostramos que la recarga de agua subterránea en gran parte de la meseta del Altiplano-Puna (>100 km desde el salar) está desacoplada del agua subterránea que ingresa actualmente a la cuenca, pero que el área de gran altura que se extiende a ambos lados de la divisoria de la cuenca y las subcuencas un poco más allá constituye el zona de recarga primaria a la cuenca. Este trabajo ofrece pruebas convincentes de que las evaluaciones del uso del agua y la sostenibilidad en esta región deben integrar las observaciones modernas con una comprensión de los procesos que operan en grandes escalas espaciales y temporales. Como arquetipo de las cuencas continentales áridas

en todo el mundo, estos mecanismos, en diversos grados, son fundamentales para reconciliar los desequilibrios observados y deben estar limitados espaciotemporalmente en cualquier modelo que represente estos sistemas. Este trabajo proporciona un marco dentro del cual identificar estos mecanismos y conexiones a escala de cuenca, lo que permite que los recursos hídricos se desarrollen de manera más responsable en todo el mundo.

Si bien este trabajo mejora significativamente nuestra comprensión de la dinámica espaciotemporal que controla estos grandes sistemas de agua subterránea, quedan preguntas pendientes relacionadas con los tiempos de respuesta de toda la cuenca a los cambios en la recarga y las capas freáticas. Específicamente, ¿qué tan conectadas están las áreas de recarga de altura y las subcuencas cerca de la divisoria con la descarga de aguas subterráneas en la cuenca del Salar de Atacama, cuáles son los tiempos de respuesta a estos cambios y cómo varían a lo largo del sistema? Para abordar estas preguntas, proponemos algunas líneas principales de investigación adicional: (i) Llenar los vacíos en la distribución del tiempo de tránsito de las aguas subterráneas en todo el sistema para diferenciar aún más las aguas fósiles de más de 1000 años; (ii) análisis hidrogeoquímicos detallados de las trayectorias de flujo y la evolución geoquímica en las aguas que ingresan a la cuenca y en las áreas de recarga para delinear los regímenes de flujo en el sistema de agua subterránea a una resolución mucho más fina y con profundidad; (iii) reconstrucción paleohidrológica de las condiciones en las cuencas de altura, sitios de descarga de agua subterránea a lo largo del margen del Salar de Atacama y dentro del depocentro de evaporita; y (iv) modelado hidrogeológico totalmente integrado para resolver físicamente la naturaleza y los plazos en los que existen estas conexiones en todo el sistema.

Expresiones de gratitud

Los autores quieren agradecer a Scott Hynek por los extensos consejos y consulta que proporcionó sobre este trabajo, mejoró en gran medida la claridad de este manuscrito, y a Linda Godfrey por proporcionar valiosos datos no publicados para complementar nuestro conjunto de datos. También nos gustaría agradecer a Albemarle Corp. por su continuo apoyo a esta y otras investigaciones relacionadas para mejorar la comprensión fundamental de la hidrogeología y geoquímica del ambiente del Salar de Atacama. Estamos agradecidos por su permiso para publicar datos geoquímicos relevantes para este manuscrito. 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. Los datos utilizados en este trabajo están disponibles en la base de datos WaterIsotopes (http://wateriso.utah.edu/waterisotopes/pages/spatial_db/SPATIAL_DB.html).

Referencias

- Allmendinger, RW, Jordan, TE, Kay, SM e Isacks, BL (1997). La evolución de la Meseta Altiplano-Puna de los Andes centrales. *Revista Anual de Ciencias Planetarias y de la Tierra*, 25(1), 139–174. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K. y Messerli, B. (2001). Respuesta de los glaciares del Cuaternario tardío a los cambios de humedad en los Andes áridos de Chile (18–29°S). *Paleogeografía, Paleoclimatología, Paleoecología*, 172(3–4), 313–326. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00306-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00306-6)
- Aravena, R. (1995). Hidrología isotópica y geoquímica de las aguas subterráneas del norte de Chile. *Boletín - Institut Français d'Etudes Andines*, 24(3), 495–503.
