

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA
XX CONGRESO CHILENO DE INGENIERIA HIDRAULICA

**USO DEL RN²²² COMO HERRAMIENTA COMPLEMENTARIA PARA
CARACTERIZAR LA INTERACCION AGUAS SUPERFICIALES-AGUAS
SUBTERRANEAS POCO PROFUNDAS: RESULTADOS PRELIMINARES Y
PERSPECTIVAS DE USO EN CHILE**

Ricardo Oyarzún^{1,2}
Hugo Maturana¹
Jorge Oyarzún¹
Elizabeth Jofré³
Rosa Godoy³
Pamela Salazar³
Héctor Maureira³
Paulina Morales³
Nicole Kretschmer²
Evelyn Aguirre⁴
José F. Muñoz⁵
José L. Arumí⁶
Diego Rivera⁶

RESUMEN

Se presenta el uso de una técnica en general poco conocida en Chile, la medición de la actividad de ²²²Rn, como herramienta complementaria para la caracterización de la interacción entre aguas superficiales y subterráneas poco profundas. Se describen los principios de la técnica, y se comenta acerca de su potencial utilidad en Chile a través de la descripción de su uso en la cuenca del Río Limarí y las proyecciones de su utilización en la cuenca del Río Diguillín, haciéndose mención de los problemas específicos a abordar en cada cuenca en estudio.

¹ Departamento Ingeniería de Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de La Serena

² Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA)

³ Estudiante tesista, Ingeniería Civil Ambiental, Universidad de La Serena

⁴ Laboratorio de Isótopos Ambientales, Comisión Chilena de Energía Nuclear (CCHEN)

⁵ Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica

⁶ Departamento de Recursos Hídricos, Facultad de Ingeniería Agrícola, Universidad de Concepción

1. INTRODUCCION

Las zonas áridas y semi-áridas cubren aproximadamente un 40% de la superficie terrestre a nivel mundial. Estas zonas suelen estar ubicadas entre las latitudes 10 y 35° (tanto en el hemisferio Norte como en el Sur), inmediatamente al norte y sur de las zonas de convergencia tropical (Simmers, 2003). Considerando que el agua es por definición un recurso limitado en estas zonas, es razonable esperar un aumento en la demanda de este recurso vital debido a factores como crecimiento poblacional y el desarrollo de actividades que requieren agua, como la agricultura y minería. Esta situación puede ser aun más compleja si se consideran escenarios de cambio climático (Shi et al. 2001; CONAMA, 2006; Souvignet et al. 2010).

Lo descrito en el párrafo anterior ya es una realidad en varias cuencas de la zona Centro-Norte, Central y Centro-Sur de Chile. De hecho, casi un 50% de la superficie de Chile continental se clasifica como árida o semi-árida (CAZALAC, 2006), lo que refuerza la relevancia del estudio de temas hidrológicos en nuestro país. En particular, un adecuado conocimiento de la conectividad río-acuífero se ha vuelto una pieza clave de la gestión integrada de recursos hídricos moderna. De hecho, el tema de la interacción agua superficial-agua subterráneas a comenzado a ser explícitamente incorporado en la legislación de países desarrollados. Un buen ejemplo es Australia, donde la relativamente reciente Iniciativa Nacional del Agua (NWI) reconoce este hecho. En efecto, la NWI “representa un compromiso compartido del gobierno y los privados por aumentar la eficiencia en el uso del agua en Australia, favoreciendo una mayor certeza al momento de la realización de inversiones, un aumento en la productividad, y una protección del medio ambiente“(NWC, 2008). Así, esta regulación incluye un acuerdo para la gestión de aguas superficiales y subterráneas como un recurso único e integrado (Fullagar, 2006).

Ciertamente, existen diferentes formas de estudiar y caracterizar la interacción entre aguas superficiales y subterráneas, lo que ha sido cubierto en diversas publicaciones. En particular, es interesante el trabajo de revisión presentado por Kalbus et al. (2006). Ellos clasificaron los enfoques como (a) mediciones directas del flujo de agua (medidores de infiltración), (b) uso de trazadores; c) métodos basados en la Ley de Darcy; y d) métodos de balance de masa. Tal como señalan dichos autores, “el objetivo del estudio juega un rol central en el proceso de selección del método apropiado para caracterizar las interacciones aguas superficiales-aguas subterráneas. El objetivo de un proyecto de investigación define la escala de mediciones requerida, lo cual condiciona la utilidad de uno u otro método A menudo, el método escogido representa un balance entre la resolución a esperar y las heterogeneidades propias de la escala de muestreo”

Entre los diferentes métodos y técnicas existentes, los trazadores ambientales han probado ser excelentes indicadores de los patrones espaciales y temporales de los intercambios río-acuífero (Constantz et al. 2003), entendiéndose por trazadores ambientales a “constituyentes disueltos, isótopos, o propiedades físicas del agua que ocurren en forma natural y que son usados para rastrear el movimiento del agua a través de una cuenca”. Los trazadores ambientales son de utilidad cuando su concentración en el agua subterránea es relativamente uniforme y significativamente diferente a aquella del agua superficial (Cook et al., 2003). Así, trazadores ambientales típicamente usados son, entre otros, (a) aniones y cationes mayores, (b) isótopos estables de la molécula de agua como (^{18}O) y (^2H), y (c) isótopos radioactivos como el radón (^{222}Rn) (Winter et al. 1998).

