
TSU MANUSCRITO ES UNA PREIMPRESIÓN Y HA SIDO PRESENTADO PARA PUBLICACIÓN EN WATER RESOURCES BÚSQUEDA.

PAGSTENGA EN CUENTA QUE EL MANUSCRITO SE ENCUENTRA ACTUALMENTE EN EXAMEN DE PARES Y AÚN TIENE QUE SER ACEPTADO FORMALMENTE PARA SU PUBLICACIÓN. VERSIONES POSTERIORES DE ESTE EL MANUSCRITO PUEDE TENER UN CONTENIDO LIGERAMENTE DIFERENTE. **YO** FUE ACEPTADO, LA VERSIÓN FINAL DE ESTE MANUSCRITO SERÁ DISPONIBLE A TRAVÉS DEL '*Publicación revisada por pares DOI*' ENLACE EN LA DERECHA-LADO MANO DE ESTA PÁGINA WEB. **PAG** ARRENDAMIENTO NO DUDE EN CONTACTAR A CUALQUIERA DE LOS AUTORES; AGRADECEMOS COMENTARIOS.

punto de acceso [REIMPRIMIR](#)

9 de julio de 2020

1 **Impacto de la Continuidad Hidroestratigráfica en la Heterogeneidad en la**
2 **Dinámica de la Interfaz de Salmuera a Agua Dulce; Implicaciones de un**
3 **Estudio paramétrico 2-D en una cuenca árida y endorreica**

4 **SV McKnight^{1*}, DF Boutt¹ y LA Munk²**

5 ¹Departamento de Geociencias, 627 North Pleasant Street, 233 Morrill Science Center, Universidad de Massachusetts Amherst,
6 Amherst, Massachusetts 01003

7 ²Departamento de Ciencias Geológicas, 3211 Providence Drive, Universidad de Alaska Anchorage, Anchorage, Alaska 99508

8 **Puntos clave:**

- 9 • El aumento de la continuidad horizontal de las unidades hidroestratigráficas disminuye la pendiente de la geometría
10 de la interfaz salobre-agua dulce
11 • El aumento de la continuidad hidroestratigráfica horizontal aumenta el tiempo necesario para alcanzar un nuevo
12 estado estacionario dinámico después de un cambio en la recarga
13 • El flujo impulsado por la densidad crea una geometría de interfaz variable y una sensibilidad en medios
14 heterogéneos que no se captura en medios homogéneos

*Dirección actual

Autor para correspondencia: Sarah McKnight, smcknight@umass.edu

15 **Resumen**

16 A pesar de la prevalencia de los sistemas de flujo impulsados por la densidad en acuíferos ricos en salmuera de climas
17 áridos y acuíferos costeros, el impacto de las condiciones geológicas realistas sigue estando poco limitado con respecto
18 a la geometría de la interfaz en las regiones áridas y la dinámica sensible al tiempo dependiente de la densidad en los
19 acuíferos que contienen salmuera en general. Salar de Atacama proporciona un análogo para explorar la dinámica de
20 interfaz en regiones áridas. Se utiliza una interpretación hidroestratigráfica 2D específica del sitio para examinar la
21 dinámica de la interfaz salmuera-agua dulce. Con el mismo marco de simulación y datos centrales, una serie paramétrica
22 separada de distribuciones de conductividad hidráulica con continuidad horizontal variable proporciona una explicación
23 mecánica para la dinámica observada. La comparación de las interfaces modeladas y su sensibilidad a las perturbaciones
24 en la recarga en cada realización da una idea de la dinámica de la interfaz junto con la continuidad horizontal en la
25 heterogeneidad del subsuelo. La fluctuación de recarga se introduce en cada distribución después de que la interfaz
26 alcanza un estado estable dinámico. Las métricas para la evaluación de los resultados incluyen la longitud de la
27 migración, la geometría de la pendiente de la interfaz y la tasa de respuesta. Los análisis sugieren que la pendiente de la
28 interfaz modelada es poco profunda o disminuye entre 0,01 y 0,05 m. metro⁻¹ por cada aumento en la continuidad de
29 vías altamente permeables por un factor. El aumento de la continuidad también aumenta tanto los tiempos de respuesta
30 generales como la variabilidad de la respuesta. Los resultados indican que las representaciones precisas de la dinámica
31 transitoria en el modelado de la dinámica de la interfaz salmuera-agua dulce impulsada por la densidad requieren la
32 consideración de la heterogeneidad, ya que la intrusión salina en el grupo de mayor continuidad se extiende más del
33 doble en promedio y la interfaz modelada ocupa un 43 por ciento más tiempo en promedio para alcanzar un nuevo
34 estado estacionario dinámico en comparación con sus contrapartes homogéneas.
35

36 **Resumen en lenguaje sencillo**

37 Las diferencias en la densidad del agua subterránea de la sal disuelta causa impactos en el flujo de agua
38 subterránea que se comporta de manera diferente bajo diferentes condiciones del subsuelo. Este documento se centra en
39 cómo las diferencias espaciales en la porosidad afectan el comportamiento del flujo y cambian el riesgo de intrusión de
40 agua subterránea salina. Los datos de núcleos y aguas subterráneas del borde sureste del salar en el Salar de Atacama
41 brindan información sobre las características físicas del subsuelo y la química del agua subterránea. Estos datos se utilizan
42 para crear una interpretación de cómo las propiedades del flujo varían en el tiempo y el espacio. Esto proporciona un
43 medio para evaluar el papel de las unidades geológicas espacialmente variables en la geometría y la sensibilidad de la
44 interfase salmuera-agua dulce a los cambios en la recarga de un acuífero. Usamos distribuciones de la geología del área
45 para probar diferentes cantidades de variabilidad geológica en la dirección horizontal versus vertical. Los resultados
46 indican que una mayor continuidad horizontal reduce la geometría y aumenta el tiempo requerido para que una interfaz
47 de agua salada a agua dulce alcance una nueva posición luego de un cambio en la recarga. Los resultados de este modelo
48 sugieren que es importante considerar cómo las diferencias en la porosidad del subsuelo afectan el tiempo de respuesta y
49 el alcance de la intrusión salina en los desiertos, así como en cualquier otra área que pueda tener agua subterránea
50 salada.
51

52 **1. Introducción**

53 Las simulaciones numéricas de flujo dependiente de la densidad evalúan el riesgo
54 de intrusión de agua subterránea salina en áreas costeras (Meng et al., 2002; Trabelsi et
55 al., 2013; JW Heiss & Michael, 2014) y en cuencas áridas y a menudo endorreicas donde la
56 evaporación supera recarga y concentra solutos en el agua subterránea (Stein et al.,
57 2019). La discrepancia en la densidad del fluido fomenta el desarrollo de una interfaz en
58 la que la salmuera más densa subyace al fluido menos denso para crear una lente de
59 agua dulce, que se conoce comúnmente como interfaz de salmuera a agua dulce (Duffy &
60 Hassan, 1988; Philip & van Duijn, 1996; Fan et al., 1996; Wooding et al., 1997; Houston et
61 al., 2011). Para las interfases ubicadas en cuencas áridas y endorreicas, los procesos que
62 controlan la geometría y la sensibilidad de dichas interfases permanecen sin restricciones
63 (Tejeda et al., 2003; Vásquez et al., 2013).
64

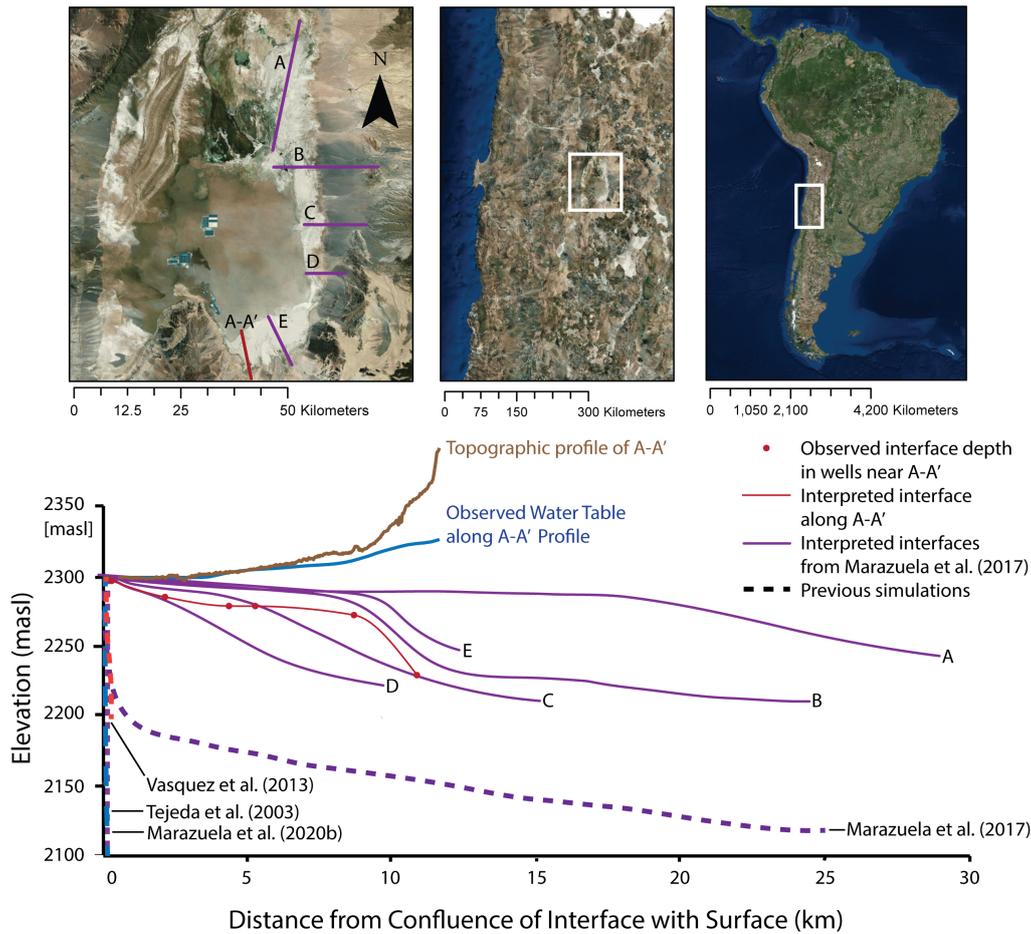


Figura 1. Comparación de ubicaciones de interfaz 2-D observadas con simulaciones numéricas (líneas discontinuas) de la interfaz a lo largo de la zona de transición de SdA. Interfaces observadas AE (líneas continuas moradas) de Marazuela et al. (2017) con ubicaciones a lo largo del margen este del salar, como se ve en el mapa de referencia en la esquina superior izquierda. La interfaz observada para este estudio a lo largo del transecto A-A' es la línea roja continua.

La aproximación de Ghyben-Herzberg (Morgan et al., 2012) sirve como una solución analítica simple para aproximar la geometría de la interfaz de salmuera a agua dulce (Post et al., 2018), pero no puede dar cuenta de la dinámica dependiente del tiempo de flujo dependiente de la densidad. Las simulaciones numéricas representan una herramienta para el análisis dependiente del tiempo de la intrusión salina, pero las simulaciones del flujo de fluido dependiente de la densidad del subsuelo saturado en medios porosos homogéneos no capturan de manera adecuada la geometría de la interfaz en condiciones hidráulicas realistas debido a las influencias de la heterogeneidad (Post et al., 2007). Las simulaciones numéricas dependientes de la densidad de interfaces salmuera-agua dulce en cuencas áridas han sido homogéneas (Vásquez et al., 2013; Tejada et al., 2003) o simplemente modelos en capas de geología local que subestiman la heterogeneidad a escala de la cuenca y producen resultados poco realistas de la interfaz modelada (Marazuela et al., 2018). El modelo geoestadístico anterior documentó la influencia de la heterogeneidad del subsuelo en la circulación del agua de mar en los acuíferos costeros (Michael et al., 2016; Geng et al., 2020; Kreyns et al., 2020). Sin embargo, la medida en que la continuidad de la heterogeneidad del subsuelo impacta la dinámica sensible al tiempo en general y la geometría de la interfaz para acuíferos en cuencas áridas específicamente permanece sin restricciones.

Este artículo documenta que la heterogeneidad influye tanto en la geometría de estado estacionario de la interfase salmuera-agua dulce como en la reacción sensible al tiempo de la interfase en respuesta a las perturbaciones en la recarga. El Salar de Atacama ofrece un sitio ideal para evaluar el papel de la heterogeneidad debido a su compleja historia estructural (Reutter et al., 2006) y al extenso desarrollo de secuencias de evaporitas (Jordan et al., 2004). La interfaz entre la salmuera y el agua dulce que fluye lateralmente tiene una geometría poco profunda que no ha sido capturada por modelos anteriores de flujo impulsado por la densidad en la cuenca (Figura 1). Un enfoque geoestadístico con distribuciones igualmente probables de conductividad hidráulica (K) basado en datos de campo de SdA proporciona un medio para investigar el papel de la continuidad en la geología heterogénea en la dinámica impulsada por la densidad. Esto representa el primer intento de limitar el impacto de la heterogeneidad del subsuelo en la geometría de la interfaz salobre-agua dulce para cuencas áridas y endorreicas específicamente. Nuestros hallazgos son también la primera definición de la respuesta sensible al tiempo de la intrusión salina a las perturbaciones en la recarga en relación con las variaciones en la continuidad.

2. Fondo

2.1 Marco hidrogeológico de los salares

Los salares ("salinas") comprenden acuíferos que contienen salmuera con heterogeneidad en el subsuelo en medios porosos y dinámicas hidrológicas distintas. Los salares consisten principalmente en evaporitas en cuencas con un presupuesto hidrológico anual negativo en promedio (Rosen, 1994; Tyler et al., 2006; Hernández-López et al., 2014). Las cuencas endorreicas brindan un ambiente ideal para la acumulación de evaporitas debido a su tendencia a inhibir la descarga efectiva de las fuentes entrantes (Eugster, 1980; Houston et al., 2011), pero los salares también ocurren en cuencas abiertas con un balance hídrico negativo (Rosen, 1994). Salmuera que es más salina que el agua de mar (>35 ppt), y la mayor discrepancia en la densidad da como resultado una pendiente relativamente menor en la interfaz entre la salmuera y el agua dulce (Yecheili, 2000). Los salares pueden desarrollar una gama de acuíferos estratigráficamente complejos porque su cambio sensible al clima en la extensión del área puede crear una serie de litologías intercaladas (Houston, 2009), como se documenta específicamente en Munk et al. (en revisión). Dado que los acuíferos que contienen salmuera comúnmente existen en cuencas endorreicas tectónicamente activas (Yager et al., 2017), las fallas entre litologías complican aún más la continuidad lateral de la heterogeneidad del subsuelo y producen geometrías de interfaz que desafían la teoría cuando intersectan sistemas de fallas (Yecheili, 2000). Por lo tanto, este estudio proporciona un análisis de sensibilidad para investigar el papel de la heterogeneidad en la dinámica dependiente de la densidad de tales acuíferos.