- Aravena, R., Suzuki, O., Peña, H., Pollastri, A., Fuenzalida, H., & Grilli, A. (1999). Composición isotópica y origen de la precipitación en Norte de Chile. *Geoquímica aplicada*, 14(4), 411–422. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00067-5](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00067-5)
- Aron, F., González, G., Veloso, E., & Cembrano, J. (2008). Arquitectura y estilo de la deformación compresiva neógena en el oriente. borde sureste de la cuenca del Salar de Atacama (22 30'–24 15'S): Un escenario estructural para el arco volcánico activo de los Andes Centrales. En 7º Simposio Internacional sobre Geodinámica Andina (ISAG 2008, Niza) (págs. 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)
- Barnes, CJ y Walker, GR (1989). La distribución de deuterio y oxígeno-18 durante la evaporación inestable de un suelo seco. *Diario de Hidrología*, 112(1–2), 55–67. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90180-7](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90180-7)
- Belcher, WR, Bedinger, MS, Back, JT y Sweetkind, DS (2009). Flujo entre cuencas en la Gran Cuenca con especial referencia a la Southern Funeral Mountains y la fuente de Furnace Creek Springs, Death Valley, California, EE. UU. *Revista de hidrología*, 369 (1–2), 30–43. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.048>
- 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. *Revisiones interdisciplinarias de Wiley Agua*, 5(6), e1311. <https://doi.org/10.1002/wat2.1311>
- Betancourt, JL, Latorre, C., Rech, JA, Quade, J., & Rylander, KA (2000). Un registro de 22.000 años de precipitación monzónica de Desierto de Atacama en el norte de Chile. *Ciencias*, 289(5484), 1542–1546.
- Blard, PH, Sylvestre, F., Tripati, AK, Claude, C., Causse, C., Coudrain, A., et al. (2011). Altos lagos en el Altiplano (Tropical Andes) contemporánea con Heinrich 1 y Younger Dryas: New insights from $\delta^{14}C$, datación U-Th y $\delta^{18}O$ de carbonatos. *Revisiones de ciencia cuaternaria*, 30 (27–28), 3973–3989. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.001>
- Blodgett, TA, Lenters, JD e Isacks, BL (1997). Restricciones sobre el origen de las expansiones de paleolagos en los Andes centrales. *Tierra Interacciones*, 1(1), 1–1. [https://doi.org/10.1175/1087-3562\(1997\)001<0001:CotOoP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1087-3562(1997)001<0001:CotOoP>2.0.CO;2)
- Bobst, AL, Lowenstein, TK, Jordan, TE, Godfrey, LV, Ku, TL y Luo, S. (2001). Un registro paleoclima de 106 ka de un núcleo de perforación del Salar de Atacama, norte de Chile. *Paleogeografía, Paleoclimatología, Paleoecología*, 173(1–2), 21–42. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00308-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00308-X)
- Boschetti, T., Cifuentes, JL, Iacumin, P., & Selmo, E. (2019). Línea de agua meteórica local del norte de Chile (18° S–30° S): una aplicación de regresión de error en variables a la proporción de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno de la precipitación. *agua*, 11(4), 791. <https://doi.org/10.3390/w11040791>
- Boschetti, T., Cortecchi, G., Barbieri, M. y Mussi, M. (2007). Datos geoquímicos nuevos y pasados sobre aguas dulces a saladas del Salar de Atacama y Altiplano Andino, norte de Chile. *Geofluidos*, 7(1), 33–50.
- Boutt, D., Corenthal, L., Munk, LA y Hynek, S. (2018). Desequilibrio en el presupuesto hidrológico moderno de cuencas topográficas a lo largo de la vertiente occidental de los Andes (21–25 S). <https://doi.org/10.31223/osf.io/p5tsq>
- 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. *Procesos hidrológicos*, 30(25), 4720–4740. <https://doi.org/10.1002/hyp.10994>
- Breitkreuz, C. (1995). Las formaciones Peine y Cas del Pérmico tardío en el margen oriental del Salar de Atacama, norte de Chile: Estratigrafía, facies volcánicas y tectónica. *Revista Geológica de Chile*, 22(1), 3–23.
- Burg, A., Zilberbrand, M. y Yechieli, Y. (2013). Variabilidad del radiocarbono en aguas subterráneas en una zona extremadamente árida: el valle de Aravá, Israel. *Radiocarbono*, 55(2), 963–978. <https://doi.org/10.1017/s0033822200058112>
- Cartwright, I., Cendón, D., Currell, M. y Meredith, K. (2017). Una revisión de los isótopos radiactivos y otros marcadores de tiempo de residencia en comprensión de la recarga de aguas subterráneas: posibilidades, desafíos y limitaciones. *Revista de hidrología*, 555, 797–811. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.053>

- Chaffaut, I., Coudrain-Ribstein, A., Michelot, J.L. y Pouyaud, B. (1998). Precipitations d'altitude du Nord-Chili, origen de las fuentes de vapeur et donnees isotopiques. *Bulletin de l'Institut Français d'études andine*, 27, 367–384.
- Clark, ID y Fritz, P. (1997). *Isótopos ambientales en hidrogeología*. Boca Ratón, FL: CRC Press/Lewis Publishers.
