

Análisis de la interacción de aguas superficiales y subterráneas en una cuenca volcánica andina, Chile

Analysis of the interaction of surface water and groundwater in an Andean volcanic catchment, Chile

Víctor Parra¹, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7447-7790>

Enrique Muñoz², ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0438-3080>

José Luis Arumí³, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-8101-3510>

Jerónimo Paredes⁴, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7035-9372>

¹Universidad de Concepción, Concepción, Chile, vmparra@ing.ucsc.cl

²Universidad Católica de la Santísima Concepción, Concepción, Chile, emunozo@ucsc.cl

³Universidad de Concepción, Concepción, Chile, jarumi@udec.cl

⁴Universidad de Concepción, Concepción, Chile, jparede@udec.cl

Autor para correspondencia: Víctor Parra, vmparra@ing.ucsc.cl

Resumen

En la zona centro-sur de Chile, el río Renegado, durante la época de estiaje presenta un comportamiento irregular, con tramos secos y de alto caudal, intercalados a lo largo del río al mismo tiempo. Este estudio tiene por objetivo identificar interacciones entre aguas superficiales y subterráneas que permitan explicar dicho comportamiento. Mediante una campaña de medición de caudal a lo largo del río, un análisis de las condiciones geológicas de la cuenca y el uso de un modelo numérico de flujo de agua subterránea, se describen y representan las interacciones entre el nivel freático y el río. Como resultado, se identifica que la combinación particular de topografía y geología dada por la naturaleza volcánica de la cuenca lleva al río a ganar y perder aguas superficiales a lo largo de éste. Se recomienda analizar la interacción de agua superficial y subterránea para abordar estudios de diseño hidrológico y la gestión del agua en sistemas volcánicos con características similares.

Palabras clave: interacción de aguas superficiales y subterráneas, geología, hidrología de montaña.

Abstract

In the central-southern zone of Chile, the Renegado River presents an irregular behavior during the dry season, with dry and high flow sections along the river at the same time. The objective of this study was to identify interactions between surface and groundwater that explain this behavior. Through a flow measurement campaign along the river, an analysis of the geological conditions of the basin and the use of a numerical groundwater flow model, the interactions between the water

table and the river were described and represented. As a result, it was identified that the combination of topography and geology given by the volcanic nature of the catchment leads the river to gain or lose surface water along the river. It is recommended to analyze the interaction surface and groundwater to address hydrological design studies and water management in volcanic systems with similar characteristics.

Keywords: Surface water and groundwater interaction, geology, mountain hydrology.

Recibido: 01/06/2018

Aceptado: 24/01/2020

Introducción

Comprender las interacciones entre las aguas superficiales y subterráneas es importante para la gestión eficaz de los recursos hídricos. Estas interacciones a lo largo de los ríos están controladas por las características de la cuenca, como la topografía y geología (Banks *et al.*, 2009). La topografía tiene importancia fundamental en el control de

las interacciones entre el agua subterránea y el agua superficial (Harvey & Bencala, 1993), especialmente en áreas con relieve pronunciado.

La interacción entre las aguas superficiales y subterráneas, y su relación con la topografía y la geología ha sido estudiada por varios investigadores (p. ej., Harvey & Bencala, 1993; Fan, Toran, & Schlische, 2007; Banks *et al.*, 2009), sin embargo, se han realizado pocos estudios en sistemas de acuíferos en rocas fracturadas (Banks *et al.*, 2009). Por lo general, los sistemas fracturados están influenciados por procesos volcánicos que son más complejos, debido a la heterogeneidad geológica del acuífero de roca fracturada. Algunas áreas montañosas están altamente influenciadas por procesos volcánicos, como la cuenca alta del río Diguillín en Chile (Dixon *et al.*, 1999; Naranjo, Gilbert, & Sparks, 2008), o el área influenciada por el volcán El Chichón en México (Peiffer *et al.*, 2011), entre otros. Los depósitos volcánicos están compuestos por formaciones fracturadas y permeables, que favorecen las interacciones entre aguas superficiales y subterráneas (Arumí, Rivera, Muñoz, & Billib, 2012). Estas interacciones se conocen como "pérdidas de agua" o "ganancias de agua", y pueden invalidar el supuesto de "similitud hidrológica" (Reed *et al.*, 2006; Wagener, Sivapalan, Troch, & Woods, 2007), utilizado por lo común para estimaciones de caudales y diseño hidrológico. El supuesto de "similitud hidrológica" se basa en que cuencas con características similares (p. ej., geomorfología, clima y uso del suelo) se comportan de igual forma en la generación de escorrentía. No obstante, este supuesto puede no cumplirse, producto de ciertas características topográficas y geológicas de la cuenca y puede no ser válido incluso a escala local (de subcuenca).

Estudios previos han mostrado la existencia de interacciones significativas entre las aguas superficiales y subterráneas en el centro sur de Chile. Por ejemplo, Zúñiga, Muñoz y Arumí (2012) estimaron que el 75% del flujo base de estiaje del río Renegado se infiltra y, a la postre, se transfiere en forma subterránea a la cuenca del río Diguillín. Arumí, Oyarzún, Muñoz, Rivera y Aguirre (2014a) identificaron una serie de manantiales en el río Diguillín, que aportan cerca de 4.5 m³/s desde un sistema de rocas fracturadas, que se recarga por filtraciones de aguas lluvia en el valle del río Renegado. Recientemente, Muñoz, Arumí, Wagener, Oyarzún y Parra (2016) complementaron los estudios previos. Los autores estudiaron la complejidad de los procesos hidrológicos en las cuencas de montaña volcánicas y mencionaron que se requieren esfuerzos adicionales para comprender los principales procesos en dichos sistemas.