Los acuíferos en estos ambientes también exhiben configuraciones de napas freáticas con recarga controlada (Haitjema & Mitchell-Bruker, 2005). El flujo de entrada lateral resultante domina la recarga a largo plazo según lo predicho por el modelo de flujo de Toth (Rissman et al., 2015; Qureshi, 2011; Carmona et al., 2000), que puede incluir el flujo de agua subterránea en una cuenca topográficamente separada y relativamente gradiente arriba (Maxey, 1968; Schaller & Fan, 2009; Montgomery et al., 2003). Por lo tanto, mientras que la recarga superficial proporciona un mecanismo para mantener los niveles de agua subterránea (Boutt et al., 2016) y el suministro de solutos (Munk et al., 2018), el flujo lateral del subsuelo representa el mecanismo de recarga a largo plazo (Scanlon et al., 2006; Houston, 2006, 2009; Ye et al., 2016). Las tendencias de recarga a escala de cuenca en climas áridos pueden cambiar en períodos relativamente cortos (es decir, escalas de tiempo interdecenales y milenarias) (Placzek et al., 2009), destacando la importancia de considerar los cambios impulsados por el clima incluso si la hidrología a corto plazo parece ser estable (Zhu et al., 1998). Hasta la fecha, no ha habido ningún estudio que haya caracterizado el impacto de la heterogeneidad en la respuesta sensible al tiempo de las interfaces de salmuera a agua dulce a las perturbaciones en el flujo lateral del subsuelo (Sanford & Pope, 2010; Ferguson & Gleeson, 2012). El marco para las simulaciones numéricas incluye el flujo de entrada lateral del subsuelo como la principal fuente de recarga y la evaporación en el margen del salar modelado como la principal fuente de descarga. no ha habido ningún estudio que haya caracterizado el impacto de la heterogeneidad en la respuesta sensible al tiempo de las interfaces de salmuera a agua dulce a las perturbaciones en el flujo lateral del subsuelo (Sanford & Pope, 2010; Ferguson & Gleeson, 2012). El marco para las simulaciones numéricas incluye el flujo de entrada lateral del subsuelo como la principal fuente de recarga y la evaporación en el margen del salar modelado como la principal fuente de descarga.

2.2 Análisis de sensibilidad en sistemas de flujo controlados por densidad

Muchos estudios han documentado y simulado el flujo dependiente de la densidad y su interfase de agua salada-agua dulce resultante tanto en la costa (Yecheili, 2000; Werner & Simmons, 2009; Tra-

belsi et al., 2013) y acuíferos interiores (Fan et al., 1996; Wooding et al., 1997; Tejada et al., 2003). Los estudios que evalúan numéricamente los factores que afectan a la intrusión salina comúnmente examinan una sola influencia en la dinámica de la interfaz, como los cambios en la recarga (Post et al., 2019) o la descarga (Werner & Simmons, 2009). En el caso de los acuíferos costeros, los estudios se centran principalmente en acoplar el flujo dependiente de la densidad con el transporte de solutos para definir el riesgo de intrusión de aguas subterráneas salinas en los recursos de aguas subterráneas del interior (Meng et al., 2002; Werner & Simmons, 2009; Morgan et al., 2012). Dichos estudios investigan con frecuencia la sensibilidad de la migración de la interfaz de salmuera a agua dulce a través del transporte de solutos junto con varias influencias, que incluyen, entre otras, el efecto de flotabilidad del flujo dependiente de la densidad (Bear, 1972; Werner et al., 2013), células de circulación de aguas subterráneas inducidas por olas (J. Heiss et al., 2017), circulación fluctuante por fuerza de marea (JW Heiss & Michael, 2014; Bailey, 2015), variaciones en el tamaño de las células de circulación a partir de la topografía en forma de lecho (Konikow et al., 2013), aumento de la migración de la interfaz hacia tierra debido al aumento del nivel del mar (Yechieli et al., 2010; Ketabchi et al., 2016), aumento de la salinidad supramareal debido a la evaporación (Geng & Boufadel, 2015), aumento de la migración de la interfaz a través de vías preferenciales de fallamiento conductivo (Trabelsi et al., 2013), el bombeo antropogénico de agua subterránea dulce tierra adentro (Ferguson & Gleeson, 2012) y la heterogeneidad en los medios geológicos (Michael et al., 2016; Michael & Khan, 2016; Liu et al., 2014; Mahmoodzadeh & Karamouz, 2019). Si bien los estudios sobre la intrusión de aguas subterráneas salinas se centran principalmente en los entornos costeros, Las cuencas interiores y áridas también son sitios predominantes de desarrollo de salmuera (Rissman et al., 2015) y comprenden una geología dominada por evaporitas y una geomorfología árida que es única de los ambientes costeros y, sin embargo, permanece modelada de manera incomprensible a escala global (Houston et al., 2011). Específicamente para cuencas interiores y áridas, los estudios de flujo dependiente de la densidad utilizan principalmente métodos analíticos o simulaciones numéricas para documentar la circulación del agua subterránea en condiciones de estado estable sin considerar variaciones en las condiciones de estado estable o respuestas transitorias a perturbaciones en la recarga (Duffy & Hassan, 1988); Fan et al., 1996; Wooding et al., 1997; Hamann et al., 2015). 2015) y comprende una geología dominada por evaporitas y una geomorfología árida que es única de los ambientes costeros y, sin embargo, permanece modelada de manera poco completa a escala global (Houston et al., 2011). Específicamente para cuencas interiores y áridas, los estudios de flujo dependiente de la densidad utilizan principalmente métodos analíticos o simulaciones numéricas para documentar la circulación del agua subterránea en condiciones de estado estable sin considerar variaciones en las condiciones de estado estable o respuestas transitorias a perturbaciones en la recarga (Duffy & Hassan, 1988); Fan et al., 1996; Wooding et al., 1997; Hamann et al., 2015). 2015) y comprende una geología dominada por evaporitas y una geomorfología árida que es única de los ambientes costeros y, sin embargo, permanece modelada de manera poco completa a escala global (Houston et al., 2011). Específicamente para cuencas interiores y áridas, los estudios de flujo dependiente de la densidad utilizan principalmente métodos analíticos o simulaciones numéricas para documentar la circulación del agua subterránea en condiciones de estado estable sin considerar variaciones en las condiciones de estado estable o respuestas transitorias a perturbaciones en la recarga (Duffy & Hassan, 1988); Fan et al., 1996; Wooding et al., 1997; Hamann et al., 2015).

2.3 Simulaciones numéricas de flujo y heterogeneidad impulsados por la densidad

Dado que los medios geológicamente heterogéneos comprenden la mayoría de los acuíferos (Gelhar et al., 1992), muchos estudios numéricos han investigado el impacto de la heterogeneidad del subsuelo en la dinámica del flujo dependiente de la densidad para dilucidar explicaciones mecanísticas más realistas para las distribuciones de salinidad documentadas y las trayectorias del flujo de transporte (Schincariol et al., 1997), especialmente para acuíferos costeros (Russoniello et al., 2013). Entre ellos, Sawyer et al. (2014) establecen que las características estratigráficas hidráulicamente conductivas pueden controlar los flujos geoquímicos en los acuíferos cercanos a la costa. Miguel et al. (2016) brindan un análisis extenso sobre el impacto de la heterogeneidad geológica en la circulación del agua de mar, mientras que Kreyns et al. (2020) documentan que la descarga de agua dulce puede extenderse más allá de la costa en acuíferos volcánicos heterogéneos en comparación con contrapartes homogéneas. (Geng et al., 2020) utilizan simulaciones para investigar el impacto de la heterogeneidad del subsuelo en la circulación influenciada por las mareas, lo que confirma la importancia de acoplar la heterogeneidad con las influencias en la dinámica hidrológica de un acuífero para restringir aún más los impactos geológicos en el transporte de solutos. Michael & Khan (2016) detallan más la influencia de la heterogeneidad en el transporte variable de solutos y la disminución del tiempo de viaje a través de un acuífero en respuesta al bombeo de agua subterránea relativamente más profunda. Si bien el almacenamiento de acuíferos de agua dulce en los acuíferos costeros puede experimentar un retraso en la respuesta de varias décadas debido a los cambios en la recarga resultantes de las fluctuaciones en la migración de la interfaz de salmuera a agua dulce (Klammler et al., 2020), el impacto de la continuidad en la heterogeneidad en un mayor aumento tal lapso de tiempo, pero permanece sin restricciones. 2020 usan simulaciones para investigar el impacto de la heterogeneidad del subsuelo en la circulación influenciada por las mareas, lo que confirma la importancia de acoplar la heterogeneidad con las influencias en la dinámica hidrológica de un acuífero para restringir aún más los impactos geológicos en el transporte de solutos. Michael & Khan (2016) detallan más la influencia de la heterogeneidad en el transporte variable de solutos y la disminución del tiempo de viaje a través de un acuífero en respuesta al bombeo de agua subterránea relativamente más profunda. Si bien el almacenamiento de acuíferos de agua dulce en los acuíferos costeros puede experimentar un retraso en la respuesta de varias décadas debido a los cambios en la recarga resultantes de las fluctuaciones en la migración de la interfaz de salmuera a agua dulce (Klammler et al., 2020), el impacto de la continuidad en la heterogeneidad en un mayor aumento tal lapso de tiempo, pero permanece sin restricciones. 2020 usan simulaciones para investigar el impacto de la heterogeneidad del subsuelo en la circulación influenciada por las mareas, lo que confirma la importancia de acoplar la heterogeneidad con las influencias en la dinámica hidrológica de un acuífero para restringir aún más los impactos geológicos en el transporte de solutos. Michael & Khan (2016) detallan más la influencia de la heterogeneidad en el transporte variable de solutos y la disminución del tiempo de viaje a través de un acuífero en respuesta al bombeo de agua subterránea relativamente más profunda. Si bien el almacenamiento de acuíferos de agua dulce en los acuíferos costeros puede experimentar un retraso en la respuesta de varias décadas debido a los cambios en la recarga resultantes de las fluctuaciones en la migración de la interfaz de salmuera a agua dulce (Klammler et al., 2020), Por lo tanto, este estudio tiene como objetivo definir mejor cómo la continuidad en la heterogeneidad a escala de cuenca afecta la sensibilidad temporal de la respuesta dependiente de la densidad a las perturbaciones en la recarga.

Dada la importancia rica en recursos (Kunasz, 1980; Munk et al., 2016) y la prevalencia de los acuíferos que contienen salmuera que subyacen a las cuencas interiores y áridas (Yechieli & Wood, 2002; Wang et al., 2018), simular el flujo dependiente de la densidad en estos sistemas ha aumentado en los últimos años. Las condiciones hidrológicas únicas de estas cuencas, como la falta de influencia de las mareas y los distintos patrones de evaporación (Hernández-López et al., 2014), elevan aún más la necesidad de un modelo específico del entorno. Las simulaciones de dinámicas dependientes de la densidad en cuencas interiores áridas comúnmente modelan

183 ya sea condiciones homogéneas (Tejeda et al., 2003) o interpretaciones estratigráficas simples con acuitardos continuos de
184 una sola capa (Duffy & Hassan, 1988; Marazuela et al., 2018). Mientras Marazuela et al. (2018) documentan la reducción de la
185 superficie de la interfaz que presumiblemente resulta de una unidad de confinamiento de K inferior subyacente, la interfaz
186 modelada resultante no captura una geometría realista (Figura 1). Si bien la continuidad en la conductividad hidráulica de las
187 unidades estratigráficas aumenta la circulación de agua subterránea salina (Michael & Khan, 2016), el grado en que la
188 complejidad hidroestratigráfica a escala de cuenca influye en las distribuciones de salinidad y, por lo tanto, la geometría de la
189 interfaz de agua salada a agua dulce sigue sin estar claro para las cuencas áridas (Houston et al., 2011). La serie de
190 simulaciones numéricas presentadas aquí representa el primer intento de caracterizar el impacto de la heterogeneidad en la
191 geometría de la interfaz de agua salada a agua dulce para cuencas áridas y continentales específicamente, así como también
192 proporciona información sobre el impacto de la heterogeneidad en la dinámica dependiente de la densidad a cambios en
193 recarga de acuíferos salinos en general. Este trabajo es muy importante debido a la necesidad de comprender la interacción
194 del agua dulce y el agua salada subyacente, ya que estas cuencas tienen presiones continuas sobre el agua dulce y la
195 extracción de recursos.
196

197 **3 simulaciones**

198 El flujo de agua subterránea dependiente de la densidad saturada se simuló utilizando SEAWAT, una aproximación
199 de diferencias finitas centrada en celdas que resuelve tanto el flujo de fluido saturado como el transporte de solutos
200 (Langevin & Guo, 2006). Para abordar el papel de la heterogeneidad en la sensibilidad de la interfase salmuera-agua dulce,
201 utilizamos un enfoque geoestadístico con una serie de realizaciones de campos K mediante kriging de datos
202 hidrogeológicos disponibles para SdA con un enfoque de Markov utilizando el software T-PROGS (Carle, 1999). Basamos las
203 probabilidades de transición para las distribuciones de K en las litologías documentadas de núcleos de perforación
204 diamantina recuperados del margen sureste de SdA (S1). Para abordar las implicaciones específicas del sitio para SdA, se
205 desarrolló un marco hidroestratigráfico (HSF, por sus siglas en inglés) separado para el transecto A-A' que se observa en la
206 Figura 1, donde la salmuera subyacente al salar interactúa con el agua dulce que ingresa lateralmente en el subsuelo poco
207 profundo para crear una interfaz de salmuera a agua dulce a lo largo del margen sureste (Figura S2). El HSF se basa en un
208 modelo geológico que se desarrolló a partir de datos de núcleos y pozos, estudios geofísicos y conocimiento de la geología
209 superficial y la estructura de la cuenca en base a la literatura previa (Jordan et al., 2002; Lowenstein et al., 2003; Mpodozis
210 et al., 2005; Reutter et al., 2006), como se describe más detalladamente en la sección complementaria (S1), así como en las
211 observaciones presentadas por los autores.
212

