

# Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile)

O. Acosta<sup>(1)</sup> y E. Custodio<sup>(2)</sup>

(1) Consultor privado en Hidrogeología, Santiago, Chile. Antes en Dirección General de Aguas, Chile.  
E-mail: acostaeuropa@hotmail.com

(2) Dpto. Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica. Univ. Politécnica de Cataluña. Gran Capità s/n, Ed. D-2.  
08034 Barcelona. España.  
E-mail: emilio.custodio@upc.edu

## RESUMEN

En la Cordillera Andina del árido norte de Chile existen depresiones alargadas en las que se forman salares y humedales propios de la Estepa Alto-Andina Subdesértica (bofedales). Uno de ellos es el Salar del Huasco, declarado Sitio Ramsar por su elevado valor como hábitat y como paisaje. El sistema acuífero de la cuenca está en un estado natural, de modo que a largo plazo la recarga por la lluvia, única entrada, se iguala con la descarga por evaporación, única salida probada del sistema. Estos acuíferos son atractivos para la industria minera, que requiere obtener caudales de agua para el procesamiento del mineral. Una de las compañías mineras de cobre ha logrado alumbrar cerca de 900 L/s de agua subterránea por lo que ha manifestado su interés en captarla en esa cuenca. Tan elevado caudal requiere estudiar cuidadosamente el funcionamiento global del acuífero y determinar los impactos potenciales sobre los ecosistemas húmedos locales. Por ello se ha definido el primer modelo conceptual hidrogeológico de la cuenca, para llegar a un modelo numérico de flujo que apoye la toma de decisiones. Cabe distinguir: a) un acuífero superior en los Depósitos Recientes y la Unidad Superior de la Fm. Collacagua, b) un acuífero intermedio en las unidades Media e Inferior de la Fm. Collacagua, y c) un acuífero inferior en la Ignimbrita Huasco y los estratovolcanes de la Fm. Sillillica. El 80% de los suelos reconocidos son de textura gruesa, presentan una baja retención de humedad y una elevada capacidad de infiltración, lo que favorece la recarga por la precipitación. Esto es una característica diferencial con buena parte de las áreas (semi-)áridas de otros lugares del mundo. La recarga media total, contrastada con el modelo numérico, es cercana a 1100 L/s, 80% de la cual es descargada en el salar. Así pues, se trata de un humedal mixto hipogénico-epigénico, en el que extracciones de agua subterránea de centenas de L/s podrían generar un impacto ecológico importante. Un caudal de extracción de 200 L/s durante 25 años, en un compromiso entre conservación ecológica y satisfacción de las necesidades mineras, produciría impactos asumibles, sin perturbaciones significativas en los niveles de agua y en la hidroquímica de las lagunas, ya que la afección a los manantiales es mínima y el aporte de agua subterránea al humedal casi no se ve afectado. Este caudal se obtendría fundamentalmente de la recarga inducida desde el río y del almacenamiento en la cuenca media.

Palabras clave: bofedal, humedal, modelo, Ramsar, recarga, Salar del Huasco

## Environmental impact of groundwater abstractions in the Salar del Huasco (northern Chile)

### ABSTRACT

*In the Andes Range of the arid north of Chile there are elongated depressions containing salt flats ("salarés") and wetlands that are characteristic of the Subdesertic High-Andes Estepa ("bofedales"). One of them is the Salar del Huasco, declared RAMSAR site due to its high value as habitat and landscape. The aquifer system of the basin is in natural state, such as in the long-term recharge by rainfall infiltration, the only inflow, equals discharge by evaporation, the only proved outflow of the system. These aquifers are attractive to the mining industry, which needs large water flows for mineral processing. One of the copper mining companies has developed wells for about 900 L/s, and consequently has showed his interest in this water. Such a high flow needs a careful study of the global aquifer behavior and determining the potential environmental impacts on local humid ecosystems. Consequently a first conceptual basin model has been defined, in order to construct a numerical flow model to support decisions. In the area can be distinguished: a) an upper aquifer in the Recent Deposits and Upper Unit of Collacagua Fm., b) an intermediate aquifer in the Middle and Lower Units of Collacagua Fm., and c) a lower aquifer in the Huasco Ignimbrite and stratovolcanoes of Sillillica Fm. About 80% of studied soils have coarse texture, with low water retention and high infiltration capacity, which favors recharge. This is a differential characteristic respect to many of the (semi-)arid areas elsewhere. Total average recharge, checked against the numerical model results, is close to 1100 L/s, and 80% of this quantity goes to the salt flat. Thus, there is a wetland that can be qualified as mixed hypogenic-epigenic one, in which groundwater abstractions of hundreds of L/s may produce a significant impact. Seeking a compromise between ecological conservation and supplying miner's needs, an abstraction flow of about 200 L/s during 25 years seems to produce admissible ecological impacts, without significative level changes and chemical disturbances to the lagoons, since the springs will be almost no affected and groundwater contribution to the wetland is almost unchanged. The abstraction flow will come essentially from river water and storage in the mean watershed.*

Key words: "bofedal", model, Ramsar, recharge, Salar del Huasco, wetland

## Introducción

La minería del cobre se desarrolla principalmente en el norte de Chile, en los sectores cordilleranos de los desiertos de Tarapacá y Atacama, enmarcada en una de las zonas más secas de la Tierra. Las precipitaciones medias van desde 0,6 mm/a en la zona costera hasta 250 mm/a en el Altiplano Andino. En estas tierras altas, aunque las aguas superficiales son escasas y se desarrollan esencialmente como un drenaje interno en cuencas endorreicas, donde terminan por infiltrarse o recargar un humedal, existen abundantes recursos hidrogeológicos almacenados en acuíferos sedimentarios y en medios fracturados en roca volcánica (Galli y Dingman, 1962; Hargis y Montgomery, 1981; Acosta, 2005).

La minería chilena ha sido históricamente un fuerte consumidor de recursos hídricos, preferentemente para procesos de concentración o refinamiento del mineral. Durante la década de 1990 se pusieron en marcha en el altiplano de Tarapacá importantes operaciones mineras privadas de cobre que han usado intensivamente agua subterránea con resultados ambientales diversos. En Chile existe actualmente un consenso sobre la necesidad de realizar estudios hidrológicos y ambientales rigurosos para asegurar el desarrollo sostenible y compatible ecológicamente, de proyectos mineros de envergadura.

Una compañía minera de cobre ha manifestado su interés en explotar los acuíferos presentes en la cuenca del Salar del Huasco. Con este fin, dicha compañía desarrolló un programa de exploración hidrogeológica (2000–2002), que finalmente dio origen a varias solicitudes de derechos de aprovechamiento de aguas subterráneas por un caudal total cercano a 900 L/s. Dada la magnitud de los caudales requeridos, se hace necesario conocer el funcionamiento global del sistema acuífero para así poder definir cuál es el caudal de explotación sostenible. Esto último es particularmente relevante debido a la condición de "Sitio Ramsar" que ostenta el salar, y a la existencia de otros 14 bofedales (humedales) protegidos.