- Corenthal, L.G., Boutt, D.F., Hynek, S.A. y Munk, L.A. (2016). Flujo regional de agua subterránea y acumulación de una evaporita masiva yacimiento en el margen del Altiplano chileno. *Cartas de investigación geofísica*, 43, 8017–8025. <https://doi.org/10.1002/2016GL070076> Cortecchi, G., Boschetti, T., Mussi, M., Lameli, C.H., Mucchino, C., & Barbieri, M. (2005). Nuevos datos químicos e isotópicos originales sobre las aguas del campo geotérmico El Tatio, norte de Chile. *Revista geoquímica*, 39 (6), 547–571. <https://doi.org/10.2343/geochemj.39.547> Currell, M., Gleeson, T. y Dahlhaus, P. (2016). Un nuevo marco de evaluación para la transitoriedad en los sistemas hidrogeológicos. *agua subterránea*, 54, 4–14. <https://doi.org/10.1111/gwat.12300>
- De Porras, M.E., Maldonado, A., De Pol-Holz, R., Latorre, C., & Betancourt, J.L. (2017). Dinámica ambiental del Cuaternario tardío en el Desierto de Atacama reconstruido a partir de registros de polen en basureros de roedores. *Revista de ciencia cuaternaria*, 32 (6), 665–684. <https://doi.org/10.1002/jqs.2980>
- DePaolo, D.J., Conrad, M.E., Maher, K. y Gee, G.W. (2004). Efectos de la evaporación sobre los isótopos de oxígeno e hidrógeno en la zona vadosa profunda fluidos porosos en Hanford, Washington. *Diario de la zona vadosa*, 3, 220–232. <https://doi.org/10.2136/vzj2004.2200> DGA [Dirección General de Aguas] (2013). *Análisis de la Oferta Hídrica del Salar de Atacama*, Santiago, Chile.
- Draxler, R.R. y Hess, G.D. (1998). Una descripción general del sistema de modelado HYSPLIT_4 para trayectorias, dispersión y deposición. *australiano Revista Meteorológica*, 47(4), 295–308.
- Euster, H.P. (1980). Geoquímica de depósitos lacustres evaporíticos. *Revista Anual de Ciencias Planetarias y de la Tierra*, 8, 35–63. Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N. y Leduc, C. (2009). Desmonte, variabilidad climática y aumento de los recursos hídricos en el suroeste semiárido de Níger: una revisión. *Investigación de recursos hídricos*, 45, W00A16. <https://doi.org/10.1029/2007WR006785>
- Fontes, J.C. y Molinari, J. (1975). Estudio isotópico de la cuenca alta del Río Abancan (Provincia de Catamarca, Argentina). *Revista de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 17(5), 483–496.
- Fritz, P., Hennings, S.C., Suzuki, O. y Salati, E. (1978). Hidrología isotópica en el norte de Chile. *hidrología isotópica*, 525–544. Fritz, P., Suzuki, O., Silva, C. y Salati, E. (1981). Hidrología isotópica de aguas subterráneas en la Pampa del Tamarugal, Chile. *Diario 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, S.C., Baker, P.A., Lowenstein, T.K., Seltzer, G.O., Rigsby, C.A., Dwyer, G.S., et al. (2004). Variación hidrológica durante el último 170.000 años en los trópicos del hemisferio sur de América del Sur. *Investigación Cuaternaria*, 61(1), 95–104. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2003.08.007>
- Gardeweg, M. y Ramírez, C.F. (1987). La caldera de La Pacana y la ignimbrita de Atana: un importante complejo de flujo de cenizas y caldera resurgente en los Andes del norte de Chile. *Boletín de Vulcanología*, 49(3), 547–566. <https://doi.org/10.1007/BF01080449>
- Garreaud, R., Vuille, M. y Clement, A.C. (2003). El clima del altiplano: condiciones actuales observadas y mecanismos del pasado cambios. *Paleogeografía Paleoclimatología Paleoecología*, 194(1–3), 5–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4) Gasse, F. (2000). Cambios hidrológicos en los trópicos africanos desde el Último Máximo Glacial. *Revisión de ciencia cuaternaria*, 19, 189–211. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00061-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00061-X)
- Ge, J., Chen, J., Ge, L., Wang, T., Wang, C. y Chen, Y. (2016). Evidencias isotópicas e hidroquímicas de recarga de aguas subterráneas en el Hopq Desierto, noroeste de China. *Revista de Química Radioanalítica y Nuclear*, 310(2), 761–775. <https://doi.org/10.1007/s10967-016-4856-8>
- Gleeson, T., Marklund, L., Smith, L. y Manning, A.H. (2011). Clasificación del nivel freático a escala regional a continental. *Geofísico Cartas de investigación*, 38, L05401. <https://doi.org/10.1029/2010GL046427>