En tal contexto, este trabajo tiene como objetivo profundizar el análisis de la interacción local entre aguas superficiales y subterráneas en el río Renegado, además de proporcionar una comprensión de los procesos de infiltración de agua del río, con el fin de proponer recomendaciones para el análisis y diseño hidrológico en cuencas de montaña con sistemas geológicos de rocas fracturadas. El análisis de las interacciones se llevó a cabo mediante: 1) una campaña de medición de caudales en un tramo del río (en periodo de estiaje), y 2) un modelo de aguas subterráneas desarrollado en Groundwater Vistas (*MODFLOW*).

Área de estudio

El río Renegado es una cuenca volcánica ubicada en la cordillera de Los Andes en el centro-sur de Chile (Figura 1, a). La cuenca del río Renegado (127 km²) está controlada por la estación fluviométrica Renegado en Invernada. Está cubierta por bosque nativo y compuesta por capas de suelo muy permeable (Arumí *et al.*, 2014a). El mapa de elevación (Figura 1, b) expresa que su altitud varía entre 584 y 3 180 msnm. La zona presenta un régimen predominantemente pluvial, con una precipitación media anual alrededor de 2 371 mm (Muñoz *et al.*, 2016); sin embargo, el 5% de los años exhibe una influencia asociada con deshielos (Rubio-Álvarez & McPhee, 2010).

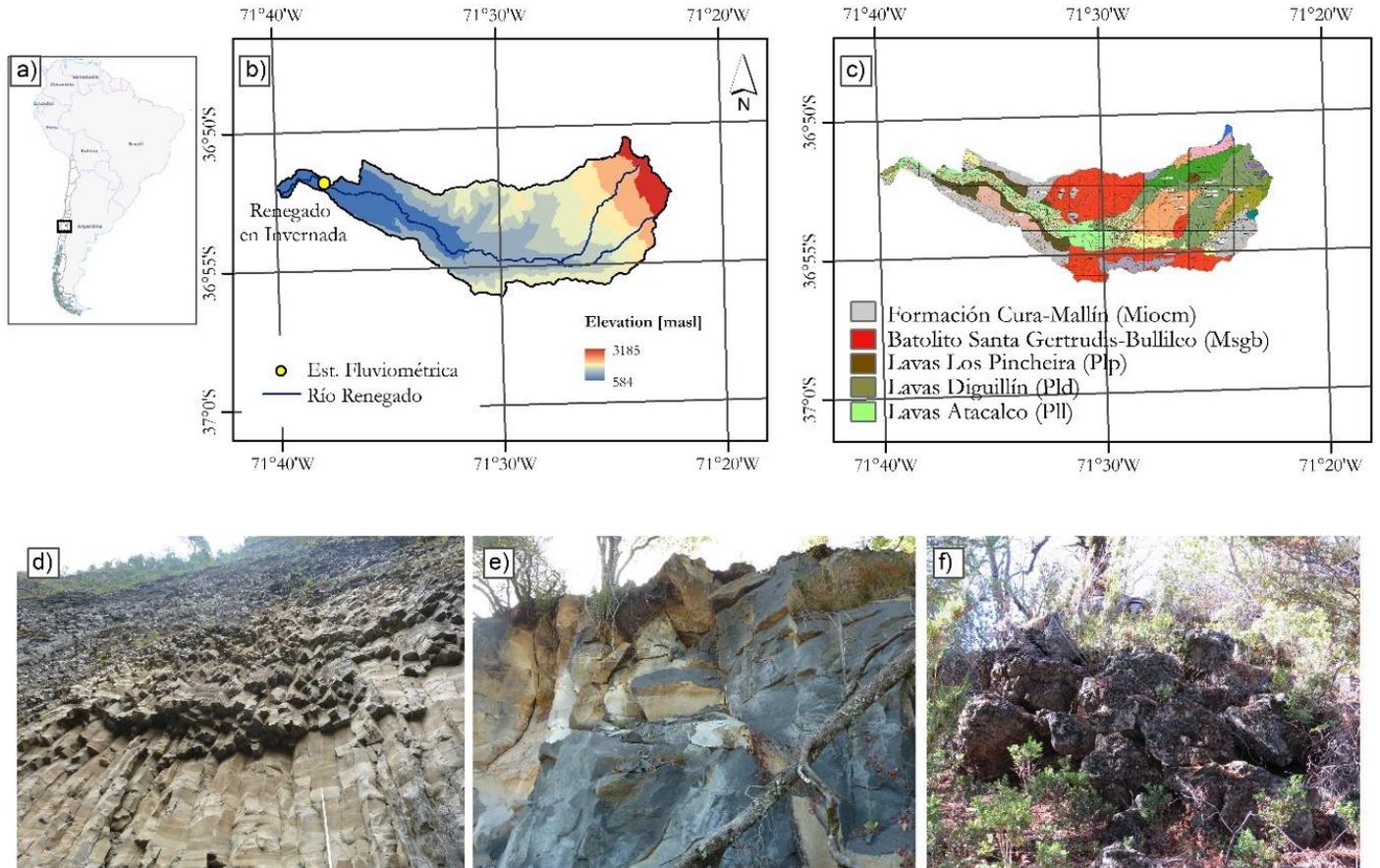


Figura 1. (a) Ubicación área de estudio en Chile; (b) incluye mapa topográfico; (c) mapa geológico; (d) formación de lavas Los Pincheira; (e) formación de lavas Diguillín; y (f) formación de lavas Atacalco.