213 **3.1 Condiciones iniciales y de contorno**

214 La cuadrícula finita y las condiciones de contorno para las simulaciones se basan en representaciones de las
215 características del acuífero para la cuenca modelada, incluida la recarga a través del flujo de entrada lateral del subsuelo,
216 la descarga a través de ET y la topografía basada en el transecto A-A' (Figura 1). Exceptuando los cambios en la recarga y
217 las distribuciones de K, todas las demás condiciones iniciales y de contorno físico permanecen constantes. La Figura 3
218 ilustra las condiciones iniciales y de contorno. El dominio tiene 13.000 m de largo por 300 m de profundidad y está
219 discretizado en celdas de cuadrícula de 100 m de largo por 10 m de profundidad. El marco representa un lado de una
220 cuenca porque la simetría hipotética de una cuenca hace que la simulación de ambos lados sea redundante y, por lo
221 tanto, innecesaria. El límite de la superficie se basa en modelos de elevación suavizados de la topografía en SdA a partir
222 de los datos de elevación digital de resolución de 10 metros disponibles. Un límite de Dirichlet representa la cabeza
223 especificada para el borde modelado del núcleo, que está aproximadamente 1 m por debajo de la superficie del núcleo
224 modelado. Todo el lado izquierdo del dominio del modelo que representa el borde del núcleo tiene una concentración de
225 sal disuelta constante de 0,2 g/cm³ que representa la concentración máxima observada en salmueras altamente salinas.
226 Una condición de contorno de Neumann representa que el flujo de agua dulce que fluye lateralmente por debajo de la
227 superficie modelada en el lado derecho del dominio del modelo no tiene concentración de sal disuelta. La descarga se
228 representa como evaporación a través de un flujo dependiente de la cabeza que equivale a un flujo equivalente del flujo
229 de entrada de referencia de 500 m³/d si la cabeza hidráulica está a menos de 1 metro de la superficie modelada (Figura
230 3). Todos los demás límites no descritos de otra manera no tienen flujo ni en fluido ni en soluto. La concentración inicial
231 de soluto para toda la extensión del dominio es 0 g/cm³. La carga hidráulica inicial es uniforme 1 m por debajo de la
232 superficie modelada.
233

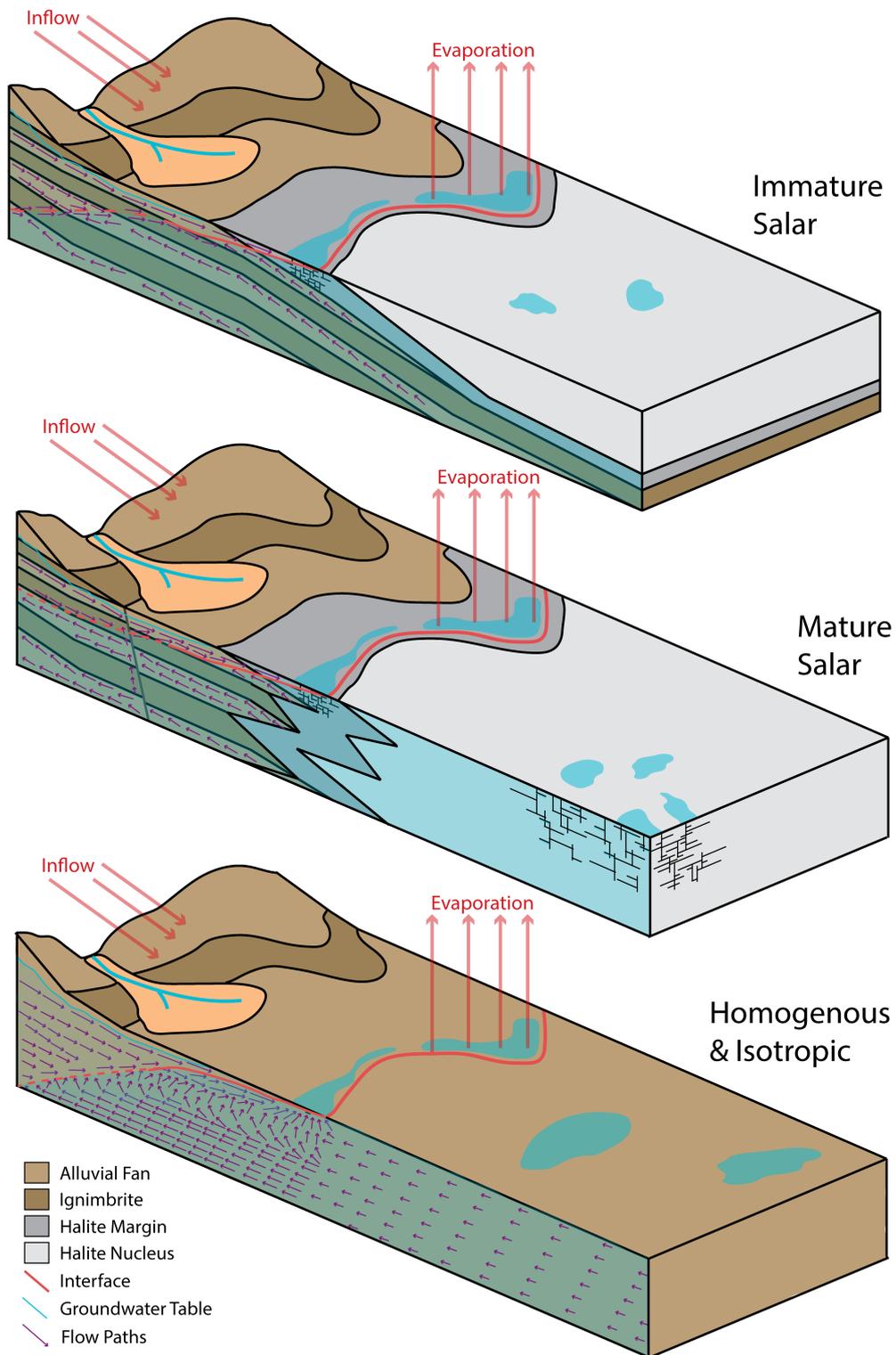


Figura 2. Ilustración conceptual de salares maduros versus inmaduros y su contraparte homogénea, con la interfaz de salmuera a agua dulce resultante y los vectores de flujo. Adaptado de Houston et al. (2011).

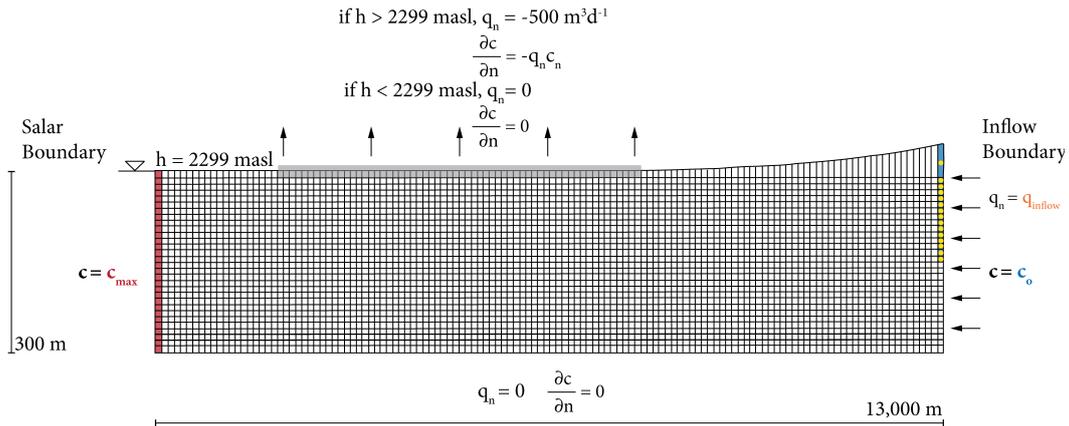


Figura 3. Condiciones de contorno para el marco del modelo 2D de 300 m de profundidad por 13 000 m de largo con una exageración vertical de 10. Tenga en cuenta que el modelo está discretizado en celdas de 30 por 130, cada una de las cuales tiene las dimensiones de 10 m de profundidad por 100 m de ancho. También tenga en cuenta que $c_{\text{máximo}} = 0,2\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$, $c_0 = 0\text{ gramo}\cdot\text{cm}^{-3}$, y que $q_{\text{afluencia}} \text{varía en } 300, 500 \text{ y } 700\text{ m}^3\cdot\text{d}^{-1}$. La exageración vertical es 10.

Parámetro	Valor	Unidad
Longitud del dominio	13,000	metro
Grosor del dominio (B)	300	metro
Dispersividad longitudinal (α_L)	10	metro
Dispersividad transversal horizontal (α_H)	1	metro
Dispersividad transversal vertical (α_V)	0.01	metro
Coefficiente de difusión	$1\cdot 10^{-6}$	metro ² ·s ⁻¹
Porosidad efectiva (θ)	0.3	-
Carga constante en el límite del núcleo	2299	msnm
Densidad de agua dulce (ρ_0)	1	gramo·cm ⁻³
Densidad de la salmuera ($\rho_{\text{máximo}}$)	1.2	gramo·cm ⁻³
Capacidad de almacenamiento (S_s)	$1\cdot 10^{-4}$	metro ⁻¹
Rendimiento específico (S_y)	0.02	-
Anisotropía vertical (K_h/K_v)	10	-

Tabla 1. Condiciones de contorno constantes para el enfoque de modelado numérico. Estas condiciones son constantes a lo largo del tiempo modelado para cada modelo. Tenga en cuenta que el valor de anisotropía vertical indicado se aplica a los modelos no isotrópicos.

234 Los valores de dispersividad longitudinal, transversal horizontal y transversal vertical en todos los modelos son
 235 10 m, 1 m y 0,01 m respectivamente. Estos valores son consistentes con el modelado de acuíferos de esta
 236 escala (Gelhar et al., 1992). Todas las iteraciones se ejecutan con las condiciones iniciales descritas
 237 anteriormente a $3\cdot 10^6$ días. Luego, los modelos corren por otros $3\cdot 10^6$ días después de una perturbación en las
 238 condiciones hidrológicas para evaluar la sensibilidad de la interfase salmuera-agua dulce. La Tabla 1 enumera
 239 las condiciones de contorno constantes para la simulación numérica.

240 3.2 Simulación de perturbaciones en recarga

241 El flujo de entrada de agua subterránea es la única condición límite en este estudio que experimenta variación
 242 para cada realización de K. Las simulaciones se realizaron hasta un estado estable inicial sin movimiento de interfaz
 243 para establecer una geometría de interfaz a partir de las condiciones iniciales. Cada re-

Posteriormente, se expone la alización a tres escenarios de recarga diferentes como funciones escalonadas: un aumento en la recarga (700 m³·d⁻¹), una disminución igual en la recarga (300 m³·d⁻¹), y sin perturbaciones en la recarga (500 m³·d⁻¹). El desarrollo de la condición de contorno que representa la recarga se basa en la suposición de que la hidrología árida se basa en el flujo entre cuencas que se caracteriza por largos tiempos de residencia y, por lo tanto, variaciones prolongadas en la recarga, como lo respaldan los datos específicos del sitio (Houston, 2009; Ortiz et al., 2014). ; Corenthal et al., 2016). Si bien estudios numéricos previos han incluido la recarga directa (Marazuela et al., 2018), el impacto de la recarga directa no se considera en este estudio porque las cuencas áridas exhiben una recarga superficial mínima o nula donde la ET supera las tasas de precipitación (Scanlon et al., 2006) y el mecanismo de recarga dominante de tales cuencas es el flujo lateral de agua subterránea siguiendo el modelo Toth (Schaller & Fan, 2009).

3.3 Distribuciones de conductividad hidráulica

Las realizaciones geoestadísticas de distribuciones heterogéneas se basaron en los valores de K asignados a las unidades litoestratigráficas del sitio de estudio en el margen sureste de SdA. Los valores de conductividad hidráulica se basan en la correlación de datos geológicos e hidráulicos de los 29 núcleos (Tabla S1) y 48 pozos (Tabla S2) dentro de los aproximadamente 130 km² área que comprende el margen sureste de SdA. La correlación hidroestratigráfica se basa en más de 50 pruebas hidráulicas que se han producido en la zona. Las interpretaciones hidroestratigráficas se separaron en cinco facies litológicas basadas en la conceptualización de Munk et al. (en revisión): clástico de grano medio de depósitos de abanico aluvial (10 m·d⁻¹), carbonato de grano fino (1 m·d⁻¹), carbonato vuggy (100 m·d⁻¹), ignimbrita no fracturada (0,01 m·d⁻¹), y yeso y carbonato intercalados (0,1 m·d⁻¹). Los valores de K se determinaron dentro de una desviación estándar del valor de K promedio para cada facies litoestratigráfica. Para todas las realizaciones, las proporciones de carbonato fino, depósitos de abanico aluvial, ignimbrita, carbonato vuggy y yeso fueron 43, 24, 19, 8 y 6 por ciento, respectivamente.

Tres grupos de realizaciones con distintas relaciones de continuidad estratigráfica horizontal a vertical (c_h/c_v) se crearon para abordar el papel de la complejidad geológica en la geometría y la sensibilidad temporal de la respuesta de la interfaz: continuidad igual en ambas direcciones ($c_h/c_v=1$), aumentó la continuidad horizontal por un factor de dos ($c_h/c_v=2$), y aumentó la continuidad horizontal por un factor de tres ($c_h/c_v=3$). Se crearon 38 realizaciones de K para cada grupo. La K_{efecto} valores para el rango de realizaciones dentro de 5,3 m·d⁻¹ y 20,3 m·d⁻¹, según estimaciones de flujo de Darcy.

3.4 Métricas para evaluar la geometría, la sensibilidad y la estabilidad de la interfaz

Para cada simulación, se recopilaron los vectores de velocidad, la concentración de soluto y los valores de cabeza hidráulica para cada paso de tiempo. A partir de estos resultados, se utilizaron cuatro métricas para evaluar las diferencias en la geometría de la interfaz y la respuesta sensible al tiempo en los resultados de la simulación. La primera métrica es la pendiente promedio de la interfaz, que se evaluó con un mejor ajuste lineal para cada interfaz simulada después de alcanzar un estado estable inicial. La segunda métrica es el ancho horizontal de la zona de transición entre fresco (es decir, <0,04 g·cm⁻³) y muy salino (es decir, >0,18 g·cm⁻³) agua subterránea [L]. En tercer lugar, la longitud de la migración de la interfaz en la dirección horizontal [L] proporciona una métrica para evaluar la sensibilidad de la interfaz luego de un cambio en la recarga del acuífero modelado. En cuarto lugar, la sensibilidad temporal de la respuesta de la interfaz después de una perturbación en la recarga se caracteriza por una constante de tiempo definida por:

$$\frac{[metro]_t - m_i k_t}{[metro]} \quad (1)$$

donde la tasa de cambio en la masa de soluto es igual a una curva exponencial (es decir, "tiempo de plegado"). Esta respuesta se evalúa a través de la tasa de cambio en la masa total del soluto modelado en el dominio. A los efectos de este estudio, el tiempo de e-plegamiento sirve como una característica de la tasa de respuesta, con la cantidad de tiempo correspondiente a la velocidad relativa de respuesta a una perturbación en la recarga. Además evaluamos la topología de flujo usando el Okubo-

290 Weiss (OW) para proporcionar una explicación mecánica de los resultados de la simulación (de
291 Barros et al., 2012; Geng et al., 2020).

