

1 **Desequilibrio en el presupuesto hidrológico moderno de las cuencas**
2 **hidrográficas topográficas a lo largo de la vertiente occidental de los Andes (21-**
3 **25°S): implicaciones para la evaluación de la recarga de aguas subterráneas**

4

5

6 * * * * * Aceptado provisionalmente en Hydrogeology Journal – 18 de diciembre de 2020 *****

7

8

9

10

11 David F. Boutt¹, Lilly G. Corenthal¹, Brendan J. Moran¹, LeeAnn Munk², Scott A. Hynek³,

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

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

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

15

diecisésis

17

18

19 Dirección de envío:

20

21 Departamento de Geociencias

22 611 North Pleasant Street 233

23 Centro de Ciencias Morrill

24 Universidad de Massachusetts

25 Amherst, MA 01003-9297

26

27

28

29

30 **Puntos clave**

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

37

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

40

41 **Resumen**

42 Las tasas modernas de descarga de agua a menudo superan la recarga de agua
43 subterránea en cuencas áridas. Este aparente desequilibrio de masa dentro de una cuenca
44 puede reconciliarse a través del flujo de agua subterránea entre los drenajes topográficos
45 y/o el drenaje del agua subterránea almacenada que se recarga durante los períodos
46 pluviales. Investigamos discrepancias en el presupuesto hidrológico moderno de cuencas
47 a lo largo del flanco oeste de los Andes en el norte de Chile (21–25°S), centrado en la
48 cuenca endorreica del Salar de Atacama y cuencas adyacentes. Presentamos estimaciones
49 con límites de incertidumbre de las tasas de recarga modernas que no se acercan al
50 equilibrio de la descarga de agua subterránea moderna observada dentro de las cuencas
51 topográficas. Se exploraron dos conceptualizaciones de cuencas hidrogeológicas que
52 descargan al Salar de Atacama con un modelo de agua subterránea 2D simplificado. Los
53 resultados de los modelos respaldan la interpretación de que se requiere el flujo
54 subterráneo entre cuencas y el drenaje transitorio del agua subterránea del
55 almacenamiento para equilibrar los balances de agua a lo largo del margen de la meseta.
56 Los modelos examinan más a fondo si este sistema sigue respondiendo al forzamiento
57 climático (en escalas de tiempo paleoclimáticas) de los períodos pluviales y destacan las
58 características generales de sistemas de margen de meseta similares, que incluyen:
59

60 Resumen en lenguaje sencillo

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

71

72 1. Introducción

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

88

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

92 Los márgenes de la meseta orogénica, especialmente en las regiones áridas, se caracterizan por fuertes
93 pendientes en la topografía y el clima que conducen al desarrollo de sistemas de aguas subterráneas a escala
94 regional. *Haitjema y Mitchell-Bruker*, 2005; *Gleeson et al.*, 2011] y fuentes de recarga de frente de montaña. Las
95 cuencas cerradas pueden conservar los registros geológicos de los flujos de agua durante 10^2 – 10^6 períodos de
96 tiempo de un año en la acumulación de minerales evaporíticos [p. ej. *Godofredo et al.*, 2003; *Jordán et al.*, 2007; *Munk*
97 *et al.*, 2018]. El Salar de Atacama alberga >1800 km 3 de halita [*Corenthal et al.*, 2016] en una cuenca cerrada adyacente
98 a la meseta del Altiplano-Puna, y proporciona un caso extremo para evaluar el papel potencial del flujo de agua
99 subterránea a escala regional y el drenaje transitorio del almacenamiento de agua subterránea en el mantenimiento
100 de las tasas de descarga de agua en escalas de tiempo modernas y geológicas (Figura 1). Ambos mecanismos
101 invalidan el cierre topográfico de estado estacionario del presupuesto hídrico, una suposición que se utiliza a
102 menudo para la gestión de los recursos hídricos [por ejemplo, como la utilizan *Dirección General de Aguas*, 2013 en el
103 Salar de Atacama y documentado en *Gorelick y Zheng*, 2015; *Currell et al.*, 2016].

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

119 (30 m) en una escala de tiempo Myr. El flujo de agua subterránea a escala regional, la transferencia entre cuencas y
120 los eventos de recarga pulsada (escala de tiempo de 10 a 100 años) están documentados [*houston*, 2006b;*Rissman et*
121 *al.*, 2015;*Jordán et al.*,2019] en la región, y se sugiere que la descarga moderna en el desierto de Atacama refleja el
122 drenaje de las aguas subterráneas recargadas durante períodos pluviales episódicos (10³- 10⁴años) en el Pleistoceno
123 tardío y el Holoceno [Fritz et al., 1981; Herrera et al., 2021; Sáez et al., 2016;*houston y hart*, 2004;*Gayo et al.*, 2012]. Un
124 trabajo reciente de Moran et al. (2019) presenta más evidencia del papel del agua subterránea premoderna que
125 domina la descarga de agua a los manantiales y lagunas, al tiempo que muestra que el flujo de agua subterránea
126 entre cuencas es fundamental para explicar las observaciones de la descarga en la cuenca.

127

128 Esfuerzos previos para equilibrar el presupuesto hídrico del Salar de Atacama [*Rissman et al.*, 2015;
129 *Corenthal et al.*,2016], cuencas cerradas cercanas [*houston y hart*, 2004;*Herrera et al.*,2016] y márgenes de meseta
130 en general [p. ej.*Anderman et al.*, 2012] identificó discrepancias en las estimaciones del flujo de agua, con pérdidas
131 de agua a través de la evapotranspiración que superan con creces los aportes de las cuencas hidrográficas
132 modernas. Dos mecanismos que se han considerado previamente para cerrar el balance hídrico [*Corenthal et al.*,
133 2016 y*Morán et al.*, 2019]: (1) un área de cuenca hidrográfica más grande que abarca rutas de flujo de agua
134 subterránea entre cuencas a escala regional recargadas de la precipitación en elevaciones más altas y (2) el
135 equilibrio hidrológico moderno incluye el drenaje del almacenamiento transitorio de agua subterránea recargado
136 durante condiciones más húmedas se exploran aquí. En este trabajo, la recarga de la precipitación se cuantifica
137 escalando mediciones puntuales a conjuntos de datos satelitales regionales, incluida la incertidumbre, definiendo
138 aún más la magnitud y la escala temporal del desequilibrio hidrológico inferido de las observaciones de la
139 acumulación de halita en el Salar de Atacama [*Corenthal et al.*,2016]. Se integran conjuntos de datos únicos para (1)
140 cuantificar el área de una cuenca de captación de agua subterránea a escala regional necesaria para equilibrar la
141 descarga moderna, (2) aproximar el papel de la recarga del Pleistoceno tardío en la descarga moderna y (3) dilucidar
142 los mecanismos y procesos físicos por qué agua se entrega a la cuenca. Luego, estos datos se utilizan para restringir
143 un modelo de agua subterránea 2D simplificado para comprender únicamente la fuente de recarga del suelo de la
144 cuenca. Si bien el modelo no se enfoca en los detalles de la interacción agua dulce/salmuera del sistema acuífero del
145 piso de la cuenca, sí permite la exploración de escalas temporales y espaciales dinámicas de fuentes de recarga
146 tanto del flujo de agua subterránea regional como del drenaje transitorio en dos conceptualizaciones
147 hidrogeológicas. Juntos

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

150 **2. Área de estudio**

151 Salar de Atacama , una importante depresión topográfica con un área de más de 17.000 km²
152 adyacente a la meseta Altiplano-Puna de los Andes Centrales, sirve como punto focal para nuestro análisis del
153 desequilibrio hidrológico en la región (Figura 1). El Salar de Atacama comenzó a acumular un depósito masivo de
154 halita ~7 Ma, coincidiendo con el levantamiento de la Meseta Andina Central [Jordán *et al.*, 2002a, 2007; Reutter *et al.*,
155 2006]. El núcleo de halita de la cuenca alberga una salmuera rica en litio que proporciona aproximadamente un tercio
156 del suministro mundial de litio [Maxwell, 2014]. Los abanicos aluviales son importantes conductos hidrológicos hacia
157 el Salar de Atacama; apoyando la descarga de numerosos manantiales y filtraciones en la zona de transición
158 alrededor del núcleo de halita, y alimentando humedales y lagunas ambientalmente sensibles. La tendencia espacial
159 observada del gradiente descendente de aluvión, carbonato, yeso y halita a lo largo de las trayectorias de flujo a
160 través de la zona de transición documenta la evaporación del agua de entrada hasta que alcanza la saturación de
161 halita [Risacher *et al.*, 2003]. Siete arroyos perennes y efímeros emergen en los contactos estratigráficos y
162 estructurales, pero pierden todo el flujo superficial a través del aluvión antes de alcanzar las facies de yeso y halita.
163 Estas corrientes actúan como conductos importantes para la recarga efímera y enfocada tanto del agua meteórica
164 local como del agua subterránea regional que emerge y se reinfiltra a lo largo de su camino (p. ej., Kikuchi y Ferré,
165 2016; Scanlon *et al.*, 2006). El agua subterránea poco profunda vuelve aemerger en sistemas lagunares complejos
166 por encima de una interfaz de agua dulce/salmuera cerca del margen del salar [Boutt *et al.*, 2016; Marazuela *et al.*,
167 2019; Munk *et al.*, *en revisión*]. Una serie de ignimbritas hidrogeológicamente importantes del Plio-Pleistoceno se
168 originan en el Complejo Volcánico Altiplano-Puna en la meseta [p. Jordán *et al.*, 2007; Salisbury *et al.*, 2011] y se
169 extienden hacia el subsuelo del Salar de Atacama; en la mitad norte de la cuenca, estas unidades se interpretan como
170 altamente continuas. El sistema de fallas de Salar, con tendencia norte-sur, ciego, de ángulo alto y hacia el este,
171 acomoda más de 1 km de desplazamiento a través del núcleo de halita [Lowenstein *et al.*, 2003; Jordán *et al.*, 2007;
172 Rubilar *et al.*, 2017; Martínez *et al.*, 2018]. Jordán *et al.* [2002] sugieren que esta falla actúa como una barrera que
173 provoca la descarga de caminos de flujo de agua subterránea a escala orogénica en el Salar de Atacama.
174
175

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

187

188 La cuenca del Salar de Atacama, en el corazón del Desierto de Atacama, se caracteriza por un clima hiperárido a
189 árido [Hartley y Chong, 2002]. Importante variabilidad interanual de las precipitaciones [Garreaud et al., 2003] incluye
190 eventos de lluvia poco frecuentes de alta intensidad que producen una recarga efímera y concentrada de aguas
191 subterráneas [Houston, 2006b; Boutt et al., 2016]. Debido a que la cuenca ha estado cerrada desde al menos el
192 Mioceno tardío [Jordán et al., 2002a], la descarga de agua superficial se produce sólo por evaporación. Los registros
193 sedimentarios sugieren que los climas variables áridos a hiperáridos han dominado desde 53 ka. Bobst et al., 2001;
194 Godofredo et al., 2003], con al menos cuatro períodos más húmedos que el moderno desde 106 ka [Gayo et al.,
195 2012]. Los modelos hidrológicos para lagos en el altiplano boliviano sugieren de manera similar que la precipitación
196 puede haber sido de 2 a 3 veces mayor que la actual durante estos períodos, y los períodos húmedos regionales más
197 recientes ocurrieron durante el Pleistoceno tardío Tauca y Coipasa (eventos pluviales de los Andes centrales)

198

199 [Placzek et al., 2013]. Los registros sedimentarios del Salar de Atacama documentan además la variación en el
200 balance hidrológico del Salar de Atacama desde >100 ka hasta el presente [Bobst et al., 2001; Godofredo et al.,
201 2003; Lowenstein et al., 2003]. Registros de depósitos de paleo-humedales al sur del Salar de Atacama
202 sugieren períodos húmedos menos pronunciados de 14-9,5 ka y 4-0,7 ka, [Quade et al., 2008; Saez et al.,
203 2016] consistente con registros de vegetación y otros depósitos de humedales en la región [Betancourt et al.,
204 2000; Rech et al., 2002, 2003], así como registros arqueológicos [Gayo et al., 2012; Santoro et al., 2017]. El
205 clima alrededor del Salar de Atacama ha sido más seco desde mediados de

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

209 **3. Enfoque y métodos del estudio**

210 **3.1 Conceptualización del Presupuesto Hídrico Moderno**

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

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

$$\Delta = P_{RCH} - P_{SdA} - D_{HighElevSalars} - D_{GW_{RCH}} \quad (1)$$

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

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

237
$$\Delta = P - R - \frac{GW_{RCH}}{0} \quad (2)$$

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

245 3.2 *Precipitación*

246 Las estimaciones de precipitación se obtuvieron del conjunto de datos 2B31 de la Misión de medición de
247 precipitaciones tropicales (TRMM) disponible públicamente sobre la precipitación media anual (MAP) derivada de 1 a
248 3 mediciones diarias con una resolución de 25 km². Un conjunto de datos TRMM 2B31 procesado fue calibrado,
249 validado y proporcionado por *Bookhagen y Strecker*[2008] durante el período comprendido entre el 1 de enero de
250 1998 y el 31 de diciembre de 2009. Este conjunto de datos se comparó con mediciones de gálibo de 28 estaciones
251 meteorológicas en la Región de Antofagasta mantenidas por la Dirección General de Aguas (DGA) de Chile y una
252 estación en el salar mantenida por la Sociedad Chilena de Litio/Rockwood Lithium Inc./Albemarle (Figura S1 y S2). Las
253 funciones de ley de potencia se ajustan al límite inferior y superior de los datos de TRMM de la estación DGA (Figura
254 S2) para proporcionar restricciones sobre el sesgo y la incertidumbre en las estimaciones de precipitación. Estos
255 límites se utilizan para estimar la mediana (más plausible), los rangos inferior y superior de MAP en la región y para
256 proporcionar una gama de posibles escenarios de precipitación (Texto S1). Estos rangos se incorporan en otros
257 cálculos dependientes a continuación.

258

259 3.3 *Recarga de aguas subterráneas*

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

262 Atacama [*houston*, 2007, 2009], por lo que

263
$$!"\#= \frac{1*"+3}{"+456"+75} \quad (3)$$

264 Dónde:

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

266 = concentración de cloruro en agua subterránea

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

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

271

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

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

284

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

292 línea de agua meteórica [craig, 1961]. Cada sitio está categorizado en estas 3 categorías en la Tabla 3 que
293 cubre el rango de posibles mecanismos de recarga en las regiones áridas (Scanlon et al., 2006) y son
294 evaluaciones exhaustivas de las posibles tasas de recarga. Estos criterios de composición isotópica estable
295 minimizan la influencia de la evaporación y el reciclaje de sales que se sabe que ocurren en las zonas de
296 descarga. El CL-la concentración de múltiples eventos de muestreo se promedió para cada sitio. Medidas de Cl-
297 en la precipitación incluyen 4 muestras de lluvia recolectadas en SdA como parte de este estudio (Figura
298 4b) y mediciones publicadas de la meseta de la Puna chilena [Cervetto Sepúlveda, 2012] y la región de
299 Turi y Linzor en los tramos altos de la cuenca del río Loa [houston, 2007, 2009].