Dixon *et al.* (1999) y Naranjo *et al.* (2008) describieron que la zona fue formada por una serie de procesos volcánicos relacionados con el complejo volcánico Nevados de Chillán. Este sistema se compone de varios tipos de lavas (Figura 1, c), formadas a través de diferentes procesos que se han producido en los últimos 650 mil años. Estas lavas

presentan una alta permeabilidad debido al alto grado de fractura en las rocas, como resultado del enfriamiento rápido al entrar en contacto con el ambiente.

En particular, la cuenca del río Renegado presenta tres formaciones geológicas que predominan (Naranjo *et al.*, 2008): 1) lavas Los Pincheira, que se depositaron en el Pleistoceno medio, llenando por completo el valle durante un periodo glacial. Una de sus características más importantes es un profundo desarrollo de diaclasamiento, debido al contacto con el glaciar, lo que favorece el movimiento rápido del agua subterránea (Figura 1, d); 2) lavas Diguillín, también formadas durante el Pleistoceno medio, que se extienden a lo largo del valle del río Renegado, pues fueron bloqueadas por las lavas Los Pincheira, cambiando su rumbo y formando la conexión con el río Diguillín (Figura 1, e); 3) lavas Atacalco, que se depositaron durante el Pleistoceno medio y que, al igual que las anteriores (Diguillín), rellenaron el valle del río Renegado, cubriendo de forma lateral las lavas Los Pincheira y Diguillín. A lo largo del valle de Renegado es posible ver en su mayoría formaciones Atacalco del tipo mostrado en la Figura 1, f.

Métodos

Para analizar las interacciones entre aguas superficiales y subterráneas en el río Renegado se usaron dos enfoques. El primero se basó en una campaña de medición de caudales (aforos); el segundo fue el desarrollo de un modelo de aguas subterráneas en *Groundwater Vistas* (MODFLOW), para representar y analizar dichas interacciones, y comprender mejor la relación entre nivel freático, topografía y geología en el área de estudio.

Campaña de aforos

La campaña de aforos se llevó a cabo en el periodo de estiaje (bajo caudal) y abarcó un tramo de ~ 12.2 km del río Renegado. Teniendo en cuenta que los tramos superior e inferior del río Renegado se encuentran en un área de difícil acceso, la campaña se limitó a la parte media del río (Figura 2). Esta zona corresponde al área donde se han observado interacciones de aguas superficiales y subterráneas en campañas previas.

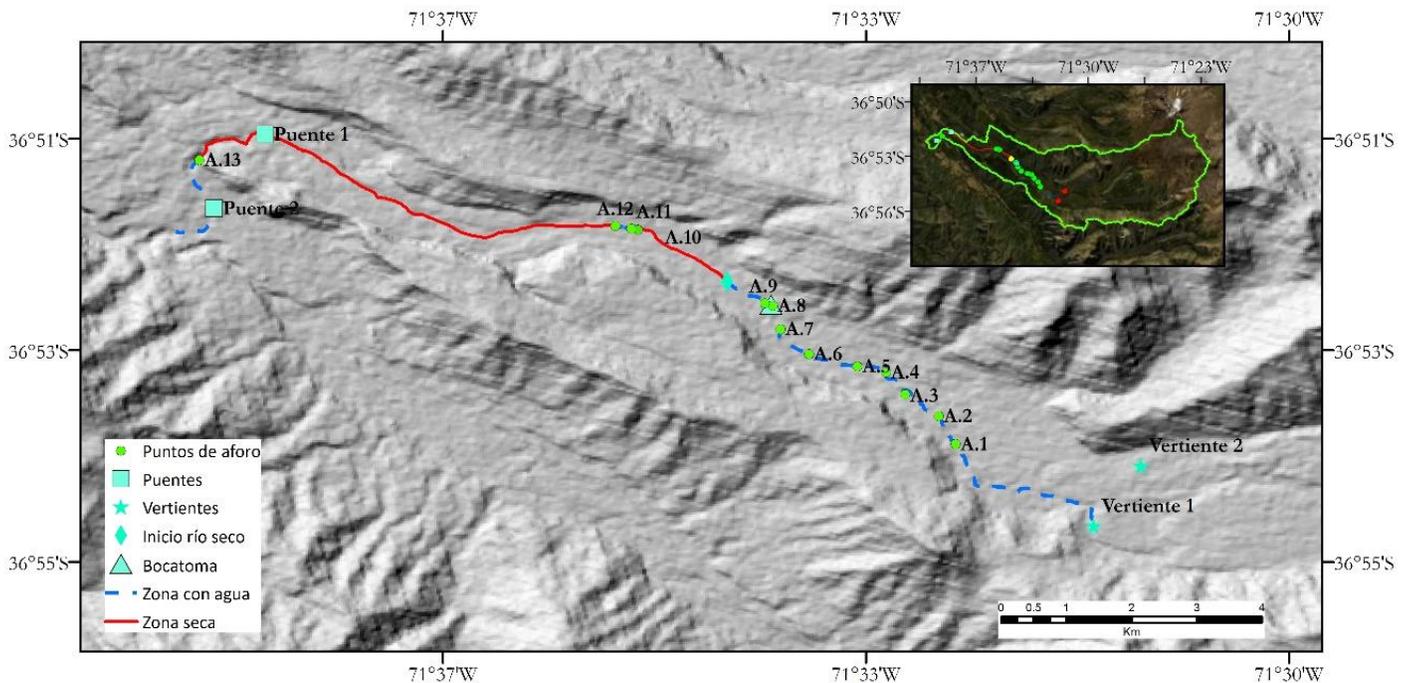


Figura 2. Ubicación de aforos a lo largo de un tramo de 12.2 km del río Renegado. Adicionalmente, se muestra la ubicación de las condiciones de borde (vertientes) utilizadas en el modelo de aguas subterráneas, el tramo seco del río Renegado (línea continua roja) y el tramo de río con aguas superficiales (línea discontinua azul).