Para ello se ha definido un modelo conceptual hidrogeológico del sistema acuífero del Salar del Huasco y posteriormente se ha construido un modelo numérico de flujo. Esto supone no sólo nuevas aportaciones al conocimiento hidrogeológico de la cuenca, sino también al de su sistema hidrodinámico general, que incluye la evaluación de la magnitud y variabilidad espacial de la recarga. El modelo numérico formulado permite evaluar distintas hipótesis de gestión de los recursos hidrogeológicos del Salar del Huasco.

## Características geológicas, geomorfológicas y climáticas

La cuenca del Salar del Huasco (1500 km<sup>2</sup>) está situada al norte de Chile, en la Región de Tarapacá (59.000 km<sup>2</sup>), 150 km al este de la ciudad de Iquique (Fig. 1). Se ubica en el Altiplano Andino, entre los cordones occidental y oriental de la Cordillera de Los Andes. En su depocentro se sitúa el humedal Salar del Huasco, cuyo ecosistema es de gran interés y alberga conspicuas especies endémicas, como flamencos, gansos andinos o trepadores, y es un sitio crucial para el descanso y anidación de aves migratorias del hemisferio norte. En la actualidad la zona está habitada sólo por un par de familias que se dedican a la ganadería de camélidos, por lo que puede considerarse que es un área despoblada. A pesar de ello, desde hace décadas en el Salar del Huasco se han ido realizado investigaciones hidrológicas y se dispone de una serie estadística hidro-meteorológica de casi cincuenta años.

El Salar del Huasco corresponde a una cuenca endorreica limitada por serranías que rondan los

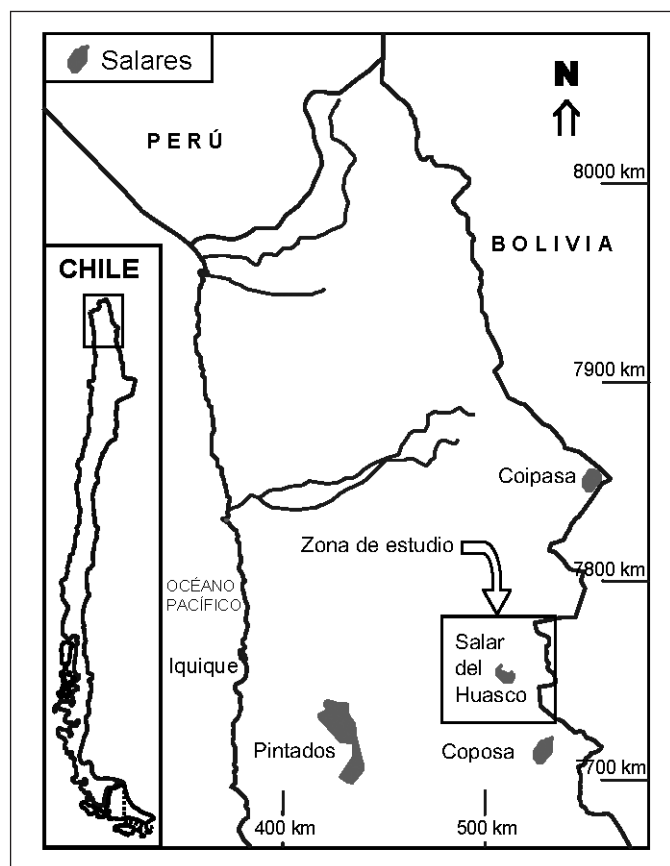


Fig. 1. Mapa de situación de la zona de estudio  
Fig. 1. Location map of the study area

5000 m de altitud. Su límite a poniente lo constituye una región de gran altura, que en sus sectores septentrional y central está formado por la meseta de los Altos de Pica, donde sobresale la gran cumbre del Yarbicolla o Columtuca (5180 m). El sector sur del límite a poniente carece de cimas destacadas, quedando constituido por la propia meseta de los Altos de Pica (4100 m). El límite oriental está representado por una cadena de volcanes cuya divisoria de aguas constituye en general la frontera del país, y cuyos aparatos volcánicos modernos alcanzan elevaciones próximas a los 4900 m. El límite norte de la cuenca lo constituye la intersección de los dos cordones de la Cordillera de Los Andes. El límite Sur es una elevación suave de los terrenos volcánicos que alcanzan algo más de 4000 m de altura en ese sector.

Aunque el 65% de la superficie de la cuenca tiene una altitud superior a 4000 m, el valle central donde se ubica el Salar del Huasco corresponde a una planicie situada a elevaciones entre 3700 a 4100 m. Está constituido por terrenos suaves de una gran depresión longitudinal, recorrida en parte por el curso del río Collacagua. Este valle endorreico se abre hacia el Sur, terminando en el sector del salar, punto más bajo de la cuenca, con 3770 m de altura aproximadamente, que es el sumidero final del sistema hidrogeológico.

Geológicamente la cuenca del Salar del Huasco es una depresión geológica estructural de forma ovoide, elongada hacia el Norte y hacia el Sur, bordeada por montañas compuestas por un complejo de rocas sedimentarias, e ígneas. La definición estratigráfica actual sigue las pautas de varios estudios previos (Brüggen, 1918; Galli y Dingman, 1962; Sayes, 1978; Hargis y Montgomery, 1981; JICA-DGA, 1995). Las unidades geológicas principales de la cuenca del Salar del Huasco, de la más joven a la más antigua

son (Fig. 2): Depósitos Recientes, Formación Pastillos, Formación Collacagua, Formación Sillillica, Formación Altos de Pica y Formación Cerro Empexa, la que queda casi fuera de la Fig. 2 por el oeste.

La cuenca se formó probablemente en el Terciario medio, cuando movimientos tectónicos de gran magnitud levantaron la zona de la actual precordillera, determinando una divisoria de aguas. Las rocas aflorantes fueron las secuencias paleozoicas y/o mesozoicas (aunque las primeras no aparecen en el mapa), las cuales debieron ser también el basamento de la cuenca en sus inicios. Los rellenos iniciales fueron productos de la erosión de esta divisoria continental, depositados probablemente en un ambiente fluvio-aluvial, en una cuenca abierta hacia el Este. En este episodio varios pulsos volcánicos dieron origen a depósitos de ignimbritas riolíticas, más potentes en las zonas bajas y más delgados hacia los altos topográficos. Hacia fines del Terciario y comienzo del Cuaternario se produjo el cierre de la cuenca hacia oriente, producto de un volcanismo que formó el cordón oriental de la cordillera. A partir de ese momento las condiciones de deposición cambiaron fuertemente. La cuenca continuó rellenándose con depósitos principalmente piroclásticos y productos de erosión de rocas volcánicas. La granulometría de los depósitos disminuye hacia la zona central de la cuenca, llegando a facies arcillosas, donde además comienza a desarrollarse un sistema salino producto de la evaporación del agua que queda atrapada en el depocentro de la cuenca (INVEREX, 2000).