El Radon²²² es un gas inerte con una vida media bastante corta, de 3.8 días, el cual se libera a partir de los granos minerales, como consecuencia de la serie de decaimiento radioactivo natural de ²³⁸U, y como producto directo de la desintegración tipo α de ²²⁶Ra (Bertin and Bourg, 1994). El Uranio es un elemento presente en las rocas ígneas (2.5 mg/kg en promedio, Raju 2009). El Radon, elemento alcalino térreo, se suele encontrar en carbonatos y minerales de arcilla (Smith, 2004). Cuando las rocas se meteorizan, el uranio tiende a migrar, de manera que los sedimentos, excepto casos muy especiales, tienen menos uranio y por lo tanto generan menos radón. En consecuencia, si el agua subterránea procede de acuíferos constituidos por rocas ígneas fracturadas o de delgadas capas de sedimentos que recubren rocas ígneas, su contenido de radón debe ser mayor. Esto con mayor razón si se trata de rocas ígneas félsicas como granitos, granodioritas, riolitas o dacitas, que presentan mayor contenido de uranio. Al ser un gas noble, el Rn no interactúa con otras especies, y grandes cantidades se pueden generar y encontrar en los acuíferos (Smith, 2004; Burtnett et al. 2010). En efecto, altos niveles (actividades) de ²²²Rn en el agua subterránea se asocian a menudo con tipos litológicos como granitos, rocas metamórficas de alto grado, y rocas basálticas. Si se estima que en un lugar no hay mayor interacción entre el río y el acuífero, debe ocurrir una disminución de la actividad de ²²²Rn en el agua superficial como consecuencia de la difusividad de éste hacia la atmósfera, conocido como “modelo de renovación superficial”, que se ve favorecido por condiciones de turbulencia en la corriente (Bertin and Bourg, 1994). Cualquier desviación de los niveles teóricos de ²²²Rn puede ser relacionado con agua subterránea que ingresa al sistema superficial en un cierto lugar (Stellato et al. 2008). Así, el Rn puede ser usado para determinar el lugar y la cantidad de agua subterránea que ingresa a un río (Bertin and Bourg, 1994). Ha sido mostrado también que esta técnica puede ser usada para detectar lugares (potenciales) de infiltración de agua desde el río hacia el acuífero (Baskaran et al. 2009). Así, el Rn se proyecta como una herramienta de gran utilidad para determinar, al menos en un nivel exploratorio y cualitativo, el grado de interacción río-acuífero en un lugar dado (Burtnett et al., 2010).

De acuerdo a lo anterior, el principal objetivo de este trabajo es describir el uso de una metodología para la cual existe moderada información a nivel internacional y, de acuerdo a nuestro conocimiento, no ha sido aún usada en Chile para estos fines. Para ello, este trabajo se describe en términos de dos casos de estudio. En el primero (cuenca del río Limarí), se describen los resultados preliminares obtenidos a la fecha en el marco de dos proyectos de investigación. En el segundo (cuenca del río Diguillín), se analizan las perspectivas de aplicación de esta técnica en el marco de un proyecto de investigación que recién se inicia. Es importante dejar claro que en dichos proyectos la técnica que se describe en esta contribución se utiliza en forma complementaria a otras metodologías (isótopos estables de agua, hidroquímica, análisis de hidrogramas y curvas de recesión, etc.) las cuales no son abordadas en este trabajo en particular, de acuerdo a la naturaleza del enfoque adoptado (es decir, centrar el análisis en el uso del Rn²²²).

2. CASO DE ESTUDIO 1: CUENCA DEL RIO LIMARI

2.1. Antecedentes Generales

En la zona del Centro-Norte de Chile (Norte Chico), entre las latitudes 18°30'-32°15' S, la Región de Coquimbo es por lejos la que presenta la actividad agrícola de mayor importancia. Dentro de esta región, la Provincia de Limarí, ubicada entre 30°20'/31°15' S latitud, y

70°30' / 71°49' W, comprende la mayor superficie de riego regional, con cerca de 75.700 ha. (Fig. 1). Esto se debe a la existencia del “Sistema Paloma”, un conjunto de 3 embalses (La Paloma, 750 Mm³ de capacidad; Recoleta, 100 Mm³; Cogotí, 150 Mm³) los que operan en forma coordinada permitiendo distribuir el agua por una red de canales de más de 700 km.

