

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXIII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**ANÁLISIS DE LA RECARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA EN UNA CUENCA DE
MEDIA MONTAÑA DE SECANO ÁRIDO DEL CENTRO NORTE DE CHILE**

ERIC SANDOVAL¹
GIACOMO BALDO¹
JORGE NÚÑEZ²
JOSÉ LUIS ARUMÍ³
JORGE OYARZÚN⁴
HUGO MATURANA⁴
JERRY FAIRLEY⁵
RICARDO OYARZUN⁶

RESUMEN

Un factor importante en cualquier estudio hidrogeológico es disponer de una adecuada estimación de la recarga de aguas subterráneas, tanto en términos de magnitud como de su variabilidad temporal, información que en general es escasa en zonas de media montaña de secano en Chile. En este contexto, el presente trabajo presenta la caracterización de la recarga en la cuenca del Estero Punitaqui, Región de Coquimbo, en base a dos metodologías (balance hídrico y análisis de recesión de caudales). Se determina que la recarga corresponde a un porcentaje bajo de la precipitación media anual, del orden de 3% en promedio. Sin embargo, igualmente importante resulta considerar su extrema variabilidad temporal, pudiéndose inferir que sólo es posible determinar la ocurrencia de recarga en aquellos años que registran precipitaciones superiores a 180 mm.

¹ Ingeniería Civil Ambiental, U. de La Serena – eric.sandoval.a@gmail.com; gbaldoc@gmail.com

² Profesor Asistente, Depto. Ingeniería de Minas, U. de La Serena – jhnunez@userena.cl; Ingeniero de Proyectos, CAZALAC

³ Profesor Titular, Depto. de Recursos Hídricos, U. de Concepción – jarumi@udec.cl; Investigador CRHIAM

⁴ Profesor Titular, Depto. Ingeniería de Minas, U. de La Serena – joyarzun@userena.cl; hmaturan@userena.cl

⁵ Professor, Geological Sciences Dept., U. of Idaho – jfairley@uidaho.edu

⁶ Profesor Asociado, Depto. Ingeniería de Minas, Universidad de La Serena – royarzun@userena.cl; Investigador CEAZA

1. INTRODUCCIÓN

Un aspecto central de cualquier estudio hidrogeológico se refiere a la correcta estimación de la recarga de aguas subterráneas. Sin embargo, su determinación es en general una tarea difícil, especialmente en zonas áridas, dado que los montos de precipitación suelen ser más bien bajos, y por lo tanto, aquéllos de recarga son aún menores, muchas veces en el rango de incertidumbre de los propios métodos de cuantificación.

En Chile, un esfuerzo público/privado desarrollado recientemente para destacar la relevancia de la ciencia y la innovación como herramientas para enfrentar los desafíos hídricos del país (CNID, 2016) identifica la recarga de acuíferos en zonas áridas y la caracterización de eventos de recarga como una variable central en la evaluación de los recursos hídricos en el país, dado que las investigaciones en estos asuntos en Chile han sido más bien escasas.

En este contexto, el presente trabajo tiene como objetivo principal determinar y caracterizar los procesos de recarga a escala del bloque de montaña (MBR por su sigla en inglés) tomando como caso de estudio la cuenca del Estero Punitaqui en la Región de Coquimbo. Si bien existe un estudio previo en la cuenca señalada que estimó un valor de recarga en torno al 5% de la precipitación media anual (DGA, 2008), resulta importante analizar más en detalle este proceso. En efecto, zonas áridas como las de la cuenca de Punitaqui se suelen caracterizar por tener procesos de recarga episódicos y más bien relacionados a eventos extremos (e infrecuentes) de precipitación (Ajami et al., 2011), los cuales se ven además influenciados por fenómenos como El Niño Southern Oscillation, ENSO (Scanlon et al., 2006). Esto puede influir a su vez en una alta variabilidad interanual en las tasas de recarga, situación que a la fecha no ha sido mayormente considerado ni estudiado, tanto en Punitaqui en particular como en el centro-norte de Chile en general.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Area de estudio

La zona de estudio corresponde a la cuenca del Estero Punitaqui (Figura 1), ubicada en la provincia del Limarí, Región de Coquimbo, Centro Norte de Chile, con una superficie de 1239 km² (Oyarzún et al., 2012).