Durante el Terciario tardío y principios del Cuaternario ocurrieron grandes eventos tectónicos regionales en el macizo andino. Sayes (1978) reconoce tres fases tectónicas que dieron como resultado dos sistemas de rasgos estructurales principales. La primera fase ocurrió durante el Plioceno y produjo un sistema de fallas y fracturas en dirección N y NW, que corta las rocas terciarias de la Fm. Altos de Pica. La segunda fase tectónica ocurrió durante el Plioceno tardío y comienzos del Pleistoceno, y dio como resultado un sistema de fracturas y fallas normales en direcciones N y NE. Dos fallas de dirección NE en la Fm. Altos de Pica se extienden largas distancias hacia el SW antes de unirse y continuar al Sur. El segmento más oriental de este par de fallas da forma al margen oeste de la base de la cuenca sedimentaria. El perfil geológico del pozo H-1 (ver figura 3) indica que el techo de la Fm. Altos de Pica en esa ubicación aparece alrededor de 260 m por debajo de la base de declive de la falla expuesta en el margen oeste del salar. Por esto se cree que esos 260 m corresponden al desplazamiento vertical mínimo debido a la falla. Tres manantiales surgen de las rocas adyacentes a la

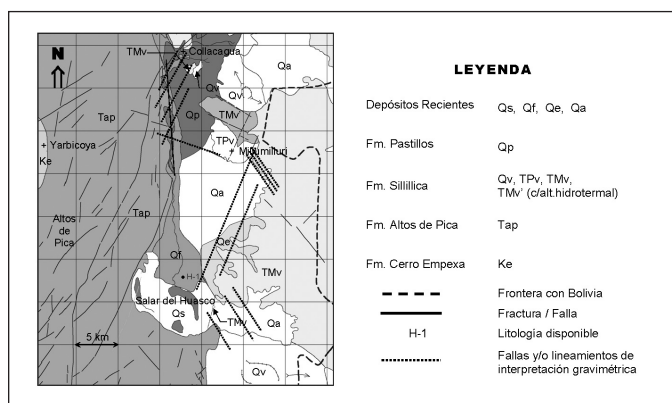


Fig. 2. Mapa geológico de la zona de estudio  
Fig. 2. Geological map of the study area



inclinación de la falla. La tercera fase tectónica ocurrió en el post-Plioceno y dio como resultado posteriores movimientos a lo largo del sistema de fallas en la cuenca, incluyendo un desplazamiento horizontal de 700 metros. Esta fase de movimiento posterior cortó los depósitos de ignimbrita en la cuenca (Hargis y Montgomery, 1981).

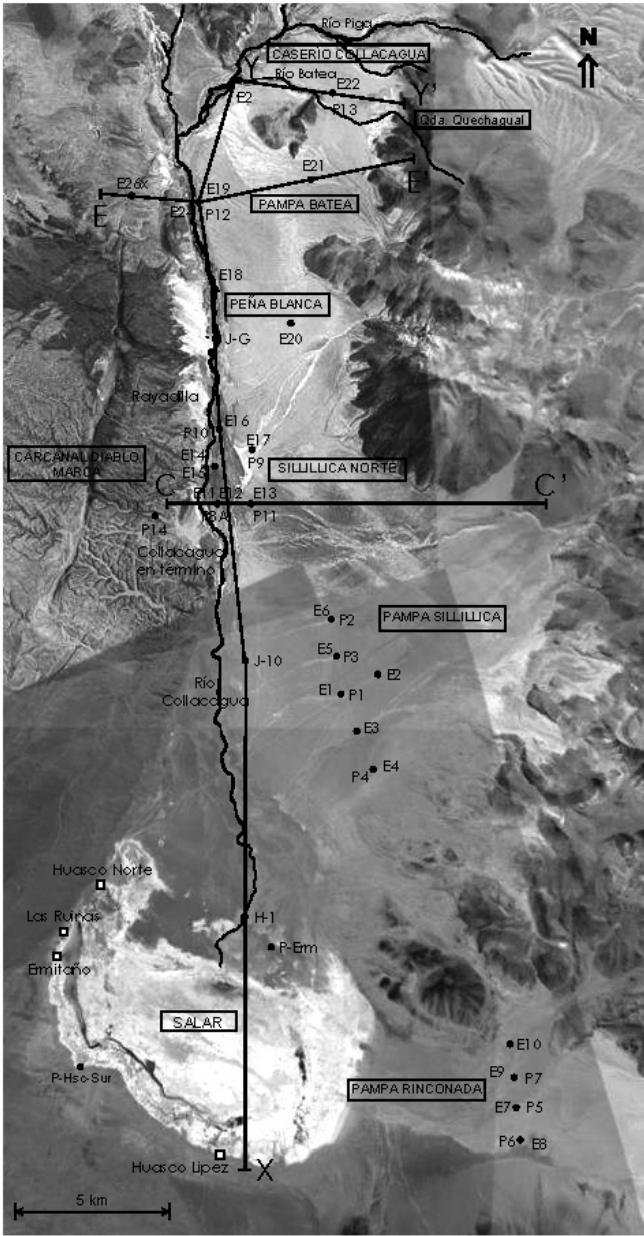


Fig. 3. Ubicación de los puntos de agua y de las secciones transversales hidrogeológicas  
 Fig. 3. Location of water points and the cross sections

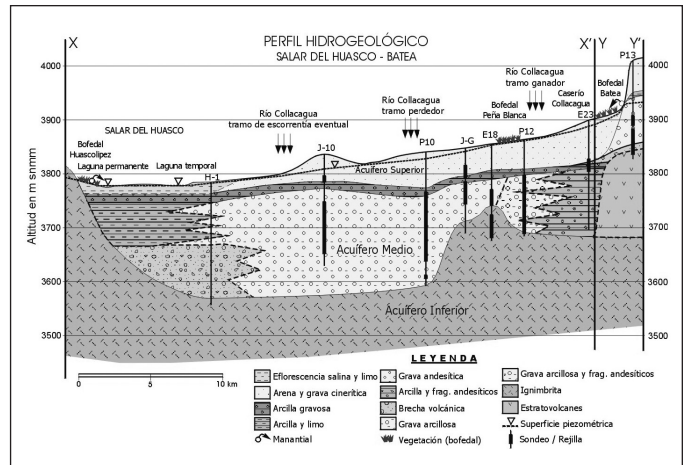


Fig. 4. Corte hidrogeológico Salar del Huasco-Batea. Ver situación en la Fig. 3  
 Fig. 4. Hydrogeological cross-section Salar del Huasco-Batea. See the location in Fig. 3