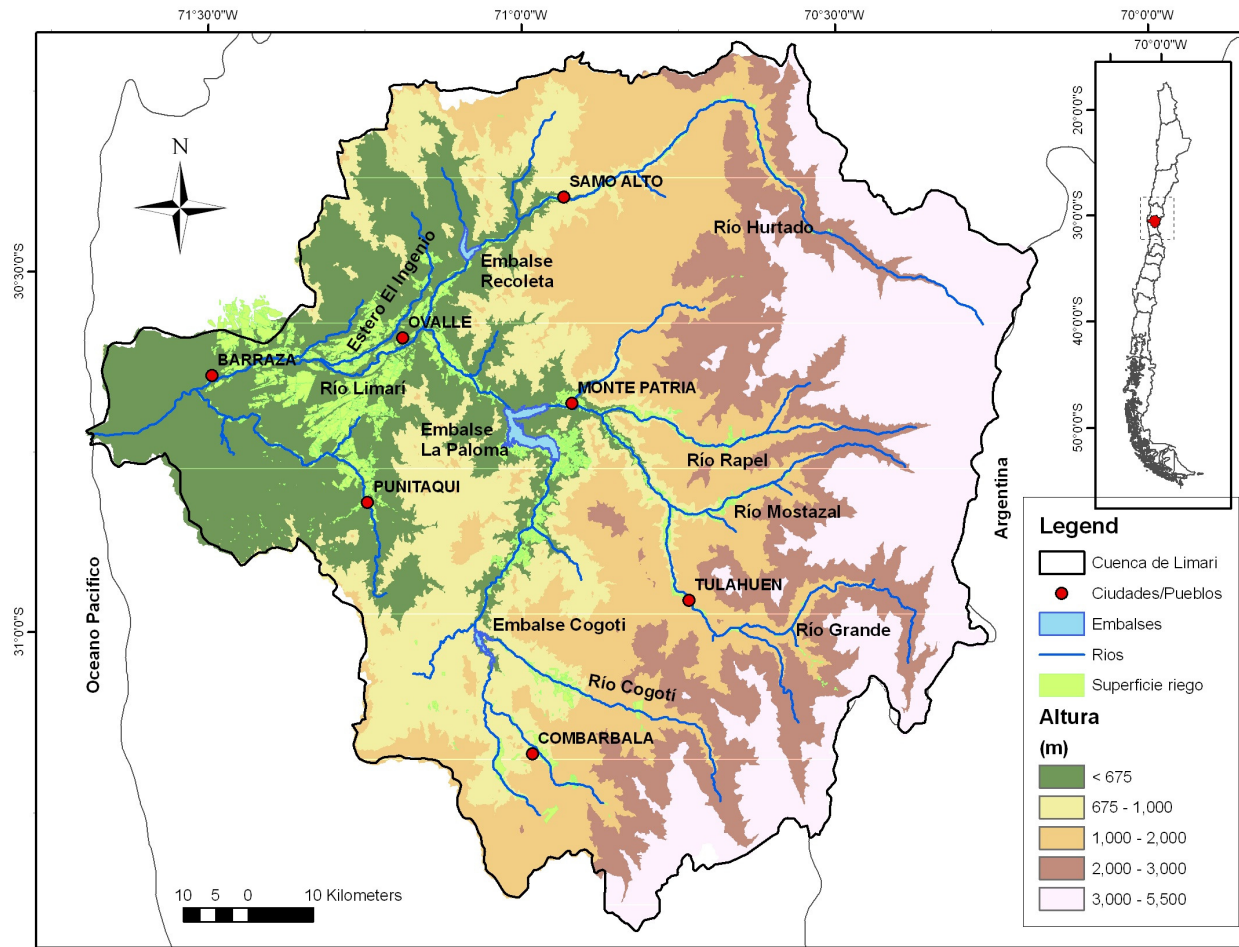


Figura 1. Ubicación de la cuenca de Limarí, principales ríos y características.

La cuenca del río Limarí presenta 3 tipos de clima, semi-árido con nublados abundantes (costa); semiárido moderado con lluvias invernales (característico del valle), y semiárido frío con lluvias invernales (zona andina). Sin embargo, en general se puede decir que la cuenca de Limarí se encuentra bajo la influencia del bio-clima caracterizado por escasez de precipitaciones, y un fuerte déficit hídrico de 9 meses (DGA, 2004).

El río Limarí se forma por la confluencia de los ríos Grande y Hurtado. El primero drena la parte central y sur de la cuenca, mientras que el Hurtado drena la zona norte. Ambos se originan en la cordillera de los Andes. Así, las precipitaciones nivales representan una parte importante de su caudal. Los ríos Grande y Hurtado confluyen 4 km aguas arriba de la ciudad de Ovalle. A partir de ahí, nace el río Limarí, que viaja 60 km hasta desembocar en el Océano Pacífico (sector Punta

de Limarí). Aunque altamente variable en términos espaciales y temporales, los caudales promedio de los ríos Grande, Hurtado y Limarí son del orden de 3.9, 1.2, y 2.3 m³/s, respectivamente

Los principales rasgos geológicos de la cuenca de Limarí fueron establecidos en el trabajo clásico de Thomas (1967), presentado a escala 1:250.000. La mayor parte de los afloramientos corresponden a formaciones volcánicas y volcanoclásticas y rocas plutónicas jurásicas y cretácicas. La composición mineralógica y química de dichas rocas es más bien homogénea, con una dominancia de características calco/alcalinias. Un rasgo especial de la cuenca del Limarí es la presencia de extensas terrazas marinas y continentales terciarias y cuaternarias, tanto al oeste como al nor-oeste de la ciudad de Ovalle, donde el río Limarí corre a través de la planicie aluvial, las cuales cubren la geología del basamento ígneo. Al este de Ovalle y de los embalses (La Paloma, Recoleta), los ríos tributarios fluyen por planicies aluviales estrechas, lo que favorece un contacto cercano entre los ríos y el sustrato rocoso. Así, es bastante probable que las aguas subterráneas puedan ser transferidas con relativa facilidad desde los macizos rocosos a los ríos, principalmente a través de fallas N-S principales. Al oeste en la cuenca, la dominancia de los sedimentos cuaternarios favorece una relación diferente, adecuada para la mezcla de aguas superficiales y subterráneas dada la permeabilidad primaria de la cubierta sedimentaria.

Como ya se señaló, la cuenca del Limarí presenta la mayor superficie de agricultura de riego de la Región de Coquimbo. La existencia de los embalses, así como el alto nivel de organización entre los usuarios de agua, ha favorecido un aumento sistemático de la superficie de riego a través de los años. Esta situación, junto con el cambio que han experimentado los tipos de cultivos (ej. paso de frutales de hoja caediza a frutales de hoja persistente) ha provocado cambio en los patrones estacionales de demanda de agua y constituye una fuente adicional de stress sobre los ya limitados recursos. Esto motivó, después de una solicitud hecha por las organizaciones de usuarios, la declaración oficial por parte de la Dirección General de Aguas de la situación de “agotamiento” de la cuenca de Limarí. (Resolución DGA N° 72, de Enero 19, 2005). La implicancia práctica de esta situación es la imposibilidad de constitución de nuevos derechos de aprovechamiento de aguas superficiales. Ante esto, las aguas subterráneas se vuelven más propensas a estar sometidas a una creciente presión de uso. De hecho, ya se han producido situaciones particulares complejas cuando se han solicitado derechos de aprovechamiento de aguas subterráneas en pozos poco profundos localizados en la planicie aluvial, cerca de los cauces. Aunque las aguas subterráneas y superficiales son en Chile dos cosas separadas desde el punto de vista legal, existe siempre cierto grado de interacción. Así, se han generado problemas entre los usuarios de aguas llegando a las cortes (Alvarez y Oyarzún, 2006). Ante esto, un conocimiento adecuado de los recursos hidrológicos superficiales y subterráneos en forma integrada se vuelve esencial.