El clima predominante es árido. Las precipitaciones son escasas, con un promedio cercano a los 160 mm/año, concentradas en los meses de invierno (Mayo-Agosto). De esta forma, el régimen hidrológico del Estero es netamente pluvial. Los mayores caudales se dan entre Julio y Septiembre, no superando los 270 l/s en años secos, mientras que dado la ausencia de nieve, los caudales menores ocurren entre Diciembre y Marzo, los cuales no superan los 100 l/s en años normales (Cade-Idepe 2004)

En términos geológicos, en la cuenca del Estero Punitaqui predominan las rocas ígneas intrusivas, principalmente granodioritas y tonalitas que se presentan meteorizadas en diversos sectores, aunque también es posible encontrar afloramientos de granito (SERNAGEOMIN, 2002; DGA, 2008). Por otro lado, sedimentos parcialmente consolidados se distribuyen en la zona noroccidental del área de estudio. Finalmente sedimentos no consolidados recientes (del

cuaternario) de origen fluvial y aluvial, se distribuyen en el valle central y en las quebradas aledañas en la parte norte del área de estudio (Huerta, 2009).



Figura 1. Cuenca del Estero Punitaqui y presencia de estaciones pluviométricas (pentágono amarillo) y fluviométricas (triángulo rojo).

Métodos de estimación de recarga

Información hidrometeorológica considerada en los métodos de estimación de recarga

En primer lugar se seleccionaron las estaciones y el periodo en el cuál se aplicarían los métodos de determinación de recarga. El criterio utilizado correspondió a seleccionar todos aquellos años en que el registro de datos presentara la mayor disponibilidad y continuidad de datos posible, siendo consideradas finalmente las estaciones identificadas en la Tabla 2 y en la Figura. 1.

Tabla 1. Estaciones pluviométricas y fluviométricas en la cuenca del Estero Punitaqui y disponibilidad de datos.

| Tipo de estación | Nombre estación | Disponibilidad |
|------------------|---|---------------------------|
| Pluviométrica | Punitaqui | 1962 - 2014 |
| Fluviométrica | Estero Punitaqui antes junta Río Limarí | 1962 – 1977 y 1993 - 2015 |

Método de Thornthwaite-Matter modificado

El método de Thornthwaite-Mather corresponde a un método de balance de agua bastante utilizado en estudios hidrológicos (ej. Westenbroek et al., 2010). En particular, el modelo de balance hídrico empleado en el presente trabajo está basado en la metodología propuesta por Uribe et al. (2013), el cual fue modificado en función de la disponibilidad de datos y las características específicas del área de estudio.

El modelo de balance hídrico utilizado consideró dos componentes de almacenamiento de humedad, uno correspondiente al suelo y el otro al almacenamiento subterráneo, ambos modelados y representados como si fueran un estanque. El método se expresa de acuerdo con la ecuación (1), la cual representa la estimación mensual (subíndice m) de la cantidad de humedad en el suelo (θ), a partir de una humedad del suelo del mes antecedente (θ_{m-1}), la precipitación (P), la evapotranspiración real (ETr), a la escorrentía superficial (Qr) y a la recarga de agua subterránea (R).

$$\theta_m = \theta_{m-1} + P_m - ETr_m - Qr_m - R_m \quad (1)$$

Dentro del balance se debe tener presente que el suelo, al ser visto como un reservorio de agua o contenedor, posee una capacidad limitada de almacenamiento (θ_{max}). Entonces si la cantidad (calculada) de agua que entra al sistema al final del periodo (θ_{cal_m}) es mayor a la capacidad máxima de almacenamiento (θ_{max}), el exceso representa la recarga de agua subterránea (Westenbroek et al., 2010; Uribe et al., 2013), de acuerdo con el algoritmo que se presenta en la Figura 2, donde la recarga (R) queda supeditada a los valores de la cantidad de humedad calculada en el mes de evaluación (θ_{cal_m}) y a la θ_{max} .