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

306 3.4 Evapotranspiración

307 Evapotranspiración (Ds_{dA}) Las estimaciones del núcleo y la zona de transición del Salar de Atacama se
308 resumen a partir de trabajos que (1) acoplaron las mediciones de la estación de covarianza de remolinos tomadas en
309 2001 con los presupuestos de energía terrestre obtenidos por detección remota (Ds_{dA} alcance de 1,6 a 27,1 m³/s) [
310 kampf y tyler, 2006] y (2) mediciones de lisímetro acopladas recopiladas entre 1983 y 1985 con clasificaciones de
311 tipos de terreno entre 1983 y 1985 (Ds_{dA} de 5,6 m³/s) [Mardones, 1986]. Además, Marazuela et al. (2020a) presentaron
312 estimaciones de evaporación del salar con un valor de 12,85 m³/s. De estos valores, consideramos un máximo Ds_{dA}
313 de 22,7 m³/s porque las estimaciones más altas predicen significativamente los flujos del núcleo [kampf y tyler, 2006].
314 Consideramos un mínimo Ds_{dA} de 5,6 m³/s porque es la estimación actual utilizada para gestionar los recursos
315 hídricos de la cuenca [Dirección General de Aguas, 2013]. Se supone que la tasa de infiltración determinada a través
316 del método CMB tiene en cuenta la evaporación de cualquier lugar que no esté cubierto por un salar o un lago.
317

318 Muchas cuencas cerradas por encima de los 3500 m en altura albergan zonas de evapotranspiración
319 focalizada (DH_{HighElevSalars}). Porque no hay D confiable_{HighElevSalars} disponibles, se utilizó una regresión lineal para la
320 ET potencial (PET) (mm/año) en función de la elevación del suelo (m) para la región de Atacama (Texto S2).
321

322 3.5 *Incorporación de la Incertidumbre en las Estimaciones del Balance Hidrológico*
323 Cada componente del balance hídrico contiene incertidumbre que se propaga a través de los cálculos
324 descritos anteriormente para considerar un rango de posibles estimaciones del balance hidrológico. En cada etapa
325 de los cálculos, consideramos estas incertidumbres y las incluimos en los escenarios finales de recarga inferior,
326 mediana y superior que se utilizan para evaluar el cierre del balance hídrico. Las cantidades de precipitación de
327 TRMM impactan tanto en la relación funcional CMB de recarga de precipitación (P en la ecuación 3) como en los
328 cálculos de recarga distribuida evaluados. Además, la incertidumbre en la composición del cloruro (Cl_{PAGSEN} la
329 Ecuación 3) de la precipitación también impacta la recarga efectiva a través del cálculo del CMB y la relación funcional
330 (ecuación 3). Nuestras estimaciones de recarga de extremo inferior se calculan utilizando las estimaciones de
331 precipitación más bajas posibles (Figura S2 - Curva superior), la concentración de cloruro de precipitación más baja y
332 omitiendo cualquier Cl en agua subterránea procedente de la meteorización de rocas (Cl_{rw}). La estimación de recarga
333 mediana se produce utilizando el TRMM 2B31 directamente con la concentración promedio de cloruro en la
334 precipitación. Finalmente, las estimaciones de recarga del extremo superior se calculan utilizando las estimaciones
335 de precipitación más altas posibles (Figura S2 - Curva inferior), la concentración de cloruro de precipitación más alta y
336 la posibilidad de Cl procedente de la meteorización de las rocas.

337

338 3.6 *Modelos numéricos de hidrogeología de margen de meseta*
339 Se construyó un modelo bidimensional transitorio de agua subterránea que simulaba la meseta del Altiplano-Puna y
340 el sistema adyacente del Salar de Atacama usando el código de diferencia finita MODFLOW para flujo saturado [
341 McDonald y Harbaugh, 1988]. El propósito del modelo es examinar: (1) los tiempos de respuesta dinámica de un
342 sistema regional de aguas subterráneas a los cambios en la recarga de aguas subterráneas que son de una magnitud
343 similar a la predicha por las reconstrucciones paleoclimáticas
344 [Betancourt et al., 2000; Placzek et al., 2013]; (2) la sensibilidad de las respuestas del nivel del agua a estos
345 cambios en la recarga de agua subterránea; y (3) si la división del agua subterránea entre el agua que drena al
346 Salar de Atacama y el agua que descarga a las cuencas poco profundas en la meseta es dinámica o estática con
347 respecto al cambio de recarga. El marco para el modelo se basa en trabajos previos en Atacama por houston y
348 hart[2004] y en la Cuenca Murray en Australia por Urbano et al., [2004]. Este modelo no pretende ser una
349 evaluación exhaustiva de las condiciones hidrogeológicas dentro de la cuenca del Salar de Atacama en
350 comparación con el trabajo de
351 Marazuela et al., (2020b). Evaluamos este modelo para dos escenarios de conductividad hidráulica

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

360

361 El dominio del modelo tiene 240 km de largo (dominio activo de 219 200 m), ancho unitario y 3000 m de
362 espesor con dimensiones de cuadrícula de 200 mx 1 mx 200 m en las 7 capas superiores y 200 mx 1 mx 400 m en las
363 4 capas inferiores. Las elevaciones de las celdas de la cuadrícula superior se interpolaron a partir de un ASTER GDEM
364 suavizado. La parte inferior del modelo es un límite sin flujo. **El límite de la derecha se establece en una división**
365 **importante (sin flujo) de la meseta andina y, dado el gradiente climático en esta región, es probable que la**
366 **distribución de la recarga cree una fuerte división en esta ubicación. El efecto de este límite se justifica debido a los**
367 **pequeños cambios en las cabezas de simulación. El límite de la izquierda también es una condición de límite sin flujo**
368 **del Salar de Atacama.** En el límite superior, hay 207 celdas de cabeza constante en la capa superior a una altura de
369 2300 m snm, que representan la superficie del Salar de Atacama. Los límites de flujo especificados se asignaron a
370 todas las demás celdas superiores. Hay 119 drenajes a lo largo de la meseta con una conductancia de 1.000 m²/día. A
371 lo largo de la meseta a una altura de 3893 msnm, se asignaron 28 drenes con una altura de 3993 msnm y una
372 conductancia de 10 m²/día para la ejecución de estado estacionario para producir un lago de gran altura similar a los
373 descritos por *Grosjean et al.* [1995], *Condón et al.*, [2004] y otros. Para las corridas transitorias, a los drenajes se les
374 asignó una elevación de 3893 m (elevación de la celda superior) y una conductancia de 1000 m²/día para simular un
375 salar. La recarga se asignó a cualquier celda superior que no fuera ya un drenaje o un límite de carga constante. Para
376 las simulaciones iniciales de estado estable, la recarga se determinó multiplicando el ráster de precipitación TRMM
377 2B31 por un factor de tres y aplicando la ecuación 4 a este ráster de precipitación. Este factor de multiplicación
378 representa las estimaciones superiores de precipitación durante períodos pluviales pasados en los últimos 130 ka [
379 *Placzek et al.*, 2013]; y por lo tanto la conceptualización más conservadora del balance hídrico. Este ráster resultante
380 se interpoló luego para
381

382 la grilla del modelo. Para el funcionamiento transitorio, GW moderno_{RCH} las tasas se determinaron aplicando la
383 ecuación 4 para GW_{RCH} moderno conjunto de datos TRMM 2B31 e interpolando el ráster resultante a la cuadrícula
384 del modelo. La interpolación de la precipitación moderna 3x y las estimaciones de precipitación moderna para las
385 entradas de recarga al modelo captura la distribución espacial de GW_{RCH} a través de la meseta, así como la magnitud
386 relativa predicha de paleo- a moderno- GW_{RCH} desde finales del Pleistoceno hasta el presente basado en *Betancourt et*
387 *al.*[2000] y *Placzek et al.*[2013]. No hay otras fuentes o sumideros hidráulicos en el modelo y el modelo 2D no tiene en
388 cuenta el flujo transversal al dominio, las características del agua superficial o la escorrentía de precipitación directa.
389

390 Se examinaron dos distribuciones de conductividad hidráulica heterogéneas e isotrópicas con base en una
391 sección transversal geológica a través de la cuenca del Salar de Atacama y la meseta occidental del Altiplano-Puna
392 por *Reutter et al.*[2006] (Figura 1; Figura 6). Estos escenarios están diseñados para representar: (1) el sureste del Salar
393 de Atacama caracterizado por un bloque elevado de baja permeabilidad del basamento del Precámbrico al
394 Carbonífero que interrumpe el margen de la meseta (restrictivo al flujo regional) y (2) el noreste del Salar de Atacama
395 caracterizado por un plegamiento monocinal de ignimbritas lateralmente extensas (conducentes al flujo regional).
396 Conductividades hidráulicas para las unidades geológicas descritas en *Reutter et al.*[2006] fueron asignados en base a
397 valores estándar de *Ingebritsen y Manning*[1999] y oscilan entre 0,01 y 10 m/día. Para las simulaciones transitorias,
398 un almacenamiento específico confinado de 10-4 se asignó uniformemente a todo el dominio. La elección de un único
399 valor de almacenamiento permite la exploración de la sensibilidad de los resultados del modelo a la conductividad
400 hidráulica.
401

402 4. Resultados

403 4.1 Evaluación del Balance e Incertidumbre Hidrológica

404 En el Salar de Atacama la precipitación anual promedia 16 mm/año [Sociedad Chilena de Litio Ltda.,
405 2009], mientras que >300 mm/año [Bookhagen y Strecker, 2008; Quade et al., 2008] puede ocurrir por encima
406 de los 5000 m dentro de la cuenca hidrográfica topográfica (Figura 1, Figura 3b). Aproximadamente 50-80
407 mm/año de agua de nieve equivalente se produce a 4500 m snm [Vuille y Ammann, 1997] pero la mayoría
408 probablemente se sublima antes de infiltrarse [Johnson et al., 2010; Dirección General de Aguas, 2013].

409 Basado en el conjunto de datos TRMM 2B31 media anual
410 la precipitación de 1998 a 2009, incluido el promedio más húmedo de 2001/2002, es de 30,7 m³/s (23,4

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

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

$$GW_{RCHE} = (1,3 \cdot 10^{-4}) \cdot PAGS_{2.3} \quad (4)$$

425 La aplicación de la ecuación (4) al conjunto de datos TRMM 2B31 mediano predice 1,1 m³/s (1,1 para límite inferior y
426 2,1 m³/s para el límite superior) de recarga dentro de la cuenca hidrográfica topográfica (Figura 4b, Tabla 2), con
427 tasas de infiltración que oscilan entre 0,5 y 3,5 % en función de la precipitación Cl-concentración de 8 mg/l, o 0.3-9.0%
428 considerando un rango de precipitación Cl-concentraciones de 5 a 16 mg/l (Tabla 3, Figura 3). Similar a las regiones
429 áridas a nivel mundial [Scanlon et al., 2006] y los Andes Centrales
430 [houston, 2007], significativo (>0,1 mm/año) GW_{RCHE}sólo ocurre cuando la precipitación supera los 120 mm/año. Este
431 enfoque contrasta con otros trabajos en la cuenca [por ejemplo, Marazuela et al., 2019] que fuerza el cierre de estado
432 estacional en el presupuesto hidrológico utilizando tasas de infiltración extremadamente altas de 35 a 85%. Los valores
433 extremos de la infiltración media (en comparación con los datos globales en Scanlon et al., 2006) están respaldados
434 únicamente por la suposición hidrológica de que el balance hídrico está equilibrado dentro de la cuenca hidrográfica
435 topográfica.

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

440 estudio de lisímetro [Mardones, 1986]. Predecimos que $D_{HighElevSalars}$ en la cuenca hidrogeológica totaliza
441 5.0 m³/s (rango de incertidumbre de 1,8 a 17,8 m³/s) (Figura 4c, Tabla 2).

442 Aproximadamente 3,19 m³/s de agua subterránea poco profunda ingresa al Salar de Atacama según lo
443 calculado por Corenthal et al. (2016) y Munk et al., (2018). Los *Dirección General de Aguas* (2013) estima que el caudal
444 total al Salar de Atacama es de 1,58 m³/s basado en mediciones de gage, que solo coincide con nuestro nuevo rango
445 de estimaciones de GW_{RCH} dentro de la cuenca hidrográfica topográfica (1,1–2,1 m³/s). La suma de esta agua
446 subterránea poco profunda y el caudal (4,77 m³/s) es consistente pero menor que las estimaciones bajas anteriores
447 de D_{sdA} (5,6 m³/s); sin embargo, GW_{RCH} dentro de la cuenca hidrográfica topográfica representa solo el 24% de estos
448 flujos de entrada y solo el 5–20% de D_{sdA} . Para equilibrar el rango completo de descarga de la evapotranspiración (5,6
449 a 13,4 m³/s) con GW_{RCH} (1,1 – 2,1 m³/s) en la cuenca topográfica del Salar de Atacama se requiere una tasa de
450 infiltración promedio de la cuenca de 21 a 86 %. Tales tasas superan con creces las tasas de infiltración promedio de
451 0,1 a 5% para las regiones áridas a nivel mundial [Scanlon et al., 2006], así como las tasas de infiltración observadas
452 en las cuencas cercanas de Linzor y Turi [Houston, 2007, 2009].

453

454 Dentro de la cuenca topográfica, D_{sdA} es de 2 a 8 veces (5,6 a 13,4 m³/s) superior a los aportes
455 combinados de recarga moderna de precipitación y caudal (Figura 5; Tabla 2). Es probable que parte del
456 caudal provenga de aguas subterráneas [p. ej. Hoke et al., 2004] y, por lo tanto, contados dos veces, arrojando
457 estimaciones más conservadoras del desequilibrio hidrológico. La cuenca hidrogeológica requerida para GW
458 $RCH+R$ para equilibrar la evapotranspiración para nuestro rango estimado de valores de recarga tiene una
459 superficie de más de 75.000 km², 4 veces más grande que la cuenca topográfica (Figura 5 escenario M).
460 Incluso las altas estimaciones de $GW_{RCH}+R$ no logra explicar las bajas estimaciones de D_{sdA} para las cuencas
461 hidrográficas A a I.

462

463 4.2 *Simulaciones numéricas de un sistema de aguas subterráneas en el margen de la meseta* Las simulaciones
464 numéricas de la respuesta del nivel del agua a los cambios en las condiciones de recarga a largo plazo de la meseta
465 muestran una fuerte variabilidad espacial con la mayor sensibilidad observada en el área de los márgenes occidental y
466 oriental de la meseta (Figura 7). Los niveles de agua tienen una mayor magnitud de respuesta a la recarga en las
467 simulaciones de flujo regional “restrictivas a” que en las “propicias”; sin embargo, el patrón de disminución de la cabeza fue
468 consistente entre los modelos. En ambas simulaciones, se observaron menos de 10 m de cambio en la cabeza en celdas
469 dentro de los 7 km de una celda de cabeza constante en

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

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

483 El patrón de declives de cabeza modelados es consistente con los patrones observados inferidos de los estudios
484 paleoclimáticos. Durante el Evento Pluvial de los Andes Centrales a finales del Pleistoceno y principios del Holoceno, los
485 depósitos de paleohumedales y los registros de incisiones de ríos en elevaciones <3500 m muestran fluctuaciones del nivel
486 freático en la escala de 1–25 m [p. *Betancourt et al.*, 2000; *Rech et al.*, 2002; *Quade et al.*, 2008], mientras que los niveles de
487 los lagos y registros de núcleos en la meseta Altiplano-Puna en elevaciones
488 > 3500 m muestran fluctuaciones del nivel freático de hasta 130 m [*Grosjean et al.*, 1995; *Placzek et al.*, 2006,
489 2013]. En ambos escenarios modelados, después de 10 000 años, el nivel freático en el margen de la meseta
490 en elevaciones <2600 m disminuyó <25 m. El nivel freático en la meseta cerca de la zona de descarga en
491 elevaciones entre 3880 m y 4120 m disminuyó aproximadamente 100 m por 10 000 años. No se dispone de
492 observaciones de campo de cambios en el nivel freático en la meseta en áreas distales a las zonas de
493 descarga.

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

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

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

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

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

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

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

551

552 **5. Discusión y Conclusiones**

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

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

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

572

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

586

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

589 1998] dentro de la cuenca del Salar de Atacama para ser 4.9 kyr usando la conservadora D_{50} de 5,6 m³/s, un
590 espesor de acuífero activo de 500 m, un área de 17.257 km²(es decir, área de la cuenca hidrográfica topográfica), y
591 una porosidad efectiva de 0,25. El tiempo de respuesta dinámica [*houston y hart*, 2004] para la cuenca topográfica es
592 de 9,2 kyr y 42 kyr para la cuenca hidrogeológica (Texto S4). En sistemas con largos tiempos de residencia y
593 respuesta, la suposición de que las tasas de recarga modernas deben equilibrar las tasas de descarga se invalida al
594 tener tiempos de equilibrio mayores que la escala de tiempo de los cambios climáticos documentados.*Currell et al.*,
595 2016]. Las estimaciones de la edad del agua subterránea en elevaciones altas y bajas carecen de un componente
596 significativo de la recarga moderna, lo que sugiere además que estos sistemas responden en escalas de tiempo
597 prolongadas.*houston,2006b; Moran et al,2019*. La evaporación en el Salar de Verónica más pequeño, ubicado a 50
598 km al suroeste del Salar de Atacama, excede la recarga moderna, y este desequilibrio se ha explicado por el
599 decaimiento de la cabeza hidráulica residual (es decir, el almacenamiento de agua subterránea) debido a la recarga
600 episódica [*houston y hart*, 2004].