292 4 resultados

293 4.1 Geometría y respuesta dinámica del marco hidroestratigráfico del Salar de 294 Atacama

295 La Figura 4 ilustra los valores de concentración de soluto, el campo de cabeza hidráulica y el campo de velocidad
296 tanto del HSF de SdA como del modelo homogéneo que representa el K_{efecto} del HSF. Para los resultados homogéneos,
297 los valores de concentración de soluto muestran un ancho de zona de transición constante de 0 a 0,2 g cm^{-3} con la
298 profundidad, aunque los 50 metros superiores del modelo cerca del área de evaporación modelada parecen aumentar
299 en el ancho de la zona de transición. Los campos de carga hidráulica y velocidad de flujo reflejan la geometría de los
300 valores de concentración, con valores más altos de carga y velocidad en profundidad en el agua dulce entrante
301 modelada, forzando la convección del fluido y el afloramiento. Tanto la cabeza hidráulica como los campos de velocidad
302 tienen una distribución espacial uniforme en la disminución gradual desde los valores más altos a los más bajos en
303 profundidad. Los valores de concentración en el modelo homogéneo divergen de las condiciones de campo observadas
304 en varios kilómetros en profundidad.

305 En comparación con su homólogo homogéneo, los resultados del modelo
306 heterogéneo que representan el HSF de SdA tienen una interfaz menos profunda que se
307 ajusta a los valores de concentración observados dentro de los 10 metros de
308 profundidad. Los resultados numéricos que se muestran en la Figura 4 también indican
309 un ancho variable de la zona de transición de agua salada a agua dulce de nítida a
310 difusa. El campo de cabeza hidráulica expresa de manera similar transiciones bruscas a
311 difusas de valores altos a bajos. A pesar de las variaciones en la carga hidráulica en
312 profundidad, la mayor parte de la alta velocidad de flujo se concentra en la capa
313 superficial superior del dominio y coincide con la recarga de entrada lateral. El tiempo
314 de plegado electrónico en respuesta a las perturbaciones del flujo de entrada es mayor
315 por al menos un factor de tres para el modelo HSF en comparación con el modelo
316 homogéneo (Figura 8).

317 318 4.2 Geometría y respuesta dinámica de las realizaciones geoestadísticas de la conductividad hidráulica a los 319 cambios en el flujo de entrada

320 Las simulaciones con distribuciones K igualmente probables producen resultados físicos y sensibles al tiempo que
321 divergen de sus contrapartes homogéneas y muestran una relación estadísticamente significativa con la continuidad
322 estratigráfica en un entorno geológicamente complejo (Tabla 2). Las simulaciones muestran geometrías de interfaz que
323 disminuyen en pendiente a medida que c_h/C_v aumenta (Figura 6). El rango de ubicaciones de la interfaz para cada grupo de
324 realizaciones geoestadísticas se muestra en la Figura 7. Modelos homogéneos con K equivalente e_{efecto} y que las
325 realizaciones producen geometrías de interfaz que son más inclinadas por al menos un factor de dos y, en algunos casos,
326 por un orden de magnitud. La pendiente promedio para cada grupo de realizaciones aumenta aproximadamente medio
327 grado por cada aumento en c_h/C_v por un factor de uno. De manera similar, el grosor de la zona de transición entre el agua
328 salada y el agua dulce también tiene un patrón de disminución general mientras expresa una mayor variación en los
329 gradientes de concentración difusos versus agudos a medida que aumenta la continuidad horizontal, mientras que los
330 modelos homogéneos muestran una zona de transición consistentemente más gruesa (Figura 8).

331
332 La dinámica dependiente de la densidad en las realizaciones geoestadísticas exhibe un patrón para la
333 sensibilidad de las interfaces. Aumento c_h/C_v en las realizaciones produce un aumento en la longitud total de la
334 migración de la interfaz y, por lo tanto, presumiblemente crea un aumento en la respuesta del flujo dependiente de la
335 densidad a los cambios en el flujo subsuperficial posterior a un acuífero. Un aumento en la continuidad horizontal
336 también da como resultado constantes de tiempo más largas en el decaimiento exponencial de la tasa de migración
337 de una interfaz (Figura 9). De menos a más continuo, cada grupo de realizaciones produjo respectivamente una
338 migración de interfaz promedio de 3586 ± 2323 kilómetros, 3816 ± 1679 kilómetros, y

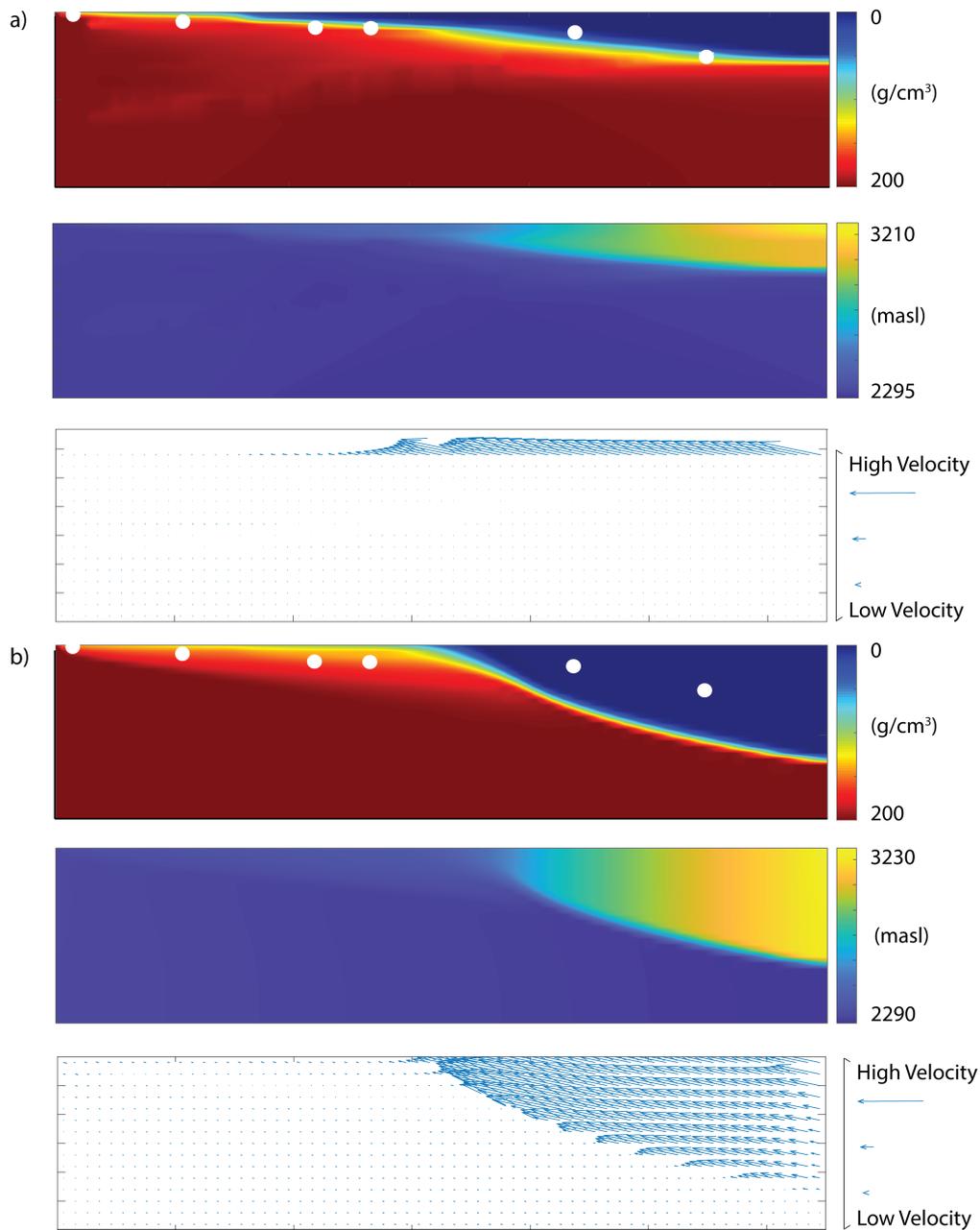


Figura 4. Comparación visual de la distribución de la concentración ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) de sal disuelta en el acuífero modelado, la carga hidráulica y los vectores de velocidad tanto para a) el modelo heterogéneo basado en el marco hidroestratigráfico y b) el modelo homogéneo con el mismo K_{efecto} . Los puntos blancos indican la ubicación de la interfase observada en los pocillos.

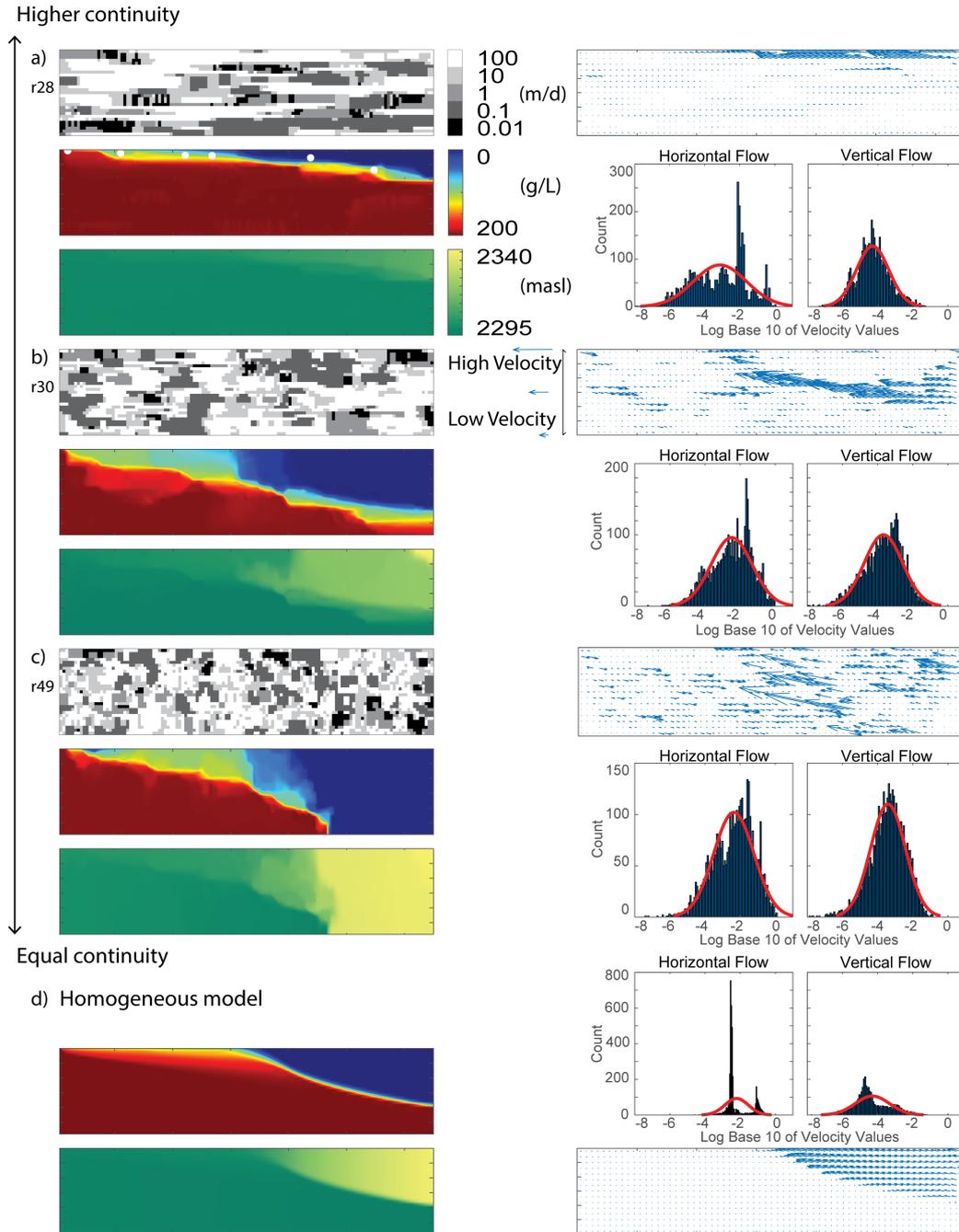


Figura 5. Resultados para un ejemplo en cada grupo de K realizaciones, con a) $c_h/C_v=3$, b) $c_h/C_v=2$, c) $c_h/C_v=1$, y d) modelo homogéneo. Para cada ejemplo, en el sentido de las agujas del reloj desde la esquina superior izquierda, la distribución K en m/d, vectores de velocidad de flujo, distribución de velocidad de flujo ($\log_{10}m/d$), la distribución de carga hidráulica (msnm) y las distribuciones de salinidad (g/L) se muestran. Los puntos blancos son ubicaciones de interfaz observadas.

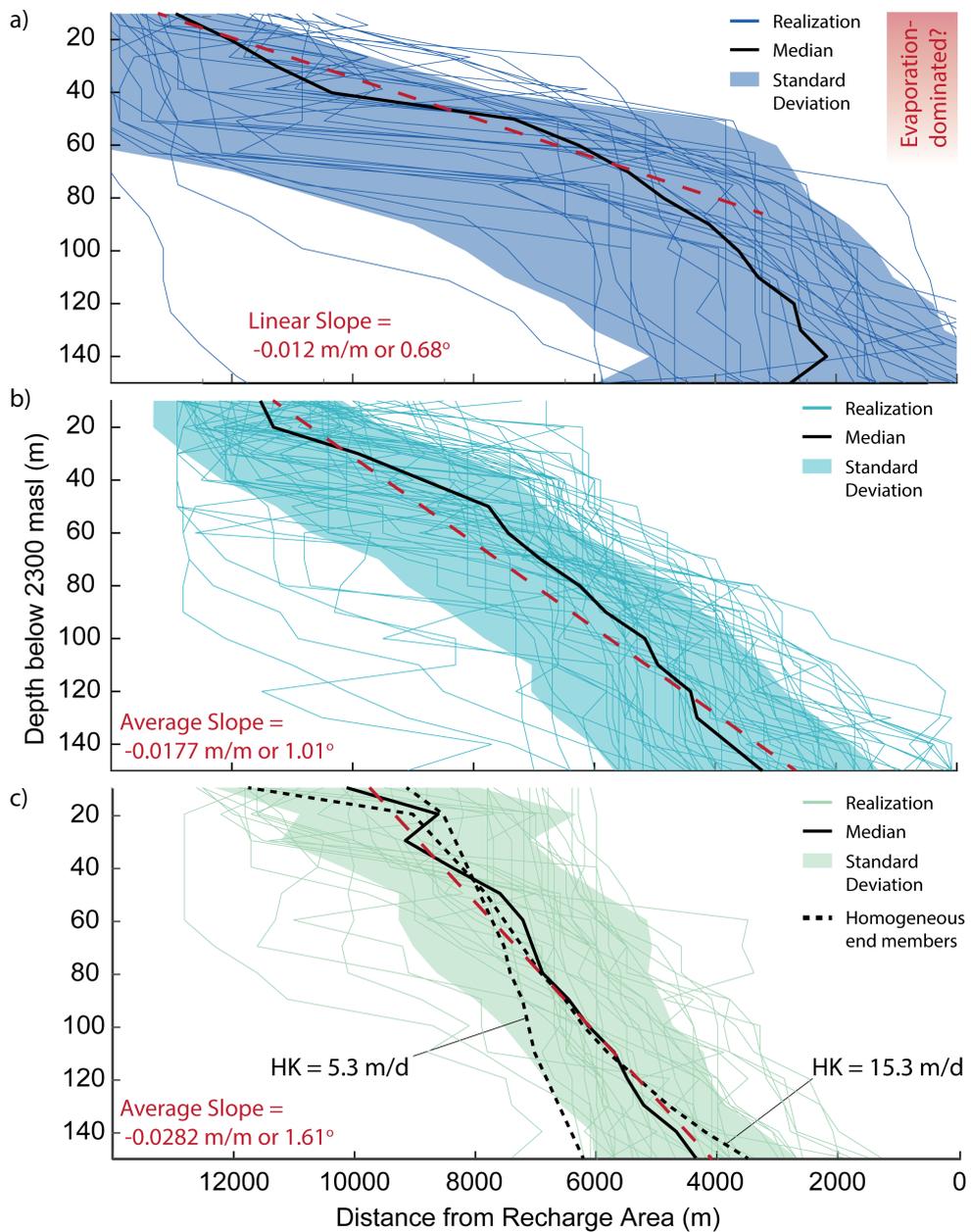


Figura 6. Distancia del punto de concentración 0.5 desde el área de recarga con profundidad para cada grupo de geoestadística de conductividad hidráulica. Cada grupo de realizaciones se separa según el grado de continuidad, con continuidad horizontal aumentada por un factor de tres (azul oscuro), continuidad horizontal aumentada por dos (azul claro) e igual continuidad (verde) en orden de arriba a abajo. El valor del mejor ajuste lineal (rojo discontinuo) para la mediana (negro sólido) de cada grupo se muestra en la esquina inferior derecha de los gráficos. La región sombreada es la desviación estándar.