Uno de los primeros y más completos trabajos en materia hidrogeológica en la cuenca de Limarí fue llevado a cabo en 1979 y corresponde al estudio CHI 535 (SERPLAC, DGA, ONU, CORFO, 1979). Dicho trabajo presenta “información hidrogeológica del área y zonas de interés potencial en lo que se refiere a los recursos subterráneos, con el fin de establecer un plan de trabajo a futuro para una mejor definición hidrogeológica de ellos”. A pesar de contener bastante y muy útil información, una de las conclusiones de dicho estudio fue que “se desconoce la capacidad de recuperación del almacenamiento subterráneo así como el impacto de las extracciones de agua subterránea sobre las aguas superficiales”. Más recientemente, Espinoza (2005) realizó una

interesante compilación de datos e interpretación, al analizar la vulnerabilidad a la contaminación de la cuenca de Limarí, en su parte baja. Sin embargo, dicho estudio no contempló trabajo de terreno, por lo que persiste una gran incertidumbre en algunos de los resultados presentados (ej. líneas equipotenciales, dirección de flujos de aguas subterráneas), tal como la misma autora reconoce. En resumen, todavía existe una carencia de información sólida que permita establecer una caracterización adecuada de las relaciones e interacciones entre aguas superficiales y subterráneas en Limarí. De hecho, como se reconoce en un informe de la DGA en su reporte N° 268 (DGA, 2008), “en general en Limarí existe información limitada del grado de interacción entre ríos y acuíferos”, lo cual ciertamente dificulta la gestión del recurso hídrico y amenaza la sustentabilidad de actividades como la agricultura. Como respuesta a ello, actualmente se ejecutan los proyectos CHI 535 (“Implementation and Evaluation of Isotopic and Hydrogeochemistry Techniques for the Sustainable management of Water Resources in Arid Watersheds of North Chile“) y Fondecyt 11100040 (“Assessment of a multi-method approach to establish surface water-shallow groundwater connectivity in the semi-arid agricultural Limarí basin, North Central Chile“) que buscan aportar información científica en tal sentido y en los cuales se ha realizado el trabajo acá descrito.

2.2. Metodología

Con el objeto de estudiar y caracterizar la relación aguas superficiales-aguas subterráneas poco profundas en Limarí, se han tomado muestras de aguas superficiales (ríos, embalses) y subterráneas en diferentes puntos de la cuenca. A la fecha, esto ha sido llevado a cabo en la parte baja de la cuenca, aguas abajo de los embalses Recoleta y La Paloma, en el relleno aluvial reciente (sedimentos cuaternarios).

La información que se presenta en este trabajo corresponde a un muestreo efectuado en Diciembre 2010 (Primavera-Verano) y a una segunda campaña realizada en Abril del 2011 (Otoño). Las muestras de aguas subterráneas fueron obtenidas en pozos de Comités de Agua Potable Rural, es decir, pozos en general poco profundos (menor a 25 m) ubicados cerca del cauce superficial. Las muestras de aguas superficiales se obtuvieron desde el río, lo más cercano posible a la ubicación de los pozos.

Las muestras fueron obtenidas en botellas de vidrio (250 ml), llenadas completamente bajo el agua (evitando el contacto con la atmósfera), cerradas en forma hermética, y conducidas al Laboratorio de Análisis Ambiental del Departamento Ingeniería de Minas de la Universidad de La Serena (Figura 2). Los análisis fueron realizados en un equipo RadH₂O (Durrige Co., MA, USA), como el que se muestra en la figura 3, durante los dos días posteriores al muestreo, siguiendo los protocolos establecidos por el fabricante y considerando la corrección necesaria (dado el decaimiento radioactivo que ocurre entre el momento del muestreo y el del análisis). En cada grupo de muestras se repitieron los análisis para las muestras con los valores máximos y mínimos obtenidos. Cada medición (una muestra) toma alrededor de 50 minutos.

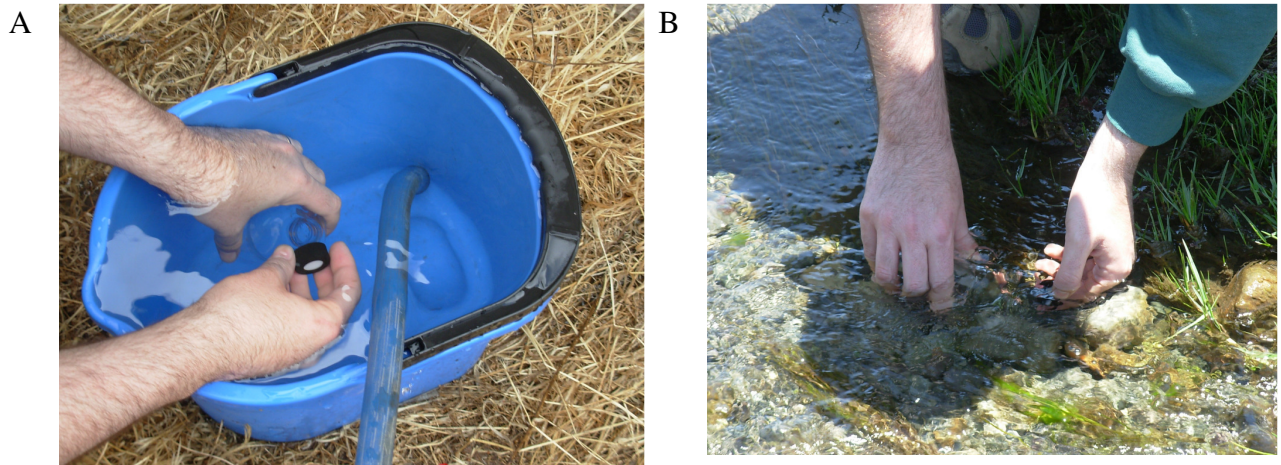


Figura 2. Ejemplo de toma de muestra desde un pozo (Panel A) y desde un río (Panel B), con la botella completamente sumergida en la columna de agua.