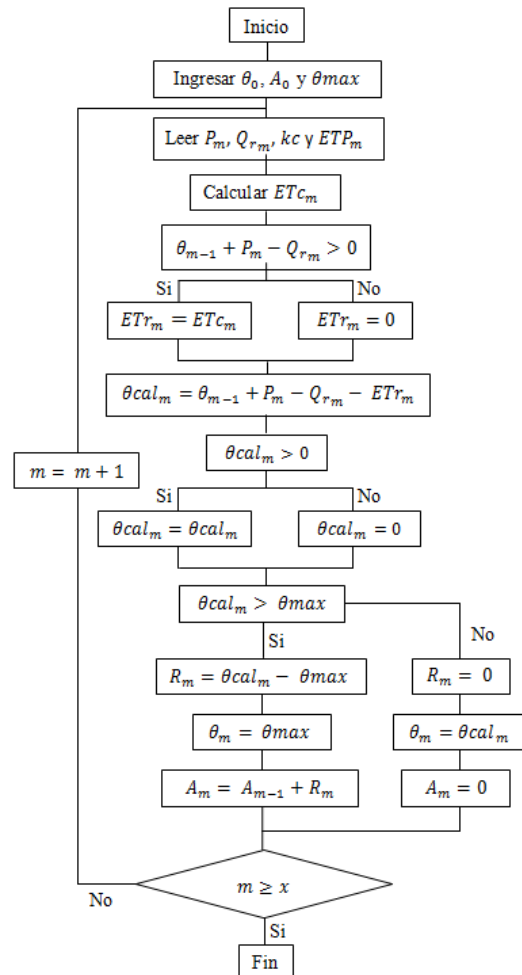


Figura 2. Diagrama de flujo del algoritmo utilizado (modificado a partir de Uribe et al., 2013).

Los valores de precipitación (P_m) y escurrentía (Q_{r_m}) mensual fueron obtenidos a partir de los valores de registros diarios existentes en las estaciones mencionadas en la Tabla 1. La evapotranspiración potencial mensual (ETP_m) fue estimada mediante el método de Thornthwaite, como función de la temperatura media mensual con una corrección asociada a la duración del día y al número de días del mes (Xu y Singh, 2001). Debido a la carencia de registros históricos de temperatura en la zona de estudio, se utilizaron datos de temperatura Grillados a Escala Global (GEG) (Matsura y Wilmott, 2015). Para la determinación de los parámetros θ_{max} y coeficiente de cultivo (kc) se consideró el uso y tipo de suelo de la cuenca. El uso de suelo fue simplificado a dos tipos: (a) Superficie cultivada, y (b) Superficie sin cultivo (vegetación natural), a partir de la revisión y procesamiento de: a) Cobertura SIG de uso de suelo del Sistema de Información Territorial (SIT) de CONAF (CONAF, <http://sit.conaf.cl/>); b) Cobertura SIG de superficies de riego de la cuenca del Río Limarí (CAZALAC-RODHOS, 2006); c) Cobertura SIG de características del suelo (CIREN, 2012); y d) Inspección visual mediante el software Google Earth. El kc se determinó en función del tipo de vegetación. En el caso del suelo cubierto por cultivos se consideró inicialmente asumir un kc promedio de 0.75. Sin embargo, si se considera que varias especies presentan valores de kc cercanos a 1 en época estival y bastante inferiores en invierno (ej. caso de frutales caducifolios), se procedió a corregir el kc en base a la época del año. Así entonces se multiplicó el valor antes señalado por 0.8 para los meses de menor demanda hídrica (Abril a Septiembre) y por 1.2 para aquellos de mayores requerimientos (Octubre a Marzo) (es decir, disminuyendo o aumentando en 20%, respectivamente). Para el caso de la superficie sin cultivo o con vegetación natural, se utilizó un kc de 0.065 es decir, aproximadamente un décimo del kc promedio de la superficie con cultivo (Kalthoff et al., 2006). Con respecto a las propiedades hidrológicas de los suelos, se utilizó el valor de la capacidad de campo (FC) como el valor de la máxima capacidad de almacenamiento (θ_{max}) y el valor asociado al punto de marchitez permanente (PWP) como el contenido de humedad inicial del suelo (θ). Dichos valores se determinaron a partir de información bibliográfica (Israelsen y Hansen, 1975) asociado a la textura predominante (CIREN 2012; Casanova et al., 2010). El valor de la profundidad del suelo se definió tomando en cuenta lo descrito por Casanova et al. (2010) así como los valores obtenidos de CIREN (2012) considerándose para efecto de cálculo un valor de profundidad de 70 cm como promedio para los suelos del área de estudio. Finalmente, el valor del contenido de humedad inicial en el estanque subterráneo (A_0) utilizado fue de 0 mm, considerando que éstos comienzan en el mes de Enero, período estival en el cual se presenta una alta ETP y una casi nula P .