Se realizaron 13 aforos en enero de 2015 (ver puntos en la Figura 2). Para las mediciones se utilizó la metodología recomendada por la Dirección General de Aguas (DGA, 1991). El instrumento utilizado fue un correntómetro electromagnético marca Valeport modelo 801.

Durante el trabajo de campo se observaron situaciones particulares en el río: 1) se encontró un desvío de agua artificial (ver ubicación en la Figura 2), que tiene un efecto significativo en el caudal

del río; 2) el río se seca por completo en dos tramos (ver líneas continuas en rojo en la Figura 2); 3) se encontró un importante afloramiento no documentado (ver punto en la Figura 2).

Se llevaron a cabo ocho aforos entre el primer punto de medición hasta la bocatoma. Aguas debajo del punto 8 (~100 m) se efectuó el aforo 9. En el tramo seco del río (~ 500 m aguas abajo del punto 9) se hicieron tres aforos menores asociados con dos pequeñas vertientes (aforo 10 y 11). Por último, se realizó el aforo 13 (ver ubicación en la Figura 2) aguas abajo del puente 1 (primer punto cuadrado en la Figura 2).

Del mismo modo, con el objetivo de analizar el supuesto de similitud hidrológica y el consecuente supuesto de proporcionalidad de caudales con área aportante, se estimó cómo se aumentaría el caudal hacia aguas abajo de cada punto aforado. Para ello se delimitaron las cuencas aportantes a cada punto medido, y se calcularon los caudales sobre éstos, asumiendo una relación lineal y directamente proporcional entre caudal y área de la cuenca aportante. Los resultados obtenidos se compararon después con los caudales medidos a partir de aforos.

Modelo de aguas subterráneas

Se desarrolló un modelo de aguas subterráneas con el *software Groundwater Vistas* (versión 6), desarrollado por la *Environmental Simulations Incorporation* (ESI), y que incluye el código (modelo) MODFLOW de McDonald & Harbaugh (1988). MODFLOW es un modelo que simula sistemas en acuíferos continuos o porosos. La cuenca del río Renegado es una cuenca con influencia volcánica y geología fracturada, por lo que la modelación del acuífero de la cuenca puede salir de las capacidades del modelo, lo cual es una limitante. No obstante, según la geología descrita por Naranjo *et al.* (2008) y las observaciones realizadas en terreno, el relleno de las lavas Atacalco consiste en un material poroso (como se observa en Figura 1, f), continuo a lo largo del valle del río Renegado, por lo que el presente estudio considera que éste se comporta como un acuífero no confinado.

El modelo se desarrolló suponiendo un flujo unidireccional a lo largo del eje del río y considerando el valor de conductividad hidráulica equivalente para el medio poroso conformado por las lavas Atacalco calculado por Arumí *et al.* (2014b) de 30 m/día.

Para el modelo numérico se definieron dos condiciones de borde: 1) cota del nivel freático conocida (1 099 msnm) de dos manantiales ubicados aproximadamente a 2 500 m aguas arriba del aforo 1; y 2) cota (700 msnm) en el afloramiento encontrado en el punto 13. La ubicación de las condiciones de borde se presenta en la Figura 2.

Para la geometría del río se consideró un ancho promedio de ~ 2 000 m, resultado de un promedio de 80 secciones transversales espaciadas cada 150 m, obtenidas de *Google Earth*. La longitud del río

simulada fue de 14 700 m. La topografía del río se consiguió a partir de un modelo de elevación digital (DEM) basado imágenes del *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)* de un arco segundo de resolución (30 m). Por último, los autores consideraron una recarga promedio de $4.7 \cdot 10^{-3}$ m día⁻¹ estimada por Arumí *et al.* (2014b).

Resultados y discusión

Los resultados de la campaña de aforos se presentan en la Tabla 1. Asimismo, se muestran los caudales estimados empleando el método de transposición de caudales. Al comparar ambos caudales se obtienen diferencias importantes. Desde el aforo 1 hasta el 8 (antes de la bocatoma) existe una diferencia de hasta -44%, lo que corresponde a un caudal medido 44% menor que el caudal calculado, considerado similitud hidrológica. Por el contrario, en el punto 13 se midió un caudal 37% mayor con respecto al caudal calculado por el método de transposición de caudales.

Tabla 1. Caudales medidos y transpuestos por relación lineal y directamente proporcional de caudal *versus* área aportante (m³/s).

Punto	Área (km²)	Caudal medido	Caudal transpuesto	Diferencia (%)
Aforo 1	88.56	0.744		
Aforo 2	89.5	0.669	0.752	-6.98
Aforo 3	102.5	0.573	0.861	-33.42
Aforo 4	102.8	0.522	0.864	-39.61
Aforo 5	106.6	0.609	0.895	-31.87
Aforo 6	108.1	0.596	0.908	-34.34
Aforo 7	110.6	0.586	0.929	-36.88
Aforo 8 ⁽¹⁾	110.8	0.519	0.931	-44.26
Aforo 9 ⁽²⁾	110.9	0.076	0.931	-91.89
Aforo 10	118.5	0.001	0.995	-99.9
Aforo 11	118.5	0.011	0.995	-98.85
Aforo 12	118.5	0.023	0.996	-97.67
Aforo 13 ⁽³⁾	129.7	1.495	1.090	37.13

⁽¹⁾: Aforo aguas arriba de bocatoma.

⁽²⁾: Aforo aguas debajo de bocatoma.

⁽³⁾: Aforo en afloramiento.