- Gleeson, T., Wada, Y., Bierkens, M.F.P. y van Beek, L.P.H. (2012). Balance hídrico de los acuíferos globales revelado por la huella de agua subterránea. *Naturaleza*, 488, 197–200. <https://doi.org/10.1038/nature11295>
- Godfrey, L.V., Jordan, T.E., Lowenstein, T.K. y Alonso, R.L. (2003). Restricciones de isótopos estables en el transporte de agua a los Andes entre 22° y 26°S durante el último ciclo glacial. *Paleogeografía, Paleoclimatología, Paleoecología*, 194, 299–317. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00283-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00283-9)
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E.E., & Shyu, J.B.H. (2009). Deformación compresional coetánea y vulcanismo en el centro Andes, estudios de caso del norte de Chile (23°S–24°S). *Tectónica*, 28, TC6003. <https://doi.org/10.1029/2009TC002538>
- Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerli, B. y Schotterer, U. (1995). Sedimentos lacustres del Holoceno tardío y del Holoceno temprano, formación de agua subterránea y clima en el Altiplano de Atacama 22–24°S. *Revista de paleolimnología*, 14 (3), 241–252. <https://doi.org/10.1007/BF00682426>
- Grosjean, M., & Núñez, A.L. (1994). Ambientes del Holoceno tardío, temprano y medio, ocupación humana y uso de recursos en el Atacama (Norte de Chile). *Geoarqueología*, 9(4), 271–286. <https://doi.org/10.1002/gea.3340090402>
- Haitjema, H.M. y Mitchell-Bruker, S. (2005). ¿Son los niveles freáticos una réplica tenue de la topografía? *agua subterránea*, 43, 781–786. Hartley, A.J. y Chong, G. (2002). Edad del Plioceno tardío para el desierto de Atacama: implicaciones para la desertificación del oeste de América del Sur. *Geología*, 30(1), 43–46. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2)
- Herrera, C., Custodio, E., Chong, G., Lambán, L.J., Riquelme, R., Wilke, H., et al. (2016). Flujo de agua subterránea en una cuenca cerrada con solución salina lago poco profundo en una zona volcánica: Laguna Tuyajto, altiplano chileno norteño de los Andes. *Ciencia del Medio Ambiente Total*, 541, 303–318. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.09.060>
- Houston, J. (2002). Recarga de aguas subterráneas a través de un abanico aluvial en el Desierto de Atacama, norte de Chile: Mecanismos, magnitudes y causas. *Procesos hidrológicos*, 16(15), 3019–3035.
- Houston, J. (2006a). La gran inundación de Atacama de 2001 y sus implicaciones para la hidrología andina. *Procesos hidrológicos*, 20(3), 591–610. <https://doi.org/10.1002/hyp.5926>
- Houston, J. (2006b). Variabilidad de la precipitación en el Desierto de Atacama: Sus causas e impacto hidrológico. *Revista Internacional de Climatología*, 26(15), 2181–2198.
- Houston, J. (2007). Recarga de aguas subterráneas en la Cuenca de Turi, norte de Chile: una evaluación basada en el balance de masa de tritio y cloruro técnicas. *Revista de hidrología*, 334 (3–4), 534–544. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.030>
- Houston, J. (2009). Un modelo de recarga para acuíferos andinos áridos de gran altitud. *Procesos hidrológicos*, 23(16), 2383–2393. <https://doi.org/10.1002/hyp.7350>
- Houston, J. y Hart, D. (2004). Desintegración teórica de la cabeza en acuíferos de cuenca cerrada: Una visión del agua subterránea fósil y los eventos de recarga en los Andes del norte de Chile. *Revista trimestral de ingeniería, geología e hidrogeología*, 37, 131–139. <https://doi.org/10.1144/1470-9236/04-007>
- Jasechko, S. (2016). Partición de aguas subterráneas jóvenes y viejas con trazadores geoquímicos. *Geología química*, 427, 35–42. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.02.012>

- Jasechko, S., Birks, S.J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P.J., Sharp, Z.D., et al. (2014). La pronunciada estacionalidad del agua subterránea mundial recargar. *Investigación de recursos hídricos*, 50, 8845–8867. <https://doi.org/10.1002/2014WR015809>
- Jordan, T., Lameli, C.H., Kirk-Lawlor, N., y Godfrey, L. (2015). Arquitectura de los acuíferos de la cuenca de Calama, cuenca de captación del Loa, norte de Chile. *Geosfera*, 11(5), 1438–1474. <https://doi.org/10.1130/GES01176.1>
- Jordan, T.E., Godfrey, L.V., Muñoz, N., Alonso, R.N., Lowenstein, T.K., Hoke, G.D., et al. (2002). Circulación de aguas subterráneas a escala orogénica en los Andes Centrales: Evidencia y consecuencias., 5th ISAG (International Symp. Andean Geodyn., 331–334.