Método de Análisis de Recesión de Caudales

El segundo método se basa en el trabajo de Ajami et al. (2011), y considera la estimación de la recarga a partir de cambios en la dinámica del almacenamiento subterráneo, los que a su vez se obtienen de relaciones locales de almacenamiento-caudal (S-Q), que deben determinarse en una cuenca en función de análisis de recesión de caudales. Para ello debe considerarse un periodo en el cual la evapotranspiración sea mínima en relación al caudal.

En función de lo anterior, para la aplicación del método se consideraron datos de caudales medios diarios para el período Mayo-Septiembre de cada año de registro. Sin embargo, dado que dicho período coincide con el de la ocurrencia de eventos de precipitación en la zona, se consideraron los siguientes criterios de eliminación de datos de caudal (Godoy, 2012): (a) Días con lluvias superiores a 10mm; (b) Dos días después de un día con precipitaciones mayores a 10mm; (c) Días consecutivos con caudales crecientes. Con el set de datos “depurado”, se procedió a graficar

los cambios en el caudal diario entre dos días consecutivos, $-dQ/dt$, vs. el caudal promedio, Q , en un gráfico de escala logarítmica (para cada eje), de acuerdo a lo siguiente:

$$Q = (Q_{t-\Delta t} + Q_t) / 2 \quad (2)$$

$$-\frac{dQ}{dt} = \frac{(Q_{t-\Delta t} - Q_t)}{\Delta t} \quad (3)$$

A partir de lo anterior, se procedió a agrupar la nube de puntos en bins o conjuntos. Para ello se consideraron dos métodos: (a) Método de intervalos iguales (Oyarzún et al., 2014), y (b) Método de cuantil (Ajami et al., 2011). Luego se procedió a determinar la tendencia central de los datos de recesión de caudales ajustando una regresión lineal a la nube de puntos, a partir de la cual se obtienen los coeficientes que son usados para estimar $S-S_0$, i.e. la dinámica del almacenamiento o recarga (Ajami et al., 2011) considerando la siguiente ecuación:

$$S - S_0 = \frac{1}{a(2-b)} Q^{(2-b)} \quad (4)$$

siendo a y b coeficientes obtenidos de la regresión lineal donde “ a ” corresponde a la pendiente y “ b ” el intercepto. Los valores de caudal usados en la ecuación precedente fueron el mínimo y máximo de cada año hidrológico (1 de abril al 31 de marzo del año siguiente), tomando en cuenta que el valor máximo no correspondiese a un día de lluvia (mayor a 10 mm) o a los dos días posteriores a ello.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para conservar espacio, y en estrecha relación con el objetivo central del presente trabajo, se presenta a continuación como resultado principal la estimación de la recarga de agua subterránea para la cuenca del Estero Punitaqui con los métodos usados (Tabla 2).

La recarga media anual estimada para la cuenca del Estero Punitaqui (entre 1% y 4% de la precipitación según el método empleado), resultó ser relativamente similar (mismo orden de magnitud) al valor de la recarga descrita en DGA (2008). Sin embargo, el presente trabajo permitió caracterizar la dinámica probable de la recarga, situación que se planteaba como uno de los objetivos. En efecto, un resultado a destacar y que se detecta con ambos métodos es la gran variabilidad temporal en los valores de recarga, y en particular los bajos valores de los últimos años (e.g., 2005 en adelante), lo cual es consistente con un período de escasez hídrica (bajas precipitaciones) que viene experimentando la región de Coquimbo desde hace varios años (Nuñez et al., 2014). De hecho lo descrito es también consistente con el comportamiento de los niveles freáticos en pozos de la red de control de la Dirección General de Aguas como se muestra en la Figura 3. Si bien dichos pozos se encuentran preferentemente en la parte norte de la cuenca, en la zona de terrazas aluviales, y es muy probable que se puedan ver afectados por actividad agrícola desarrollada en sus alrededores, la combinación de tasas de recarga decrecientes (como las identificadas en este trabajo) y un uso más bien permanente de agua subterránea en la zona debiera traducirse en una evolución temporal hacia niveles freáticos más profundos, lo que efectivamente se evidencia.