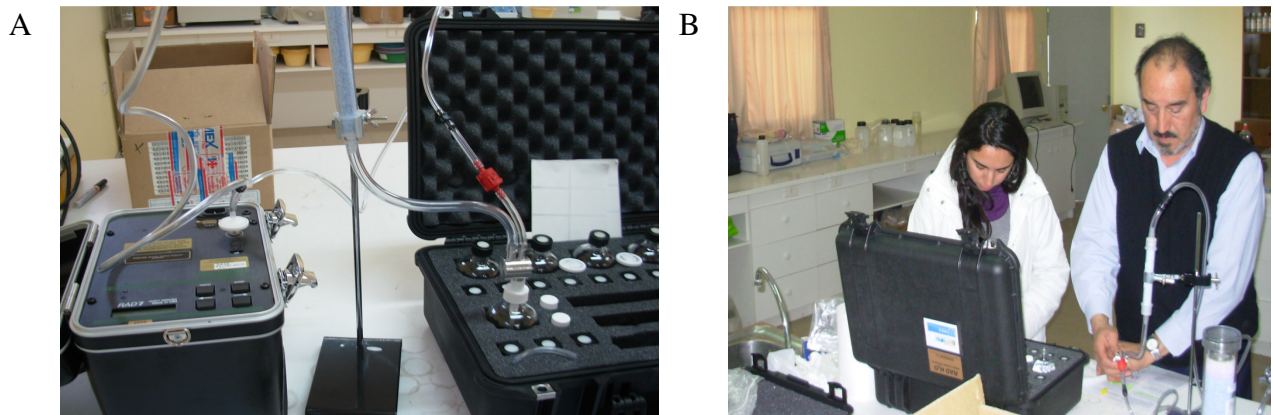


Figura 3. Equipo detector de Rn^{222} y detalles de su instalación.

2.3. Resultados Preliminares y Perspectivas

En primer lugar, se puede indicar que aguas superficiales y aguas subterráneas presentan señales (actividades) de Rn^{222} bastante características y diferentes entre si. En efecto, el promedio para las aguas superficiales es del orden de 1.500 Bq/m^3 , mientras que el de las aguas subterráneas alcanza los 16.000 Bq/m^3 . Además, se puede señalar que no se observan importantes diferencias entre las dos campañas de monitoreo, salvo puntos específicos que se describen a continuación.

Ahora bien, ¿qué significan estos valores?. Para poder interpretar de mejor forma los resultados obtenidos, se han comparado éstos con aquellos descritos en la literatura especializada, lo que se muestra en la Tabla 1

Tabla 1. Actividades de Rn^{222} (Bq/m^3) determinadas en aguas superficiales y aguas subterráneas obtenidas en diferentes estudios.

Estudio	Agua Superficial	Agua Subterránea
Hoehn y von Gunten (1989)	100 a 400	13.000 a 21.000
Bertin y Bourg (1994)	300	80.000
Wu et al. (2004)	900 a 5.100	9.400 a 22.600
Green y Stewart (2008)	100 a 3.700	100.000
Stellato et al. (2008)	100 a 3.500	4.000 a 15.100
Baskaran et al. (2009)	110 a 390	6.900 a 61.200
Este trabajo	120 a 2.200	2.800 a 25.000

Así, se puede advertir que no existe un rango exacto para poder caracterizar aguas superficiales y subterráneas en términos de la actividad de Rn^{222} . En términos generales, Green y Stewart (2008) establecen que valores de actividad de Rn^{222} mayores a $1.000 Bq/m^3$ en muestras de aguas superficiales pueden considerarse como indicador de cierto grado de exfiltración (aporte de agua subterránea al flujo superficial) cercano y reciente. En el mismo sentido, Baskaran et al. (2009) señalan que bajas concentraciones de Rn^{222} en aguas subterráneas pueden indicar infiltración desde el cuace superficial hacia el acuífero y no el proceso inverso. De todas formas, se advierte claramente en la Tabla 1 que las diferencias de actividad entre los componentes del sistema hidrológico bajo estudio, es decir aguas superficiales y aguas subterráneas, sí son importantes en todos los casos y normalmente exceden un orden de magnitud, lo que hace que la técnica del Rn^{222} cumpla con los requisitos ya comentados para ser usado como trazador en este tipo de estudios.

Los resultados generales obtenidos en nuestra investigación a partir de las dos campañas para las que se dispone de información a la fecha se muestran, considerando su ubicación espacial, en la Fig. 4. En general, los valores más bajos se encuentran en las muestras de los embalses o en aguas de los ríos en sus cercanías, lo que confirma que en aguas superficiales el Rn se pierde con facilidad. Por el contrario, los mayores niveles se detectan en los pozos, alcanzándose actividades máximas en torno a $19.000 Bq/m^3$.

Tanto en la zona del Río Hurtado, la parte inicial del Estero El Ingenio, así como la parte final de la zona en estudio (Río Limarí hacia desembocadura) es posible inferir una contribucion importante del agua subterránea en el flujo superficial. En cambio, en el resto de la zona considerada en esta investigación los valores de ^{222}Rn en el agua superficial son bajos (es decir, en torno a o menores de $1000 Bq/m^3$), lo que estaría indicando una condición de neutralidad a pérdida en lo que se refiere al caudal superficial y su relación con el acuífero (es decir, en estas zonas o existe cierta independencia entre río y acuífero, o es el río quien alimenta al acuífero, pero no al revés).