La cuenca presenta un clima de tundra por efecto de altura, que se desarrolla a partir de los 3700 m. Este ambiente se caracteriza por precipitaciones concentradas principalmente en los meses estivales (Dic-Mar). Se trata de precipitaciones convectivas con régimen de tormenta que representan más del 80% de la precipitación anual. La precipitación media histórica en la estación meteorológica Collacagua (3990 m) en el período 1961-2000 es de aproximada-

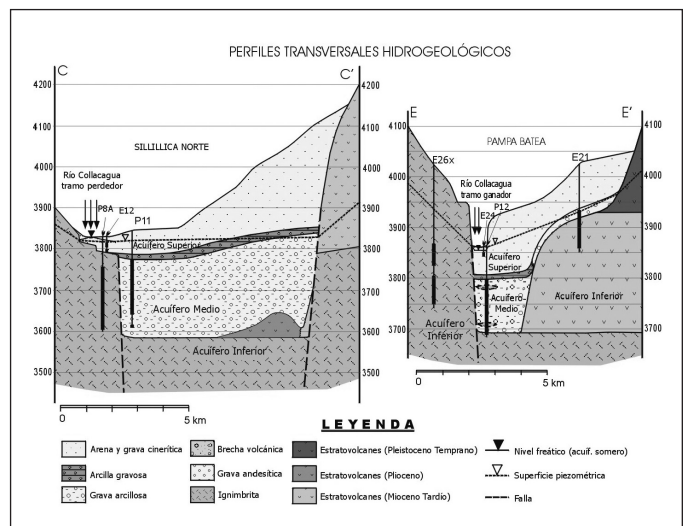


Fig. 5. Cortes hidrogeológicos Sillillica Norte y Pampa Batea. Ver situación en la Fig. 3  
 Fig. 5. Hydrogeological cross-sections Sillillica Norte and Pampa Batea. See the location in Fig. 3

mente 134 mm/a. La relativa abundancia de lluvia en el verano, combinada con las altas temperaturas diurnas, crean las condiciones para el desarrollo de un ambiente de estepa, denominado Estepa Alto-Andina Sub-Desértica (Gajardo, 1994), que se caracteriza por una extrema variación térmica entre el día y la noche. En la cuenca las temperaturas mínimas alcanzan  $-20^{\circ}\text{C}$  durante los meses de junio a septiembre (invierno austral), provocando que la media anual no supere los  $5^{\circ}\text{C}$ .

### Marco hidrogeológico

Se han definido tres unidades hidrogeológicas básicas que conforman el sistema acuífero del Salar del Huasco: un acuífero superior constituido por los Depósitos Recientes y la Unidad Superior de la Fm. Collacagua; un acuífero medio instalado en las unidades Media e Inferior de la Fm. Collacagua; y un acuífero inferior formado en la Ignimbrita Huasco y los estratovolcanes de la Fm. Sillillica. En las Fig. 4 y 5 se presentan cortes simplificados de las unidades definidas.

El acuífero superior está circunscrito por un lado a los Depósitos Fluviales a lo largo de la red de drenaje principal y al abanico fluvial que desemboca en el salar, a los Depósitos de Salar abarcando toda el área ocupada por el Salar del Huasco, y probablemente a parte de los Depósitos Aluviales en la parte baja de Pampa Rinconada, y por otro lado a la Unidad Superior de la Fm. Collacagua allí donde ésta se encuentre saturada. El acuífero superior presenta un espesor saturado mínimo de aproximadamente 20 m en la zona del humedal y máximo de 70 m en el sector bajo de Pampa Batea y en el área de la Quebrada Quechagual (ver Fig. 3).

El acuífero medio está formado por los depósitos gruesos de las unidades Media e Inferior de la Fm. Collacagua. Es muy permeable y constituye el acuífero principal, aunque la parte inferior es menos permeable si se la compara con la Unidad Media, ya que ocasionalmente contiene piroclastos y está compactada en su totalidad, y además, hacia la zona del salar su litología cambia desde las típicas gravas polimícticas arcillosas hacia brecha volcánica. Con un espesor entre 80 y 200 m, culmina con una capa relativamente delgada ( $\sim 20$  m) de una arcilla arenosa menos permeable que actuaría como un acuitardo distribuido en toda la cuenca sedimentaria, estableciendo el límite entre el acuífero medio y el acuífero superior.

La Ignimbrita Huasco y los estratovolcanes de la Fm. Sillillica corresponden al límite inferior y lateral de la cuenca sedimentaria y constituyen un medio

fracturado dentro del cual se desarrolla un acuífero volcánico, el acuífero inferior. Se trata de un medio heterogéneo ya que además de la variabilidad espacial en el desarrollo de las fracturas, se presentan intercalaciones de lavas, tobas y zonas de alteración.

### Propiedades del suelo y evaluación de la recarga

En junio de 2001 se tomaron muestras y se hicieron ensayos para determinar las propiedades de los suelos superficiales de la cuenca, típicamente poco desarrollados y casi sin vegetación. Se trata de acotar la incertidumbre en el proceso de evaluación de la recarga mediante un balance de agua en el suelo. La determinación de la conductividad hidráulica saturada ( $k$ ) en los suelos se ha basado en la tasa de infiltración estabilizada obtenida mediante tests de infiltración, aún a sabiendas de la poca precisión del método. La porosidad total ( $m$ ), capacidad de campo (CC) y punto de marchitez permanente (PM) se estimaron indirectamente a partir de la textura del suelo deducida de las relaciones granulométricas. Las coordenadas de los puntos de prueba y su altitud se representan en la Fig. 6. En base a información previa y a observaciones de campo se definieron 22 zonas edáficas.

En 15 de esas zonas edáficas se realizaron tres pruebas de infiltración simultáneas utilizando infiltrómetros de doble cilindro. La media entre la tasa de infiltración estabilizada según un ajuste potencial tipo Kostiakov (en Childs, 1967) y la tasa de infiltración instantánea final corregida se supuso aproximadamente igual a la permeabilidad (conductividad hidráulica) saturada,  $k$ .