- Jordan, T.E., Herrera, L.C., Godfrey, L.V., Colucci, S.J., Gamboa, P.C., Urrutia, M.J., et al. (2019). Características isotópicas y paleo-implicaciones climáticas 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>
- Jordan, T.E., Nester, P.L., Blanco, N., Hoke, G.D., Dávila, F., & Tomlinson, A.J. (2010). Levantamiento de la Meseta Altiplano-Puna: Una vista desde el oeste. *Tectónica*, 29, TC5007. <https://doi.org/10.1029/2010TC002661>
- Kafri, U. y Yechieli, Y. (2012). La relación entre los niveles base de agua subterránea actual y paleo. *Cuaternario Internacional*, 257, 83–96. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.08.028>
- Kampf, S.K. y Tyler, S.W. (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. *Avances en Recursos Hídricos*, 29(2), 336–354. <https://doi.org/10.1016/j.adwatres.2005.02.017> Koeniger, P., Gaj, M., Beyer, M. y Himmelsbach, T. (2016). Revisión de las estimaciones de recarga de agua subterránea basadas en isótopos de agua del suelo. *Procesos hidrológicos*, 30(16), 2817–2834. <https://doi.org/10.1002/hyp.10775>
- Kröppelin, S., Verschuren, D., Lézine, A.M., Eggermont, H., Cocquyt, C., Francus, P., et al. (2008). Sucesión de ecosistemas impulsada por el clima en Sahara: Los últimos 6000 años. *Ciencias*, 320(5877), 765–768. <https://doi.org/10.1126/science.1154913>
- Landwehr, J.M. y Coplen, T.B. (2006). Exceso condicionado por línea: un nuevo método para caracterizar isótopos estables de hidrógeno y oxígeno proporciones en los sistemas hidrológicos. Conferencia internacional sobre isótopos en estudios ambientales (págs. 132–135).
- Langenbrunner, B., Pritchard, M.S., Kooperman, G.J. y Randerson, J.T. (2019). ¿Por qué la precipitación del Amazonas disminuye cuando es tropical? los bosques responden al aumento de CO₂ el futuro de la tierra, 7, 450–468. <https://doi.org/10.1029/2018EF001026>
- Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K.A., Quade, J. y Matthei, O. (2003). Una historia de la vegetación de la prepuna árida del norte de Chile (22–23°S) durante los últimos 13 500 años. *Paleogeografía, Paleoclimatología, Paleoeología*, 194, 223–246. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00279-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00279-7)
- Amor, A.H. y Zdon, A. (2018). Uso de edades de radiocarbono para reducir las estimaciones de recarga de aguas subterráneas en el sureste del desierto de Mojave, EE. UU. *Hidrología*, 5(3). <https://doi.org/10.3390/hydrology5030051>
- Lowenstein, T.K., Hein, M.C., Bobst, A.L., Jordan, T.E., Ku, T.-L. y Luo, S. (2003). Una evaluación de la completitud estratigráfica en Sedimentos lacustres de cuenca cerrada sensibles al clima: Salar de Atacama, Chile. *Revista de Investigación Sedimentaria*, 73(1), 91–104. <https://doi.org/10.1306/061002730091>
- Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., & Grilli, A. (1989). Química del agua y estudio de isótopos de arroyos y manantiales en el norte 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)
- Magilligan, F.J., Goldstein, P.S., Fisher, G.B., Bostick, B.C. y Manners, R.B. (2008). Hidroclimatología del Cuaternario tardío de un hiperárido Cuenca andina: cambio climático, inundaciones y respuestas hidrológicas a El Niño-Oscilación del Sur en el desierto de Atacama. *Geomorfología*, 101(1–2), 14–32. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.025>
- Mather, A.E. y Hartley, A. (2005). Eventos de flujo en un abanico aluvial hiperárido: Quebrada Tambores, Salar de Atacama, norte de Chile. *Publicación especial de la Sociedad Geológica*, 251, 9–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.251.01.02>
- Maxey, G.B. (1968). Hidrogeología de cuencas desérticas. *Agua subterránea*, 6(5), 10–22. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1968.tb01660.x> McKnight, Sarah, (2019). “Los controles climáticos e hidroestratigráficos sobre la dinámica de la interfase salmuera-agua dulce en climas hiperáridos: una Estudio de modelado paramétrico de aguas subterráneas en 2-D”. Tesis de Maestría. 785. https://scholarworks.umass.edu/masters_theses_2/7785
- Meijer, A. & Kwicklis, E. (2000). Restricciones geoquímicas e isotópicas en las direcciones del flujo de agua subterránea, mezcla y recarga en Yucca Montaña, Nevada, Estados Unidos. <https://doi.org/10.2172/883407>
- Müller, T., Osenbrück, K., Strauch, G., Pavetich, S., Al-Mashaikhi, K.S., Herb, C., et al. (2016). Uso de múltiples trazadores de edad para estimar tiempos de residencia del agua subterránea y tasas de recarga a largo plazo en el árido sur de Omán. *Geoquímica aplicada*, 74, 67–83. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2016.08.012>
- Munk, L.A., Boutt, D.F., Hynek, S.A. y Moran, B.J. (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>
- Ortiz, C., Aravena, R., Briones, E., Suárez, F., Tore, C., & Muñoz, J.F. (2014). Fuentes de agua superficial para el ecosistema de Soncor, Salar de Cuenca de Atacama, norte de Chile. *Revista de Ciencias Hidrológicas*, 59(2), 336–350.