601 Algunos trabajadores que han evaluado el sistema hidrológico del Salar de Atacama lo han hecho bajo el
602 supuesto básico de que el balance hídrico puede cerrarse dentro de su cuenca topográfica en escalas de tiempo
603 modernas [Marazuela et al.,2019]. Argumentamos que, por varias razones, esta es una suposición
604 fundamentalmente defectuosa e infundada. Como ha demostrado un trabajo reciente [Corenthal et al.,2016;Morán
605 et al.,2019], esta suposición es inadecuada para evaluar sistemas grandes, de alto relieve, áridos o semiáridos como
606 el Salar de Atacama. Los modelos conceptuales basados en estos supuestos han requerido estimaciones poco
607 realistas de la recarga difusa (35–85 %) para equilibrar los presupuestos hídricos, tasas que exceden cualquier
608 estimación establecida en áreas áridas o semiáridas en más de un orden de magnitud [p. *Scanlon et al.*,2006;*houston*,
609 2009] y no están respaldados por ninguna evidencia hidrológica de campo. La Figura 10 presenta un resumen de las
610 tasas de recarga en las cuencas del norte de Chile y la compilación global (incluidos los resultados informados aquí).
611 Está claro que los estudios que equilbran los presupuestos de agua/energía en las cuencas topográficas (en azul)
612 dan como resultado tasas de recarga efectivas mucho mayores y en un caso [Marazuela et al., 2019] reportan
613 algunas de las tasas de recarga más altas en la literatura publicada. .

614

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

619 Sufrió evaporación y refleja de cerca las entradas meteóricas modernas. Este razonamiento es incompleto y no
620 invalida un área de recarga más grande o el drenaje de agua subterránea del almacenamiento. La falta de una fuerte
621 señal de fraccionamiento por evaporación (como resultaría de la evaporación en aguas abiertas) no indica por sí
622 misma que el agua meteórica moderna se esté infiltrando rápidamente. El fraccionamiento de las pérdidas de agua
623 del suelo se observa comúnmente en áreas áridas, pero produce pequeños efectos de fraccionamiento en la
624 composición isotópica a granel del agua de recarga en comparación con la evaporación en aguas abiertas [Barnes &
625 Allison, 1988; DePaolo et al., 2004; Sprenger et al., 2015]. Aunque es probable que se produzca algún
626 fraccionamiento de la recarga derivada del deshielo (a través de la sublimación y la evaporación), la falta de campos
627 de nieve estacionales profundos o permanentes, el predominio de las precipitaciones de verano [Vuille y Ammann,
628 1997] y pérdida sustancial de volumen de agua disponible para recargar por sublimación [Stigter et al., 2018]
629 probablemente signifique que esta señal es bastante pequeña en relación con una señal de evaporación en aguas
630 abiertas [Beria et al., 2018]. En el análisis más completo de los datos de isótopos de agua en esta cuenca, Morán et al.,
631 2019 muestran que las aguas de entrada tienen una firma de exceso constante que se alinea paralela pero por
632 debajo del LMWL. Se propone que esta señal es el resultado de pequeños efectos netos de enriquecimiento por
633 evaporación en el agua de recarga combinados con la huella dactilar de la recarga de agua subterránea del período
634 pluvial que ahora drena del almacenamiento y/o fraccionamiento de la interacción termal agua-roca. Esta señal de
635 exceso de d ha sido observada por otros en esta región y entornos similares [Fritz et al., 1981; Magaritz et al., 1989;
636 Aravena, 1995; Meijer y Kwicklis, 2000] y Scheihing et al. (2018) sugiere que es el resultado solo de procesos de
637 evaporación. Pero la magnitud relativamente pequeña del desplazamiento (δeH de -10‰ a -20‰), su
638 pendiente (muy similar a la LMWL) y la falta de un extremo enriquecido de aguas de recarga requeridas para
639 producir la señal observada en SdA la descarga sugiere que esta señal es probablemente el resultado neto de
640 múltiples procesos. Junto con su análisis de δeH en aguas Morán et al., 2019 demuestran que la recarga probablemente
641 ocurre principalmente en las elevaciones más altas y fluye hacia la cuenca durante 10^2 – 10^4 escalas de tiempo de
642 años. Un sistema que opere en estas escalas de tiempo integrará varios grados de transitoriedad de las muchas
643 variaciones climáticas que han ocurrido durante este marco de tiempo e invalidará aún más cualquier suposición de
644 estado estable del balance hídrico. Sin pruebas sólidas de estas tasas de recarga muy altas o de su integración en
645 una escala temporal prolongada, los modelos conceptuales basados en un sistema cerrado de estado estacionario
646 y los modelos calibrados en función de estas suposiciones no son científicamente defendibles ni razonables.
647
648

649 La suposición de estado estacionario de que la recarga moderna equivale a la descarga dentro de la
650 cuenca topográfica claramente no es apropiada en este entorno, a pesar de su prevalencia en los enfoques de
651 gestión de cuencas hidrográficas en toda la región y en todo el mundo. Las evaluaciones globales de los
652 presupuestos de agua de captación [Liu et al., 2020] han documentado grandes discrepancias entre las
653 cuencas hidrográficas topográficas y las cuencas circundantes. Para que la recarga sea igual a la descarga con
654 el cierre hidrológico en condiciones de estado estable, las tasas de infiltración de agua subterránea deben ser
655 irrealmente altas (21–86%; cf. *Scanlon et al.*, [2006]). Tasas de recarga en cuencas al oriente (Tuyajto; *Herrera, et*
656 *al.*, [2016]) y norte (p. ej. Pampa del Tamarugal; *Jayne et al.*, [2016]; y Salar de Huasco; *Uribe et al.*, [2016])
657 utilizando condiciones de estado estacionario son fundamentalmente defectuosos en la conceptualización de
658 las fuentes de agua de recarga. Las implicaciones de estos supuestos tienen la posibilidad de sobreasignar
659 agua a los usuarios, lo que resulta en impactos ambientales significativos e injusticia social. Recarga durante
660 eventos de precipitación poco frecuentes y esporádicos [Houston, 2002; Kikuchi y Ferré, 2016; *Boutt, et al.*,
661 2016; *Masbruch et al.*, 2016] podría ser una fuente potencial de agua, pero debe explicarse en el contexto de
662 tasas de recarga restringidas utilizando estimaciones de CMB de fuentes difusas y efímeras, que se
663 argumenta que reflejan tasas de recarga promedio a largo plazo.

664

665 La conclusión de que el agua de recarga se está moviendo desde cuencas cerradas gradiente arriba
666 requiere una reconceptualización de cómo se tratan los límites topográficos en los presupuestos hidrológicos de la
667 cuenca tal como se aplica ampliamente en otros lugares [*Haitjema y Mitchell-Bruker*, 2005; *Gleeson et al.*, 2011]. Se
668 debe hacer un esfuerzo para identificar los controles hidrogeológicos en las rutas de flujo del agua y poder
669 distinguir esta agua subterránea regional de las entradas de agua subterránea local utilizando trazadores
670 elementales, isotópicos y moleculares [p. *Morán et al.*, 2019]. En el caso de un flujo regional de estado estacionario
671 hacia cuencas que son importadoras de agua subterránea, las cabezas hidráulicas poco profundas deberían mostrar
672 fuertes gradientes descendentes y las cabezas hidráulicas de menor magnitud hacia la cuenca de descarga. Ambas
673 condiciones tienen implicaciones significativas para el balance de agua de las cuencas cerradas de gran altura (>
674 4000 m) en la meseta. El presupuesto de agua de estas cuencas debe ser negativo con una fracción de agua
675 fluyendo fuera de la cuenca hacia las cuencas vecinas. Una cuenca cercana, Laguna Tuayito, muestra que este es el
676 caso [*Herrera et al.*, 2016]. En segundo lugar, es probable que los niveles de agua en los suelos de estas cuencas se
677 encuentren por encima de un nivel freático regional. Ambas consideraciones tienen fuertes implicaciones para la
678 reconstrucción del paleoclima basado en la precipitación lacustre. reconstrucciones

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

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

702

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

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

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

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

737 **6. Agradecimientos**

738

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

747

748 **7. Referencias**

- 749 Alley, WM, RW Healy, JW LaBaugh y TE Reilly (2002), Flujo y almacenamiento en
750 sistemas de aguas subterráneas., *Science*, 296(5575), 1985–1990, doi:10.1126/
751 *science*.1067123. Andermann, C., L. Longuevergne, S. Bonnet, A. Crave, P. Davy y R. Gloaguen (2012),
752 Impacto del almacenamiento transitorio de agua subterránea en la descarga de los ríos del
753 Himalaya, *Nat. Geosci.*, 5(2), 127–132, doi:10.1038/ngeo1356.
- 754 Anderson, M., R. Low y S. Foot (2002), Desarrollo sostenible de aguas subterráneas en zonas áridas, altas
755 Cuencas andinas, *Geol. Soc. Londres, espec. Publ.*, 193(1), 133–144,
756 doi:10.1144/GSL.SP.2002.193.01.11.
- 757 Aravena, R. (1995). Hidrología isotópica y geoquímica de las aguas subterráneas del norte de Chile.
758 Toro. IFEA, 24, 495–503.
- 759 Aron, F., G. González, E. Veloso y J. Cembrano (2008), Arquitectura y estilo de
760 deformación neógena compresiva en el borde este-sureste de la cuenca del Salar de
761 Atacama (22°30'-24°15'S): un marco estructural para el arco volcánico activo de los Andes
762 Centrales, *Int. Síntoma Andina Geodyn.*, (1998), 52–55.
- 763 Barnes, CJ y Allison, GB (1988). Seguimiento del movimiento del agua en la zona no saturada utilizando
764 isótopos estables de hidrógeno y oxígeno. *Revista de hidrología*, 100(1-3), 143–176.
765 [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90184-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90184-9)
- 766 Bazuhair, AS y WW Wood (1996), Método de balance de masa de cloruro para estimar el suelo
767 recarga de agua en áreas áridas: Ejemplos del oeste de Arabia Saudita, *J. Hydrol.*, 186(1-4), 153–
768 159, doi:10.1016/S0022-1694(96)03028-4.
- 769 Betancourt, JL, C. Latorre, JA Rech, J. Quade y KA Rylander (2000), Un estudio de 22 000 años
770 Registro de Precipitación Monzónica del Desierto de Atacama en el Norte de Chile, *Science*
771 (80- .) ., 289(5484), 1542–1546, doi:10.1126/science.289.5484.1542.
- 772 Beria, H., Larsen, JR, Ceperley, NC, Michelon, A., Vennemann, T. y Schaeffli, B. (2018).
773 Comprender los procesos hidrológicos de la nieve a través de la lente de los isótopos estables del agua.
774 CABLES Agua, 5(6). <https://doi.org/10.1002/wat2.1311>
- 775 Blodgett, T. a., JD Lenters y BL Isacks (1997), Restricciones sobre el origen del paleolago
776 expansiones en los Andes centrales, *Earth Interact.*, 1(1), 1–1,
777 doi:10.1175/1087-3562(1997)001<0001:CotOoP>2.0.CO;2.
- 778 Bobst, AL, TK Lowenstein, TE Jordan, LV Godfrey, TL Ku y S. Luo (2001), A 106
779 registro paleoclima ka de núcleo de perforación del Salar de Atacama, norte de Chile,
780 *Paleogeogr. paleoclimatol. Palaeoecol.*, 173(1-2), 21–42, doi:10.1016/
781 S0031-0182(01)00308-X.
- 782 Bookhagen, B. y MR Strecker (2008), Barreras orográficas, lluvia TRMM de alta resolución,
783 y variaciones del relieve a lo largo de los Andes orientales, *Geophys. Res. Lett.*, 35(6), 1–6,
784 doi:10.1029/2007GL032011.
- 785 Boutt DF, Hynek SA, Munk LA y Corenthal LG (2016) Recarga rápida de agua dulce
786 al acuífero de salmuera alojado en halita del Salar de Atacama, Chile, *Hydrol. Process.*, 30: 4720– 4740.
787 doi: 10.1002/hyp.10994.
- 788 Cervetto Sepúlveda, MM (2012), Caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica de las
789 cuencas: Salar de Aguas Calientes 2, Puntas Negras, Laguna Tuyajto, Pampa Colorada, Pampa
790 las Tecas y Salar el Laco, II Región de Chile [Tesis de Maestría], Universidad de Chile.

- 791 Condón, T., A. Coudrain, A. Dezetter, D. Brunstein, F. Delclaux y S. Jean-Emmanuel (2004),
792 Modelado transitorio de regresiones lacustres: dos estudios de caso del altiplano
793 andino, *Hydrol. Process.*, 18(13), 2395–2408, doi:10.1002/hyp.1470.
- 794 Condon, LE y RM Maxwell (2015), Evaluación de la relación entre topografía y
795 aguas subterráneas utilizando los resultados de un modelo hidrológico integrado a escala continental,
796 *Water Resour. Res.*, 51, 6602–6621, doi:10.1002/2014WR016774.
- 797 Corenthal, LG, DF Boutt, SA Hynek y LA Munk (2016), Flujo regional de aguas subterráneas
798 y acumulación de un depósito masivo de evaporitas en el margen del Altiplano chileno,
799 *Geophys. Res. Lett.*, 43, doi:10.1002/2016GL070076
- 800 Craig, H. (1961), Variaciones isotópicas en aguas meteóricas. *Science*, 133(3465), 1702–3,
801 doi:10.1126/science.133.3465.1702.
- 802 Crossey, LJ, TP Fischer, PJ Patchett, KE Karlstrom, DR Hilton, DL Newell, P.
803 Huntoon, AC Reynolds y G.a. M. de Leeuw (2006), Sistema hidrológico diseccionado en el Gran
804 Cañón: Interacción entre fluidos profundamente derivados y aguas de acuíferos de meseta en
805 manantiales modernos y travertino, *Geología*, 34(1), 25, doi:10.1130/G22057.1.
- 806 Currell, M., Gleeson, T. y Dahlhaus, P. (2016). Un nuevo marco de evaluación para la transitoriedad en
807 sistemas hidrogeológicos. *Agua subterránea*, 54(1), 4–14.
- 808 Cuthbert, MO, Gleeson, T., Moosdorff, N., Befus, KM, Schneider, A., Hartmann, J. y
809 Lehner, B. (2019, 1 de febrero). Patrones y dinámicas globales de las interacciones clima-agua
810 subterránea. *Naturaleza Cambio Climático*. Grupo Editorial Naturaleza. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4>
- 811 DePaolo, DJ, Conrad, ME, Maher, K. y Gee, GW (2004). Efectos de la evaporación en el oxígeno
812 e isótopos de hidrógeno en fluidos de poros de zonas vadas profundas en Hanford,
813 Washington. *Vadose Zone Journal*, 3(1), 220. <https://doi.org/10.2136/vzj2004.0220>
- 814 Dirección General de Aguas (2013), Análisis de la Oferta Hídrica del Salar de Atacama,
815 Santiago, Chile.
- 816 Dunai, TJ, G.a. González López, y J. Juez-Larré (2005), edad de aridez del Oligoceno-Mioceno
817 en el desierto de Atacama revelado por la datación por exposición de accidentes geográficos sensibles a
818 la erosión, *Geology*, 33(4), 321–324, doi:10.1130/G21184.1.
- 819 Fritz, P., Suzuki, O., Silva, C. y Salati, E. (1981). Hidrología isotópica de las aguas subterráneas en el
820 Pampa del Tamarugal, Chile. *Revista de hidrología*, 53(1–2), 161–184.
821 [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(81\)90043-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(81)90043-3)
- 822 Fritz, SC, P.a. Baker, TK Lowenstein, GO Seltzer, C.a. Rigsby, GS Dwyer, PM Tapia,
823 KK Arnold, TL Ku y S. Luo (2004). Variación hidrológica durante los últimos 170 000 años en
824 los trópicos del hemisferio sur de América del Sur, *Quat. Res.*, 61(1), 95–104, doi:10.1016/j.yqres.2003.08.007.
- 825 de la Fuente, A., Meruane, C., & Suárez, F. (2020). Variabilidad espaciotemporal a largo plazo en alta
826 Humedales andinos en el norte de Chile. *Ciencia del Medio Ambiente Total*.
827 <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143830>
- 828 Garreaud, R., M. Vuille y AC Clement (2003), El clima del Altiplano: Observado
829 condiciones actuales y mecanismos de cambios pasados, *Paleogeogr. paleoclimatol.*
830 *Palaeoecol.*, 194(1–3), 5–22, doi:10.1016/S0031-0182(03)00269-4.
- 831 Gayo, EM, C. Latorre, TE Jordan, PL Nester, SA Estay, KF Ojeda, and CM Santoro
832 (2012), Cambios hidrológicos y ecológicos del Cuaternario tardío en el núcleo hiperárido del
- 833