Complementariamente, al analizar la campaña de aforo, no se identificaron (de manera visual) diferencias importantes de caudal entre los aforos 1 y 8 (ver Figura 3(a) y Figura 3(b), respectivamente). Aguas

abajo del desvío (Figura 3(c)), se observó y midió una reducción del caudal de $0.443 \text{ m}^3/\text{s}$. La Figura 3(b) y Figura 3(d) exponen una comparación del río aguas arriba y abajo del desvío. Aguas abajo del aforo 9, el río se observó seco por completo por un tramo de alrededor de 1.5 km, lo que se puede apreciar en la Figura 3(e). Después, la Figura 3(f) expresa la primer vertiente pequeña observada hacia aguas abajo, pero éstas contribuyen con un caudal menor, en comparación con el caudal inicial (0.023 versus $0.774 \text{ m}^3/\text{s}$ en el aforo 1, ver Tabla 1), que mantiene un mínimo flujo base por un tramo de ~ 200 m hasta que el río vuelve a secarse por alrededor de 5 km.



Figura 3. Registro fotográfico de las mediciones: (a) aforo 1; (b) aguas arriba del desvío de agua (aforo 8); (c) en la bocatoma, y (d) aguas debajo de la bocatoma (aforo 9); (e) ejemplo de la primera sección seca del río; (f) aforo en la primera vertiente (aforo 10).

En general, los caudales medidos exhiben una pérdida de caudal en casi todos los puntos de medición. Sólo en el punto cinco se registra un aumento de caudal. Las pérdidas y recuperaciones a lo largo del río son consistentes con la topografía y geología descritas para la zona de estudio; puesto que las lavas presentes en la cuenca tienen edades menores a 600 000 años, se relacionan con alta permeabilidad asociada con el basalto joven (Yoshida & Troch, 2016), favoreciendo el proceso de infiltración. Además, los aforos se llevaron a cabo en una zona vinculada con las lavas Atacalco, situadas sobre las lavas Los Pincheira y debajo de depósitos aluviales (ver Figura 4); en consecuencia, estas pérdidas y ganancias de agua se deben al diaclasamiento que presentan las lavas Los Pincheira y Atacalco documentadas por Dixon *et al.* (1999) y Naranjo *et al.* (2008).

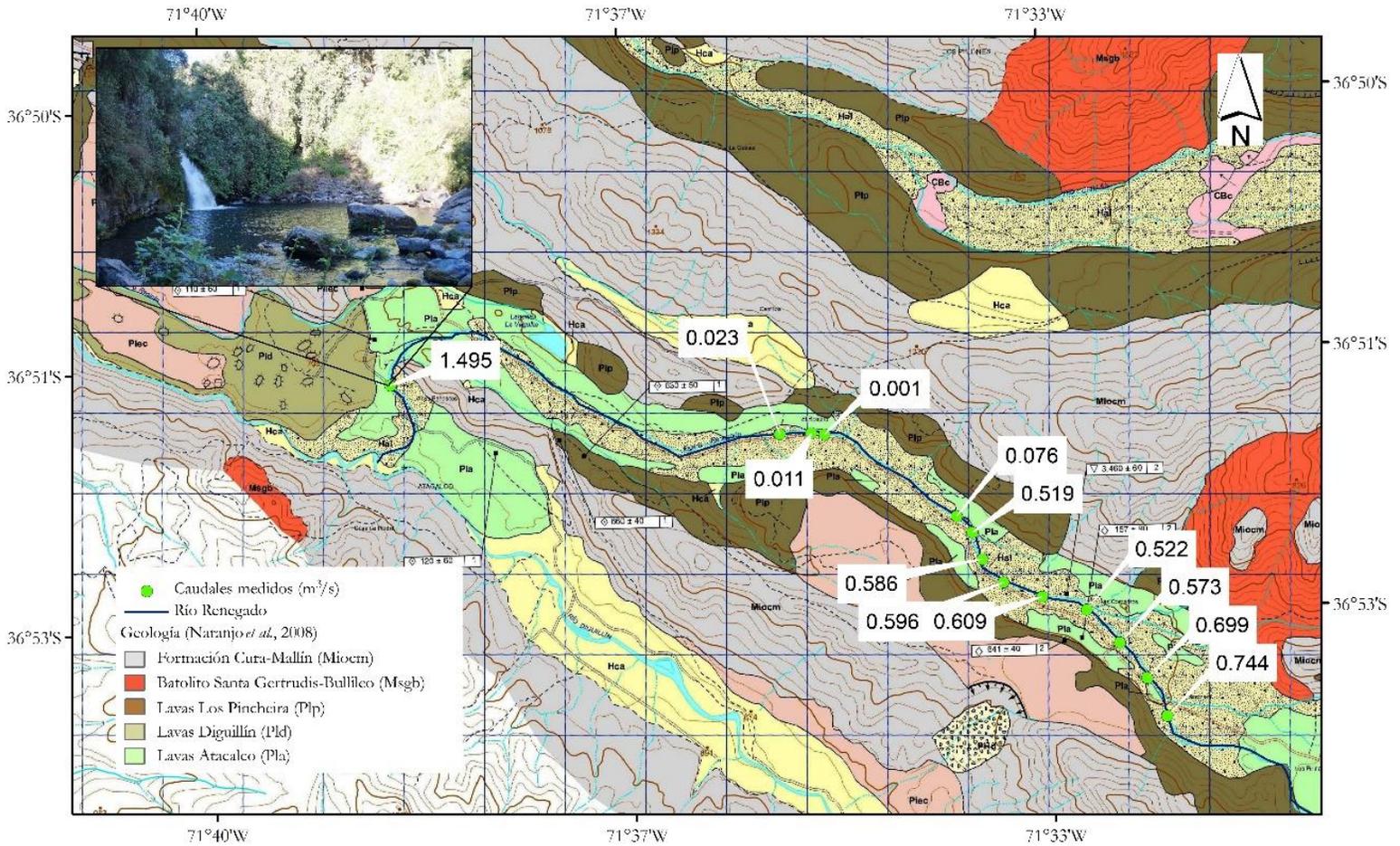


Figura 4. Caudales medidos superpuestos en el mapa geológico de Naranjo *et al.* (2008).