En cada sitio de ensayo se tomaron tres muestras de suelo, en los intervalos de profundidades 0–20, 20–40 y 40–60 cm, para luego determinar su granulometría en laboratorio. Los suelos se catalogaron según la clasificación de suelos por texturas del USDA, modificada con la inclusión de la categoría gravas. La porosidad drenable,  $m_e$ , se estimó en base a los valores que reporta Johnson (1967) para materiales aluviales de igual textura que los suelos muestreados. La porosidad total,  $m$ , se obtuvo a partir del diámetro medio de partículas,  $d_{50}$ , y de la  $m_e$  estimada, utilizando para ello la relación propuesta por Preuss y Todd (1963). Los parámetros CC y PM se estimaron mediante las ecuaciones empíricas de Brakensiek et al. (1984) y Springer y Lane (1987), en Schroeder (1994), basándose en los porcentajes de arena, arcilla y en la porosidad total de las muestras. Casi la totalidad de los suelos analizados son de textura gruesa, principalmente arena gruesa e incluso

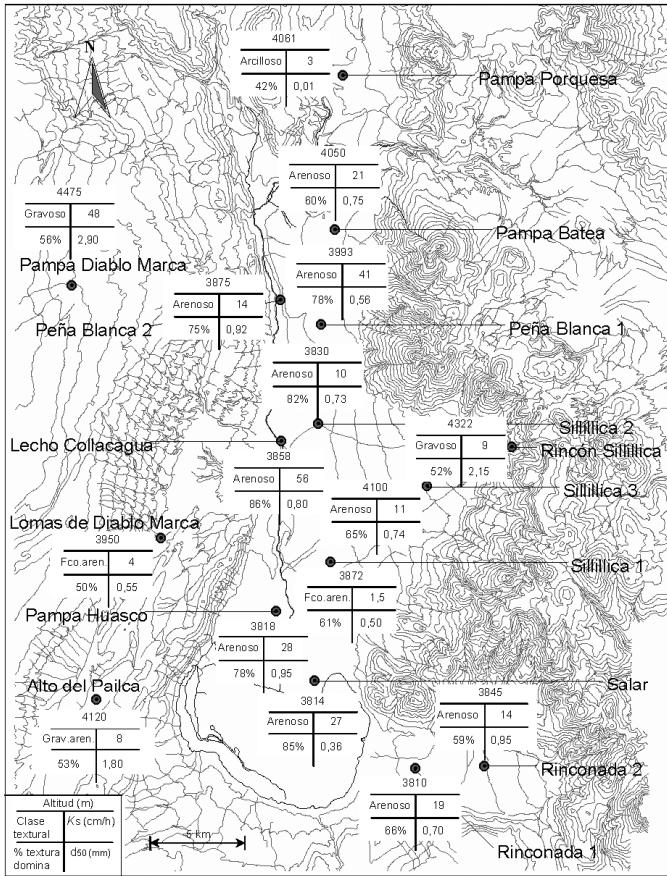


Fig. 6. Resumen esquemático de altitudes y de las estimaciones: clase textural del suelo, % de la textura que predomina, conductividad hidráulica vertical y, diámetro medio de partículas del suelo Fig. 6. Summary of elevations and estimations of: soil textural class, % main texture, vertical hydraulic conductivity and mean diameter of soil particles

grava fina y media. Los valores de m estimados son propios de este tipo de suelos, entre 0,28 y 0,34, con excepción de la Pampa Porquesa, con una m del 52% atribuible al mayor contenido de arcilla. Los valores de k evaluados son generalmente elevados. De acuerdo a la clasificación de tasas de infiltración propuesta por Lee (1980), la capacidad de infiltración de los suelos puede catalogarse de muy rápida (31% de los casos), rápida (25%), moderadamente rápida (25%), moderada (13%) y moderadamente baja (6%) (Fig. 6). Estas propiedades físicas de los suelos de la cuenca favorecen la infiltración de las precipitaciones. A excepción del río Collacagua, que nace en el norte de la cuenca, donde se encuentran los terrenos arcillosos de Pampa Porquesa, la red de drenaje interna está muy poco desarrollada, de acuerdo con esa alta capacidad de infiltración.

Se ha estimado la magnitud de la recarga efectiva mediante balances diarios de agua en el suelo en los diversos sectores definidos como Unidades Territoriales de Recarga (UTR), a partir de los registros de la estación Collacagua para una serie temporal de 40 años. Se ha utilizado el código HELP de la U.S.E.P.A, contenido en la interfaz UnSat Suite, que considera una profundidad de extinción de la evaporación en el suelo (Z) para la evaporación freática por la vegetación. Existe una significativa variación espacial y temporal de la recarga en la cuenca, que lleva a un valor efectivo medio global en torno a los 1600 L/s para toda la cuenca. Sin embargo, al introducir una variación del valor Z entre 40 y 55 cm, la recarga efectiva media estimada tiene un rango de variación entre 1140 y 2050 L/s, lo que corresponde al 14 y 25% de la precipitación media respectivamente. Estas cifras son algo superiores al valor de 10 al 20% de las precipitaciones que ha sido citado en trabajos previos. En cualquier caso, una recarga efectiva de este orden de magnitud parece ser coherente con el tipo de suelos gruesos, las bajas temperaturas y el patrón estacional de precipitaciones existentes en la zona. Así, las condiciones climáticas y edafológicas de la Estepa Alto-Andina del norte de Chile configurarían un escenario de balance hídrico en el suelo edáfico favorable a la infiltración y recarga, distinto al que existe en muchas de las zonas (semi-)áridas estudiadas en otros lugares del mundo.

Los valores de recarga estimados se han utilizado como parámetros de zona en el modelo numérico de simulación. En el proceso de calibración se evaluó su coherencia con los otros parámetros del modelo.

### Inventario de puntos y superficies piezométricas

Se han inventariado 47 puntos de manifestación de agua subterránea. Se trata de 14 pozos de producción, 25 sondeos de exploración hidrogeológica, 2 pozos JICA-DGA, 1 pozo preexistente de propietario desconocido, 1 calicata somera y 4 manantiales.

Si bien la reciente construcción de sondeos en la cuenca ha significado un salto cuantitativo trascendental para el conocimiento de la piezometría del sistema acuífero, la red de control resultante no permite una descripción detallada de los niveles de cada unidad hidrogeológica. En muchos de estos puntos se obtiene un nivel piezométrico ambiental, no puntual. Con todo, es posible proponer el intento de representación de la superficie piezométrica de los acuíferos medio e inferior (Fig. 7).