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

- 878 Houston, J. (2007), Recarga de aguas subterráneas en la Cuenca de Turi, norte de Chile: Una evaluación
879 basado en técnicas de balance de masa de tritio y cloruro, *J. Hydrol.*, 334(3-4), 534–544,
880 doi:10.1016/j.jhydrol.2006.10.030.
- 881 Houston, J. (2009), Un modelo de recarga para acuíferos andinos áridos de gran altitud, *Hydrol. Proceso.*,
882 23(16), 2383–2393, doi:10.1002/hyp.7350.
- 883 Houston, J. y D. Hart (2004), Decaimiento de carga teórico en acuíferos de cuenca cerrada: una perspectiva de
884 agua subterránea fósil y eventos de recarga en los Andes del norte de Chile, *Quat. J. Ing.*
885 *Geol. Hydrogeol.*, 37 (diciembre de 2007), 131–139, doi:10.1144/1470-9236/04-007.
- 886 Ibarra, DE y Chamberlain, CP (2015). Cuantificación de la temperatura del lago de cuenca cerrada y
887 hidrología por inversión de registros paleoclimáticos de isótopos de oxígeno y elementos traza. *Revista*
888 *estadounidense de ciencia*, 315 (9), 781–808. <https://doi.org/10.2475/09.2015.01> Ingebritsen SE, Manning
- 889 CE (1999) Implicaciones geológicas de una curva de profundidad de permeabilidad para
890 la corteza continental. *Geología*, 27, 1107–10.
- 891 Jayne, RS, RM Polleyea, JP Dodd, EJ Olson y SK Swanson (2016), Spatial and
892 Restricciones temporales en el flujo de agua subterránea a escala regional en la cuenca de la Pampa del
893 Tamarugal, desierto de Atacama, Chile. *hidrogeol. j.* (agosto), 1921–1937, doi:10.1007/s10040-016-1454-3.
- 894
- 895 Johnson, E., J. Yáñez, C. Ortiz y J. Muñoz (2010), Evaporación de aguas subterráneas poco profundas en
896 cuencas cerradas en el Altiplano chileno, *Hydrol. ciencia J.*, 55(4), 624–635,
897 doi:10.1080/02626661003780458.
- 898 Jordan, TE, N. Muñoz, M. Hein, T. Lowenstein, L. Godfrey y J. Yu (2002a), fallas activas
899 y plegamiento sin expresión topográfica en una cuenca evaporítica, Chile, *Bol. Geol. Soc.*
900 Am., 114(11), 1406–1421, doi:10.1130/0016-7606(2002)114<1406:AFAFWT>2.0.CO;2.
- 901 Jordan, TE, LV Godfrey, N. Muñoz, RN Alonso, TK Lowenstein, GD Hoke, N.
902 Peranginangin, BL Isacks y L. Cathles (2002b), Circulación de aguas subterráneas a escala
903 orogénica en los Andes centrales: pruebas y consecuencias., 5.º ISAG (International Symp.
904 Andean Geodyn., 331–334.
- 905 Jordan, TE, C. Mpodozis, N. Muñoz, N. Blanco, P. Pananont y M. Gardeweg (2007),
906 Estratigrafía del subsuelo cenozoico y estructura de la cuenca del Salar de Atacama, norte de
907 Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, 23(2-3), 122–146, doi:10.1016/j.jsames.2006.09.024.
- 908 Jordan, T., C. Herrera Lameli, N. Kirk-Lawlor y L. Godfrey (2015), Arquitectura de la
909 acuíferos de la cuenca de Calama, cuenca de captación del Loa, norte de Chile, *Geosphere*, 11(5),
910 GES01176.1, doi:10.1130/GES01176.1.
- 911 Jordan, TE, Herrera L., C., Godfrey, LV, Colucci, SJ, Gamboa P., C., Urrutia M., J., ...
912 Pablo, JF (2019). Características isotópicas e implicaciones paleoclimáticas del evento de
913 precipitación extrema de marzo de 2015 en el norte de Chile. *Geología Andina*, 46(1), 1–31.
914 <https://doi.org/10.5027/andgeov46n1-3087>
- 915 Kampf, SK y SW Tyler (2006), Caracterización espacial de los flujos de energía de la superficie terrestre y
916 estimación de la incertidumbre en el Salar de Atacama, Norte de Chile, *Adv. Water Resour.*,
917 29(2), 336–354, doi:10.1016/j.advwatres.2005.02.017.
- 918 Kikuchi, CP y Ferré, TPA (2017). Análisis de datos de temperatura del subsuelo para cuantificar
919 Tasas de recarga de agua subterránea en una cuenca cerrada del Altiplano, norte de Chile. *Revista de*
920 *hidrogeología*, 25 (1), 103–121. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1472-1>.
- 921 Lamb, S. y P. Davis (2003), El cambio climático cenozoico como posible causa del surgimiento de la
922 Andes., *Nature*, 425(6960), 792–797, doi:10.1038/nature02049.

- 923 Lasaga, AC & Berner, RA Aspectos fundamentales de los modelos cuantitativos para geoquímica
924 ciclos química *Geol.*145, 161–175 (1998).
- 925 Liu, Y., Wagener, T., Beck, HE y Hartmann, A. (2020). ¿Cuál es el hidrológicamente efectivo?
926 área de una cuenca? Cartas de investigación ambiental, 15(10).
927 <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba7e5>
- 928 Lowenstein, TK y F. Risacher (2009), Evolución de la salmuera en cuenca cerrada y la influencia del Ca-
929 Aguas de entrada de Cl: Death Valley y Bristol Dry Lake California, Qaidam Basin, China y
930 Salar de Atacama, Chile, *Aquat. Geochem.*, 15, 71–94, doi:10.1007/s10498-008-9046-z.
- 931
- 932 Lowenstein, TK, MC Hein, AL Bobst, TE Jordan, T.-L. Ku y S. Luo (2003), An
933 Evaluación de la completitud estratigráfica en sedimentos lacustres de cuenca cerrada
934 sensibles al clima: Salar de Atacama, Chile, *J. Sediment. Res.*, 73(1), 91–104,
935 doi:10.1306/061002730091.
- 936 Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., & Grilli, A. (1989). química del agua y
937 Estudio isotópico de arroyos y manantiales en el norte de Chile. *Revista de hidrología*, 108
938 (C), 323–341. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90292-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90292-8)
- 939 Magaritz, M., R. Aravena, H. Pena, O. Suzuki y A. Grilli (1990), Fuente de agua subterránea en
940 los desiertos del norte de Chile: Evidencia de circulación profunda de agua subterránea
941 de los Andes, *Ground Water*, 28(4), 513–517, doi:10.1111/j.1745-6584.1990.tb01706.x.
- 942 Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Custodio, E., Palma, T., García-Gil, A., & Ayora, C.
943 (2018). Mapeo 3D, hidrodinámica y modelado de la zona de mezcla agua dulce-salmuera en
944 salares similares al Salar de Atacama (Chile). *Revista de hidrología*, 561, 223–235. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.010>
- 945 Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., & Palma, T. (2019).
946 Hidrodinámica de cuencas saladas: El ejemplo del Salar de Atacama. *Ciencia del Medio
947 Ambiente Total*, 651, 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190> Marazuela,
948 MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., & García-Gil, A. (2020a). Hacia más
949 Extracción sostenible de salmuera en salares: Aprendiendo del Salar de Atacama. *Ciencia del Medio
950 Ambiente Total*, 703. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135605> Marazuela,
951 MA, Ayora, C., Vázquez-Suñé, E., Olivella, S., & García-Gil, A. (2020b).
952 Restricciones hidrogeológicas para la génesis del enriquecimiento extremo de litio en el Salar
953 de Atacama (NE de Chile): un enfoque de modelado de flujo termohalino. *Ciencia del Medio
954 Ambiente Total*, 739. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139959>
- 955 Mardones, L. (1986), Características geológicas e hidrogeológicas del Salar de Atacama, en El
956 litio: Un nuevo recurso para Chile, editado por G. Lagos, pp. 181–216, Universidad de
957 Chile, Santiago, Chile.
- 958 Martínez, F., López, C., Bascuñan, S., & Arriagada, C. (2018). Interacción tectónica entre
959 Estructuras de extensión y contracción del Mesozoico al Cenozoico en la Depresión
960 Preandina (23°–25°S): Implicaciones geológicas para los Andes Centrales. *Tectonofísica*, 744,
961 333–349. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.016>
- 962 Masbruch, MD, CA Rumsey, S. Gangopadhyay, DD Susong y T. Pruitt (2016),
963 Análisis de grandes eventos de recarga de agua subterránea infrecuentes (casi decadales) en el norte de la
964 Gran Cuenca: su importancia para la disponibilidad, el uso y la gestión del agua subterránea, *Recursos
965 hídricos. Res.*, 52, doi:10.1002/2016WR019060.

- 967 Maxwell, P. (2014), Análisis de la industria del litio: demanda, oferta y emergentes
968 desarrollos, minero. Econ., 26(3), 97–106, doi:10.1007/s13563-013-0041-5. Meijer, A. y Kwicklis,
969 E. (2000). Restricciones geoquímicas e isotópicas en el flujo de agua subterránea
970 direcciones, mezclar y recargar en Yucca Mountain, Nevada. Estados Unidos.
971 <https://doi.org/10.2172/883407>
- 972 McDonald, MG y AW Harbaugh (1988), Una diferencia finita tridimensional modular
973 modelo de flujo de agua subterránea, Servicio Geológico de los Estados Unidos.
- 974 McGuire, KJ y JJ McDonnell (2010), Conectividad hidrológica de laderas y arroyos:
975 Escalas de tiempo características y no linealidades, Recursos Hídricos. Res., 46, W10543,
976 doi:10.1029/2010WR009341.
- 977 McNamara, JP, D. Tetzlaff, K. Bishop, C. Soulsby, M. Seyfried, NE Peters, BT Aulenbach,
978 y R. Hooper (2011), Almacenamiento como métrica de comparación de captación, Hydrol. Procesos,
979 25, 3364–3371.
- 980 Montgomery, EL, MJ Rosko, SO Castro, BR Keller y PS Bevacqua (2003),
981 Subdesbordamiento entre cuencas entre cuencas cerradas del Altiplano en Chile., Ground Water, 41(4), 523–
982 31.
- 983 Moran, BJ, Boutt, DF y Munk, LA (2019). Revelación sistemática estable y de radioisótopos
984 El agua fósil como característica fundamental de los sistemas áridos de agua subterránea a
985 escala orogénica. *Investigación de recursos hídricos*, 55. <https://doi.org/10.1029/2019WR026386>
- 986 Munk, LA, Hynek, SA, Bradley, DC, Boutt, DF, Labay, K., Jochens, H., 2016. Litio
987 Salmueras: una perspectiva global, *en* Verplanck, PL y Hitzman, MW, eds., Rare Earth and
988 Critical Elements in Ore Deposits. *Reseñas en Geología Económica*(18), 339–365. Munk,
989 LA, Boutt, DF, Hynek, SA y Moran, BJ (2018). Flujos hidrogeoquímicos y
990 procesos que contribuyen a la formación de salmueras enriquecidas con litio en una cuenca
991 continental hiperárida. *Geología química*, 493, 37–57.
992 <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.013>
- 993 Muñoz, Enrique, Álvarez, César, Billib, Max, Arumí, José Luis y Rivera, Diego. (2011).
994 Comparación de datos de lluvia medidos y cuadriculados para estudios hidrológicos a escala de cuenca.
995 Revista Chilena de Investigaciones Agropecuarias, 71(3), 459-468. doi: 10.4067/S0718-
996 58392011000300018
- 997 Muñoz, E., Arumí, JL, Wagener, T., Oyarzún, R., & Parra, V. (2016). Desentrañando complejo
998 Procesos hidrogeológicos en cuencas andinas del centro-sur de Chile: una evaluación
999 integrada para comprender la disimilitud hidrológica. *Procesos hidrológicos*, 30(26), 4934–
1000 4943. <https://doi.org/10.1002/hyp.11032>
- 1001 Nelson, ST, Anderson, KW y Mayo, AL, 2004, Probando la hipótesis del flujo entre cuencas en
1002 Valle de la Muerte, CA, EE. UU.: Eos, v. 85, pág. 349, 355-356.
- 1003 Nelson, ST y Mayo, AL, 2014, El papel de las transferencias de agua subterránea entre cuencas en geológicamente
1004 terrenos complejos, demostrados por la Gran Cuenca en el oeste de los Estados Unidos:
1005 *Hydrogeology Journal*, v. 22, p. 807-822, DOI 10.1007/s10040-014-1104-6. Pérez-Fodich, A.,
1006 M. Reich, F. Álvarez, GT Snyder, R. Schoenberg, G. Vargas, Y. Muramatsu,
1007 y U. Fehn (2014), El cambio climático y el levantamiento tectónico desencadenaron la formación de
1008 los gigantescos depósitos de nitrato del desierto de Atacama, *Geología*, 42(3), 251–254, doi:10.1130/
1009 G34969.1. Placzek, C., J. Quade y PJ Patchett (2006), Geocronología y estratigrafía de finales
1010 Ciclos lacustres del Pleistoceno en el Altiplano Sur de Bolivia: Implicaciones para las causas del
1011 cambio climático tropical, *Bol. Geol. Soc. Am.*, 118(5-6), 515–532, doi:10.1130/B25770.1.