Métrico	Aumentar versus Disminuir	Comparación de grupos	Resultado Valor crítico	Nivel significativo
Geometría	-	1 y 2	4,53 1,67	0.05
Geometría	-	2 y 3	3,70 1,66	0.05
Geometría	-	1 y 3	6,15 1,67	0.05
Tiempo constante	Aumentar	1 y 2	0,38 1,3	0.1
Tiempo constante	Aumentar	2 y 3	1,48 1,3	0.1
Tiempo constante	Aumentar	1 y 3	1,75 1,66	0.05
Tiempo constante	Disminuir	1 y 2	1.05 1.3	0.1
Tiempo constante	Disminuir	2 y 3	1,46 1,3	0.1
Tiempo constante	Disminuir	1 y 3	2,72 1,66	0.05

Tabla 2. Significación estadística de la varianza de métricas por grupo de realizaciones HK, con el resultado y el valor crítico y nivel de significación correspondientes. Los resultados de la métrica relacionados con el aumento de la recarga frente a la disminución se indicaron cuando correspondía. Los grupos se distinguen por C_h/C_v valor.

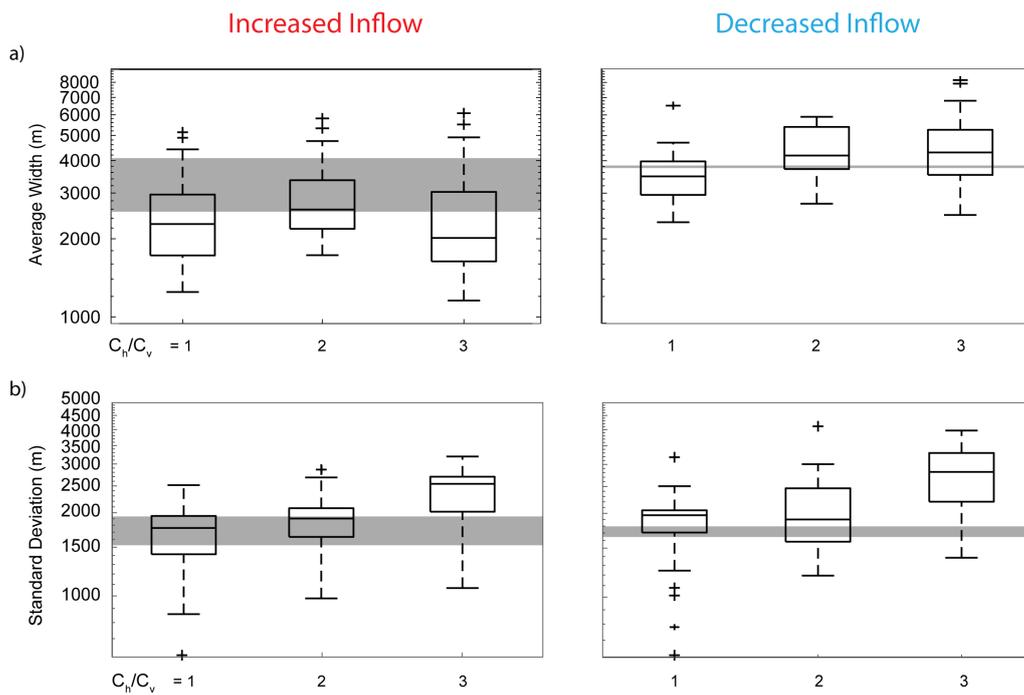


Figura 7. La distribución de a) el promedio y b) la desviación estándar de los anchos de la zona de transición de salobre ($0.04 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) a salmuera ($0.18 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) para las realizaciones geoestadísticas de la conductividad hidráulica, separadas en base a la continuidad hidroestratigráfica horizontal en comparación con la continuidad vertical. El área sombreada en gris es el rango de valores homogéneos.

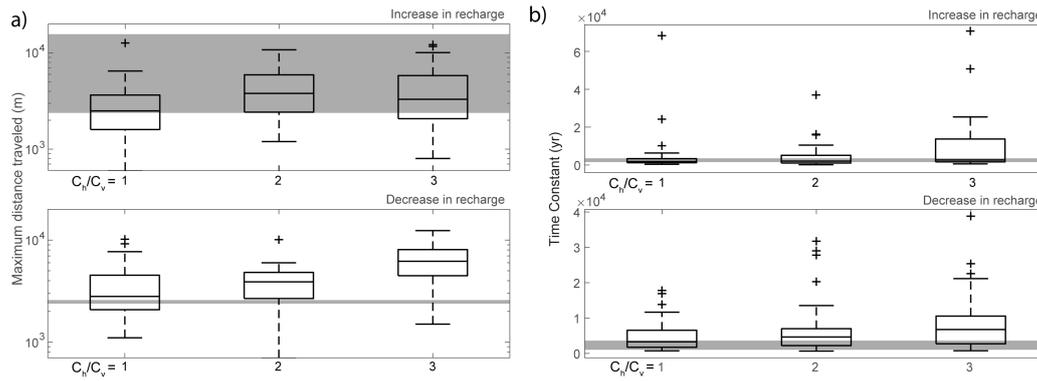


Figura 8. La distribución de a) la distancia máxima de viaje de la interfaz y b) el tiempo de respuesta a un cambio en el flujo de entrada para las realizaciones geoestadísticas de la conductividad hidráulica, separados en función de C_h/C_v . Los análisis estadísticos anteriores representan un aumento en el flujo de entrada y las gráficas inferiores representan los resultados de una disminución en el flujo de entrada. El área sombreada en gris indica los resultados del modelo homogéneo.

339 6548 \pm 2926 km después de una disminución en la recarga. Esto equivale a un aumento del 48% y 31% en la
 340 migración promedio por cada aumento respectivo en C_h/C_v . Para los tiempos de plegado electrónico en la respuesta
 341 de la interfaz, la constante de tiempo promedio fue de 4804 años, 5754 años y 9881 años para cada grupo de
 342 menos a más en C_h/C_v , creando un aumento de 20% y 72% en el tiempo para cada aumento respectivo en C_h/C_v .
 343 Las diferencias de tiempo de respuesta observadas son estadísticamente significativas entre los grupos $C_h/C_v=1$ y $C_h/C_v=3$
 344 a un nivel de significación de 0,1; entre grupos $C_h/C_v=1$ contra $C_h/C_v=3$ y $C_h/C_v=2$ y $C_h/C_v=3$ a un nivel de significación
 345 de 0,05 (tabla 2). Comparativamente, la migración de la interfaz de salmuera a agua dulce dentro de los modelos
 346 homogéneos exhibe menos sensibilidad en términos de la cantidad de movimiento de la interfaz y menor tiempo
 347 requerido para alcanzar un nuevo estado estable luego de estar expuesto a las mismas perturbaciones en la
 348 recarga.

349 5 Discusión

350 5.1 Geometría y dinámica inferida impulsada por la densidad de la interfase salmuera-agua dulce en 351 el Salar de Atacama

352 Este estudio representa el intento más sólido de simular numéricamente y capturar con precisión la geometría
 353 de la interfaz salmuera-agua dulce a lo largo del margen sureste del núcleo de halita en SdA. También representa la
 354 interpretación hidroestratigráfica bidimensional más precisa del margen sureste. Los resultados de la simulación del
 355 campo K resultante de la interpretación hidroestratigráfica sugieren que la heterogeneidad del subsuelo afecta la
 356 dinámica dependiente de la densidad en la medida en que reduce la geometría de la interfaz y enfoca el flujo donde la
 357 interfaz intersecta conductos de K relativamente más alta. Descarga enfocada representada por los valores de velocidad
 358 modelados ocurren a lo largo de caminos preferenciales altamente continuos, lo que sugiere además que la continuidad
 359 en las unidades hidroestratigráficas puede servir como un factor de control en el impacto de la heterogeneidad. Por lo
 360 tanto, estos resultados proporcionan una base para investigar no solo el papel de la heterogeneidad, sino
 361 específicamente el grado en que la conductividad afecta la dinámica dependiente de la densidad y el transporte de
 362 solutos asociado. Si bien las motivaciones detrás de las simulaciones previas de la cuenca pueden no haber incluido la
 363 creación de una simulación precisa a escala de la cuenca dependiente de la densidad, los resultados de este estudio
 364 sugieren que ubicar y definir las ubicaciones y la prevalencia de los medios hidráulicamente conductivos tiene valor en la
 365 definición de la cuenca dependiente de la densidad. dinámica (Marazuela et al., 2018). Por lo tanto, las observaciones
 366 específicas del sitio representan potencialmente una relación entre la heterogeneidad y la sensibilidad dependiente de
 367 la densidad a las perturbaciones en la recarga que requieren una mayor investigación, que es lo que presenta este
 368 trabajo actual.

369

370 **5.2 Impacto de una mayor continuidad hidroestratigráfica en la heterogeneidad sobre la dinámica**
 371 **impulsada por la densidad y la sensibilidad de la interfaz resultante**

372 Los resultados de la serie de realizaciones K demuestran que la continuidad horizontal en la heterogeneidad
 373 hidroestratigráfica disminuye la pendiente de la interfase salmuera-agua dulce (Figura 6). La disminución de la
 374 pendiente de la interfaz resulta de la disminución del flujo dominado por la vorticidad, como lo indican los valores de
 375 OW (Figura 9). Las simulaciones también respaldan que una mayor continuidad horizontal en las unidades
 376 hidroestratigráficas generalmente disminuye el espesor promedio de la zona de transición, al mismo tiempo que
 377 aumenta la variabilidad entre una zona de transición aguda y difusa (Figura 7). Esto respalda los hallazgos previos del
 378 comportamiento variablemente difuso de las interfaces de salmuera a agua dulce en medios heterogéneos (Michael et
 379 al., 2016). El aumento de la variabilidad en el grosor de la zona de transición probablemente se deba al aumento de las
 380 vías preferenciales en la dirección horizontal, lo cual está respaldado por la mayor prevalencia de flujo dominado por
 381 deformación en áreas donde la interfaz se cruza con conductos de flujo (Figura 9). Dado que las perturbaciones
 382 aumentadas versus disminuidas en la recarga tienen efectos distintos en el grosor de la zona de transición, es
 383 importante tener en cuenta los diferentes mecanismos involucrados en la expresión física de una interfaz. El aumento
 384 de la recarga no afecta el espesor promedio de la zona de transición porque la mayor parte del movimiento de la
 385 interfaz está controlado por la interacción entre los gradientes de carga y de densidad, mientras que la disminución de
 386 la recarga da como resultado que todos los resultados del modelo muestren un espesor promedio similar de la zona de
 387 transición, independientemente de la continuidad hidroestratigráfica horizontal porque la difusión es un mecanismo
 388 primario de transporte de solutos.

389
 390 Las respuestas de la interfaz simulada a los cambios en la cabeza hidráulica son consistentes con el modelo
 391 de interfaz dependiente de la densidad anterior, donde la interfaz se ajustaba en la ubicación en función de las
 392 variaciones de la cabeza hidráulica (Yeichieli, 2000; Yeichieli et al., 2001; Liu et al., 2014). Este estudio indica además
 393 que una mayor continuidad hidroestratigráfica aumenta la sensibilidad del flujo de agua subterránea impulsada
 394 por la densidad en términos de la extensión del viaje de la interfaz y la respuesta sensible al tiempo para que la
 395 interfaz alcance un nuevo estado estable dinámico luego de una perturbación en la recarga (Figura 8). El cambio
 396 de la dinámica impulsada por la densidad del acuífero simulado hacia un flujo más dominado por la tensión
 397 explica este cambio en la sensibilidad (Figura 9). La importancia de la continuidad en la heterogeneidad se apoya
 398 en la comparación con modelos homogéneos, efecto y valores de anisotropía como la serie de realizaciones K (Figura
 399 8). La serie de distribuciones K con $c_h/c_v=1$ dan como resultado respuestas de tiempo similares en comparación
 400 con los resultados homogéneos porque la conectividad de los regímenes de flujo dominados por la vorticidad en
 401 profundidad permite que el flujo dependiente de la densidad se equilibre a tasas similares. El aumento de la
 402 continuidad horizontal en la hidroestratigrafía limita la conectividad vertical de los regímenes de flujo dominados
 403 por la vorticidad y promueve el flujo dominado por la deformación, lo que da como resultado una respuesta
 404 prolongada impulsada por la densidad.