Como existen tres pozos (E12, E15 y E24, ver figura 3) habilitados exclusivamente en el acuífero supe-



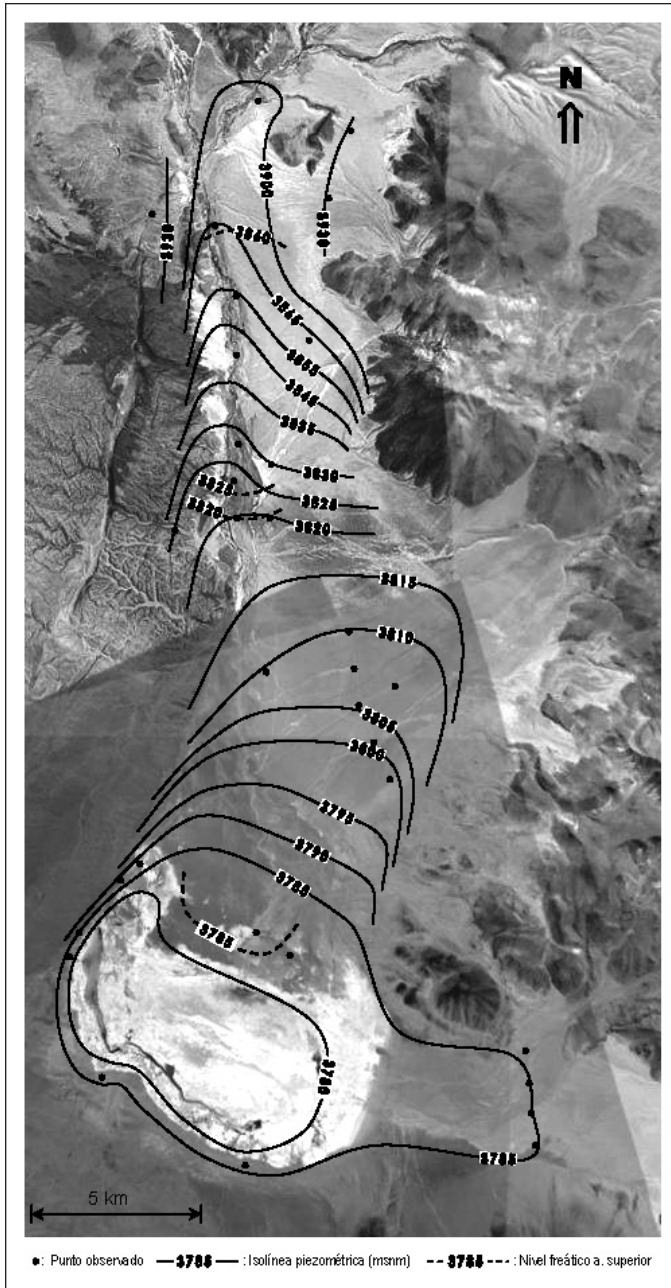


Fig. 7. Piezometría de los acuíferos superior y medio-inferior durante el año 2001, en metros snm  
 Fig. 7. Piezometric surface of upper and middle-lower aquifers in 2001, in meters asl

rior, se ha podido determinar que en la cabecera de la cuenca esta unidad tiene un potencial hidráulico menor que el acuífero subyacente, mientras que en el sector central de la cuenca los niveles se invierten. Existen claros flujos verticales entre el acuífero medio y el acuífero superior, cuyos materiales son muy per-

meables, y se encuentran saturados a lo largo del eje de la red principal de drenaje (Sayes, 1978; Hargis y Montgomery, 1981).

En el acuífero medio se observan variaciones intra-anales centimétricas en la posición de la superficie piezométrica, lo que confirma que el sistema está en régimen cuasi estacionario. En cambio, en el caso del acuífero superior se registran variaciones intra-anales asociadas tanto al régimen de precipitaciones como al régimen de caudales del río Collacagua y sus afluentes.

El gradiente hidráulico en el sentido longitudinal de la cuenca sedimentaria es de  $3 \cdot 10^{-3}$  desde el salar hasta el sector de Sillillica Norte, sin presentar apenas variaciones. Aguas arriba de este punto y hasta el área del Caserío Collacagua el gradiente hidráulico aumenta a  $6 \cdot 10^{-3}$ . Por otra parte, destaca el bajo gradiente hidráulico que existe desde Pampa Rinconada hacia el salar, de sólo  $1 \cdot 10^{-3}$ , lo que hace presumir que en este sector del acuífero el flujo subterráneo es muy lento (escasa recarga) o la permeabilidad es mayor.

El río Collacagua fluye desde la parte norte de la cuenca drenando al acuífero. Sin embargo, el agua superficial del río se infiltra completamente en el terreno, recargando al acuífero superior a la altura de Sillillica. Parece ser que este acuífero superior actúa posteriormente recargando al acuífero medio en la parte central de la cuenca. La superficie de las lagunas que se generan en el Salar del Huasco presentan una importante variación intra e interanual que estaría asociada más al régimen de precipitaciones que a cambios piezométricos del acuífero superior. Por esta razón, en cada estío el nivel del agua y la superficie de las lagunas establecen un equilibrio que determina una extensión base de las lagunas permanentes cercana a los 2,5 km<sup>2</sup>. Esta característica sugiere que la escorrentía superficial, subsuperficial y subterránea de rápida evacuación que inunda gran parte del salar a través de la llegada eventual del río Collacagua, y/o del ingreso de escorrentía superficial directa desde las serranías adyacentes, aumentan en forma transitoria la extensión de las lagunas permanentes, y además, generan un segundo tipo de lagunas de carácter temporal cuya extensión, persistencia y características hidroquímicas dependen de las precipitaciones.

Las lagunas permanentes del humedal del Salar del Huasco reciben tanto aportes de aguas superficiales como subterráneas. Aunque Risacher et al. (1999) definieron que la laguna principal (conjunto de lagunas permanentes) tiene sus aportes definidos exclusivamente por las descargas de tres manantiales: Huasco Norte, Ermitaño y Huasco López, de hecho existen otros pequeños manantiales, y sobre todo un

importante aporte subterráneo difuso. La magnitud de los aportes superficiales por sí solos no es suficiente para explicar los caudales descargados desde la laguna por evaporación. En efecto, siguiendo el propio método empleado por Risacher *et al.* (1999) –con algunas correcciones en los datos– es posible estimar un orden de magnitud del balance hídrico de la laguna principal, que demuestra que el aporte total a ella es muy superior al gasto conjunto de los cuatro manantiales. Estos autores realizaron un balance de cloruro, dado su carácter de componente conservativo, aunque los resultados deben ser tomados como orientativos debido a la importante removilización eólica, precipitación y posterior disolución de sales que puede ocurrir en el entorno lagunar en este tipo de salares. Con los siguientes valores:

Tasa de evaporación estimada

$$H_e = 2,246 \text{ m/a}$$

Precipitación estimada para una altitud de 3800 msnm

$$H_p = 0,088 \text{ m/a}$$

Superficie de lagunas permanentes

$$A = 2,5 \cdot 10^6 \text{ m}^2$$

Concentración de cloruro de los aportes a la laguna

$$C_{ap} = 45 \text{ mg/L}$$

Concentración media de cloruros de la laguna principal

$$C_L = 16170 \text{ mg/L}$$

El caudal total de entrada a las lagunas permanentes es:

$$Q_{ap} = A \cdot \frac{(H_e - H_p)}{[1 - (C_{ap} / C_L)]} = 5,41 \cdot 10^6 \text{ m}^3 / \text{año} = 171 \text{ L/s}$$

y como,

$$Q_{ap} = Q_{HuscoNorte} + Q_{LasRuinas} + Q_{Ermitaño} + Q_{HuscoLipez} + Q_{Subterráneo}$$

$$171 = 23 + 10 + 22 + 15 + Q_{Subterráneo} \quad (\text{en L/s})$$

resulta que  $Q_{Subterráneo} = 101 \text{ L/s}$ , aunque con notable incertidumbre.