- Pascale, S., Carvalho, L.M.V., Adams, D.K., Castro, C.L. y Cavalcanti, I.F.A. (2019). Variaciones actuales y futuras de los monzones de las Américas en un clima cálido. *Informes Actuales de Cambio Climático*. Saltador. <https://doi.org/10.1007/s40641-019-00135-w> Peralta Arnold, Y., Cabassi, J., Tassi, F., Caffè, P.J. & Vaselli, O. (2017). Geoquímica de fluidos de un recurso geotérmico profundo en el Meseta de la Puna (Provincia de Jujuy, Argentina). *Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica*, 338, 121–134. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.030>
- Pérez-Fodich, A., Reich, M., Álvarez, F., Snyder, G.T., Schoenberg, R., Vargas, G., et al. (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. <https://doi.org/10.1130/G34969.1>
- Pingel, H., Alonso, R.N., Altenberger, U., Cottle, J. y Strecker, M.R. (2019). Evolución de la cuenca del Mioceno al Cuaternario en el sureste Margen de la Meseta Andina (Puna) (ca. 24°S lat., Noroeste de Argentina). *Investigación de cuencas*, 31(4), 808–826. <https://doi.org/10.1111/bre.12346>
- Placzek, C., Quade, J., Betancourt, J.L., Patchett, P.J., Rech, J.A., Latorre, C., et al. (2009). Clima en los Andes centrales secos sobre geológico, escalas temporales milenarias e interanuales. *Anales del Jardín Botánico de Missouri*, 96 (3), 386–397. <https://doi.org/10.3417/2008019>
- Placzek, C., Quade, J. y Patchett, P.J. (2006). Geocronología y estratigrafía de los ciclos lacustres del Pleistoceno tardío en el sur boliviano Altiplano: Implicaciones para las causas del cambio climático tropical. *Boletín de la Sociedad Geológica de América*, 118 (5–6), 515–532. <https://doi.org/10.1130/B25770.1>
- Placzek, C.J., Quade, J. y Patchett, P.J. (2013). Una reconstrucción de 130 ka de lluvia en el altiplano boliviano. *Ciencias Planetarias y de la Tierra cartas*, 363, 97–108. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.017>
- Quade, J., Rech, J.A., Betancourt, J.L., Latorre, C., Quade, B., Rylander, K.A. y Fisher, T. (2008). Paleohumedales y clima regional cambio en el desierto central de Atacama, norte de Chile. *Investigación Cuaternaria*, 69(3), 343–360.
- Ramírez, C. y Gardeweg, M. (1982). Carta Geológica de Chile, escala 1:250000, Hoja Toconao, Región de Antofagasta, Chile No. 54, Santiago, Chile.

- Rech, JA, Currie, BS, Jordan, TE, Riquelme, R., Lehmann, SB, Kirk-Lawlor, NE, et al. (2019). Gipsico masivo del Mioceno medio paleosuelos en el Desierto de Atacama y la formación de la sombra de lluvia de los Andes Centrales. *Cartas de Ciencias Planetarias y de la Tierra*, 506, 184–194. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.040>
- Rech, JA, Pigati, JS, Quade, J. y Betancourt, JL (2003). Reevaluación de depósitos del Holoceno medio en Quebrada Puripica, norte de Chile. *Paleogeografía, Paleoclimatología, Paleoecología*, 194, 207–222. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00278-5)
- Rech, JA, Quade, J. y Betancourt, JL (2002). Paleohidrología del Cuaternario Tardío del Desierto de Atacama central (22°–24°S lat). Chile. *Boletín de la Sociedad Geológica de América*, 114 (3), 334–348. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114<0334:LQPOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<0334:LQPOTC>2.0.CO;2)
- Reutter, KJ, Charrier, R., Götze, HJ, Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., et al. (2006). La cuenca del Salar de Atacama: un bloque hundido en el borde occidental de la Meseta Altiplano-Puna. En *Los Andes* (págs. 303–325). Berlín Heidelberg: Springer.
- Risacher, F., Alonso, H. y Salazar, C. (2003). El origen de las salmueras y sales en los salares chilenos: Una revisión hidroquímica. *Ciencia de la Tierra Reseñas*, 63(3), 249–293.