Finalmente, se detectó cierta variación estacional (es decir, clasificación diferente de puntos muestreados entre Diciembre 2010 y Abril 2011 según las categorías mostradas en la Figura 4) en las muestras tomadas en las cercanías de Ovalle (paso, para agua subterránea, de una actividad de $984 a 5.020 Bq/m^3$) y en el sector de Cerrillos de Tamaya, penúltimo lugar de muestreo en el curso del Río Limarí (paso, para agua superficial, de $1.941 a 685 Bq/m^3$). Si bien no se dispone aún de los datos de caudal oficiales (DGA) en dichos períodos, históricamente estos son mayores

en Diciembre. Ciertamente muestreos adicionales (actualmente en curso), así como análisis complementarios a partir de otras fuentes de información, debieran permitir confirmar el que estos cambios detectados efectivamente responden a variaciones estacionales de la dinámica río-acuífero.

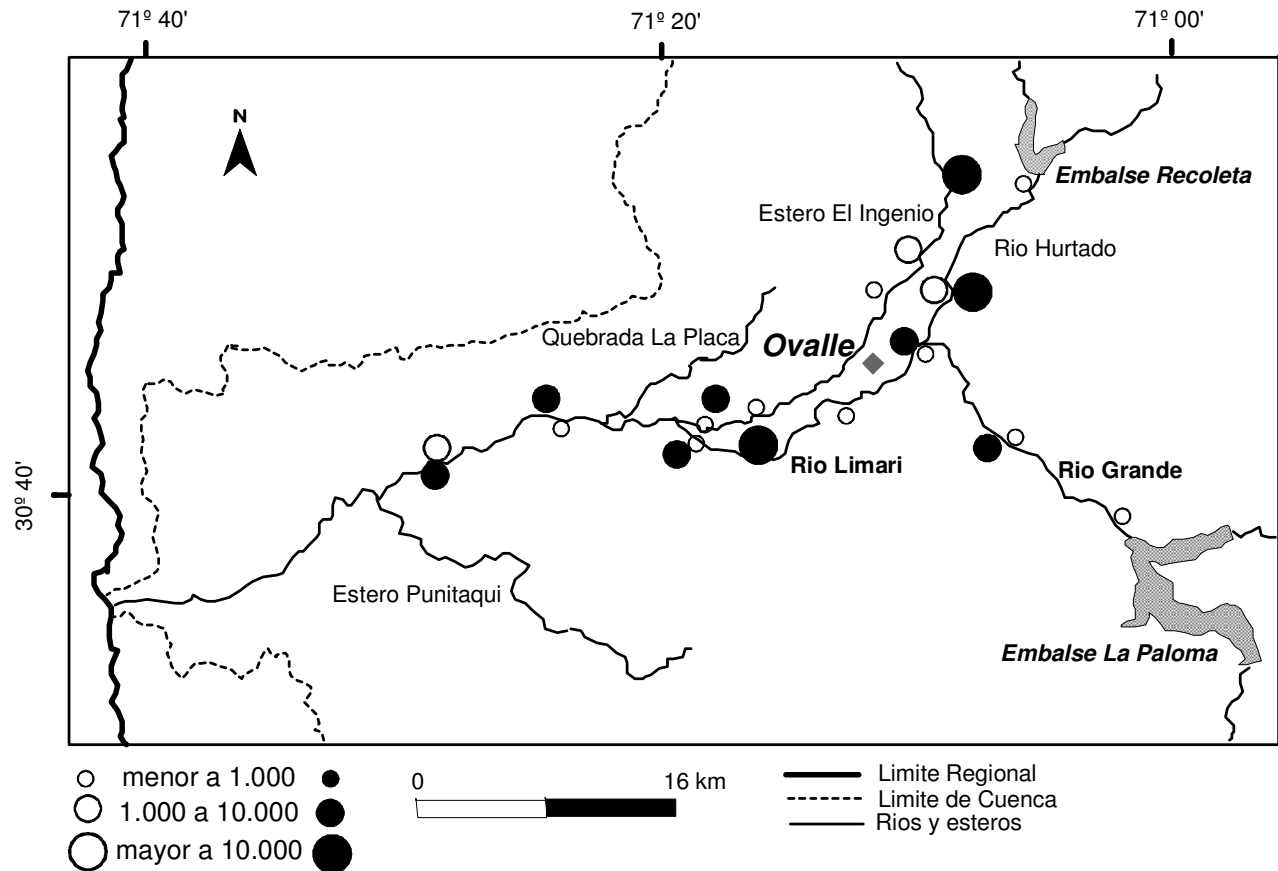


Figura 4. Valores de Rn^{222} (Bq/m^3) determinados en muestras obtenidas en aguas superficiales (○) y aguas subterráneas (●) en la cuenca del Río Limarí (Campaña de Diciembre 2010).

3. CASO DE ESTUDIO 2: CUENCA DEL RIO DIGUILLIN

3.1. Antecedentes Generales

La cuenca del río Diguillín puede ser considerada en muchos aspectos como representativa de las cuencas andinas del Chile Central. Su cabecera está ubicada en la Cordillera de Los Andes, y se desarrolla en una dirección Este-Oeste hasta que alcanza la zona del valle central de Chile donde se une al río Itata (Figura 5).

Algunos aspectos importantes relacionados con la hidrología e hidrogeología del río Diguillín son: a) la geología de la cabecera de la cuenca está controlada por procesos volcánicos asociados al complejo volcánico del volcán Chillán. Dichos procesos forman diferentes unidades geológicas que se asocian a rocas fracturadas (Naranjo et al., 2008); b) en la cabecera de la cuenca, el río

Diguillín y su principal tributario, el Estero Renegado, son alimentados por numerosas vertientes situadas a lo largo de su curso. Después de dejar la zona Andina, se produce un aumento en el caudal del río Diguillín, lo que se podría explicar por aportes de flujos subterráneos a través del sistema de rocas fracturadas; c) dado el clima mediterráneo imperante, no existen eventos significativos de lluvia a fines de primavera o en verano. Así, el caudal de verano corresponde casi en forma íntegra a flujo base. En efecto, los aportes andinos del río Diguillín se miden en la estación Diguillín en San Lorenzo (DSL). Después de dejar la cordillera de los Andes, o sea aguas abajo de ese punto, el río recibe significativos aportes de aguas subterráneas que superan largamente el caudal medido en DSL.