405
 406 La continuidad horizontal en las unidades hidroestratigráficas controla la topología del flujo en la dinámica
 407 dependiente de la densidad, y esta relación es responsable de la sensibilidad variable resultante de la interfase. Un
 408 aumento en c_h/c_v conduce a un aumento en la prevalencia de vías preferenciales altamente conductoras en la
 409 dirección horizontal, lo que aumenta el potencial de desequilibrio de la cabeza hidráulica en la dirección vertical. Un
 410 mayor desequilibrio da como resultado escalas de tiempo más largas requeridas para que el flujo dependiente de la
 411 densidad alcance una nueva posición estable. La sensibilidad también aumenta en términos de la longitud de la
 412 migración de la interfaz debido a que el aumento de las vías preferenciales facilita la sensibilidad a las variaciones de
 413 carga hidráulica impulsadas por la densidad y, por lo tanto, desencadena un flujo dominado por la tensión donde la
 414 interfaz se encuentra con unidades de alta K. El análisis OW sugiere que el flujo dominado por la tensión se
 415 concentra a lo largo de la interfase de salmuera a agua dulce donde se cruza con vías preferenciales de alta K
 416 (Figura 9). h/c_v aumenta. Estas dos observaciones indican que mientras aumenta c_h/c_v crea condiciones de flujo
 417 difusivo alargadas horizontalmente que aumentan las disparidades hidráulicas en la dirección vertical y, por lo
 418 tanto, disminuyen el tiempo de respuesta del sistema como

419
 420 En conjunto, las ubicaciones específicas de la interfaz de los conductos para el flujo preferencial albergan la discrepancia
 421 dependiente de la densidad en la cabeza hidráulica que impulsa la intrusión salina.

422 La evaporación simulada se mantuvo constante durante todo el estudio, y un análisis del impacto de la
423 evaporación en la sensibilidad de la interfase salmuera-agua dulce está más allá del alcance de este estudio. Sin
424 embargo, es posible inferir el impacto potencial de la evaporación en el análisis de sensibilidad basado en la
425 interfaz. Una característica notablemente consistente de la respuesta a los cambios en el flujo de entrada fue la
426 posición de interfaz relativamente sin cambios dentro del área de evaporación modelada. Cuando la confluencia
427 con la superficie interceptó el área de evaporación, la migración de la interfaz en respuesta a las perturbaciones
428 en la recarga fue menor en casi un orden de magnitud en comparación con la longitud promedio de migración
429 de las celdas en profundidad. Esta observación confirma la importancia de considerar la evaporación potencial
430 en acuíferos áridos con abundante salmuera.

431 **5.3 Implicaciones para futuras simulaciones y expresiones físicas precisas de interfaces** 432 **salmuera-agua dulce en cuencas áridas**

433 El aumento de la continuidad hidroestratigráfica horizontal crea dinámicas de interfase de agua
434 salada a agua dulce que someten la interfase y aumentan la variabilidad en el espesor de la zona de
435 transición, lo que difiere de las predicciones basadas en simulaciones numéricas homogéneas del flujo de
436 agua subterránea dependiente de la densidad (Figura 10). La relación directa entre la continuidad
437 hidroestratigráfica lateral en la heterogeneidad del subsuelo y la geometría de la interfaz indica que la
438 heterogeneidad representa un control principal en los sistemas que contienen salmuera con la recarga
439 lateral del subsuelo como el principal mecanismo de recarga a largo plazo. La relación entre la continuidad
440 horizontal en la heterogeneidad geológica y la variabilidad en el espesor de la zona de transición indica
441 que las representaciones de la heterogeneidad hidroestratigráfica son valiosas para expresiones realistas
442 del espesor de la interfaz. Esto es especialmente crítico para cuencas áridas, donde el desarrollo de facies
443 evaporíticas de transición crea unidades localmente continuas (Vásquez et al., 2013). En ambientes de
444 salinas, la prevalencia de límites continuos de series de evaporitas frente a facies de mayor permeabilidad
445 puede explicar el comportamiento de somerización de las interfases observadas en ciertos lugares donde
446 domina la evaporación alta. Los acuíferos que contienen salmuera con contactos estratigráficos continuos
447 entre unidades de alta y baja permeabilidad pueden desarrollar geometrías de interfaz claramente menos
448 profundas que los modelos homogéneos o simplistas tradicionales, donde las unidades de mayor K actúan
449 como conductos de alto K para el flujo de fluidos. Esto es especialmente cierto para los ambientes de
450 depósito y las zonas marginales adyacentes a los salares desarrollados.

451
452

453 Este estudio también indica la evaporación como un control en la expresión de la interfaz en cuencas
454 áridas e interiores que resaltan la necesidad de alta resolución de precisión hidroestratigráfica en
455 simulaciones numéricas. Los resultados indican que la tendencia de una interfaz cada vez menos profunda
456 con una continuidad horizontal creciente también prevalece en cuencas áridas con altas tasas de evaporación,
457 donde la descarga controla la distribución de la carga hidráulica y promueve la migración vertical y
458 ascendente de fluidos sobre cualquier sensibilidad lateral a la recarga. Este patrón de flujo de evaporación
459 dominante ocurre a través de los 50 metros superiores en todas las simulaciones de este estudio. Sin
460 embargo, debido a que el flujo es más conductivo verticalmente, los modelos homogéneos tienden a exhibir
461 expresiones impulsadas por la evaporación más aparentes. Sin embargo, mientras que la evaporación
462 claramente afecta la geometría de la interfaz hasta cierto punto,
463

464 Estos hallazgos tienen varias implicaciones para el futuro de la simulación numérica del flujo dependiente de la
465 densidad en cuencas áridas y endorreicas. El modelado dependiente de la densidad actual de tales cuencas generalmente
466 produce representaciones simples de un acuífero, utilizando cambios homogéneos en la anisotropía o capas simples con
467 diferentes valores de conductividad hidráulica para reducir la geometría de la interfaz y hacer coincidir los resultados del
468 modelo con las condiciones de campo observadas. Teniendo en cuenta que la recarga puede disminuir en climas áridos
469 como resultado del cambio climático, es prudente centrarse en los impactos de la disminución del flujo de entrada en los
470 modelos (Wang et al., 2018). El modelado sugiere que las distancias de migración de la interfaz de salmuera a agua dulce
471 son entre un 10 y un 35 % más sensibles a una disminución que a un aumento en el flujo de entrada. Estas reacciones
472 resaltan la importancia de tener en cuenta los cambios climáticos proyectados en los presupuestos hidrológicos de las
473 cuencas áridas. Sin considerar la composición geológica

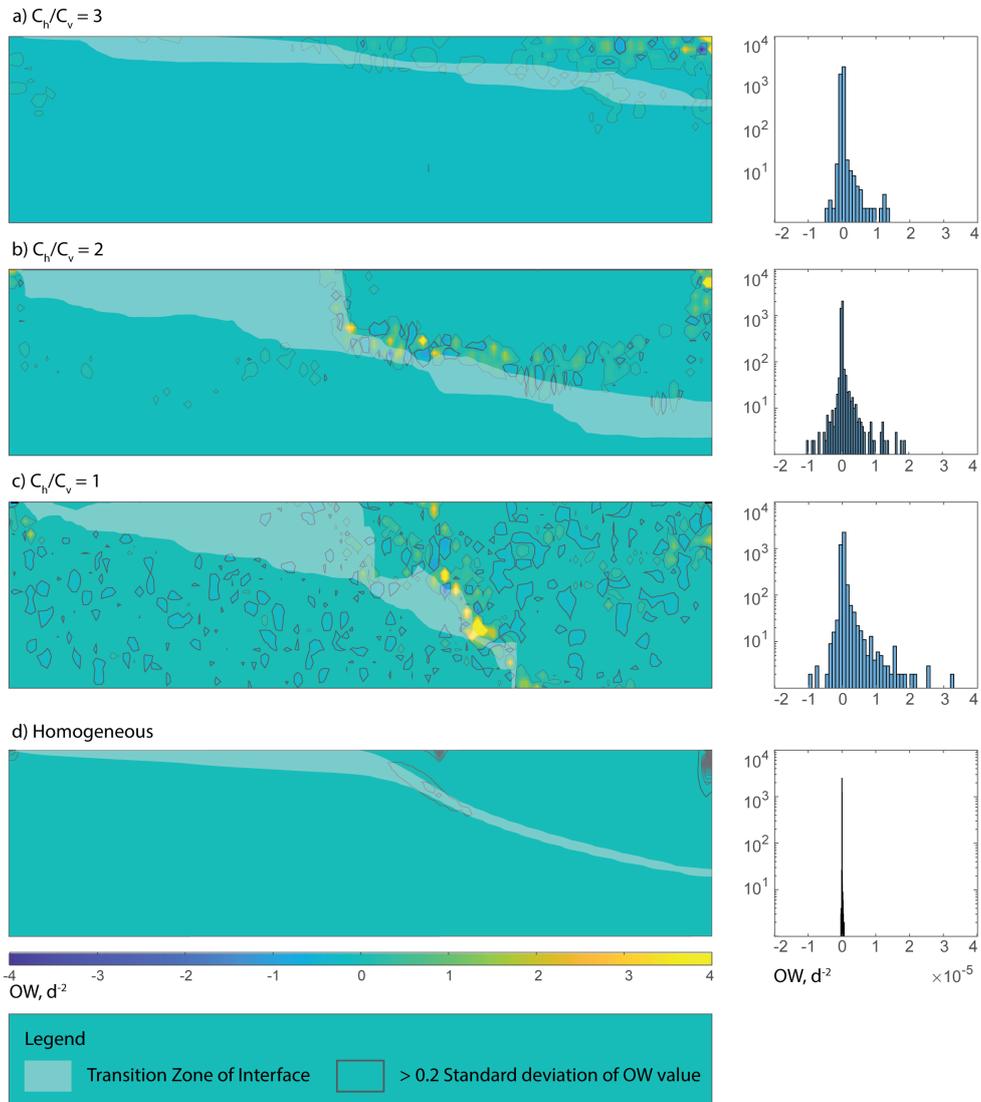


Figura 9. Distribuciones espaciales e histogramas de valores OW para las mismas simulaciones de ejemplo para cada grupo de la figura 5, con a) $c_h/c_v=3$, b) $c_h/c_v=2$, c) $c_h/c_v=1$, y d) modelo homogéneo. Las áreas sombreadas en blanco indican la ubicación física de la zona de transición de la interfaz simulada.

474 complejidad o continuidad de las unidades hidroestratigráficas en un acuífero, tales
475 modelos dan como resultado condiciones que pueden no producir geometrías precisas o
476 predicciones confiables de intrusión salina. Por lo tanto, los modelos homogéneos no son
477 adecuados para comprender la respuesta de un acuífero a los cambios en la recarga
478 provocados por el clima. Si bien los cambios simples en la anisotropía pueden producir
479 pendientes de interfaz que se acercan a las condiciones observadas, no tienen en cuenta la
480 variación local en la geometría, incluida la tendencia de poca profundidad observada en los
481 50 metros superiores del acuífero de SdA. Este análisis de sensibilidad documenta que esta
482 tendencia de poca profundidad afecta la respuesta impulsada por la densidad a los cambios
483 en el flujo de entrada.

484 **5.4 Implicaciones en futuras simulaciones de flujo transitorio impulsado por la densidad en acuíferos que contienen** 485 **salmuera**

486 La mayoría de los acuíferos albergan un grado de heterogeneidad del subsuelo independientemente del entorno
487 de depósito. Los resultados de este estudio aclaran la sensibilidad al tiempo de la respuesta de la interfase a la recarga,
488 que puede ser aplicable a todos los acuíferos que contienen salmuera. Los ambientes costeros tienen condiciones
489 específicas que definen la interfase salmuera-agua dulce y la circulación del agua de mar, pero quedan dudas con
490 respecto a la medida en que la continuidad en la heterogeneidad afecta las tasas y la distribución de la descarga de aguas
491 subterráneas, especialmente en respuesta a las variaciones en la recarga de los acuíferos interiores (Russoniello et al.,
492 2013). La continuidad hidroestratigráfica horizontal en la heterogeneidad aborda la cuestión del impacto geológico en la
493 sensibilidad de la interfaz, independientemente de otras características físicas que impacten los acuíferos que contienen
494 salmuera. El aumento de la continuidad en las unidades hidroestratigráficas aumenta el tiempo requerido para que una
495 interfase alcance un nuevo estado estacionario dinámico entre un 5 y un 30 %. Los conductos más largos y de alta
496 permeabilidad dan como resultado vías preferenciales con condiciones hidráulicas localizadas que pueden diferir de la
497 conductividad hidráulica efectiva. Estas vías crean una respuesta desigual en la cabeza hidráulica a lo largo de un
498 acuífero, lo que luego conduce a tiempos de respuesta más prolongados, ya que las diferencias en la cabeza requieren
499 más tiempo para estabilizarse en todo el campo de flujo. Por lo tanto, este estudio sugiere que la continuidad aumenta
500 las escalas de tiempo en las que las variaciones a largo plazo en la recarga lateral del subsuelo se manifestarán en la
501 intrusión de agua subterránea salina, a pesar de una variedad de otros factores que afectan a los acuíferos que contienen
502 salmuera, como los entornos costeros. Dado que la alta continuidad horizontal es una característica común en los
503 ambientes de depósito, como las salinas específicamente y las cuencas endorreicas áridas en general, los métodos de
504 modelado homogéneos o simplistas subestiman tanto la cantidad total de posible intrusión salina como la escala de
505 tiempo en la que puede ocurrir la migración. Esto implica que las predicciones y el análisis de la intrusión salina
506 transitoria en todos los acuíferos que contienen salmuera deben tener en cuenta la heterogeneidad del subsuelo,
507 especialmente dentro de las áreas adyacentes a la interfaz.

509 **5.5 Limitaciones del marco de simulación**

510 Las distribuciones aleatorias de HK pueden no representar exactamente los entornos de depósito asimétricos
511 de las salinas. Las secuencias de evaporitas producen áreas zonificadas geoquímicamente que a menudo colindan con
512 facies con características hidrogeológicas claramente diferentes (Vásquez et al., 2013). Esto crea una distribución
513 asimétrica de conductividades hidráulicas, que las distribuciones aleatorias de conductividad hidráulica pueden no
514 representar con precisión. Por lo tanto, el análisis de los valores de las constantes de tiempo se limita a la comparación
515 entre modelos. Si bien una simple comparación con el modelo HSF indica que la mayoría de los valores constantes de
516 tiempo pueden parecer plausibles para los entornos de playa, la cuestión de la plausibilidad geológica de las
517 realizaciones impide la capacidad de confiar en los valores constantes de tiempo producidos a partir de estos modelos
518 como escenarios globalmente realistas.

519 Varias condiciones hidrogeológicas permanecen homogéneas en el marco de las simulaciones, a pesar de
520 su correlación directa con los cambios en la conductividad hidráulica. El rendimiento específico, la porosidad y la
521 anisotropía serían intrínsecamente heterogéneos, pero siguen siendo consistentemente homogéneos por
522 simplicidad computacional dada la cantidad de realizaciones en el alcance del estudio. Los valores constantes y
523 homogéneos de estas variables pueden subrepresentar el impacto total de la heterogeneidad del subsuelo.