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

- 1056 Scheihing, KW, Moya, CE, Struck, U., Lictevout, E. y Tröger, U. (2018). reevaluando
1057 Procesos hidrológicos que controlan Trazadores de Isótopos Estables en aguas subterráneas del Desierto
1058 de Atacama (Norte de Chile). *Hidrología*, 5(1). <https://doi.org/10.3390/hydrology5010003>. Schaller, MF y Y. Fan
1059 (2009), Las cuencas fluviales como exportadores e importadores de aguas subterráneas:
1060 Implicaciones para el ciclo del agua y la modelización del clima, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114(4),
1061 doi:10.1029/2008JD010636.
- 1062 Sociedad Chilena de Litio Ltda. (2009), Informe Hidrología e Hidrogeología Adenda 1 - EIA
1063 Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de Evaporación Solar en el Salar de
1064 Atacama, Antofagasta, Chile.
- 1065 Sprenger, M., Herbstritt, B. y Weiler, M. (2015). Métodos establecidos y nuevas oportunidades
1066 para análisis de isótopos estables en agua intersticial. *Procesos hidrológicos*, 29(25), 5174-5192.
1067 <https://doi.org/10.1002/hyp.10643>.
- 1068 Stigter, EE, Litt, M., Steiner, JF, Bonekamp, PNJ, Shea, JM, Bierkens, MFP y
1069 Immerzeel, WW (2018). La importancia de la sublimación de la nieve en un glaciar del Himalaya.
1070 Fronteras en Ciencias de la Tierra, 6. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00108>
- 1071 Tóth, J. (1963), Un análisis teórico del flujo de agua subterránea en pequeñas cuencas de drenaje, *J. Geophys.*
1072 Res., 68(16), 4795-4812, doi:10.1029/JZ068i016p04795.
- 1073 Tyler, SW, JF Muñoz y WW Wood (2006), La respuesta de playa y sabkha
1074 hidráulica y mineralogía al forzamiento climático, *Ground Water*, 44(3), 329-338,
1075 doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00096.x.
- 1076 Urbano, ID, M. Person, K. Kelts y JS Hanor (2004), Transient groundwater impacts on the
1077 desarrollo de registros de lagos paleoclimáticos en ambientes semiáridos, *Geofluids*, 4(3),
1078 187-196, doi:10.1111/j.1468-8123.2004.00081.x.
- 1079 Uribe, J., Muñoz, JF, Gironás, J., Oyarzún, R., Aguirre, E. y Aravena, R. (2016) Evaluación
1080 recarga de agua subterránea en una cuenca cerrada andina usando caracterización isotópica y un modelo
1081 lluvia-escorrentía: cuenca del Salar del Huasco, Chile, *Revista de Hidrogeología* 23 (7), 1535-1551.
- 1082
- 1083 Urrutia, J., Herrera, C., Custodio, E., Jódar, J., & Medina, A. (2019). recarga de aguas subterráneas y
1084 Hidrodinámica de acuíferos volcánicos complejos con lago salino somero: Laguna Tuyajto,
1085 Cordillera de los Andes del norte de Chile. *Ciencia del Medio Ambiente Total*, 697. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134116>.
- 1086 van Beek, LPH, Y. Wada y MFP Bierkens (2011), Estrés hídrico mensual global: 1.
1087 Balance hídrico y disponibilidad hídrica, *Recurso Hídrico. Res.*, 47, W07517,
1088 doi:10.1029/2010WR009791
- 1089
- 1090 Viguer, B., Jourde, H., Yáñez, G., Lira, ES, Leonardi, V., Moya, CE, ... Lictevout, E.
1091 (2018). Estudio multidisciplinario para la evaluación de la geometría, límites y zonas
1092 preferenciales de recarga de un acuífero sobreexplotado en el Desierto de Atacama (Pampa del
1093 Tamarugal, Norte de Chile). *Revista de Ciencias de la Tierra de América del Sur*, 86, 366-383.
1094 <https://doi.org/10.1016/j.james.2018.05.018>.
- 1095 Viguer, B., Jourde, H., Leonardi, V., Lictevout, E. y Daniele, L. (2020). Variaciones del nivel freático
1096 en abanicos aluviales del desierto de atacama: Discusión de "evidencia de la propagación de la señal
1097 de recarga de agua subterránea a corto plazo desde los andes hasta el desierto central de atacama:
1098 un enfoque de análisis de espectro singular". *Revista de Ciencias Hidrológicas*, 65(9), 1606-1613.
1099 <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1764001>.

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

1107 LEYENDAS DE FIGURAS:

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

1114

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

1120

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

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

1135 **Figura 5a)** Cuencas hidrográficas regionales de Corenthal et al. (2016) para la evaluación, las regiones
1136 contribuyentes de estado estacionario para las cuencas del Salar de Atacama y Río Loa utilizando
1137 consideraciones de incertidumbre total para el balance hídrico. Cada zona con letras del Salar de Atacama
1138 incluye el área acumulada de todas las zonas más pequeñas. A es la cuenca hidrográfica topográfica y M es la
1139 cuenca hidrogeológica inferida donde GWR+R equilibra ET en los límites de incertidumbre total. Las áreas
1140 contribuyentes de Río Loa son de Jordan et al. (2015). El fondo es un ASTER DEM. La línea punteada indica la
1141 posición del modelo 2-D presentado en la Figura 6. Las ubicaciones numeradas se refieren a las estimaciones
1142 modernas y paleohidráulicas de las Figuras 7 y 8. b) Recarga del balance de masa de cloruro + estimaciones
1143 de escorrentía (rombos azules) y escenarios de recarga de límite superior (azul oscuro). Límites de
1144 evapotranspiración (rombos rojos) para estimaciones inferiores (rojo claro) y superiores (rojo oscuro). Las
1145 letras indican las áreas representadas por los polígonos negros en a).

1146 **Figura 6** Modele la geometría, las condiciones de contorno, la distribución de la conductividad hidráulica y las posiciones
1147 iniciales del nivel freático para las simulaciones restrictivas y conducentes descritas en el texto.

1148 **Figura 7** Distribuciones de carga hidráulica simuladas para (a) simulaciones restrictivas y (b) conducentes en el momento de
1149 0, 1000, 10000, 100000 años después del cambio en la recarga. La posición de las divisiones hidrogeológicas se muestra
1150 para tiempos etiquetados en líneas negras verticales. Las ubicaciones numeradas corresponden a las ubicaciones de
1151 observación de la cabeza trazadas en la Figura 8.

1152 **Figura 8** Cargas hidráulicas simuladas (eje y) para simulaciones restrictivas y conducentes en comparación con
1153 las estimaciones modernas de carga paleohidráulica y de campo (eje x). Los tamaños de los polígonos de
1154 colores (rosa: propicio, azul: restrictivo) se basan en cabezas simuladas, siendo la posición más alta la
1155 condición inicial de los modelos. Las alturas máximas observadas se estiman en base a la información
1156 paleohidrológica citada en el texto y presentada en la Información de apoyo 5.

1157 **Figura 9** Gráfico de la relación de descarga de las celdas de cabeza constante en el Salar de Atacama y los drenajes a lo
1158 largo del margen de la meseta (D_{SdA}) a la recarga total especificada del modelo ($GW_{TOTALRCH}$). La región sin sombrear
1159 representa la descarga al Salar de Atacama que es mayor que la recarga total del modelo (es decir, alguna contribución del
1160 almacenamiento de agua subterránea). Las áreas sombreadas representan tiempos en la simulación donde la descarga al
1161 Salar de Atacama es menor que la recarga total del modelo.

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

1167

1168

1169

1170 TÍTULOS DE LA TABLA:

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

1173 **Tabla 2:** Precipitación prevista y recarga para cuencas topográficas e hidrogeológicas **Tabla 3:** Atributos
1174 tabulados y resultados de los análisis de cloruro de agua subterránea, incluidas las estimaciones de recarga de
1175 agua subterránea del método CMB.

1176

1177

1178

1179

1180

1181

1182

1183

1184

1185

1186

1187

1188

1189

1190

1191

1192

1193

1194

1195

1196

1197

1198

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

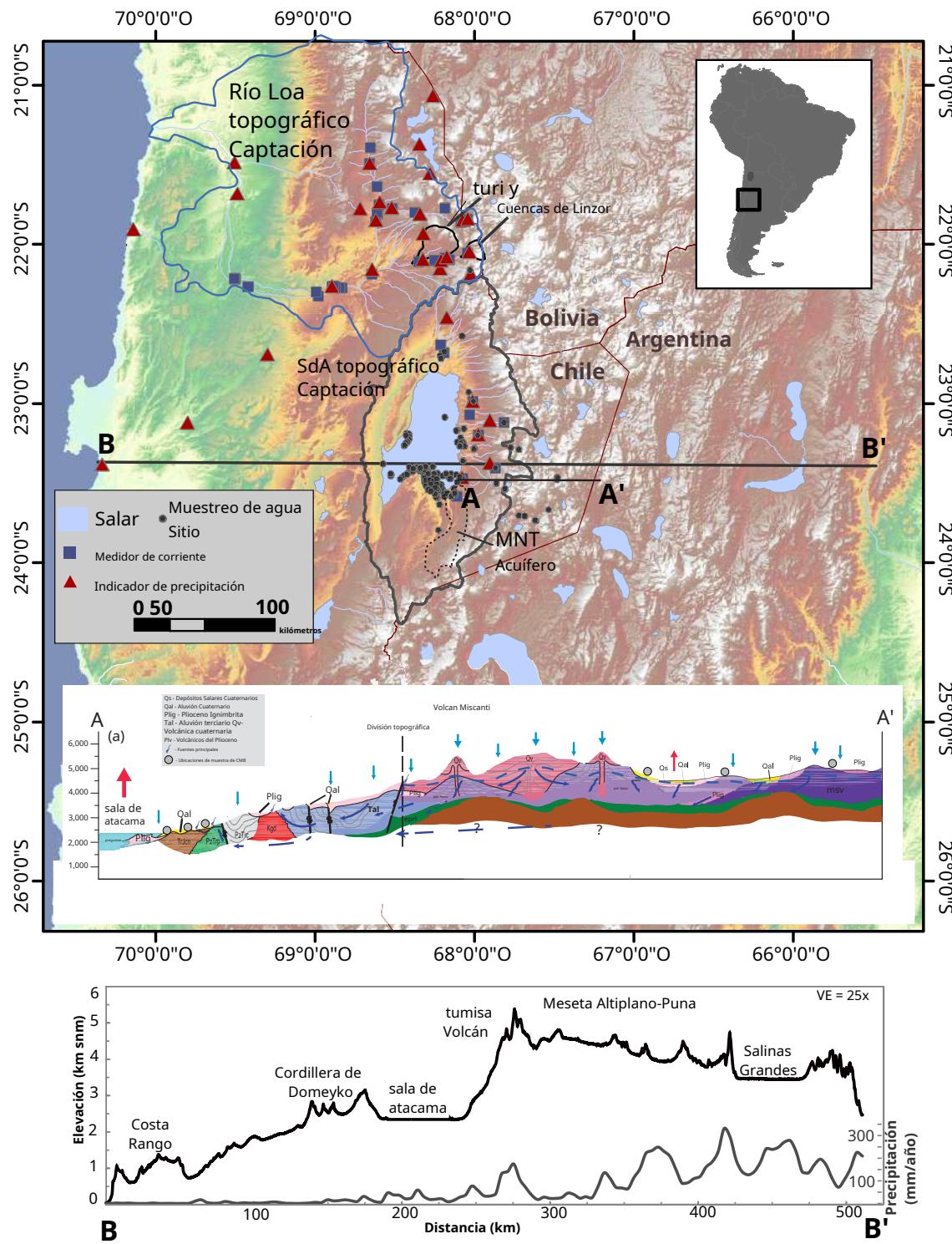


Figura 1: Mapa de ubicación y corte transversal de elevación y precipitación para la región SdA de 21 a 25° S. (a) Elevaciones (0 a > 6000 m) de un Radiómetro Avanzado de Emisión Térmica y Reflexión Espacial (ASTER) Global Digital Elevation Modelo (GDEM). Gages mantenidos por la DGA de Chile. (b) Mapa geológico simplificado a lo largo de la línea A-A' en (a) modificado de Moran et al., 2009 (c) Elevación derivada de ASTER GDEM y TRM M 2B31 estimaciones de MAP de 1998 a 2009.

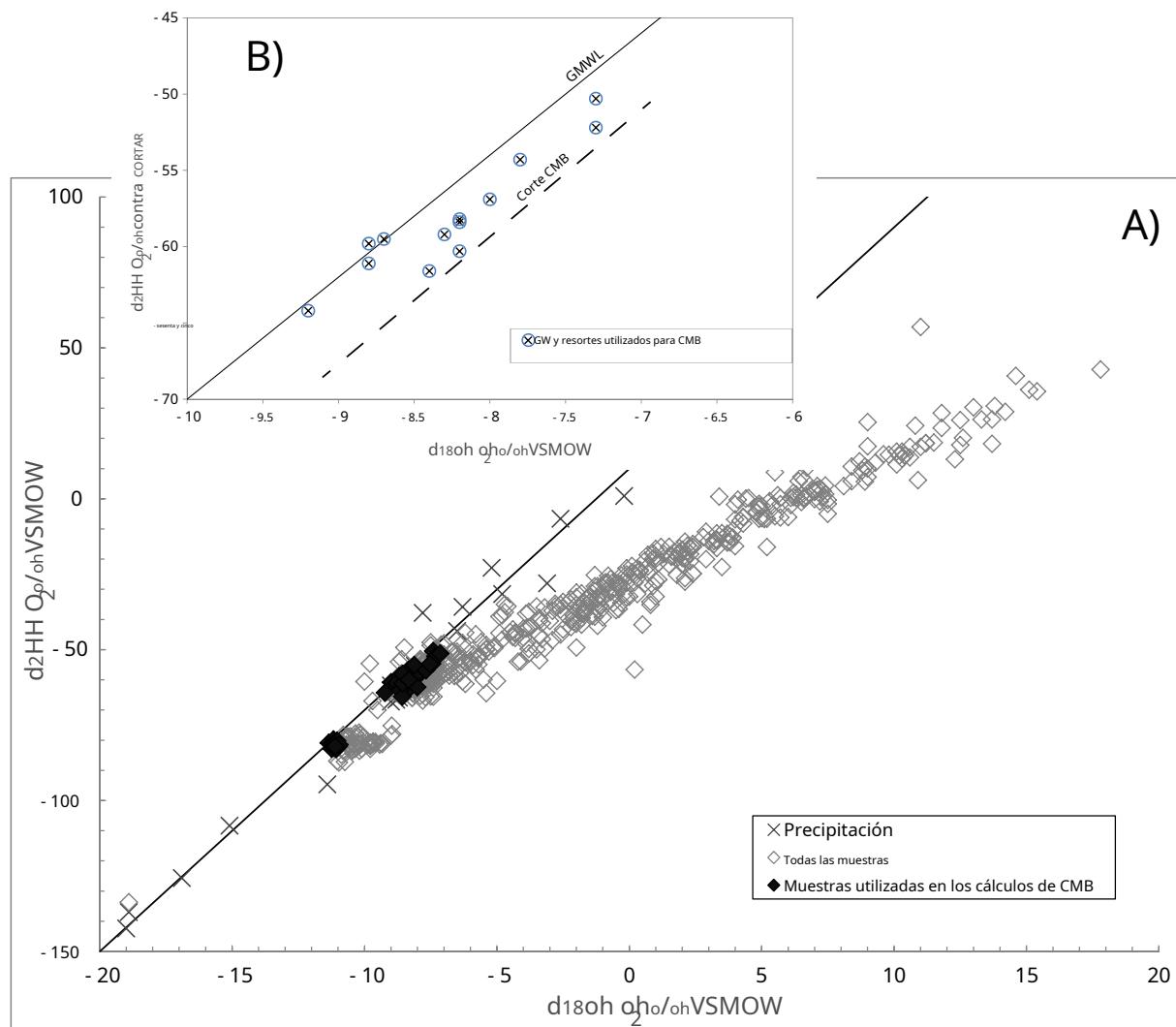


Figura 2: (a) Composición isotópica estable de las muestras consideradas para los cálculos de CMB. Muestras recolectadas como parte de este estudio y de Cervetto [2012]. Para los cálculos de CMB, solo se seleccionaron muestras de agua subterránea entrante que se ubican cerca de la línea de agua meteórica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

oh

1221
1222
1223
1224
1225
1226
1227
1228

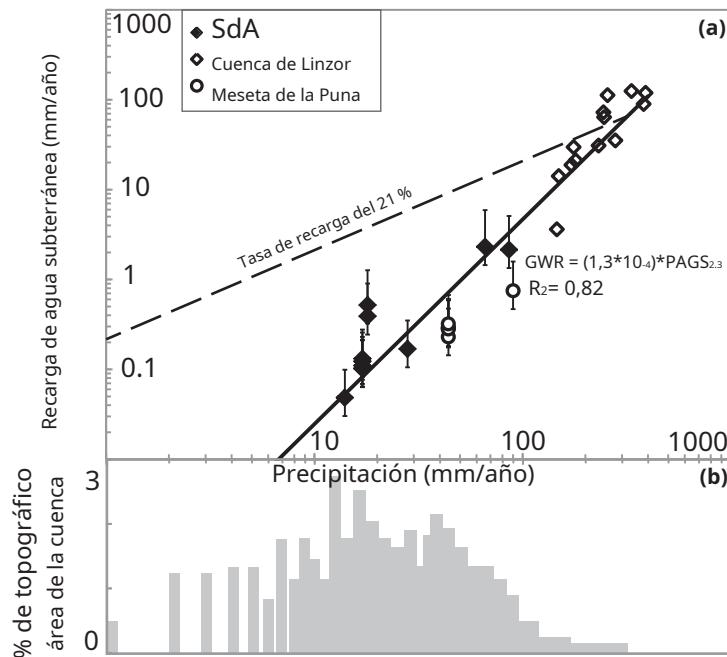


Figura 3 Resultados del balance de masa de cloruro (CMB). (a) GWR determinado por el método CMB basado en muestras en la SdA, cuenca de Linzor y meseta de la Puna chilena. La incertidumbre incluye un rango de Cl en la precipitación de 5 a 16 mg/l. MAP del conjunto de datos TRMM 2B31. La línea sólida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