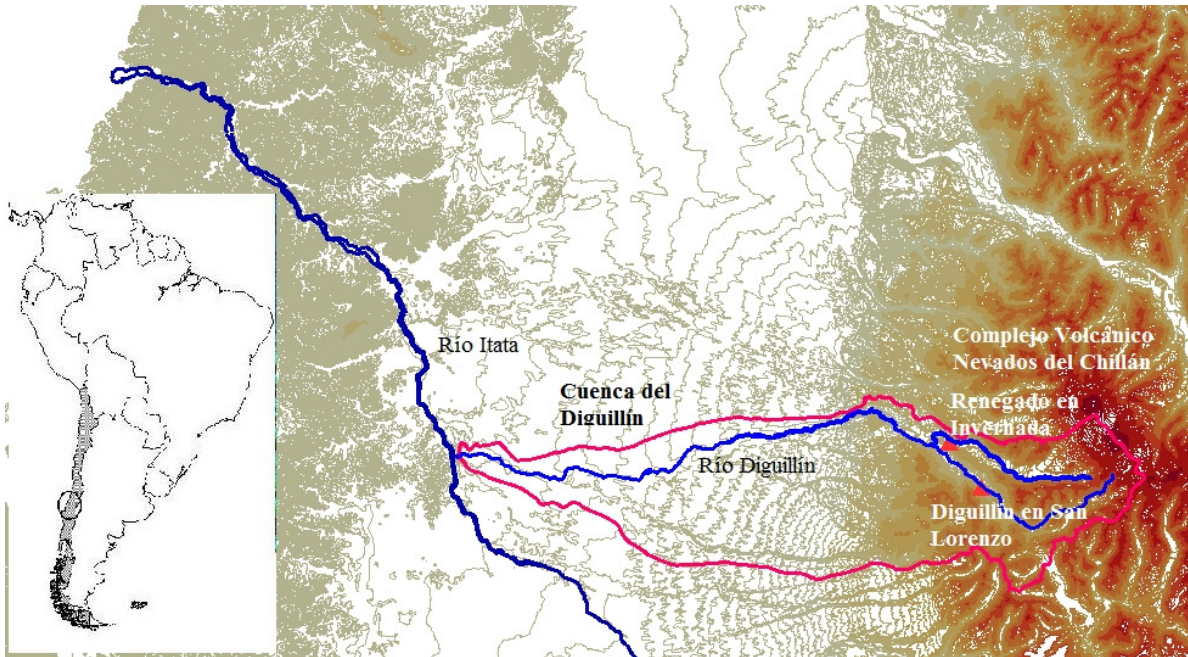


Figura 5. Ubicación y fisiografía de la cuenca del río Diguillín.

Actualmente se encuentra en construcción un canal de 100 km de longitud que traería agua desde el río Laja hasta la cuenca de Diguillín, permitiendo aumentar la superficie de riego en casi 40.000 has (lo que duplicaría la superficie actual). Este proyecto considera la re-ubicación de las bocatomas actuales que extraen agua superficial desde el río Diguillín, colocándolas en una nueva posición en las partes altas del río. Sin embargo, la Junta de Vigilancia del Río Diguillín teme que exista menos agua disponible en la ubicación propuesta, ya que se dejarían de ganar eventuales aportes de agua subterráneas (exfiltración) que se reciben en partes bajas de la cuenca, poniendo en peligro el abastecimiento de los derechos de agua actualmente existentes. Por ello, resulta de gran importancia comprender el comportamiento hidrológico del área, así como profundizar el conocimiento de las relaciones entre aguas superficiales y subterráneas y dimensionar el real aporte de los sistemas de rocas fracturadas como aporte al caudal de los cauces superficiales.

3.2. Trabajo Propuesto y Perspectivas

De acuerdo a lo descrito, se planteó realizar un estudio integral de las relaciones geohidrológicas del sistema del Río Diguillín (Proyecto Fondecyt “Water availability in a stressed andean watershed in central Chile: vulnerability under climate variability“, recientemente iniciado). En particular, de acuerdo a las características de las rocas existentes (tipos litológicos), así como a los antecedentes preliminares de la ocurrencia de procesos de exfiltración, el uso de la técnica de Rn^{222} (como complemento de otras metodologías que se planean utilizar), aparece como una herramienta de gran interés y aplicabilidad. Por ello, se desarrollarán campañas de terreno durante el 2012 (3 rondas), de tal forma de evaluar la extensión y magnitud de dichos procesos de exfiltración, así como considerar el posible efecto estacional en las relaciones hidrológicas del sistema.

4. CONCLUSIONES

Este trabajo ha presentado el uso de una técnica simple, la medición de Rn^{222} en agua, como una herramienta general para establecer, al menos a modo preliminar, la interacción aguas superficiales-aguas subterráneas poco profundas. Esto se ha realizado considerando dos casos de estudio. En el primero, más avanzado, se muestran y se discuten los resultados disponibles a la fecha, después de dos campañas de monitoreo realizadas en Primavera-Verano y en Otoño. El segundo, se presenta para ilustrar y reforzar la idea de por que esta técnica puede ser de interés a nivel nacional en diferentes cuencas para facilitar la generación de conocimiento y así abordar problemas de gestión integrada de los recursos hídricos. En efecto, puesto que la geología chilena está constituida mayoritariamente por rocas ígneas (que presentan contenidos “importantes” de Uranio, elemento desde el cual se genera Rn), las relaciones descritas pueden ser utilizadas para analizar la interacción de sus acuíferos con cuerpos de aguas superficiales, a través del contenido de Radón que presenten las aguas de los diferentes componentes.