524

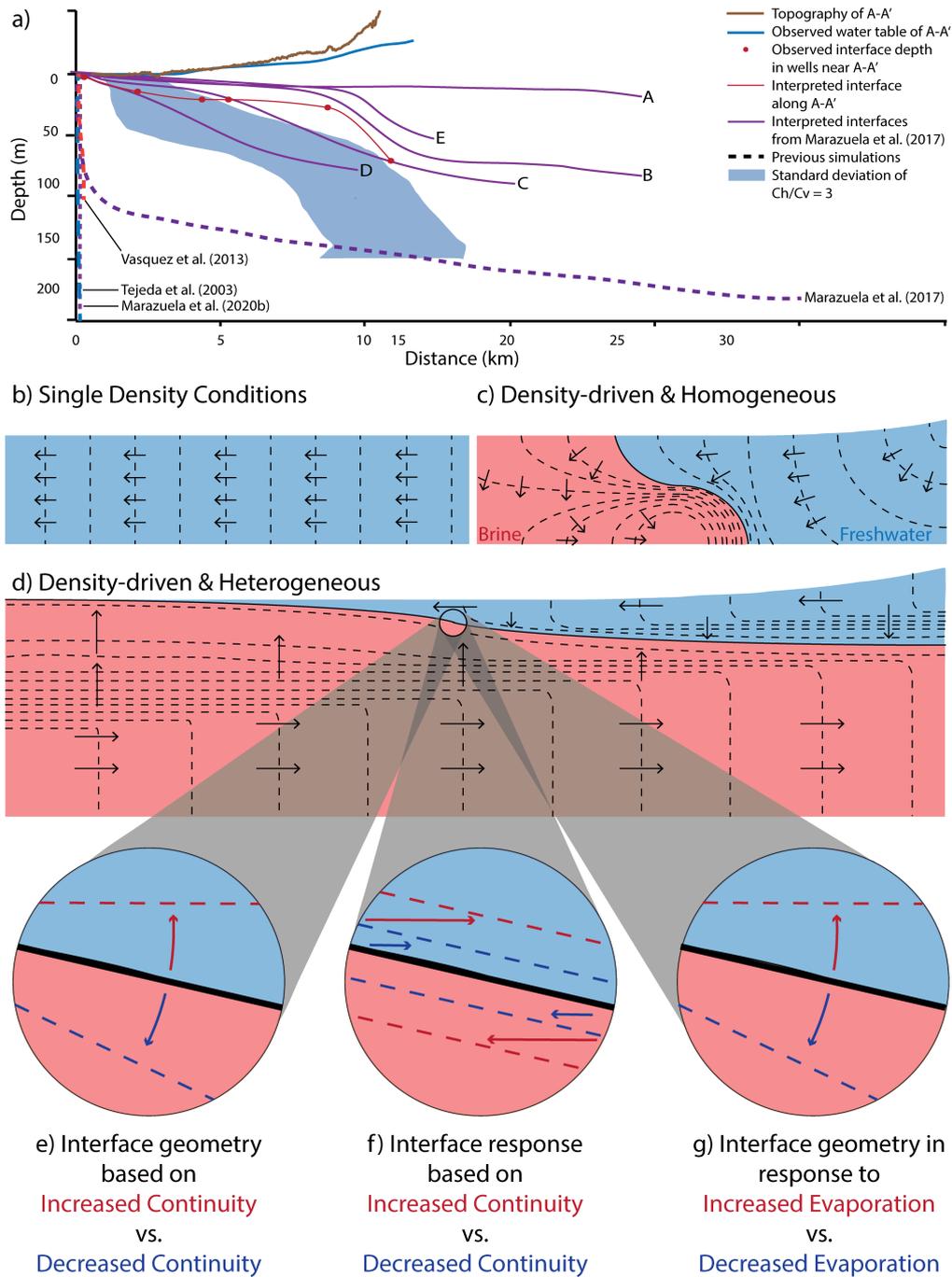


Figura 10. Ilustración conceptual de los resultados de las observaciones de simulaciones con diferentes distribuciones de conductividad hidráulica, con a) una comparación de las simulaciones de este estudio con estudios previos, b) un flujo homogéneo de densidad única con líneas discontinuas negras que muestran contornos de cabeza potenciométricos, c) un flujo homogéneo, modelo de flujo de densidad variable donde el principal determinante de la geometría de la interfaz es la diferencia de densidad, y d) un modelo heterogéneo donde la geometría de la interfaz depende de la densidad y e) el grado de continuidad en K. f) La sensibilidad de la interfase también es sensible a la continuidad, g) La extensión y tasa de evaporación también tiene un impacto probable en la geometría de la interfase.

6. Conclusión

Restringir los impactos físicos de la heterogeneidad en la dinámica impulsada por la densidad que controla la migración y la sensibilidad de la interfaz de agua salada a agua dulce es crucial para gestionar los recursos de agua subterránea de los acuíferos que contienen salmuera en previsión del cambio impulsado por el clima. Las simulaciones numéricas homogéneas del flujo impulsado por la densidad no logran capturar la geometría precisa y, presumiblemente, la dinámica de tales interfaces. Con el objetivo de desarrollar un marco más preciso para los mecanismos que impulsan el flujo de fluidos impulsado por la densidad en cuencas áridas, evaluamos la medida en que la continuidad hidroestratigráfica lateral afecta las características físicas y el comportamiento sensible al tiempo de la interfaz. Para restringir el impacto de la continuidad en la complejidad geológica, empleamos una serie de realizaciones de K con continuidad horizontal variable.

La distribución K del HSF de SdA produjo una interfaz modelada que coincidía con la ubicación observada dentro de los 10 metros a una profundidad de 100 metros. Los resultados de la distribución de solutos de la contraparte homogénea del HSF divergieron de los valores observados. Las respuestas simuladas a las perturbaciones en la recarga del HSF también fueron más largas tanto en la migración de la interfaz como en los tiempos de respuesta de la migración que los resultados homogéneos. Los resultados de la serie de realizaciones de las distribuciones K investigan si las observaciones comparativas pueden atribuirse a la continuidad hidroestratigráfica en la heterogeneidad. Los valores simulados de concentración y cabeza hidráulica coinciden mejor con las condiciones observadas de SdA para las realizaciones con la tendencia más fuerte en la continuidad horizontal. Los resultados muestran además una disminución en la pendiente de la interfaz a medida que aumenta la continuidad hidroestratigráfica horizontal en las realizaciones heterogéneas, lo que indica que la mejor coincidencia de los valores observados y simulados está relacionada con el efecto de reducción de la mayor continuidad. Esto sugiere que la relación entre las diferentes unidades hidroestratigráficas y el desequilibrio localizado resultante de esas rutas preferenciales controla la distribución y sensibilidad de la cabeza hidráulica. Nuestros hallazgos muestran una relación entre la continuidad hidroestratigráfica en ambientes heterogéneos y la dinámica de respuesta resultante de la interfase salmuera-agua dulce.

Los resultados sugieren que la continuidad hidroestratigráfica horizontal en la heterogeneidad afecta la intrusión salina y, por lo tanto, debe tenerse en cuenta al modelar en todas las escalas. El grado en que tanto la extracción antropogénica como la ET, junto con la continuidad hidroestratigráfica, impactan en la dinámica de la interfase permanece indefinido en las cuencas áridas. Las futuras iniciativas de modelado que utilicen un enfoque geoestadístico similar pueden abordar las posibles relaciones de estas diferentes tensiones con los acuíferos que contienen salmuera. Las regiones áridas de todo el mundo están experimentando presiones sobre los recursos de agua subterránea a medida que aumenta la explotación antropogénica y la aridez provocada por el clima. Este enfoque de modelado restringe la dinámica impulsada por la densidad de las interfaces de salmuera y agua dulce en regiones áridas en respuesta a cambios en la recarga impulsados por el clima mediante el establecimiento de un control de primer orden entre la continuidad hidroestratigráfica y la dinámica impulsada por la densidad. Este estudio también confirma la importancia de controlar las reacciones sensibles al tiempo a los cambios en la recarga de todos los acuíferos que contienen salmuera.

7 Resumen

Las simulaciones numéricas del flujo de agua subterránea impulsado por la densidad a lo largo de las interfaces de agua salada a agua dulce que utilizan representaciones igualmente probables de heterogeneidad hidroestratigráfica indican que la geometría, así como la sensibilidad y la estabilidad de las interfaces dependen de la continuidad de las unidades geológicas. Mientras que una mayor continuidad horizontal conduce a expresiones más superficiales y anómalas de la interfaz, una mayor continuidad también da como resultado una mayor sensibilidad y más inestabilidad. Los campos de flujo variable resultantes de rutas de flujo de alta conductividad hidráulica crean un entorno inestable en el que la falta de conectividad impide la reacción más eficiente

576 en un acuífero en respuesta a cambios hidrológicos. Los resultados indican que desarrollar una conceptualización
 577 hidroestratigráfica sin identificar tanto la distribución de la conductividad como la ubicación del flujo preferencial corre
 578 el riesgo de perder precisión en las interpretaciones de la dinámica de fluidos impulsada por la densidad. Estos hallazgos
 579 tienen implicaciones para evaluar con precisión el riesgo de intrusión salina y la sostenibilidad de los ecosistemas de
 580 piscinas poco profundas alimentados por aguas subterráneas en acuíferos que contienen salmuera.

581 **Expresiones de gratitud**

582 Los autores desean agradecer a Albemarle Corporation por apoyar nuestra investigación en curso para desarrollar aún
 583 más la comprensión de la dinámica de flujo impulsada por la densidad. Un agradecimiento especial a Jorge García por
 584 su perspicacia y aliento a nuestro trabajo. Los datos y los resultados del modelo presentados se pueden obtener a
 585 través del depósito de datos de la Universidad de Massachusetts. El financiamiento para este trabajo fue proporcionado
 586 principalmente por Albemarle Corporation y la investigación sobre los núcleos de sedimentos fue apoyada por la
 587 Fundación Nacional de Ciencias (número de subvención EAR1443226).

588 **Referencias**

- 589 Bailey, R. (2015). Cuantificación de la recuperación transitoria de acuíferos después del desbordamiento para islas de atolones en
 590 el pacífico occidental. *Procesos Hidrológicos*, 29, 4470–4482.
- 591 Oso, J. (1972). Dinámica de fluidos en medios porosos. *Nueva York: Elsevier Science*, 53.
- 592 Boutt, DF, Hynek, S., A, ML y G, CC (2016). Recarga rápida de agua dulce al
 593 acuífero de salmuera alojado en halita del salar de atacama, Chile. *Procesos Hidrológicos*, 30,
 594 4720–4740.
- 595 Carle, S. (1999). T-progs: Software geoestadístico de probabilidad de transición. *Universidad de Cali-
 596 Fornia, Davis*, 1–78.
- 597 Carmona, V., Pueyo, JJ, Taberner, C., Chong, G. y Thirlwall, M. (2000). Entradas de soluto en
 598 el salar de atacama (n. Chile). *Revista de exploración geoquímica*, 69-70, 449–452.
- 599 Condón, LE y Maxwell, RM (2019). Simulando la sensibilidad de la evapotranspiración y
 600 corriente hasta el agotamiento de las aguas subterráneas a gran escala. *ciencia Adv.*, 5, 1–9.
- 601 Corenthal, L., Boutt, DF, Hynek, S. y Munk, LA (2016). Flujo regional de agua subterránea
 602 y acumulación de un depósito masivo de evaporitas en el margen del altiplano chileno.
 603 *Cartas de investigación geofísica*, 43(15), 8017–8025.
- 604 de Barros, F., Dentz, M., Koch, J. y Nowak, W. (2012). Topología de flujo y mezcla escalar
 605 en campos de flujo espacialmente heterogéneos. *Cartas de investigación geofísica*, 39, 1–5. doi: 10.
 606 1029/2012GL051302
- 607 Duffy, J. y Hassan, S. (1988). Circulación de aguas subterráneas en una cuenca desértica cerrada: topo-
 608 escalado gráfico y forzamiento climático. *Investigación de recursos hídricos*, 24(10), 1675–
 609 1688. Euster, HP (1980). Geoquímica de depósitos lacustres evaporíticos. *Ana. Rev. Tierra
 610 Planeta. ciencia*, 8, 35–63.
- 611 Fan, Y., Duffy, C. y Oliver, D. (1996). Flujo de agua subterránea impulsado por la densidad en un desierto cerrado
 612 cuencas: investigaciones de campo y experimentos numéricos. *Revista de hidrología*, 196,
 613 139–184.
- 614 Ferguson, G. y Gleeson, T. (2012). Vulnerabilidad de los acuíferos costeros al uso de aguas subterráneas y
 615 cambio climático. *Naturaleza Cambio Climático*, 2, 342–345.
- 616 Gelhar, LW, Welty, C. y Rehfeldt, KR (1992). Una revisión crítica de los datos a escala de campo
 617 Dispersión en acuíferos. *Investigación de recursos hídricos*, 28(7), 1955–1974.
- 618 Geng, X. y Boufadel, MC (2015). Impactos de la evaporación en el flujo subterráneo y la acumulación de sal.
 619 acumulación en una playa influenciada por mareas. *Investigación de recursos hídricos*, 51,
 620 5547–5565. Geng, X., Boufadel, MC, Rajaram, H., Cui, F., Lee, K. y An, C. (2020). Estudio numérico
 621 del transporte de solutos en acuíferos heterogéneos de playa sometidos a mareas. *Investigación de
 622 recursos hídricos*, 56, 1–20.
- 623 Haitjema, HM y Mitchell-Bruker, S. (2005). ¿Son las mesas de agua una réplica tenue de la to-
 624 pografía? *agua subterránea*, 43(6), 781–786.
- 625 Hamann, E., Kohfahl, C., Prommer, H. y Simmons, CT (2015). Investigación numérica
 626 de flujo acoplado impulsado por la densidad y procesos hidrogeoquímicos debajo de las playas. *Agua*