De modo complementario, la Figura 5 presenta el resultado del modelo de aguas subterráneas, que muestra la interacción entre el nivel de agua de los 14 700 m de río simulado (desde las vertientes 1 y 2 hasta el punto 13, Figura 2), y la topografía del eje longitudinal del mismo tramo, derivada a partir del DEM. En la figura se observa que el nivel del agua tiende a estar cerca de la superficie, entre los sectores de

las vertientes (primera condición de borde) hasta alrededor del punto 12 (ver Figura 5), y luego experimenta un descenso que se mantiene hasta interceptar el nivel del terreno en el sector del afloramiento más grande (aforo 13). Al comparar los resultados de la campaña de campo y el modelo numérico, se observó que el área donde desciende el nivel del agua (Figura 5) coincide con el inicio de la segunda sección seca del río encontrada en la campaña de terreno (ver segunda línea continua en rojo en Figura 2). Por lo tanto, se puede inferir que esta sección del río está desconectada del acuífero, quizás porque la tasa de infiltración (en ese tramo) es mayor al caudal superficial del río. De igual manera, la Figura 5 muestra que la zona del afloramiento (punto 13) coincide con la representación del nivel freático y la topografía, debido a que el nivel freático intercepta el nivel topográfico (ver esquina inferior izquierda de la figura).

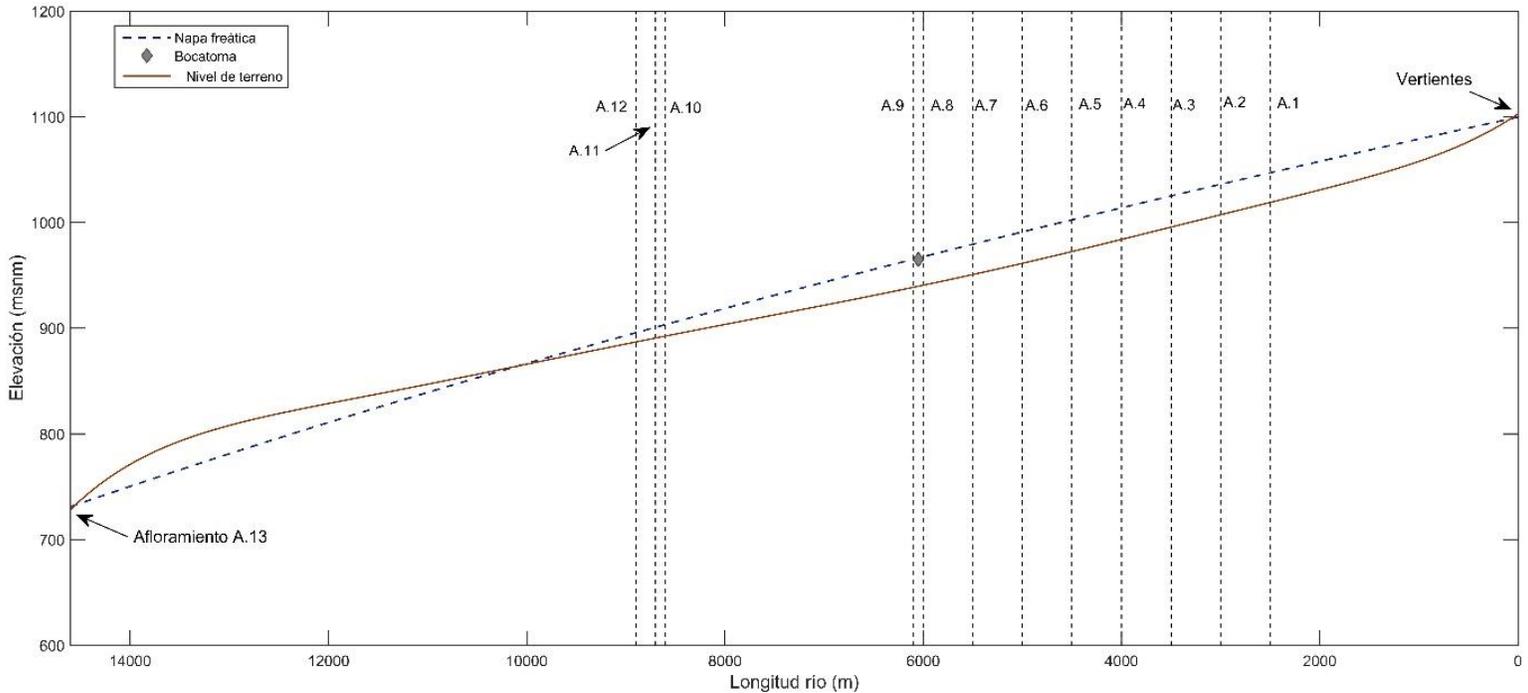


Figura 5. Resultado del modelo numérico de aguas subterráneas (línea discontinua azul) y topografía (línea continua café). Las líneas verticales indican la ubicación de cada aforo a lo largo del río.