Tabla 2. Valores totales anuales de precipitación (P), Escorrentía superficial (Qr), evapotranspiración potencial (ETP) y “de cultivo” (ETc), y recarga (R), estimada por (a) el método de balance hídrico (R₁[MBH]), (b) el método de recesión de caudales con agrupamiento de bins por intervalos iguales (R₂ [MRC,II]), y c) por el método de cuantil (R₃[MRC,CU]).

| Año | P (mm) | Qr (mm) | ETP (mm) | ETc (mm) | R ₁ [MBH] (mm) | R ₁ /P (%) | R ₂ [MRC,II] (mm) | R ₂ /P (%) | R ₃ [MRC,CU] (mm) | R ₃ /P (%) |
|----------|--------|---------|----------|----------|---------------------------|-----------------------|------------------------------|-----------------------|------------------------------|-----------------------|
| 1963 | 299 | 20 | 1012 | 142 | 51 | 17,1 | 3,9 | 1,3 | 5,2 | 1,7 |
| 1964 | 75 | 7 | 1014 | 142 | 0 | 0,0 | 0,9 | 1,2 | 0,8 | 1,1 |
| 1965 | 289 | 45 | 1019 | 143 | 45 | 15,6 | 4,9 | 1,7 | 6,9 | 2,4 |
| 1966 | 189 | 19 | 942 | 132 | 32 | 16,9 | 3,6 | 1,9 | 4,5 | 2,4 |
| 1973 | 70,5 | 12 | 1028 | 144 | 0 | 0,0 | 1,4 | 2,0 | 1,3 | 1,8 |
| 1974 | 107 | 8 | 993 | 116 | 0 | 0,0 | 1,2 | 1,1 | 1,1 | 1,0 |
| 1975 | 110 | 3 | 1000 | 116 | 0 | 0,0 | 0,4 | 0,4 | 0,2 | 0,2 |
| 1994 | 53,5 | 8 | 1029 | 144 | 0 | 0,0 | 0,8 | 1,5 | 0,6 | 1,1 |
| 1995 | 32 | 6 | 1018 | 102 | 0 | 0,0 | 0,7 | 2,2 | 0,5 | 1,6 |
| 1996 | 76 | 3 | 1014 | 143 | 0 | 0,0 | 1,1 | 1,4 | 0,9 | 1,2 |
| 1997 | 511 | 19 | 1068 | 149 | 191 | 37,4 | 6,8 | 1,3 | 10,4 | 2,0 |
| 1998 | 12,2 | 5 | 1032 | 144 | 0 | 0,0 | 0,6 | 4,9 | 0,4 | 3,3 |
| 2003 | 146 | 16 | 1020 | 143 | 0 | 0,0 | 1,9 | 1,3 | 2 | 1,4 |
| 2004 | 178 | 15 | 1024 | 143 | 0 | 0,0 | 2,6 | 1,5 | 2,9 | 1,6 |
| 2005 | 71,3 | 4 | 1024 | 144 | 0 | 0,0 | 0,6 | 0,8 | 0,4 | 0,6 |
| 2006 | 110 | 3 | 1041 | 146 | 0 | 0,0 | 0,3 | 0,3 | 0,2 | 0,2 |
| 2007 | 27,2 | 2 | 1008 | 142 | 0 | 0,0 | 0,1 | 0,4 | 0 | 0,0 |
| 2008 | 152 | 3 | 1034 | 130 | 0 | 0,0 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,1 |
| 2009 | 103 | 1 | 1022 | 143 | 0 | 0,0 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 |
| 2010 | 150 | 2 | 1013 | 133 | 0 | 0,0 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,1 |
| Promedio | 138 | 10 | 1018 | 137 | 16 | 4 | 2 | 1 | 2 | 1 |
| Maximo | 511 | 45 | 1068 | 149 | 191 | 37 | 7 | 5 | 10 | 3 |
| Minimo | 12 | 1 | 942 | 102 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| DS | 117 | 10 | 24 | 12 | 44 | 10 | 2 | 1 | 3 | 1 |
| CV(%) | 85 | 103 | 2 | 9 | 277 | 226 | 112 | 82 | 143 | 78 |