- 627 *Investigación de recursos*, 51, 9338–9352.
- 628 Heiss, J., Post, V., Laattoe, T., Russoniello, C. y Michael, H. (2017). Controles físicos en
629 Procesos biogeoquímicos en zonas intermareales de acuíferos de *Recursos Hídricos Re-*
630 *playa. búsqüeda*, 53, 9225–9244. doi: 10.1002/2017WR021110
- 631 Heiss, JW y Michael, HA (2014). Dinámica de mezcla de agua salada y agua dulce en un fondo arenoso
632 acuífero de playa en ciclos de marea, primavera-muerte y estacional. *Investigación de recursos hídricos*,
633 50, 6747–6766.
- 634 Hernández-López, MF, Gironás, J., Braud, I., Suárez, F., & Muñoz, JF (2014). Evaluar-
635 ment de la evaporación y los flujos de agua en una columna de suelo salino seco sujeto a
636 diferentes niveles freáticos. *Procesos Hidrológicos*, 28, 3655–3669.
- 637 Houston, J. (2009). Un modelo de recarga para acuíferos andinos, áridos y de gran altitud. *Hidrológico*
638 *Procesos*, 23, 2383–2393.
- 639 Houston, J., Butcher, A., Ehren, P., Evans, K. y Godfrey, L. (2011). La evaluación de la salmuera.
640 perspectivas y la exigencia de modificaciones a las normas de archivo. *Geologa económica*
641 *ogía*, 10(7), 1125–1239.
- 642 Jordan, TE, Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., & Gardeweg, M. (2004).
643 Estratigrafía y estructura del subsuelo cenozoico de la cuenca del salar de atacama, norte de
644 chile. *Revista de Ciencias de la Tierra Sudamericana*, 122–146.
- 645 Jordan, TE, Muñoz, N., Hein, MC, Lowenstein, T., Godfrey, L. y Yu, J. (2002). Activo
646 fallamiento y plegamiento sin expresión topográfica en una cuenca evaporítica, chile. *bombilla-*
647 *letin de la Sociedad Geológica de América*, 114(11), 1406–1421.
- 648 Ketabchi, H., Mahmoodzadeh, B., Ataie-Ashtiani, B. y Simmons, C. (2016). aumento del nivel del mar
649 impactos en la intrusión de agua de mar en los acuíferos costeros: revisión e integración. *Diario de*
650 *Hidrología*, 535, 235–255.
- 651 Klammler, H., Jawitz, J., Annable, M., Yaquain, JA, Hatfield, K. y Burger, P. (2020).
652 El tiempo de recarga-descarga a escala decenal se retrasa debido a las interacciones de agua dulce
653 y agua salada de los acuíferos. *Revista de hidrología*, 582, 1–13. doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.124514
- 654 Konikow, LF, Akhavan, M., Langevin, CD, Michael, HA y H, SA (2013). Agua de mar
655 circulación en sedimentos impulsada por interacciones entre la topografía del fondo marino y la densidad del
656 fluido. *Investigación de recursos hídricos*, 49(3), 1386–1399.
- 657 Kreyns, P., Geng, X. y Michael, HA (2020). La influencia de la heterogeneidad conectada en
658 Flujo de agua subterránea y distribuciones de salinidad en acuíferos volcánicos costeros. *Revista de*
659 *hidrología*, 586, 1–10. doi: 10.1016/j.jhydrol.2020.124863
- 660 Kunasz, IA (1980). Lito en salmueras. *V Simposio sobre la Sal*, 1, 115–117. Langevin, C. y
661 Guo, W. (2006). Modflow / mt3dms - simulación basada en variables
662 densidad de flujo y transporte de agua subterránea. *agua subterránea*, 44(3), 339–351.
- 663 Liu, Y., Mao, X., Chen, J. y A, BD (2014). Influencia de una capa intermedia gruesa en el agua de mar
664 intrusión y migración de contaminantes en acuíferos costeros. *Procesos Hidrológicos*, 28,
665 5162–5175.
- 666 Lowenstein, TK, Hein, MC, Bobst, AL, Jordan, TE, Ku, TL y Luo, S. (2003).
667 Una evaluación de la integridad estratigráfica en sedimentos lacustres de cuenca cerrada
668 sensibles al clima: Salar de atacama, chile. *Revista de investigación sedimentaria*, 73(1), 91–104.
- 669 Mahmoodzadeh, D. y Karamouz, M. (2019). Intrusión de agua de mar en zonas costeras
670 acuíferos bajo eventos de heterogéneas *Revista de hidrología*, 568, 1118–1130. doi: 10.1016/
671 inundación. j.jhydrol.2018.11.012
- 672 Marazuela, M., Vázquez-Suñé, E., Custodio, E., Palma, T., Garcia-Gil, A., & Ayora, C.
673 (2018). Proyecciones al cóliculo superior desde las áreas parietal inferior, premotora ventral y
674 prefrontal ventrolateral involucradas en el control de las acciones de la mano dirigidas a un
675 objetivo en el macaco. *Revista de hidrología*, 561, 223–235.
- 676 Maxey, GB (1968). Hidrogeología de cuencas desérticas. *agua subterránea*, 6(5), 10–22.
- 677 Meng, G., Han, Y., Wang, S. y Wang, Z. (2002). Tipos de intrusión de agua de mar y división regional
678 siones en la costa sur de la bahía de laizhou. *Revista china de oceanología y limnología*,
679 20(3), 277–284.
- 680 Michael, HA y Khan, MR (2016). Impactos de la heterogeneidad física y química de los acuíferos
681 genidad en el transporte de solutos a escala de cuenca: vulnerabilidad de las aguas subterráneas profundas al arsénico

- 682 contaminación en bangladesh. *Avances en Recursos Hídricos*, 98, 147–158. Michael,
683 HA, Scott, KC, Koneshloo, M., Yu, X., Khan, MR y Li, K. (2016). Geo-
684 La influencia lógica en la salinidad del agua subterránea impulsa una gran circulación de agua de mar a través
685 de la plataforma continental. *Cartas de investigación geofísica*, 43(10), 782–791.
- 686 Montgomery, EL, Rosko, MJ, Castro, SO, Keller, BR y Bevacqua, PS (2003). En-
687 Subdesbordamiento de tercuenas entre cuencas cerradas del altiplano en Chile. *agua subterránea*, 41(4), 523–531.
688
- 689 Morgan, L., Werner, A. y Simmons, C. (2012). Sobre la interpretación de las aguas del acuífero costero
690 Tendencias de nivel de agua y balances de agua: una nota de precaución. *Revista de hidrología*, 280–288.
691
- 692 Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, C. y Reich, M. (2005). Mesozoico tardío
693 a la estratigrafía paleógena de la cuenca del salar de atacama, antofagasta, norte de Chile:
694 implicaciones para la evolución tectónica de los Andes centrales. *tectonofísica*, 399,
695 125–154.
- 696 Munk, LA, Boutt, DF, Hynek, SA y Moran, B. (2018). Flujos hidroquímicos
697 y procesos que contribuyen a la formación de salmueras enriquecidas con litio en
698 una cuenca continental hiperárida. *geología química*, 493, 37–57. hacer:
699 10.1016/j.chemgeo.2018.05.013
- 700 Munk, LA, Hynek, SA, Bradley, DA, Boutt, DF, Labay, K. y Jochens, H. (2016).
701 Salmueras de litio: una perspectiva global. *Revisión en Geología Económica*, 18, 339–
702 365. Ortiz, C., Aravena, R., Briones, E., Suárez, R., Tore, C., & Muñoz, JF (2014). Fuentes de
703 agua superficial para el ecosistema soncor, cuenca del salar de atacama, norte de Chile. *Revista de*
704 *Ciencias Hidrológicas*, 59(2), 336–350.
- 705 Philip, JR y van Duijn, CJ (1996). Desplome de montículos de salmuera: límites en el comportamiento.
706 *Revista de hidrología*, 179, 159–180.
- 707 Placzek, C., Quade, J., Betancourt, JL, Patchett, PJ, Rech, JA, Latorre, C., . . . Inglés,
708 Nota (2009). Clima en los Andes centrales secos en escala de tiempo geológica, milenaria e
709 interanual. *Ana. Bot de Misuri. Gard.*, 96(3), 386–397.
- 710 Post, V., Galvis, SC, Sinclair, PJ y Werner, AD (2019). Evaluación de la gestión
711 escenarios para el suministro de agua potable utilizando modelos numéricos de agua subterránea basados en scripts
712 de una lente de agua dulce. *Revista de hidrología*.
- 713 Post, V., Houben, JG y van Engelen, J. (2018). ¿Qué es el principio de Ghijben-Herzberg y
714 ¿Quién lo formuló? *Revista de hidrogeología*, 26(6), 1801–1807.
- 715 Post, V., Kooi, H. y Simmons, C. (2007). Uso de mediciones de cabeza hidráulica en variable-
716 análisis de flujo de agua subterránea de densidad. *agua subterránea*, 45(6), 664–671.
- 717 Qureshi, AS (2011). Gestión del agua en la cuenca del Indo en Pakistán: Desafíos y op-
718 portunidades. *Investigación y desarrollo de montañas*, 31, 3.
- 719 Reutter, KJ, Charrier, R., Götze, HJ, Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., . . . Belmonte-
720 Piscina, A. (2006). La cuenca del salar de atacama: un bloque hundido dentro del borde
721 occidental de la meseta altiplano-puna. *Andes: Orogenia de subducción activa*, 303–325.
- 722 Rissman, C., Leybourne, M., Benn, C. y Christenson, B. (2015). El origen de los solutos.
723 dentro de las aguas subterráneas de un acuífero altoandino. *geología química*, 396, 164–181. Rosen, M.
724 (1994). La importancia del agua subterránea en las playas: una revisión de la clasificación de las playas
725 ciones y la sedimentología e hidrología de las playas. *Documentos especiales de la Sociedad*
726 *Geológica de América*, 289.
- 727 Russoniello, CJ, Fernández, C., Bratton, JF, Banaszak, JF, Krantz, DE, Andrés, AS,
728 . . . Michael, HA (2013). Efectos geológicos sobre la salinidad del agua subterránea y la descarga en
729 un estuario. *Revista de hidrología*, 498, 1–12.
- 730 Sanford, WE y Papa, JP (2010). Desafíos actuales usando modelos para pronosticar el nivel del mar
731 ter intrusión: lecciones de la costa este de Virginia, Estados Unidos. *Revista de hidrogeología*,
732 18(1), 73–93.
- 733 Sawyer, A., Lazareva, O., Kroeger, KD, Crespo, K., Chan, CS, Stieglitz, T. y Michael,
734 H. (2014). Controles estratigráficos de los flujos de fluidos y solutos a través de la interfase
735 sedimento-agua de un estuario. *Limnología y Oceanografía*, 59, 997–1010. hacer:
736 10.4319/lo.2014.59.3.0997

- 737 Scanlon, BR, Keese, KE, Flint, AL, Flint, LE, Gaye, CB, Edmunds, WM y
 738 Simmers, I. (2006). Síntesis global de la recarga de aguas subterráneas en regiones
 739 semiáridas y áridas. *Procesos Hidrológicos*, 20, 3335–3370.
- 740 Schaller, MF y Fan, Y. (2009). Las cuencas fluviales como exportadoras e importadoras de aguas subterráneas:
 741 Implicaciones para el ciclo del agua y la modelización del clima. *Revista de investigación geofísica*,
 742 114, 1–20.
- 743 Schincariol, A., Schwartz, F. y Mendoza, C. (1997). Inestabilidades en flujos de densidad variable
 744 : Análisis de estabilidad y sensibilidad para medios homogéneos y heterogéneos.
 745 *Investigación de recursos hídricos*, 33, 31–41. doi: 10.1029/96WR02587
- 746 Stein, V., Yechieli, Y., Shalev, E., Kasher, R. y Sivan, O. (2019). El efecto de bombeo
 747 agua subterránea salina para la desalinización en la dinámica de la interfaz agua dulce-salina.
 748 *Investigación del agua*, 157, 46–57.
- 749 Tejada, I., Cienfuegos, R., Muñoz, JF, & Durán, M. (2003). Modelado numérico de solución salina
 750 intrusión en el salar de atacama. *Revista de ingeniería hidrológica*, 8(1), 25–34. Trabelsi,
 751 F., Ben Mammou, A., Tarhouni, J., Piga, C. y Ranieri, G. (2013). Delineación de
 752 Zonas de intrusión de agua salada utilizando el método electromagnético en el dominio del
 753 tiempo: estudio de caso del acuífero costero de Nabeulhammet. *Procesos Hidrológicos*, 27,
 754 2004–2020. Tyler, SW, Muñoz, JF y Wood, WW (2006). La respuesta de playa y sabkha hy-
 755 hidráulica y mineralogía al forzamiento climático. *agua subterránea*, 44(3), 329–338. Vásquez,
 756 C., Ortiz, P., Suárez, F., & Muñoz, J. (2013). Modelado de flujo y transporte reactivo
 757 explicar la zonificación mineral en el acuífero del salar de atacama, Chile. *Revista de hidrología*, 490,
 758 114–125.
- 759 Wang, J., Song, C., Reager, J., Yao, F., Famigletti, J., Y, S., . . . wada, y. (2018). Reciente
 760 Disminución global de las reservas de agua de las cuencas endorreicas. *Geociencia de la naturaleza*, 11,
 761 926–932. Werner, AD, Bakker, M., Post, VEA, Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., . . .
 762 Barry, DA (2013). Procesos de intrusión de agua de mar, investigación y gestión:
 763 Avances recientes y desafíos futuros. *Avances en Recursos Hídricos*, 51, 3–26. doi:
 764 10.1016/j.advwatres.2012.03.004
- 765 Werner, AD y Simmons, CT (2009). Impacto del aumento del nivel del mar en la intrusión de agua de mar en
 766 acuíferos costeros. *agua subterránea*, 47(2), 197–
 767 204. Wooding, RA, Tyler, SW y White, I. (1997). Convección en aguas subterráneas debajo de un
 768 lago salado en evaporación : 1 . comienzo de la inestabilidad. *Investigación de recursos hídricos*, 33(6), 1199–1217.
 769
- 770 Yager, R., McCoy, K., Voss, C., E, SW y Winston, RB (2017). El papel de la elevación y
 771 erosión en la persistencia de agua subterránea salina en el subsuelo poco profundo. *Cartas de*
 772 *investigación geofísica*, 98, 147–158.
- 773 Ye, M., Wang, L., Pohlmann, KF y Chapman, JB (2016). Evaluación de las aguas subterráneas
 774 caudal de la cuenca usando múltiples modelos y múltiples tipos de datos. *agua subterránea*, 54(6), 1– 13.
 775
- 776 Yechieli, Y. (2000). Interfaz de agua subterránea dulce-salina en el área occidental del mar muerto.
 777 *agua subterránea*, 38(4), 615–623.
- 778 Yechieli, Y., Kafri, U., Goldman, M. y yo, VC (2001). Factores que controlan la configuración
 779 de la interfaz de agua dulce y salina en los acuíferos costeros del mar muerto: síntesis de
 780 estudios tдем y modelado numérico de aguas subterráneas. *Revista de hidrogeología*, 9(4),
 781 367–377. Yechieli, Y., Shalev, E., Kiro, Y. y Kafri, U. (2010). Respuesta del mediterráneo y
 782 acuíferos costeros del mar muerto a las variaciones del nivel del mar. *Investigación de recursos*
 783 *hídricos*, 46. Yechieli, Y. y Wood, W. (2002). Procesos hidrogeológicos en sistemas salinos: Playas,
 784 sabkhas y lagos salinos. *Reseñas de Ciencias de la Tierra*, 58, 343–365. doi: 10.1016/
 785 S0012-8252(02)00067-3
- 786 Zhu, C., Waddell, RK, Star, I. y Ostrander, M. (1998). Respuestas del agua subterránea en
 787 la cuenca de mesa negra, noreste de arizona, a los cambios paleoclimáticos durante el
 788 pleistoceno tardío y el holoceno. *Geología*, 26(2), 127–130.