- Rissmann, C., Leybourne, M., Benn, C. y Christenson, B. (2015). El origen de los solutos en las aguas subterráneas de un acuífero altoandino. *Geología química*, 396, 164–181. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.029>
- Rohrman, A., Strecker, MR, Bookhagen, B., Mulch, A., Sachse, D., Pingel, H., et al. (2014). ¿Pueden los isótopos estables capear las tormentas? Rol de la convección para isótopos de agua en modelos, registros y estudios de paleoaltimetría en los Andes centrales. *Cartas de Ciencias Planetarias y de la Tierra*, 407, 187–195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.021>
- Rosen, MR (1994). La importancia del agua subterránea en las playas: Una revisión de las clasificaciones de las playas y la sedimentología e hidrología de playas. Documento especial de la Sociedad Geológica de América, 289, 1–18. <https://doi.org/10.1130/SPE289-p1>
- Sáez, A., Godfrey, LV, Herrera, C., Chong, G., & Pueyo, JJ (2016). Cronología de los episodios húmedos en el desierto de Atacama durante los últimos 15 ka. los Depósitos de descarga de agua subterránea (GWD) de Domeyko Range a 25°S. *Revisiones de ciencia cuaternaria*, 145, 82–93. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.036>
- Scanlon, BR, Keese, KE, Flint, AL, Flint, LE, Gaye, CB, Edmunds, WM y Simmers, I. (2006). Síntesis global de aguas subterráneas recarga en regiones semiáridas y áridas. *Procesos hidrológicos*, 20(15), 3335–3370. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>
- Scheiuing, KW, Moya, CE, Struck, U., Lictevout, E. y Tröger, U. (2018). Reevaluación de los procesos hidrológicos que controlan los isótopos estables trazadores en aguas subterráneas del Desierto de Atacama (Norte de Chile). *Hidrología*, 5(1). <https://doi.org/10.3390/hydrology5010003>
- Skrzypczek, G., Dogramaci, S., Rouillard, A. y Grierson, PF (2016). La filtración de aguas subterráneas controla la salinidad en una terminal hidrológicamente cuenca del noroeste semiárido de Australia. *Revista de hidrología*, 542, 627–636. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.033>
- Stewart, MK, Morgenstern, U., Gusyev, MA y MałOszewski, P. (2017). Efectos de agregación sobre los tiempos de tránsito medios basados en tritio y fracciones de agua joven en cuencas y sistemas de aguas subterráneas espacialmente heterogéneos. *Hidrología y Ciencias del Sistema Terrestre*, 21(9), 4615–4627. <https://doi.org/10.5194/hess-21-4615-2017>
- Stigter, EE, Litt, M., Steiner, JF, Bonekamp, PNJ, Shea, JM, Bierkens, MFP e Immerzeel, WW (2018). La importancia de la nieve sublimación en un glaciar del Himalaya. *Fronteras en Ciencias de la Tierra*, 6. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00108>
- Strecker, MR, Alonso, RN, Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, GE, Sobel, ER y Trauth, MH (2007). Tectónica y clima del Andes centrales del sur. *Revista Anual de Ciencias Planetarias y de la Tierra*, 35(1), 747–787. <https://doi.org/10.1146/annurev.tierra.35.031306.140158>
- Toth, J. (1963). Un análisis teórico del flujo de agua subterránea en pequeñas cuencas de drenaje. *Revista de Investigación Geofísica*, 68 (16), 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/jz068i016p04795>
- Tyler, SW, Kranz, S., Parlange, MB, Albertson, J., Katul, GG, Cochran, GF, et al. (1997). Estimación de la evaporación de aguas subterráneas y flujo de sal del lago Owens, California, EE. UU. *Diario de hidrología*, 200, 110–135.
- Van Beek, LPH, Wada, Y. y Bierkens, MFP (2011). Estrés hídrico mensual global: 1. Balance hídrico y disponibilidad de agua. *Agua Investigación de recursos*, 47, W07517. <https://doi.org/10.1029/2010wr009791>
- Vuille, M. y Ammann, C. (1997). Patrones regionales de nevadas en los Andes altos y áridos. En *Cambio climático en sitios de gran altura* (págs. 181–191). Dordrecht: Springer Países Bajos. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8905-5_10
- Walvoord, MA, Plummer, MA, Phillips, FM y Wolfsberg, AV (2002). Hidrodinámica de sistemas áridos profundos: 1. Estados de equilibrio y tiempos de respuesta en zonas vadosas de desiertos espesos. *Investigación de recursos hídricos*, 38(12), 1308. <https://doi.org/10.1029/2001WR000824>
- Ward, DJ, Cesta, JM, Galewsky, J., & Sagredo, E. (2015). Glaciaciones del Pleistoceno tardío de los Andes subtropicales áridos y nuevos resultados de Meseta de Chajnantor, norte de Chile. *Revisiones de ciencia cuaternaria*, 128, 98–116. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.022>
- Ward, KM, Zandt, G., Beck, SL, Christensen, DH y McFarlin, H. (2014). Imágenes sísmicas de los apuntalamientos magmáticos debajo de la Complejo volcánico Altiplano-Puna a partir de la inversión conjunta de la dispersión de ondas superficiales y las funciones del receptor. *Cartas de Ciencias Planetarias y de la Tierra*, 404, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>
- Wheater, H., Sorooshian, S. y Sharma, KD (2007). Modelado hidrológico en zonas áridas y semiáridas. En *Modelado hidrológico en zonas áridas y zonas semiáridas* (vol. 9780521869188, págs. 1–212). Cambridge: Prensa de la Universidad de Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780521869188>
- Wilson, JL y Guan, H. (2004). Hidrología de bloques montañosos y recarga de frentes montañosos. En *Recarga de aguas subterráneas en un entorno desértico*. ment: El suroeste de los Estados Unidos (vol. 9, págs. 113 a 137). Washington, DC: Unión Geofísica Americana. <https://doi.org/10.1029/009WSA08>
- WMC [Consultores de Gestión del Agua Ltda.] (2007). Analisis de la relacion entre las aguas subterranas del Proyecto Pampa Colorada, las vertientes y del margen este del Salar de Atacama y las Lagunas Miscanti y Minique, Informe III Final, Santiago, Chile.