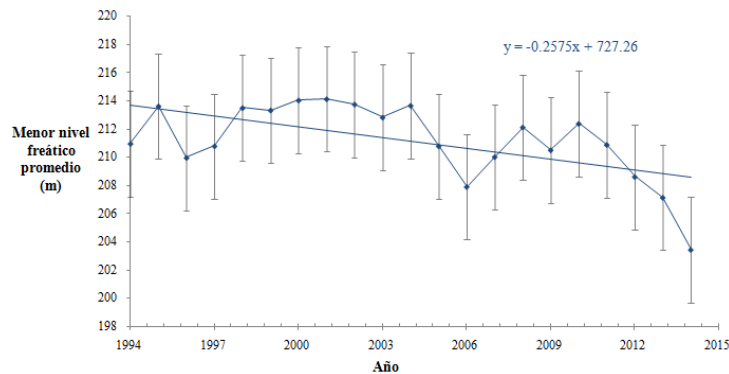


Figura 3. Evolución temporal del promedio (+/- desviación estándar) de los niveles freáticos (menor valor anual) en los seis pozos de monitoreo de DGA presentes en la cuenca del Estero Punitaqui

En segundo lugar, con respecto a los valores de recarga, se advierte que en promedio éstos son menores con el método de Ajami et al. (2011) en comparación con el método de Balance Hídrico. Sin embargo, mientras que el método de balance resulta en muchos años con recarga “0”, ésta situación no se da con el método de Ajami et al. (2011). En relación a lo primero, Ajami et al. (2011) señalan que “las estaciones fluviométricas pueden capturar sólo una parte de la MBR”. Entonces, la recarga determinada por el método de análisis de recesión de caudales debiera considerarse como un “límite inferior” de los posibles valores de MBR que ocurren en una zona

dada. En otras palabras, se podría considerar en términos globales (es decir, promedio a largo plazo) que los resultados obtenidos con el método de recesión corresponden al límite inferior de la recarga esperada, y a los obtenidos con el método de balance hídrico como un límite superior de los valores de recarga. En relación al segundo aspecto mencionado, se puede inferir que el método de Ajami et al. (2011) “suaviza” en cierta forma el proceso de recarga en términos de su variación interanual. En efecto, el año 1998, el “más seco” del registro considerado, con una precipitación de sólo 12 mm, registra de todas formas un valor de recarga (aunque bajo). En otras palabras, parte de la recarga que ocurrió el año 1997 (que registra el mayor valor de precipitación, 511 mm) debe haber quedado almacenada en el sistema y se fue liberando gradualmente posteriormente. Esto explica que el método de Ajami et al. (2011) indique la existencia de recarga en años cuando el método de balance hídrico no lo calcula (por no haber “suficiente lluvia”).

En tercer lugar, es importante mencionar que en general métodos de balance tipo Thornthwaite-Mather suelen ser usados para cuencas pequeñas a medianas (Westenbroek et al., 2010; Gong et al., 2012). En forma similar, en el caso del método basado en el análisis de recesión, el trabajo de Ajami et al. (2011) fue realizado en cuencas pequeñas o de tamaño medio (e.g., 20 and 100 km², respectivamente). Dado que los resultados obtenidos con ambos métodos en el presente trabajo son en términos globales bastante consistentes y plausibles, se puede inferir que los métodos serían aplicables en cuencas de mayor tamaño, e.g., del orden de 1000 km².