Estos cálculos permiten estimar, aunque con incertidumbre, que cerca del 60% de la descarga por evaporación en lámina libre desde las lagunas permanentes corresponde a recursos subterráneos, y que sólo el 40% proviene de los manantiales, demostrándose en una primera aproximación el carácter mixto hipogénico–epigénico del conjunto de lagunas permanentes y consecuentemente su conexión con el acuífero.

## Caracterización hidráulica

Muchos de los pozos tienen ensayos de bombeo que permiten conocer (o recalcular) la transmisividad, y en su caso el coeficiente de almacenamiento, y deducir la conductividad hidráulica (permeabilidad),  $k$ . En general, los mejores ajustes se obtienen utilizando los métodos correspondientes a acuíferos confinados (Theis y Cooper–Jacob), aunque excepcionalmente, en Pampa Rinconada el modelo de Hantush es el que mejor se ajusta a las curvas de descensos, lo que confirmaría la existencia de un semiconfinamiento en el área. El procedimiento aplicado es el habitual en hidráulica subterránea, expuesto en los textos. Véase por ejemplo Custodio y Llamas (1983).

En el acuífero superior en el sector de Sillillica Norte  $k$  es de 10 m/día. En el margen nordeste de este acuífero, a la altura del Cerro Batea, donde la unidad superior de la Fm. Collacagua pasa a estar representada por gravas andesíticas,  $k$  sería cercana a 40 m/d. En los Depósitos Fluviales y Depósitos de Salar las pruebas de infiltración permiten estimar una  $k$  de 13,4 m/d y 6,5 m/d respectivamente. Aunque estas cifras teóricamente corresponden a  $k$  vertical, en una primera aproximación podrían suponerse como representativas de la magnitud de  $k$  horizontal dada la escasa o nula estratificación que muestran superficialmente estos materiales. En Pampa Rinconada, con una disposición similar a la de un acuífero semiconfinado la  $k$  vertical de los materiales que se sobrepone a la unidad media de la Fm. Collacagua, es de 0,27 – 2,1 – 0,32 m/d en los entornos de los pozos P5, P6 y P7 respectivamente (método de Hantush), que en esa área actuarían como acuitardo. El coeficiente de almacenamiento de esta unidad hidrogeológica en las zonas donde actúa como un acuífero libre debe corresponderse con los valores de la porosidad drenable ( $m_e$ ) de los materiales. Los análisis granulométricos del lecho del río y de los depósitos de salar indican una  $m_e$  de 0,27 (arena gruesa) y de 0,25 (arena franca). En la zona del Cerro Batea no fue posible evaluar el valor de  $m_e$  de esta unidad. Al acuífero superior se le sobrepone allí unos 70 m de cenizas y fragmentos de tobas que producirían su semiconfinamiento, lo que explica el valor de  $S$  elástico de  $3 \cdot 10^{-3}$  al interpretar el ensayo de bombeo del pozo P13.

En base de los resultados de 31 ensayos de bombeo se ha evaluado la  $k$  del acuífero sedimentario medio, que varía entre 1,5 y 68 m/d, indicando así una heterogeneidad que geológicamente está relacionada con cambios de materiales dentro de esta unidad acuífera, tanto en sentido horizontal como vertical. En el sondeo E23, en el sector Caserío Collacagua, junto al



río homónimo, se obtiene un valor de  $k$  notoriamente bajo, de 0,05 m/d, explicable por una secuencia continua de arcilla con algunos fragmentos de andesita, según la columna litológica local de la Formación Collacagua. Los coeficientes de almacenamiento elásticos obtenidos oscilan entre  $10^{-4}$  y  $10^{-3}$ .

La  $k$  del acuífero inferior es de regular a buena donde está conformado por la Ignimbrita Huasco, ya que está abundantemente diaclasada y fracturada. De acuerdo con los ensayos de bombeo de 7 pozos  $k$  varía entre 0,3 y 13 m/d, dependiendo del grado de fracturación de los materiales atravesados. Estas cifras son coherentes con las que otros autores han obtenido en el vecino Salar de Coposa (0,24 a 33 m/d), en el mismo tipo de ignimbrita. El coeficiente de almacenamiento se sitúa alrededor de  $10^{-4}$ . En el caso del Salar de Coposa S varía entre  $10^{-4}$  y  $10^{-3}$ . Por su parte, los estratovolcanes de la Formación Sillillica muestran que en primera aproximación ha habido un desarrollo suficiente de la permeabilidad secundaria como para constituir al menos un acuífero pobre. El valor de  $k$  de los materiales andesíticos de esta formación en la ubicación del pozo E21 es de 0,3–0,9 m/d, y se corresponde con los valores inferiores de  $k$  estimados para la Ignimbrita Huasco.

Los sondeos han permitido establecer que la importante falla situada al occidente del salar se prolonga hacia el norte, cambiando su rumbo SW–NE por otro S–N, siguiendo la flexura de los Altos de Pica hacia el valle longitudinal. En esta zona de falla el acuífero inferior muestra una buena conductividad hidráulica. Fuera del sistema de fallas se esperan valores de  $k$  de 0,1 a 0,01 m/d, que se corresponderían con un acuífero pobre, pero no despreciable en términos hidrogeológicos. Resulta difícil establecer la potencia de esta unidad. Algunos autores la han situado en torno a los 100 m (Sayes, 1978), aunque recientemente se ha perforado una secuencia de ignimbritas de espesor cercano a los 250 m en la parte central de la cuenca.

Las características hidráulicas reales de este acuífero son determinantes a la hora de evaluar el desarrollo sustentable de las aguas subterráneas en la cuenca, ya que luego de superada la resiliencia inicial (años) del acuífero sedimentario, el alcance espacial del estrés hidráulico (descensos) provocado por las extracciones crece al aumentar la difusividad hidráulica ( $T/S$ ) del acuífero volcánico.