Con base en las pérdidas de caudal medidas a lo largo del río Renegado, las vertientes observadas a diferentes altitudes, que emergen a través del sistema de rocas fracturadas, en conjunto con los resultados encontrados por Arumí *et al.* (2014b) en el río Diguillín (asociados con las lavas Los Pincheira), sugieren que la interacción de las aguas superficiales y subterráneas dentro de la cuenca del río Renegado se ve favorecida por sus características de relieve geológico y topográfico. Además, el análisis del caudal medido en el aforo 13 (mayor que el estimado, asumiendo similitud hidrológica desde el aforo

1) sugiere que: 1) hay un gran suministro de agua a través de la roca fracturada; 2) las pérdidas de agua desde la superficie quizás se originan aguas arriba del aforo 1, reafirmando que existe un posible intercambio de aguas superficiales y subterráneas a lo largo del río, impulsado por la topografía y atribuido a las formaciones geológicas (volcánicas) y acuíferos rocosos fracturados (Montgomery, Rosko, Castro, Keller, & Bevacqua, 2003). De igual manera, refuerza la hipótesis de que estas fugas, influenciadas por características geológicas, afectan la conducta hidrológica del río Renegado y las cuencas vecinas, y explicaría el comportamiento hidrológico diferente observado por Zúñiga *et al.* (2012) y Muñoz *et al.* (2016). Del mismo modo, explicaría las diferencias entre los caudales medidos y los estimados utilizando el supuesto de similitud hidrológica.

Las características geológicas, junto con las interacciones observadas, se han identificado en zonas similares. Por ejemplo Zanon, Genereux y Oberbauer (2014) estudiaron un área en la selva tropical de Costa Rica, donde identificaron interacciones entre las aguas superficiales y subterráneas. Los autores describen que la geología de la zona estudiada está influenciada por procesos volcánicos, donde existen lavas altamente permeables. Muñoz *et al.* (2016) mencionan que el comportamiento hidrológico disímil de un sistema de cuencas ubicado en el centro-sur de Chile se debe a las características geológicas especiales (asociadas con lavas altamente permeables) y relacionadas con la topografía del complejo volcánico donde se encuentra el sistema que determina las transferencias de agua (resultados consistentes con los fundamentos descritos por Tóth, 1999). Considerando que un factor

común en estas áreas y en el río Renegado son las formaciones geológicas vinculadas con lavas altamente permeables, se puede suponer que la geología favorece la interacción de aguas superficiales y subterráneas a lo largo del río, además de tener un efecto significativo en la respuesta hidrológica de la cuenca (Arumí *et al.*, 2014b).

Con respecto a las diferencias entre los caudales medidos y estimados por similitud hidrológica (ver Tabla 1), junto con el análisis realizado surge la pregunta: ¿Es correcto asumir similitud hidrológica y aplicar el modelo de transposición de caudales dentro de una cuenca o entre cuencas de estas características en periodo de bajo caudal o estiaje? En este contexto, el método de transposición de caudales asume implícitamente el concepto de similitud hidrológica, pues es ampliamente utilizado y aplicado por ingenieros, en especial para predicción de caudales (máximos o mínimos) en cuencas no aforadas (Reed *et al.*, 2006). En periodos de estiaje, el caudal que escurre en el cauce es controlado por el proceso de liberación de aguas desde el acuífero. Como las formaciones geológicas volcánicas presentes en la cuenca favorecen la recarga, el movimiento y la liberación de aguas subterráneas (Parra, Arumí, Muñoz, & Paredes, 2019), existe una importante y compleja interacción de aguas superficiales y subterráneas que es difícil de observar y cuantificar. Por tanto, aplicar el método de similitud hidrológica en periodo de estiaje puede proporcionar resultados inciertos. Por esta razón, es importante tener presente la posibilidad de que existan limitaciones de la extrapolación del caudal en cuencas donde haya un conocimiento limitado sobre qué tan lejos pueden extrapolarse las características hidrológicas río arriba o abajo en una red

fluvial (Poff, Olden, Pepin, & Bledsoe, 2006). Es fundamental tener en cuenta los procesos o factores que predominan en la generación de caudales mínimos en cuencas de montaña, pues al no considerarlos se podría sobreestimar o subestimar un caudal de diseño de disponibilidad de agua. Por lo anterior, es recomendable realizar, al menos, una campaña de aforos, junto con la verificación de las características geológicas y topográficas en el punto que se desea estudiar, con el objetivo de confirmar los supuestos o cálculos que se realicen.

Conclusiones

La topografía y geología presentes en la cuenca has influenciado en que el río Renegado "pierda" agua por infiltración en algunas áreas y "recupere" agua en otras. Éstas se encuentran asociadas con la unión de las lavas Los Pincheira y Atacalco, altamente permeables. Tal fenómeno favorece un movimiento rápido del agua subterránea que, además, combinado con la topografía, favorece la interacción entre aguas superficiales-subterráneas a lo largo del río. Por lo tanto, la topografía y la geología de la zona es un factor determinante en el comportamiento hidrológico de la cuenca.

Es importante resaltar que en la ingeniería práctica, el supuesto de similitud hidrológica entre y dentro de las cuencas se usa con mucha frecuencia para estimar caudales máximos o mínimos en cuencas no controladas. Sin embargo, como se ha demostrado en este estudio, la geología tiene un papel fundamental en los procesos hidrológicos que predominan en dichas cuencas. Por consiguiente, la aplicación del supuesto de similitud hidrológica en periodos de bajo caudal (estiaje) puede no dar resultados satisfactorios. Así, cuando se trabaja con cuencas con influencia volcánica, esta similitud debe analizarse y verificarse con un complemento de estudios (p. ej., geomorfológicos de uso de suelo y geológicos).

Agradecimientos

Los autores agradecen al proyecto FONDECYT 11121287 *Hydrological process dynamics in Andean basins. Identifying the driving forces, and implications in model predictability and climate change impact studies*, y al Centro CRHIAM (ANID/FONDAP/15130015), por apoyar esta investigación.