Finalmente, un resultado común a ambos métodos es la identificación de cierto umbral de precipitación total anual sobre el cual podría esperarse que ocurra recarga. Este valor alcanza los 190 mm en el caso del uso del método de balance (tipo Thornthwaite-Matter), dado que en años con precipitaciones menores a dicho valor no se determina recarga. En el caso del método de recesión de caudales, tomando como un valor razonable de recarga del orden de 2 mm (considerando las incertidumbres propias de los registros de precipitación y especialmente caudal requeridos por el método empleado), el umbral de precipitación que genera recarga alcanza los 180 mm. Resulta interesante la consistencia de este resultado con lo mencionado en Scanlon et al. (2006), quienes señalan, en base a diversos estudios, que “precipitaciones menores que 200 mm normalmente resultan en una recarga nula o insignificante”. Este valor tiene además un importante sentido práctico, en particular con respecto a un reciente estudio financiado por el Gobierno Regional de Coquimbo orientado a la cosecha de aguas lluvia en zonas de secano, que planteaba que con obras menores de ingeniería sería posible esperar “una recarga permanente de acuíferos incluso en períodos de muy baja precipitación, e.g., hasta 1 mm” (Romero, 2015). De acuerdo a los resultados obtenidos en el presente trabajo tal aseveración resulta errónea y podría llevar a la adopción de políticas públicas con el correspondiente requerimiento de inversión sin respaldo científico ni técnico.

Ciertamente que junto con lo señalado en los párrafos precedentes es necesario considerar finalmente diversos factores que representan fuente de incertidumbre en los métodos empleados. En particular en el caso del método de balance hídrico, la extensión del período considerado (desde comienzos de la década de los 60s hasta la actualidad) hace difícil esperar que las características de cultivos (tipo, extensión) actuales sean realmente representativos de todo el período bajo análisis. Por otro lado, el sólo disponer de una estación pluviométrica en la cuenca con una cantidad de datos que permitiese realizar el análisis es complejo, considerando el tamaño de ésta y la normal variabilidad espacial que se puede esperar en la precipitación. En todo caso, a

pesar de lo señalado, el hecho de obtener resultados dentro del orden de magnitud encontrado en otros estudios (en función de antecedentes descritos en la literatura en particular para zonas áridas) y comparables entre las metodologías en términos de la ocurrencia (momento, magnitud) de la recarga entrega soporte, en términos de validez, a los resultados obtenidos (Healy, 2010). Si bien éstos ciertamente no deben ser considerados como valores exactos, si podrían interpretarse como un especie de “intervalo de confianza” (es decir, orden de magnitud) en términos de las tasas de recarga esperables en una zona árida como la de Punitaqui.

4. CONCLUSIONES

El trabajo descrito ha permitido estimar la dinámica temporal de la recarga de aguas subterráneas en la cuenca del Estero Punitaqui, la cual puede ser considerada representativa de sistemas de secano de media montaña de la zona Centro-Norte de Chile, a partir de dos métodos independientes: balance hídrico y recesión de caudales. Se advierte una elevada variabilidad interanual en los valores de recarga determinados. Si bien existen también diferencias entre los dos métodos considerados, ellos en general convergen hacia la determinación de tasas de recarga en torno al 3% del valor de la precipitación anual, como promedio de largo plazo. Por otro lado, se infiere que sólo es posible esperar recarga en años con precipitaciones que superen alrededor de un 20-25% el promedio, es decir, cuando éstas alcanzan los 180 mm (aproximadamente). Finalmente, se puede inferir que el método de recesión de caudales “suaviza” en cierta forma el proceso de recarga en términos de su variación interanual, lo que explica que dicho método registre la existencia de recarga en años cuando el método de balance hídrico no lo calcula (por no haber “suficiente lluvia”).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del proyecto Fondecyt 1150587 “A multi-approach assessment of "mountain block recharge" in rural, middle mountain rain-fed areas of North Central Chile“.

REFERENCIAS

Ajami, H., Troch, P.A., Maddock III T., Meixner, T., Eastoe, C. 2011. Quantifying mountain block recharge by means of catchment- scale storage- discharge relationships. *Water Resources Research* 47, W04504, 14p.

Cade-Idepe. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del río Limarí. Disponible en http://www.sinia.cl/1292/articles-31018_Limari.pdf. Consultado en Julio del 2016.