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

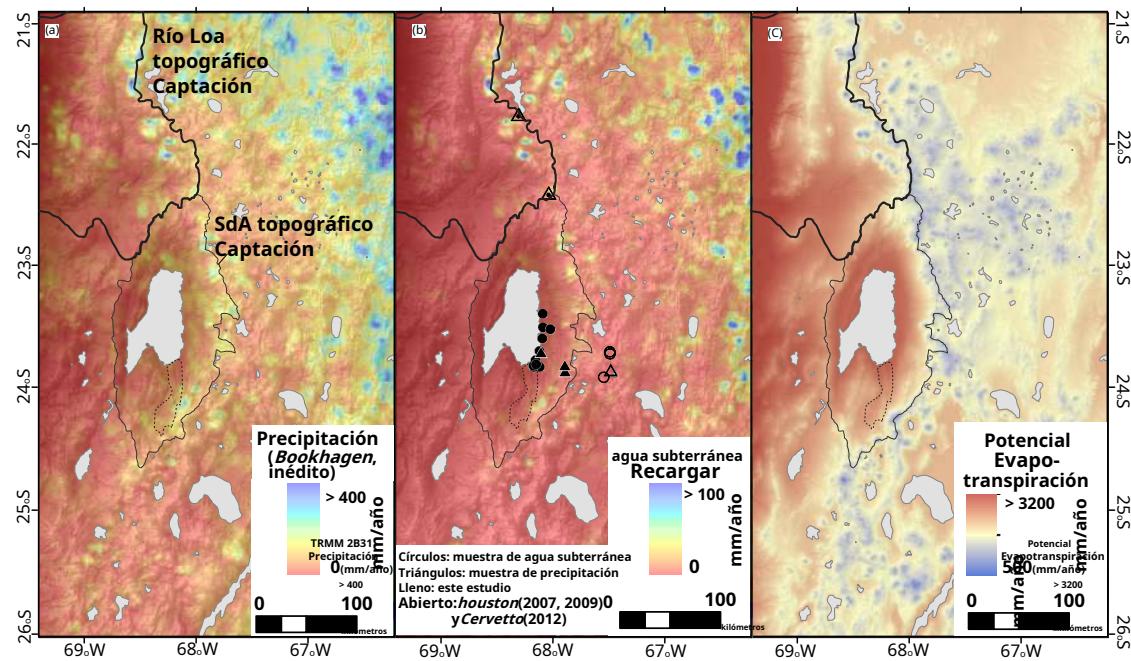


Figura 4 Distribución espacial de P, GWR para el escenario de precipitación media y PET utilizados para evaluar el presupuesto hidrológico a escala topográfica y regional del SdA. (a) MAP de 1998 a 2009 basado en el conjunto de datos TRMM 2B31. Los círculos negros son ubicaciones de muestras de Cl de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

1242
1243
1244
1245
1246
1247
1248
1249

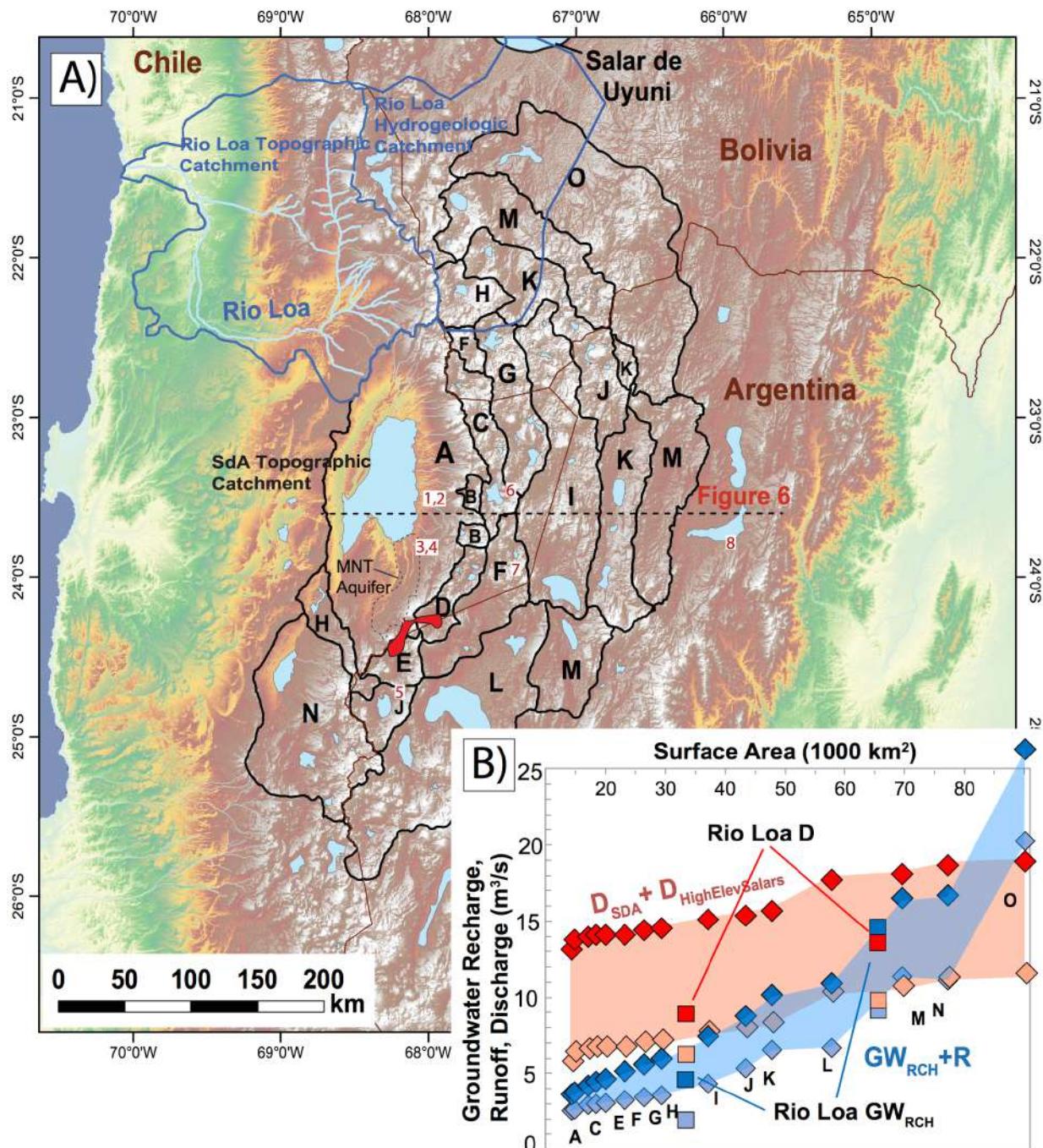


Figure 5 A) Regional watersheds from Corenthal et al. (2016) for the evaluation the steady state contributing regions for the Salar de Atacama and Rio Loa Basins using full uncertainty considerations for the water balance. Each lettered zone for SdA includes the cumulative area of all smaller zones.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

1250
1251
1252

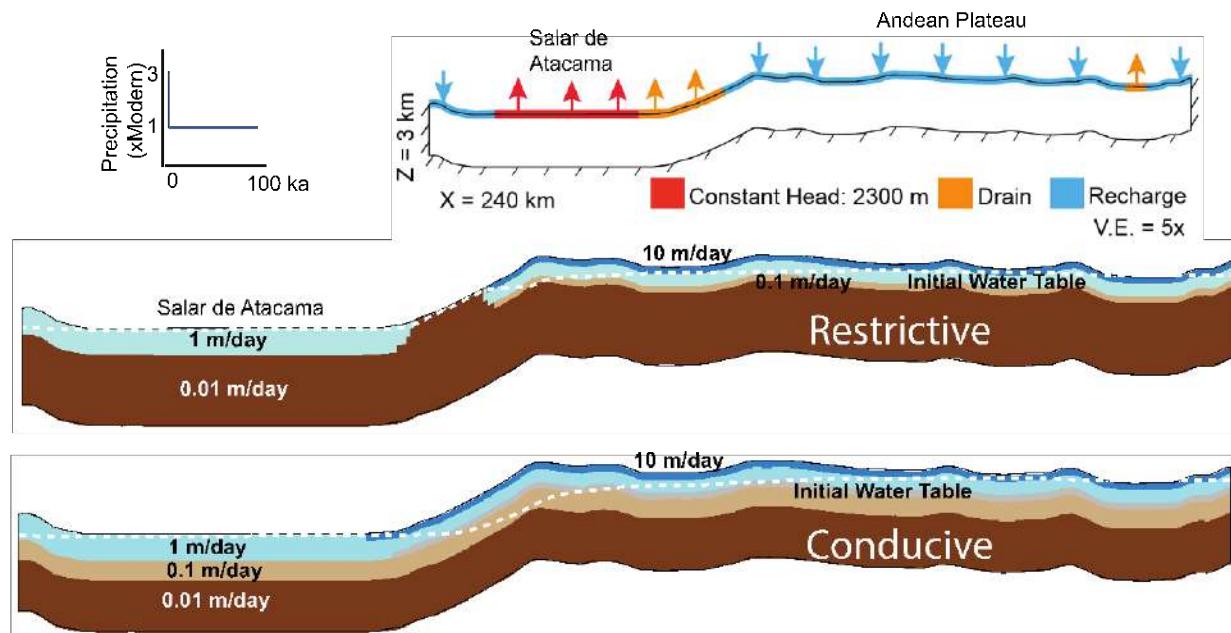


Figure 6 Model geometry, boundary conditions, hydraulic conductivity distribution, and initial water table positions for the restrictive and conducive simulations described in text.

1253
1254
1255
1256
1257
1258
1259

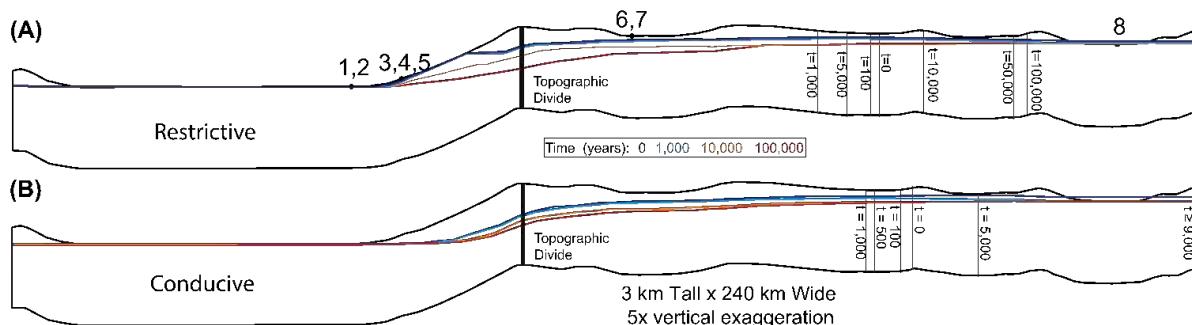


Figure 7: Simulated hydraulic head distributions for (A) restrictive and (B) conducive simulations at time of 0, 1000, 10000, 100000 years after change in recharge. Position of the hydrogeologic divides are shown for labeled times in vertical black lines. Numbered locations correspond to head observations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

1260
1261
1262
1263
1264
1265
1266

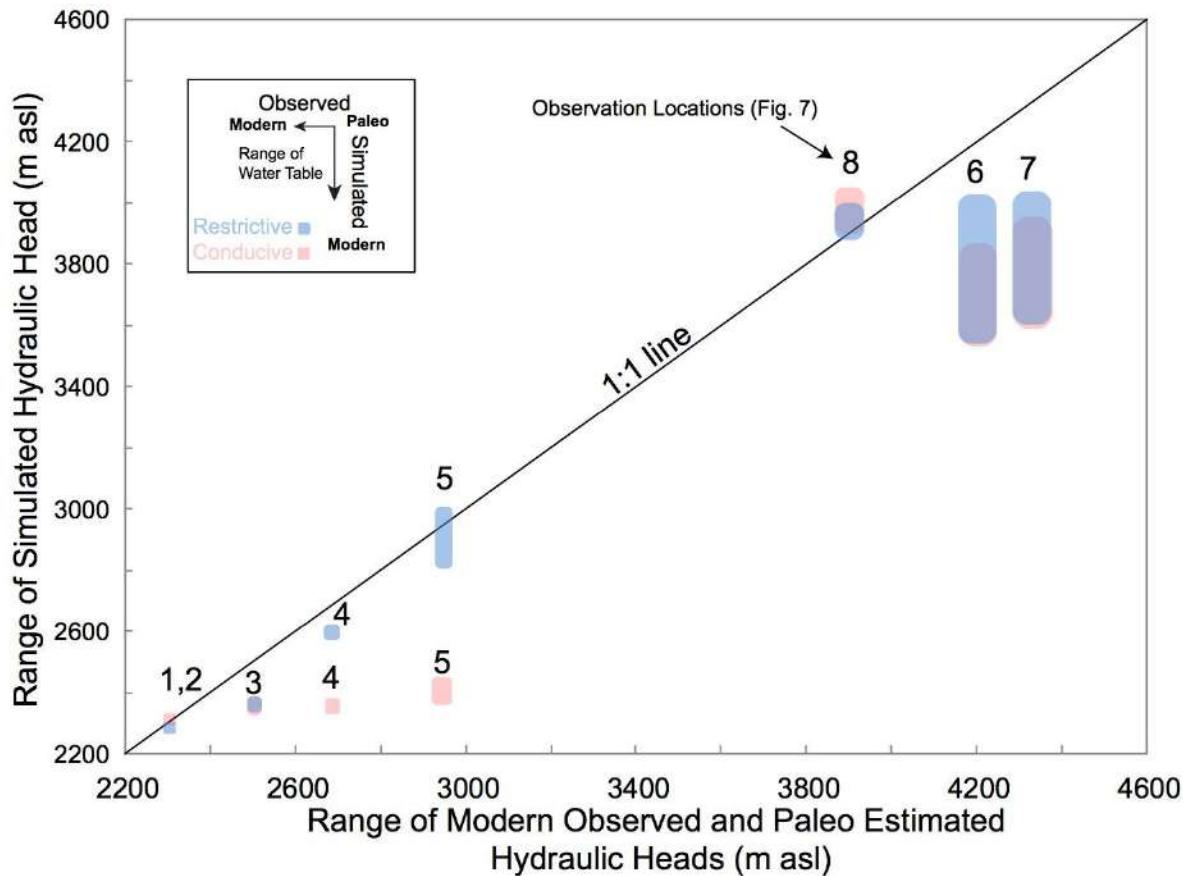


Figure 8 Simulated hydraulic heads (y-axis) for restrictive and conductive simulations compared to modern field and paleo-hydraulic head estimates (x-axis). Sizes of colored polygons (pink – conductive, blue – restrictive) are based on simulated heads with the highest position being the initial condition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