Referencias

Arumí, J. L., Rivera, D., Muñoz, E., & Billib, M. (2012). Interacciones entre el agua superficial y subterránea en la región del Bío Bío de Chile. *Obras y Proyectos*, 12, 4-13. DOI: doi.org/10.4067/S0718-28132012000200001

- Arumí, J. L., Oyarzún, R., Muñoz, E., Rivera, D., & Aguirre, E. (2014a). Caracterización de dos grupos de manantiales en el río Diguillín, Chile. *Tecnología y ciencias del agua*, 5(6), 151-158. Recuperado de <http://www.scielo.org.mx/pdf/tca/v5n6/v5n6a10.pdf>
- Arumí, J. L., Maureira, H., Souvignet, M., Pérez, C., Rivera, D., & Oyarzún, R. (2014b). Where does the water go? Understanding geohydrological behaviour of Andean Catchments in South-Central Chile. *Hydrological Sciences Journal*, 61(5), 844-855. DOI: [doi.org/ 10.1080/02626667.2014.934250](https://doi.org/10.1080/02626667.2014.934250)
- Banks, E. W., Simmons, C. T., Love, A. J., Cranswick, R., Werner, A. D., Bestland, E. A., Wood, M., & Wilson, T. (2009). Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: A conceptual model (Australia). *Hydrogeology Journal*, 17(8), 1969-1989. DOI: [10.1007/s10040-009-0490-7](https://doi.org/10.1007/s10040-009-0490-7)
- DGA, Dirección General de Aguas. (1991). *Manual básico para instrucción de hidromensores*. Santiago, Chile: Dirección General de Aguas. Recuperado de https://dga.mop.gob.cl/legislacionynormas/normas/Reglamentos/proced_hidromensor.pdf
- Dixon, H., Murphy, J., Sparks, M., Chávez, S., Naranjo, J., Dunkley, J., Young, P., Gilbert, S., & Pringle, J. (1999). The geology of Nevados de Chillán Volcano, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 26(2), 227-253. DOI: doi.org/10.4067/S0716-02081999000200006

- Fan, Y., Toran, L., & Schlische, R. W. (2007). Groundwater flow and groundwater-stream interaction in fractured and dipping sedimentary rocks: Insights from numerical models. *Water Resources Research*, 43. DOI: doi.org/10.1029/2006WR004864
- Harvey, J., & Bencala, K. (1993). The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resource Research*, 29(1), 89-98. DOI: doi.org/10.1029/92WR01960
- McDonald, M. G., & Harbaugh, A. W. (1988). *A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model*. Virginia, USA: US Geological Survey.
- Montgomery, E. L., Rosko, M. J., Castro, S. O., Keller, B. R., & Bevacqua, P. S. (2003). Interbasin underflow between closed altiplano basins in Chile. *Groundwater*, 41(4), 523-531. DOI: doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02386.x
- Muñoz, E., Arumí, J. L., Wagener, T., Oyarzún, R., & Parra, V. (2016). Unraveling complex hydrogeological processes in Andean Basins in South-Central Chile: An integrated assessment to understand hydrological dissimilarity. *Hydrological Processes*, 30(26). DOI: doi.org/10.1002/hyp.11032
- Naranjo, J., Gilbert, J., & Sparks, R. (2008). *Geología del complejo volcánico Nevados de Chillán, Región del BioBío*. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Servicio Nacional de Geología y Minería. Recuperado de <https://www.semageomin.cl/wp-content/uploads/volcanes/01/carta-NevadosdeChillan.pdf>

- Parra, V., Arumí, J. L., Muñoz, E., & Paredes, J. (2019). Characterization of the groundwater storage systems of South-Central Chile: An approach based on recession flow analysis. *Water*, 11(11). DOI: doi.org/10.3390/w11112324
- Peiffer, Y., Taran, A., Lounejeva, E., Solís-Pichardo, G., Rouwet, D., & Bernard-Romero, R. (2011). Tracing thermal aquifers of El Chichón Volcano-Hydrothermal System (México) with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Ca/Sr and REE. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205(3-4), 55-66. DOI: doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.004
- Poff, N., Olden, J., Pepin, D., & Bledsoe, B. (2006). Placing global stream flow variability in geographic and geomorphic contexts. *River Research and Applications*, 22(2), 149-166. DOI: doi.org/10.1002/rra.902.
- Reed, P. M., Brooks, R. P., Davis, K. J., DeWalle, D. R., Dressler, K. A., Duffy, C. J., Lin, H., Miller, D. A., Najjar, R. G., Salvage, K. M., Wagener, T., & Yarnal, B. (2006). Bridging river basin scales and processes to assess human-climate impacts and the terrestrial hydrologic system. *Water Resources Research*, 42(7). DOI: doi.org/10.1029/2005WR004153
- Rubio-Álvarez, E., & McPhee, J. (2010). Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in South Central Chile in the Period 1952–2003. *Water Resources Research*, 46(5). DOI: doi.org/10.1029/2009WR007982

- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7, 1-14.
- Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P., & Woods, R. (2007). Catchment classification and hydrologic similarity. *Geography Compass*, 1(4), 901-931. DOI: doi.org/10.1111/j.1749-8198.2007.00039.x
- Yoshida, T., & Troch, P. (2016). Coevolution of volcanic catchments in Japan. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 1133-1150. DOI: doi.org/10.5194/hess-20-1133-2016
- Zanon, C., Genereux, D., & Oberbauer, S. (2014). Use of a watershed hydrologic model to estimate interbasin groundwater flow in a Costa Rican rainforest. *Hydrological Processes*, 28(10), 3670-3680. DOI: doi.org/10.1002/hyp.9917.
- Zúñiga, R., Muñoz, E., & Arumí, J. L. (2012). Estudio de los procesos hidrológicos de la cuenca del río Diguillín. *Obras y Proyectos*, 11, 69-78.