Finalmente, es importante volver a insistir en que en los dos casos de estudio descritos el uso de Rn^{222} es realizado en forma complementaria con otras técnicas (ej. isótopos estables de agua, análisis químicos de agua, tratamiento estadístico multivariado, perfiles de temperatura en el río), los que no han sido mencionados en este trabajo dado el enfoque particular presentado.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución se hace en el marco de los proyectos CHI 8029, Fondecyt 11100040 y Fondecyt 1110298, y como parte del Programa en Recursos Hídricos y Medio Ambiente (*PRHIMA*) del Departamento Ingeniería de Minas de la Universidad de La Serena.

REFERENCIAS

Alvarez, P., y Oyarzún, R. Interacción río-acuífero en zonas áridas: contexto legal y análisis de casos. VIII Congreso Latino-Americano de hidrología subterránea (ALSHUD). Asunción, Paraguay, 2006.

Baskaran, S., Ransley, T., Brodie, R.S., y Baker, P. 2009. Investigating groundwater-river interactions using environmental tracers. *Australian Journal of Earth Sciences* 56(1): 13-19.

Bertin, C., y Bourg, A.C. 1994. Radon-222 and chloride as natural tracers of the infiltration of river water into an alluvial aquifer in which there is significant river/groundwater mixing. *Environmental Science and Technology* 28: 794-798.

Burnett, W.C., Peterson, R.N., Santos, I.R., y Hicks, R.W. 2010. Use of automated radon measurements for rapid assessment of groundwater flow into Florida streams. *Journal of Hydrology* 380: 298-304.

CAZALAC. 2006. Zonación de los regimenes hídricos de América Latina y el Caribe desde una perspectiva climática. Versión preliminar. Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas de América Latina y el Caribe. 24 pp.

CONAMA. 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Comisión Nacional del Medio Ambiente: Santiago.

Constantz, J., Cox, M.H., y Su, G. W. 2003. Comparison of heat and bromide as groundwater tracers near streams. *Ground Water* 41(5): 647-656.

Cook, P.G., Favreau, G., Dighton, y J.C., Tickell, S. 2003. Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons, and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology* 277: 74-88.

DGA. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del Río Limarí. Dirección General de Aguas, CADE IDEPE Consultores. 137 pp.

DGA. 2008. Evaluación de los recursos hídricos subterráneos en la cuenca del río Limarí. Informe Técnico N° 268. Dirección General de Aguas, pp. 40.

Espinoza, C. 2005. Vulnerabilidad de los acuíferos en los ríos Limarí y Maule mediante las metodologías GOD y BGR. Graduation Project, Geology, Universidad de Chile.

Fullagar, I., Brodie, R., Sundaram, B., Hostetler, S., y Baker, P. 2006. Managing connected surface water and groundwater resources. Science for decision makers. Australian Government, Bureau of Rural Sciences, pp. 8.

Green, G., y Stewart, S. 2008. Interactions between groundwater and surface water systems in the Eastern Mount Lofty Ranges. DWLBC Report 2008/27. Department of Water, Land and Biodiversity Conservation, Government of South Australia, 101 pp.

Hoehn, E., y von Gunten, H.R. 1989. Radon in groundwater: A tool to assess infiltration from surface waters to aquifers. *Water Resources Research* 25(8), 1795-1803.

Kalbus, E., Reinstorf, F., y Schirmer, M. 2006. Measuring methods for groundwater-surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth Systems Science*. 10: 873-887.

Naranjo, J., Gilbert, J., y Sparks, S.. 2008. Geología de Complejo Volcánico Nevados del Chillán. Carta Geologica de Chile 1:50.000. Sernageomin.

NWC. 2008. National Water Initiative. National Water Commision, Australian Government. Available at: <http://www.nwc.gov.au/www/html/117-national-water-initiative.asp>. Accessed May 11, 2010.

Raju, R.D. 2009. Handbook of geochemistry: Techniques and applications in mineral exploration. Vedams, India.

SERPLAC, DGA, ONU, CORFO. 1979. Hidrogeología de la cuenca del río Limarí, Proyecto CHI-535. Santiago. 44 pp.

Shi, J.A., Wang, Q., Chen, G.J., Wang, G.Y., y Zhang, Z.N. 2001. Isotopic geochemistry of the groundwater systems in arid and semiarid areas and its significance: a case study in Shiyang River basin, Gansu province, northwest China. *Environmental Geology* 40, 557-565.

Simmers, I. 2003. Hydrological processes and water resources management. In: Simmers, I (Ed.). *Understanding water in a dry environment. Hydrological processes in arid and semi-arid zones*. International Association of Hydrogeologists. A.A. Balkema, Lisse.

Smith, L.A. 2004. Using Radon-222 as a tracer of mixing between surface and ground water in the Santa Fe river sink/rise system. MSc Thesis, University of Florida.

Souvignet, M., Gaesse, H., Ribbe, L., Kretschmer, y N., Oyarzún, R. 2010. Statistical downscaling of precipitation and temperature in north-central Chile: an assessment of possible climate change impacts in an arid Andean watershed. *Hydrological Sciences Journal* 55(1): 41-57.

Stellato, L., Petrella, E., Terrasi, F., Belloni, P., Belli, E., Sansone, U., Celico, F. 2008. Some limitations in using ^{222}Rn to assess river-groundwater interactions: the case of Castel di Sagro alluvial plain (central Italy). *Hydrogeology Journal* 16: 701-712.

Thomas, H. 1967. Geología de la Hoja Ovale, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N° 23. Santiago. 58 pp y mapa geológico 1:250.000

Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., Alley, W.M. 1998. Groundwater and surface water. A single resource. US Geological Survey Circular 1139. Denver, Co. 79 pp.

Wu, Y., Wen, X., y Zhang, Y. 2004. Analysis of the exchange of groundwater and river water by using Radon-222 in the middle Heihe Basin of northwestern China. *Environmental Geology* 45:647-653.