Casanova M., Seguel O., Luzio, W. 2010. Suelos de la Zona Árida y Semiárida (Desde 29° LS hasta 32° LS). En W. Luzio (Ed.), *Suelos de Chile* (pp: 76-15). Santiago, Chile: Maval

CAZALAC-RODHOS. 2006. Aplicación de Metodologías para determinar la Eficiencia de Uso del Agua. Estudio de caso en la Región de Coquimbo. Disponible en <http://sad.dga.cl/>. Consultado en Noviembre, 2016

CIREN. 2012. Estudio Agrológico IV Región. Descripciones de suelos, materiales y símbolos. Actualización 2012 (Publicación N°129). Santiago, Chile: Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN)

CNID., 2016. Ciencia e Innovación para los desafíos del agua en Chile. Consejo Nacional de Innovación para el Desarrollo, 113 p. Disponible en <http://www.cnid.cl/2016/12/20/ciencia-e-innovacion-para-los-desafios-del-agua-en-chile/>. Consultado en Marzo del 2017.

DGA. 2008. Evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la cuenca del río Limarí. Informe Técnico (S.D.T. N° 268). Disponible en [http://www.dga.cl/estudiospublicaciones/Paginas/series InformesTecnicos.aspx](http://www.dga.cl/estudiospublicaciones/Paginas/series%20InformesTecnicos.aspx). Consultado en Noviembre del 2016.

Godoy, R. 2012. Estimación de Parámetros Hidrogeológicos a Escala de Cuenca, Basados en el Análisis de Recesión de Caudal. Memoria de Ingeniería Civil Ambiental, Universidad de La Serena, La Serena.

Gong, H., Pan, Y., Xu, Y. 2012. Spatio-temporal variation of groundwater recharge in response to variability in precipitation, land use and soil in Yanqing Basin, Beijing, China. *Hydrogeology Journal*, 20(7), 1331-1340.

Healy, R.W. 2010. Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press.

Huerta, G. 2009. Hidrogeoquímica de aguas subterráneas en la cuenca del Estero Punitaqui, IV región. Tesis de Geólogo, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Kalthoff, N., Fiebig-Wittmaack, M., Meißner, C., Kohler, M., Uriarte, M., Bischoff-Gauß, I., Gonzales, E. 2006. The energy balance, evapo-transpiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the Andes. *Journal of Arid Environments*, 65(3), 420-443.

Israelsen, O. W., Hansen, V. E. 1975. Principios y aplicaciones del riego. Barcelona, España: Reverte.

Matsuura, K., Willmott, C. J. (2015). Terrestrial Air Temperature: Gridded Monthly Time Series (1900-2014), Version 4.01. University of Delaware. Disponible en http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/download.html#T2014. Consultado en Noviembre del 2016.

Núñez, J., Rivera, D., Oyarzún, R., Arumí, J.L. 2013. Influence of the Pacific Ocean multidecadal variability on the distributional properties of hydrological variables in north-central Chile. *Journal of Hydrology*, 501, 227-240.

Oyarzún, R., Godoy, R., Núñez, J., Fairley, J.P., Oyarzún, J., Maturana, H., Freixas, G. 2014. Recession flow analysis as a suitable tool for hydrogeological parameter determination in steep, arid basins. *Journal of Arid Environments*, 105, 1-14.

Romero, J. 2015. Estudio de cosecha de aguas lluvia en áreas de sequo de la Región de Coquimbo. Corporación Regional de Desarrollo Productivo. Disponible en www.crdp/biblioteca/hidrico/Resumen_ejecutivo_Cosecha_Aguas_Lluvia.pdf. Consultado en Julio del 2017.

Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, M., Simmers, I. 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20, 3335-3370.

SERNAGEOMIN. 2002. Mapa geológico de Chile, 1: 1.000.000 [versión layer online]. Servicio Nacional de Geología y Minería. Disponible en <http://www.ide.cl/vinculos/servicios-de-mapas-y-catalogo/wms.html>. Consultado en Mayo del 2016.

Uribe, H., Arumí, J., Gonzáles, L., Salgado, L. (201). Balances hidrológicos para estimar la recarga de acuíferos en el sequo interior, Chile. *Tecnología y Ciencias del Agua (ex Ingeniería Hidráulica en México)*, 8(3), 17-28.

Westenbroek, S. M., Kelson, V. A., Dripps, W. R., Hunt, R. J., Bradbury K. R. 2010. SWB - A modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance code for estimating groundwater recharge (Techniques and Methods 6-A31). Disponible en <https://pubs.usgs.gov/tm/tm6-a31/>. Consultado en Mayo del 2016.

Xu, X.Y., Singh, V.P. 2001. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 15, 305-319.