- Wood, C., Cook, PG y Harrington, GA (2015). Perfiles verticales de carbono-14 para resolver la variabilidad espacial en la recarga en entornos áridos onmentos. *Revista de hidrología*, 520, 134–142. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.044>
- Zimmerman, U., Ehalt, D. y Munnich, KO. (1967). Movimiento de agua del suelo y evapotranspiración: Cambios en la composición isotópica del agua. Documento presentado en el Simposio sobre isótopos en hidrología de la Agencia Internacional de Energía Atómica. En t. Agencia de Energía Atómica, Viena, Austria.

Referencias de la información de apoyo

- Bershaw, J., Penny, SM y Garzzone, CN (2012). Isótopos estables de agua moderna en el Himalaya y la meseta tibetana oriental: Implicaciones para estimaciones de paleoelevación y paleoclima. *Revista de Investigación Geofísica*, 117, D02110. <https://doi.org/10.1029/2011JD016132>
- Boers, N., Bookhagen, B., Marwan, N. y Kurths, J. (2016). Características espacio-temporales y sincronización de lluvias extremas en el Sur América con foco en la Cordillera de los Andes. *Dinámica del Clima*, 46(1–2), 601–617.

- 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.
- Clarke, WB, Jenkins, WJ y Top, Z. (1976). Determinación de tritio por medición espectrométrica de masas de H_2O . *Revista internacional de Radiación Aplicada e Isótopos*, 27, 515–522.
- Cook, PG y Bohlke, J.-K. (2000). Determinación de escalas de tiempo para el flujo de agua subterránea y el transporte de solutos. En PG Cook y AL Herczeg (Eds.), *Trazadores ambientales en hidrología del subsuelo* (págs. 1–30). Norwell, MA: Editores académicos de Kluwer.
- Fiorella, RP, Poulsen, CJ, Pillco Zolá, RS, Barnes, JB, Tabor, CR, & Ehlers, TA (2015). Variabilidad espaciotemporal de los modernos precipitación $\delta^{18}\text{O}$ en los Andes centrales e implicaciones para estimaciones de paleoclima y paleoaltimetría. *Revista de Investigación Geofísica: Atmósferas*, 120, 4630–4656. <https://doi.org/10.1002/2014JD022893>
- Garreaud, RD (2009). Clima y tiempo de los Andes. *Avances en Geociencias*, 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Kendall, C. y Caldwell, EA (1998). Fundamentos de la geoquímica isotópica. En *Trazadores de isótopos en hidrología de cuencas* (págs. 51–86). Ámsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-81546-0.50009-4>
- Kendall, C. y McDonnell, JJ (1998). *Trazadores de isótopos en hidrología de cuencas* (839 págs.). Elsevier: Ámsterdam.
- Kirchner, JW (2006). Obtener las respuestas correctas por las razones correctas: vincular mediciones, análisis y modelos para hacer avanzar la ciencia de hidrología. *Investigación de recursos hídricos*, 42, W03S04. <https://doi.org/10.1029/2005WR004362>
- Lindsey, BD, Jurgens, BC y Belitz, K. (2019). El tritio como indicador de la edad de las aguas subterráneas modernas, mixtas y premodernas: EE. UU. Informe de investigaciones científicas del Servicio Geológico 2019–5090, 18 p., <https://doi.org/10.3133/sir20195090>
- Lucas, LL y Unterweger, MP (2000). Revisión exhaustiva y evaluación crítica de la vida media del tritio. *Revista de Investigación de la Instituto Nacional de Normas y Tecnología*, 105, 541–549.
- Risacher, F., Alonso, H., Salazar, C. (1999). *Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III Regiones—Chile*. 1. Ministerio de Obras Públicas, págs. 209.
- Tsujimura, M., Abe, Y., Tanaka, T., Shimada, J., Higuchi, S., Yamanaka, T., et al. (2007). Características isotópicas y geoquímicas estables de agua subterránea en la cuenca del río Kherlen, una región semiárida en el este de Mongolia. *Revista de hidrología*, 333 (1), 47–57. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.07.026>