1267
1268
1269
1270
1271

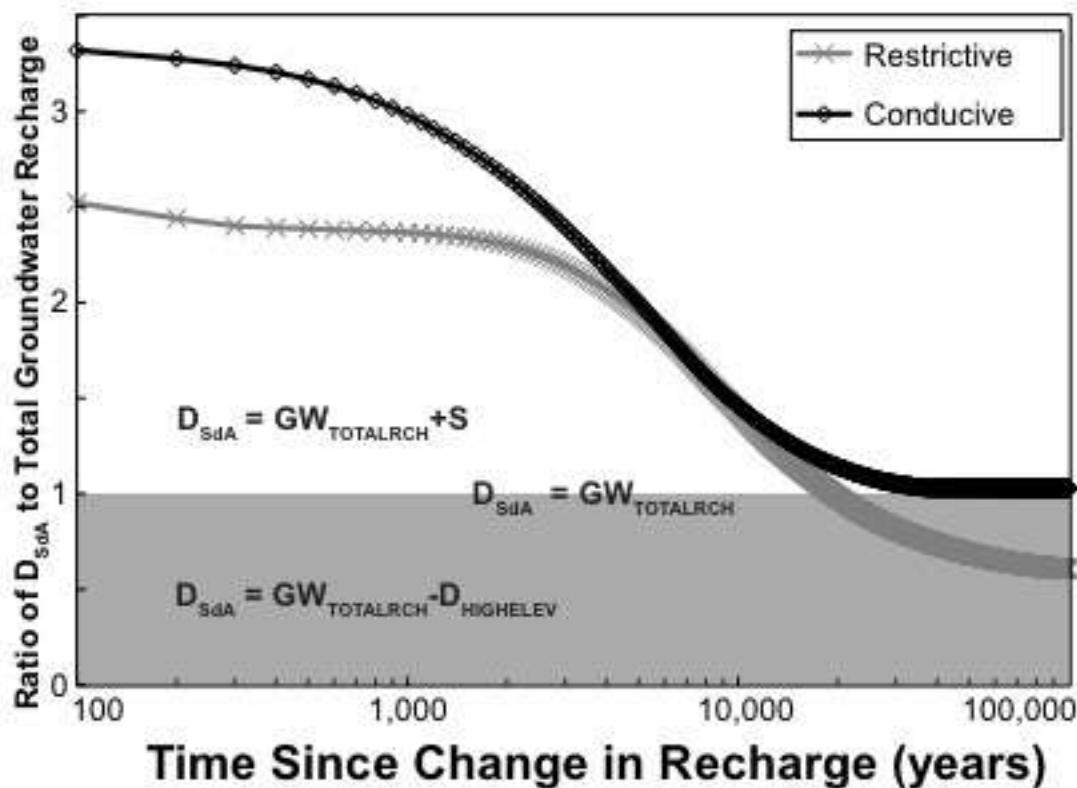
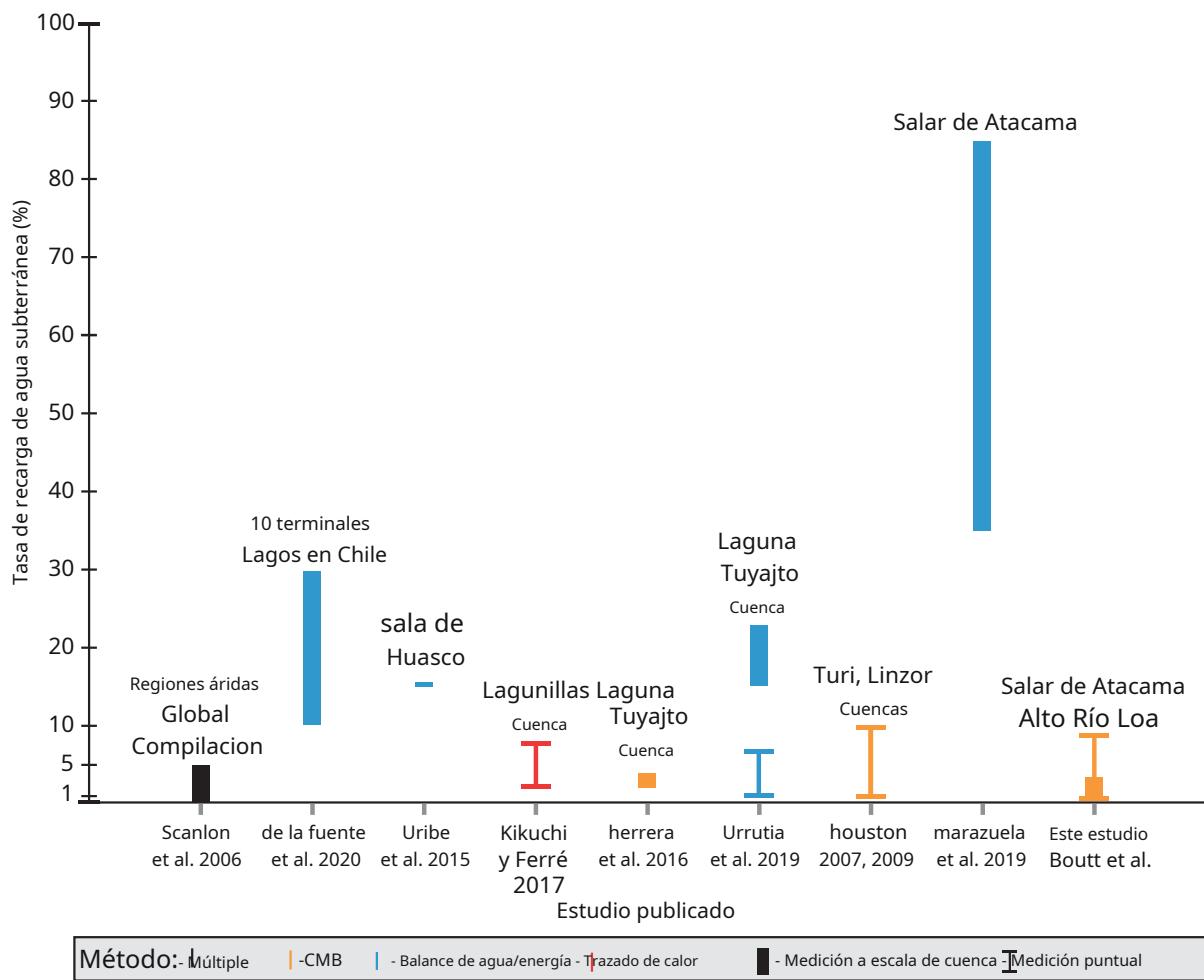


Figure 9 Plot of the ratio of discharge from constant head cells at SdA and drains along the plateau margin (DSdA) to specified total model recharge (GWTOTALRCH). The un-shaded region represents discharge to SdA that is greater than total model recharge (i.e. some contribution of groundwater storage).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

1272
1273
1274
1275



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

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

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

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

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

		topográfico	Hidrogeología C Cuenca
<i>Superficie total (km2)</i>		17257	75924
<i>Área de Recarga Zonas (km2)</i>		14319	69676
<i>Precipitación</i> (PAGS)		30.7	199.4
		(23.4-51.7)	(171.4-284.4)
<i>recargar desde precipitación</i> (GWR)		1.1	10.0
		(1.1-2.1)	(9.7-14.6)
<i>Superficie del agua afluencia</i> (R)		1.6	1.6
		(0.5-2)	(0.5-2)
<i>Evapotranspiración de SdA</i> (ETSDA)		9.5	9.5
		(5.6-13.4)	(5.6-13.4)
<i>Evapotranspiración de elevación más alta suelos</i> (ETHighElevSalars)		0	5.0
			(1.8-17.8)
Δ Almacenamiento (ΔS)		- 6.8	- 2.9
		(-11.8--1.5)	(-21.0-+9.2)

1320
1321
1322
1323
1324
1325
1326
1327
1328
1329
1330

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

Identificación del sitio	Largo.	Lat.	elev.	Profundidad a Aqua	Paisaje Posición	Potencial Recargar Mecanismo	Fecha	cl _{gw}	N / A _{gw}	d _{18O}	d _{2H}	δH*	PAGS	GWR	GWR/P	
SDA139W-67.988	-23.495	2568	Primavera	primavera en el margen de gran cañón	Efímero	Promedio	320.9 4/3/12 207.7 231.8 -8.3 -60.0 201.9 220.5 -7.7 -56.8 11/01/13 555.3 225.1 -7.5 -54.8 19/05/13 311.6 224.0 -8.1 -55.1 17/01/14 327.9 212.0 -8.6 -58.0	320.9 4/3/12 207.7 231.8 -8.3 -60.0 201.9 220.5 -7.7 -56.8 11/01/13 555.3 225.1 -7.5 -54.8 19/05/13 311.6 224.0 -8.1 -55.1 17/01/14 327.9 212.0 -8.6 -58.0					0.14	86	2,1 (1,3-5,1) 2,5 (1,6-5,9)	
SDA140W-68.050	-23.476	2340	18.5	bien en aluvión administrador	Montaña	Promedio	277.3 4/3/12 224.8 210.9 -8.2 -60.3 24/09/12 366.5 215.6 -8.4 -63.3 11/01/13 319.9 238.2 -8.1 -58.7 19/05/13 197.9 203.2 -8.3 -56.6	277.3 4/3/12 224.8 210.9 -8.2 -60.3 24/09/12 366.5 215.6 -8.4 -63.3 11/01/13 319.9 238.2 -8.1 -58.7 19/05/13 197.9 203.2 -8.3 -56.6					18	0,5 (0,3-1,3) 2,9 (1,8-7,0)		
SDA161W-68.112	-23.771	2338	23.4	bien en corriente depósito de canal	Promedio	Efímero	1579.7 29/09/12 1650.2 1/12/13 1745.9 904.9 -7.8 -54.6 13/01/13 1732.7 779.4 -7.9 -53.8 14/5/13 1949.4 904.9 -7.8 -54.2 1/14/14 1525.9 1001.9 -8.0 -55.9 18/8/14 873.8 811.9 -7.9 -53.1	1579.7 29/09/12 1650.2 1/12/13 1745.9 904.9 -7.8 -54.6 13/01/13 1732.7 779.4 -7.9 -53.8 14/5/13 1949.4 904.9 -7.8 -54.2 1/14/14 1525.9 1001.9 -8.0 -55.9 18/8/14 873.8 811.9 -7.9 -53.1					15	0,1 (0-0,2) 0,5 (0,3-1,0)		
SDA186W-67.985	-23.491	2574	21.7	Bueno, en un depósito de fans aluvial	Promedio	Efímero	228.5 19/01/13 231.3 220.1 -8.2 -58.2 19/05/13 225.7 210.8 -8.5 -58.5	228.5 19/01/13 231.3 220.1 -8.2 -58.2 19/05/13 225.7 210.8 -8.5 -58.5					18	2,3 (1,4-5,9) 3,5 (2,2-9,0)		
SDA226W-68.137	-23.794	2329	13.3	~	Promedio	Efímero	1339.9 19/01/14 1457.5 811.6 -7.5 -52.2 18/8/14 1222.3 725.5 -7.1 -48.3	1339.9 19/01/14 1457.5 811.6 -7.5 -52.2 18/8/14 1222.3 725.5 -7.1 -48.3					17	0,1 (0,1-0,2) 0,6 (0,4-1,2)		
SDA227W-68.134	-23.800	2338	25.2	Bueno, en un depósito de ventilador aluvial down- gradiente de MNT	Promedio	Efímero	1032.3 19/01/14 842.1 686.9 -8.7 -59.5 18/8/14 1222.6 556.1 -8.8 -60.9	1032.3 19/01/14 842.1 686.9 -8.7 -59.5 18/8/14 1222.6 556.1 -8.8 -60.9					17	0,1 (0,1-0,3) 0,8 (0,5-1,6)		
SDA228W-68.136	-23.789	2335	11.6	Bueno, en un depósito de ventilador aluvial down- gradiente de MNT	Promedio	Efímero	1107.7 19/01/14 948.0 7111.2 -8.0 -59.8 18/8/14 1267.4 699.8 -8.7 -58.8	1107.7 19/01/14 948.0 7111.2 -8.0 -59.8 18/8/14 1267.4 699.8 -8.7 -58.8					17	0,1 (0,1-0,3) 0,7 (0,5-1,5)		
SDA229W-68.118	-23.746	2313	4.7	Bueno, en un aluvial depósito de ventilador hasta abajo	Promedio	Efímero	1232.9 19/01/14 882.3 -8.8 -61.1 17	1232.9 19/01/14 882.3 -8.8 -61.1 17					0,1 (0,1-0,2) 0,6 (0,4-1,4)			
SDA2W	-68.081	-23.671	2333	15	bien en el ábanico aluvial	Promedio	Efímero	1328.4 30/9/11 1982.3 696.2 -7.7 -56.2 1/12/12 1097.1 718.6 -8.7 -63.4 4/8/12 1414.2 798.8 -8.6 -65.6 26/9/12 819.0 916.8 -8.6 -61.2	1328.4 30/9/11 1982.3 696.2 -7.7 -56.2 1/12/12 1097.1 718.6 -8.7 -63.4 4/8/12 1414.2 798.8 -8.6 -65.6 26/9/12 819.0 916.8 -8.6 -61.2					28	0,2 (0,1-0,4) 0,6 (0,4-1,3)	
SDA76W-68.053	-23.365	2387	43.6	Bueno, en un depósito de fans aluvial	Promedio	Montaña	369.0 13/01/12 340.3 -7.3 -52.2 18/8/14 301.1 -7.3 -52.2 Frente	369.0 13/01/12 340.3 -7.3 -52.2 18/8/14 301.1 -7.3 -52.2 Frente					18	0,4 (0,2-0,9) 2,2 (1,4-5,0)		
SDA84W-68.057	-23.569	2329	9.9	bien en el canal depósito abajo- gradiente de perder corriente perenne	Promedio	Efímero	2309.2 14/01/12 2124.0 1446.5 -8.2 -59.3 24/09/12 2197.2 1334.5 -8.2 -59.6 19/05/13 2042.3 1284.0 -7.9 -56.2 11/01/13 2259.0 1722.3 -8.2 -56.2 9/1/14 2312.0 1732.2 -8.3 -58.7	2309.2 14/01/12 2124.0 1446.5 -8.2 -59.3 24/09/12 2197.2 1334.5 -8.2 -59.6 19/05/13 2042.3 1284.0 -7.9 -56.2 11/01/13 2259.0 1722.3 -8.2 -56.2 9/1/14 2312.0 1732.2 -8.3 -58.7					14	0,0 (0-0,1) 0,3 (0,2-0,7)		
SDA85W-68.114	-23.780	2351	23.1	bien en el canal depósito abajo- gradiente de perder corriente perenne	Promedio	Efímero	1632.6 14/01/12 1527.8 921.6 -8.3 -60.5 4/8/12 1867.5 1048.1 -8.3 -62.5 25/09/12 1576.7 1000.4 -8.4 -62.4 1/12/13 1668.3 957.3 -8.2 -57.6 14/5/13 1483.7 852.0 -8.2 -55.8 1/9/14 1671.4 971.4 -8.3 -56.5	1632.6 14/01/12 1527.8 921.6 -8.3 -60.5 4/8/12 1867.5 1048.1 -8.3 -62.5 25/09/12 1576.7 1000.4 -8.4 -62.4 1/12/13 1668.3 957.3 -8.2 -57.6 14/5/13 1483.7 852.0 -8.2 -55.8 1/9/14 1671.4 971.4 -8.3 -56.5					15	0,1 (0-0,2) 0,5 (0,3-1,0)		
SDA8AW-68.109	-23.791	2373	Primavera	Manantial perenne alimentado Arroyo efímero en la base de gran descarga	Promedio		19/14/14 1323.1	867.0	-9.2	-64.2	0,10#		17	0,1 (0,1-0,2) 0,6 (0,4-1,3)		
COL.T008-67.507	-23.885	4261	Sin datos	Ciénaga de gran altitud	Difuso	Promedio	960.0 30/10/08 994.3 692.0 -11.2 -81.1 30/10/08 925.6 612.0 -11.4 -80.9	960.0 30/10/08 994.3 692.0 -11.2 -81.1 30/10/08 925.6 612.0 -11.4 -80.9					90	0,8 (0,5-1,6) 0,9 (0,5-1,8)		
PN.T005.1-67.451	-23.676	4376	31.1	Ciénaga de gran altitud	Difuso	Promedio	1220.0 26/11/04 1250.0 0.0 -11.0 -81.5 26/11/04 1220.0 0.0 -10.9 -81.4 27/11/04 1190.0 0.0 -11.1 -82.9	1220.0 26/11/04 1250.0 0.0 -11.0 -81.5 26/11/04 1220.0 0.0 -10.9 -81.4 27/11/04 1190.0 0.0 -11.1 -82.9					44	0,3 (0,2-0,6) 0,7 (0,4-1,4)		
PN.T006.1-67.451	-23.693	4364	44.4	Ciénaga de gran altitud	Difuso	Promedio	1533.3 9/1/05 1510.0 593.0 -11.2 -79.8 16/01/05 1540.0 597.0 -11.2 -82.8 20/01/05 1550.0 590.0 -11.2 -82.5	1533.3 9/1/05 1510.0 593.0 -11.2 -79.8 16/01/05 1540.0 597.0 -11.2 -82.8 20/01/05 1550.0 590.0 -11.2 -82.5					44	0,3 (0,2-0,6) 0,7 (0,4-1,4)		
PN.T007.6-67.452	-23.692	4361	Sin datos	Ciénaga de gran altitud	Difuso	Promedio	1533.3 9/1/05 1510.0 593.0 -11.2 -79.8 16/01/05 1540.0 597.0 -11.2 -82.8 20/01/05 1550.0 590.0 -11.2 -82.5	1533.3 9/1/05 1510.0 593.0 -11.2 -79.8 16/01/05 1540.0 597.0 -11.2 -82.8 20/01/05 1550.0 590.0 -11.2 -82.5					44	0,2 (0,1-0,5) 0,5 (0,3-1,1)		
PN.T008.2-67.453	-23.677	4374	52.89	Ciénaga de gran altitud	Difusa	Promedio	1250.0 22/12/04 1260.0 434.7 -11.1 -81.8 16/01/05 1240.0 442.0 -11.2 -82.0 20/01/05 1250.0 437.0 -11.0 -81.9	1250.0 22/12/04 1260.0 434.7 -11.1 -81.8 16/01/05 1240.0 442.0 -11.2 -82.0 20/01/05 1250.0 437.0 -11.0 -81.9					44	0,3 (0,2-0,6) 0,6 (0,4-1,3)		
PN.T014-67.449	-23.678	4383	Sin datos	Ciénaga de gran altitud	Difuso	Promedio	29/10/08 1097.1	0.0	-11.1	-81.7			44	0,3 (0,2-0,7) 0,7 (0,5-1,5)		

información de soporte

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

David F. Boutt¹, Lilly G. Corenthal¹, Brendan J. Moran¹, LeeAnn Munk², Scott A.

Hynek³,

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

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

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

Contenido de este archivo

Texto S1 a S5

Figuras S1 a S4

Tablas S1 a S6

Texto S1.

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

Texto S2.

Métodos ampliados de estimación de la evapotranspiración

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

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

Texto S3.

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

Texto S4.

Huella de Agua Subterránea y Relación de Napa Freática. La huella de agua subterránea [Gleeson y Alabama., 2012] de SdA, considerando solo la descarga no antropogénica, es de 5 a 21 veces más grande que la cuenca hidrográfica topográfica (Texto S4, Figura S6 y Tabla S5), que se ubica entre las huellas más grandes de acuíferos estudiados en el mundo. Esto es especialmente significativo ya que los cálculos de Gleeson et al. (2012) se basan predominantemente en las tasas de descarga antropogénica. La relación de descarga a recarga (Qr:R; [Schaller y Fan, 2009]), una métrica de si una cuenca es importadora o exportadora de agua subterránea, indica que la cuenca hidrográfica topográfica, con una relación Qr:R de 4,9-19,9, es una importante importadora de agua subterránea. La entrada moderna de aguas subterráneas y superficiales a SdA equilibra razonablemente las bajas estimaciones de evapotranspiración; sin embargo, GW moderno RCH dentro de la cuenca hidrográfica topográfica por sí sola no puede explicar la magnitud de estos flujos. Modificamos la huella de agua subterránea calculo [Gleeson et al., 2012], para incluir la extracción de agua subterránea solo de fuentes naturales (evapotranspiración) para aproximar el área requerida para soportar las tasas de descarga. La huella de agua subterránea (GF) se puede describir de acuerdo con Gleeson et al.[2012] por $GF = A[ET/(GWR-R)]$, donde A es el área de interés, ET es la tasa de extracción de agua subterránea, GWR es la tasa de recarga y R es el caudal base. Para la cuenca topográfica SdA, calculamos una huella de agua subterránea de 87,850-365,121 km², o 5-21 veces el área de la cuenca hidrográfica topográfica. El rango se basa en la mediana de GWR y los rangos superior e inferior de estimaciones razonables de ET.

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

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

Texto S5.

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

$$\text{Tau}_{D\text{Res}} = \frac{L^2}{D} = \frac{L^2 S}{bK}, \text{ donde } L \text{ es una longitud característica del sistema de flujo}$$

$$D = \frac{Kb}{S},$$

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

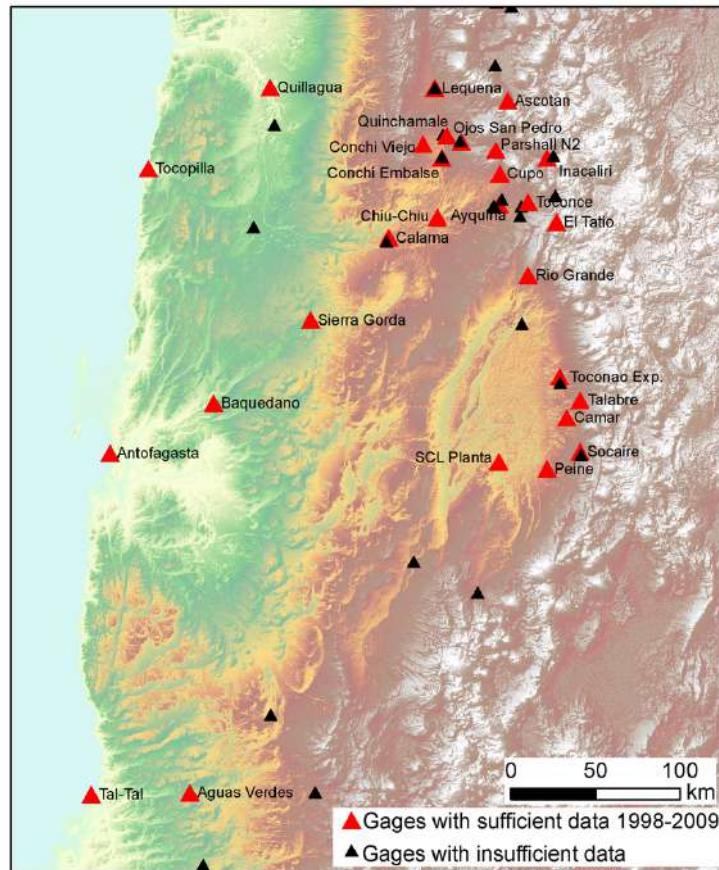


Figura S1. Estaciones meteorológicas en la Región de Antofagasta, Chile con datos suficientes del periodo 1998-2009 (triángulos rojos) y estaciones con medidas discontinuas o discontinuas (triángulos negros). Todas las estaciones son mantenidas por la Dirección General de Aguas (DGA) del Gobierno de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

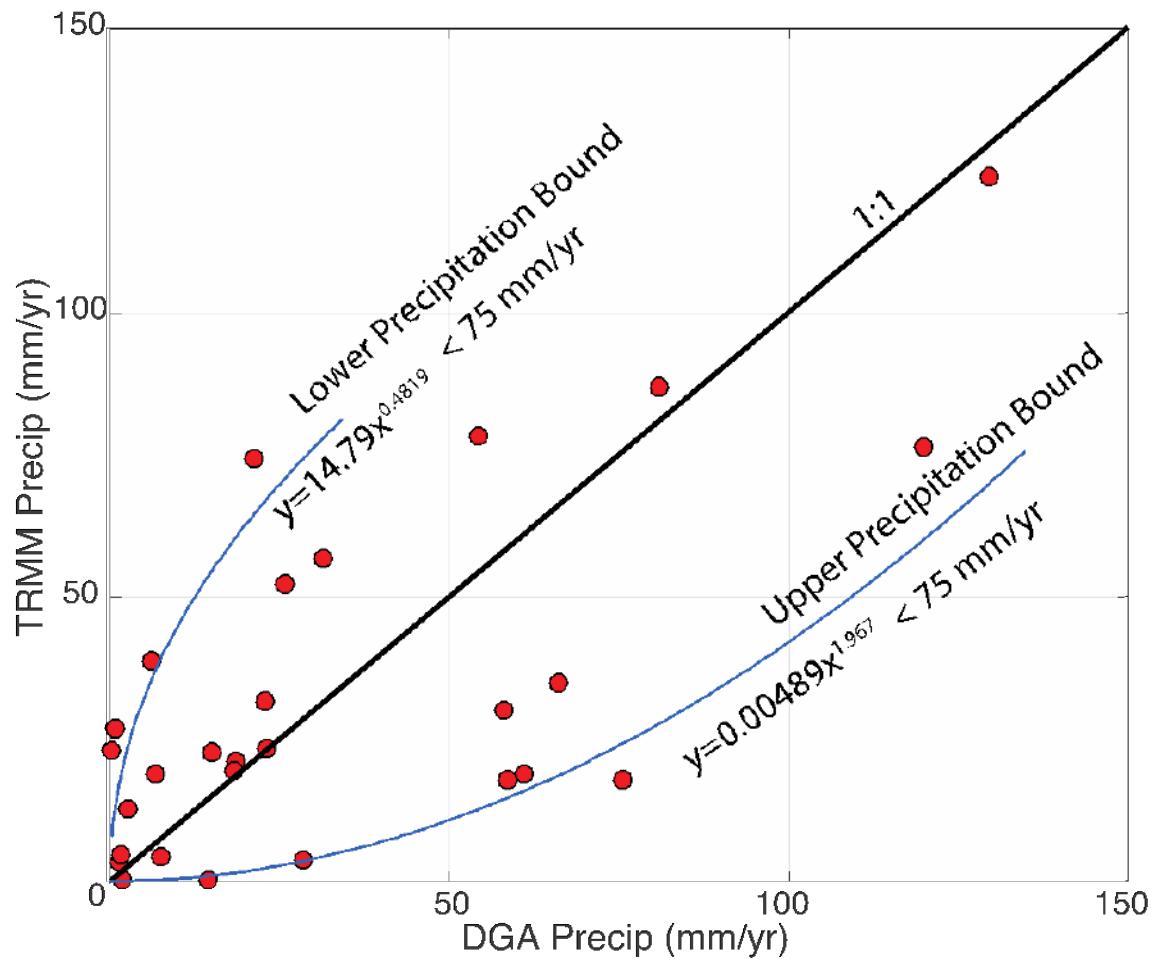


Figura S2. Comparación de datos de pluviómetros con estimaciones de precipitación detectadas remotamente. Precipitación anual promedio de 1998 a 2009 calculada a partir de mediciones brutas mensuales de DGA (<http://snia.dga.cl/BNAConsultas/informes>) y una medición de la estación meteorológica Sociedad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

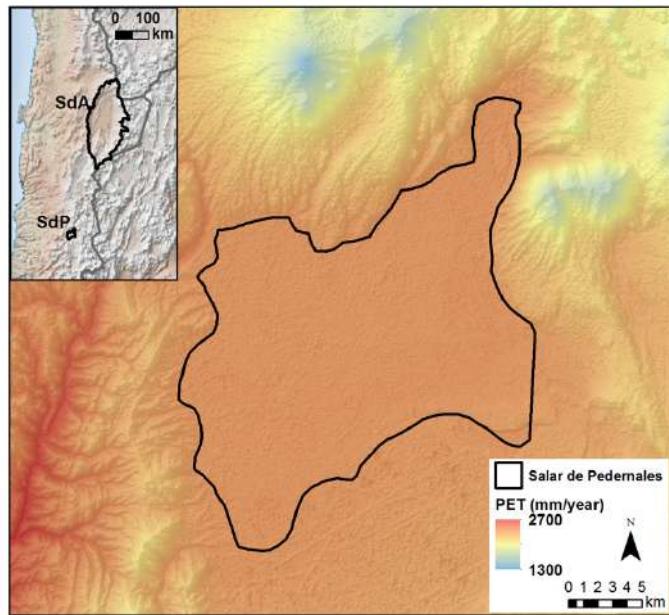


Figura S3. Mapa de PET calculado por la ecuación (a) en la región del Salar de Pedernales (SdP). El fondo es un ASTER DEM. Borde SdP modificado de *Johnson et al.*[2010]. El SdP tiene una superficie de 315 km², elevación promedio de 3356 m snm y PET promedio de 2384 mm/año (desviación estándar de 6 mm/año).



Figura S4. Huella de agua subterránea conservadora de la cuenca topográfica SdA. La zona roja es el área topográfica de la cuenca y la región sombreada en gris es su huella de agua subterránea inferida basada en una tasa de descarga de agua subterránea de 5,6 m³/s.

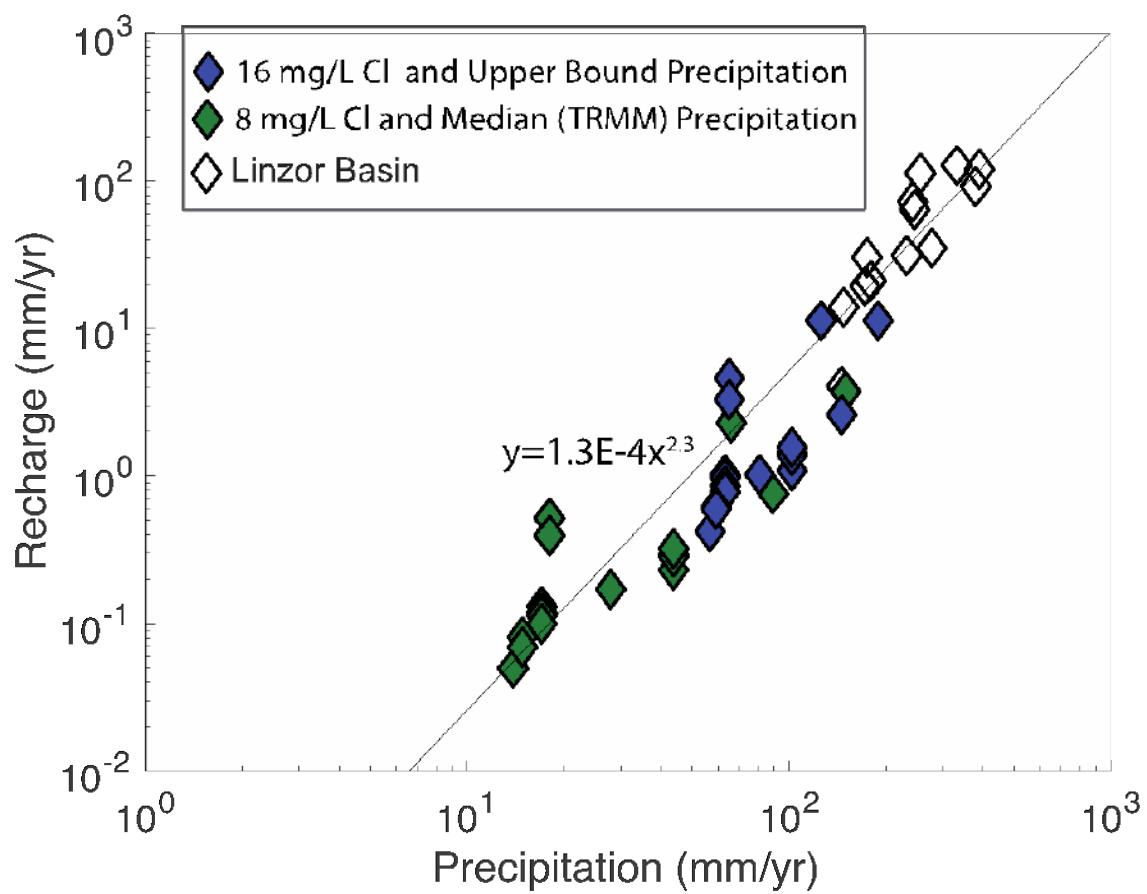


Figura S5. Relación precipitación-recarga a partir de cálculos de balance de masa de cloruro.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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