### Caracterización hidrogeoquímica e isotópica

Para complementar y constreñir el modelo conceptual hidrogeológico de los acuíferos de la cuenca del

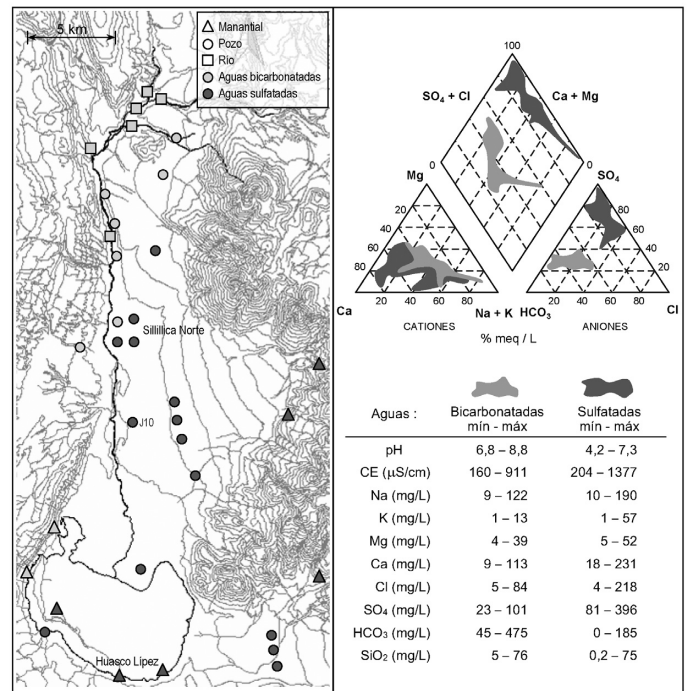


Fig. 8. Composiciones hidrogeoquímicas de las aguas de la cuenca del Salar del Huasco

Fig 8. Hydrogeochemical compositions of waters from the Salar del Huasco basin

Salar del Huasco, la información de la composición química de las aguas y de sus valores isotópicos es una importante herramienta.

Es posible distinguir claramente dos grupos de aguas: uno sulfatado y otro bicarbonatado. En la Fig. 8 se aprecia que en su mitad norte dominan las aguas bicarbonatadas, las que se extienden hacia el Sur siguiendo el eje del río, hasta alcanzar el área de Sillillica Norte, donde termina el tramo perdedor permanente del río Collacagua. Sin embargo, de acuerdo con los datos disponibles de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  debiera descartarse que sea la recarga con aguas bicarbonatadas del río las que transfieren ese carácter a las aguas subterráneas en el sector, ya que allí éstas últimas son isotópicamente más ligeras que las primeras, y por lo tanto originadas a mayor altitud. Probablemente las aguas del acuífero medio en esa zona provienen de los materiales riolíticos situados al Oeste. Aguas abajo de Sillillica Norte, es decir en la mitad sur del acuífero, todas las aguas analizadas son de tipo sulfatado, a excepción de dos manantiales bicarbonatados situados en el borde oeste del salar. Si se vincula a las aguas sulfatadas con las rocas andesíticas, se esperaría que además fuesen cálcicas

o cálcicas–magnésicas. Esto ocurre con las aguas subterráneas sulfatadas muestreadas hacia el este del acuífero. Sin embargo, desde el pozo J10 al sur (Fig. 8) la situación parece cambiar, desarrollándose aguas de tipo sulfatado sódico o sódico–cálcico. A juzgar por la composición química de los manantiales del sector Huasco López y del manantial interior, los aportes desde el acuífero volcánico por el Sur se corresponden con este grupo químico.

A pesar de que las aguas presentan un amplio rango de conductividad eléctrica (CE), existe una clara diferenciación entre distintos subsistemas hidrológicos, a partir de la relación Na/Cl. Las aguas superficiales se caracterizan por una relación molar Na/Cl entre 3,6 y 11, las del acuífero superior–medio junto a los manantiales de 1,4 a 3,8, y las del acuífero medio–inferior menor que 1,05 (Fig. 9). Esto sugiere que en el sistema acuífero del Salar del Huasco las aguas subterráneas están estratificadas y que existen dos subsistemas hidrogeológicos: uno inferior de lenta renovación vinculado a los acuíferos medio e inferior, y uno superior más dinámico, yuxtapuesto al anterior.

También el contenido de SiO<sub>2</sub> parece evidenciar una estratificación en el sistema de flujo. En efecto, mientras que las aguas de los ríos y manantiales tienen los contenidos de SiO<sub>2</sub> comparativamente más altos (30–80 mg/L), sin que importe su ubicación en la cuenca, las aguas del acuífero medio tienen una concentración significativamente menor y además una notoria variación química entre la zona de recarga y

la de descarga del acuífero. En la mitad norte del acuífero las concentraciones están entre 8 y 18 mg/L; en cambio en la mitad sur (en Sillillica y Rinconada) las aguas subterráneas presentan un contenido bajísimo de SiO<sub>2</sub> entre 0,15 y 0,7 mg/L. Este hecho, aunque no ha sido estudiado, podría asociarse a la neoformación de minerales de la arcilla en el acuífero medio como resultado de la interacción de la sílice disuelta en el agua con los materiales de la Fm. Collacagua. Estos bajos contenidos de SiO<sub>2</sub> pueden estar indicando que la mitad sur del acuífero contiene aguas de muy lenta renovación en las condiciones actuales.

Varias décadas de información indican que en las zonas altas del Altiplano más de un 80% de las lluvias ocurren de diciembre a marzo (Aravena *et al.*, 1999), siendo el componente principal de la hidrología en el área (Magaritz *et al.* 1989). Las masas de aire que producen estas precipitaciones provienen del Océano Atlántico vía la cuenca Amazónica. El contenido isotópico medio ponderado del agua de lluvia en la estación Collacagua (3990 m snm) es de –18,5 ‰ de δ<sup>18</sup>O y –134 ‰ de δ<sup>2</sup>H, y en la antigua estación Huasco (3790 m snm) de –17,1 ‰ de δ<sup>18</sup>O y –128 ‰ de δ<sup>2</sup>H, todo ello referido al VSMOW. La recta de agua meteórica local ha sido bien definida por diversos autores (Fritz *et al.*, 1981; Salazar *et al.*, 1998; Aravena *et al.*, 1999) y queda representada por δ<sup>2</sup>H = 7,8 δ<sup>18</sup>O + 9,7 (‰), muy próxima a la recta de agua meteórica mundial (RMM), δ<sup>2</sup>H = 8 δ<sup>18</sup>O + 10 (‰).

En la Fig. 10 se presentan los valores disponibles de δ<sup>18</sup>O y δ<sup>2</sup>H de las aguas subterráneas del Salar del Huasco y su relación con la recta meteórica mundial. Todas las aguas se representan a la derecha de la RMM. Este hecho puede atribuirse a evaporación en la parte superior del terreno, que enriquece el contenido isotópico de las aguas de recarga, el cual luego se preserva en las aguas subterráneas (Aravena, 1995). En el caso del Salar del Huasco esto se vincularía al clima semiárido y especialmente al dominio de lluvias estivales, lo que favorece la evaporación en el suelo durante el proceso de infiltración del agua de lluvia. Por otro lado, los más de 1000 m de variación entre las cotas topográficas máximas y mínimas tiene una importante influencia en la variabilidad de la composición isotópica de las aguas de recarga. Las altitudes de recarga que aparecen en la Fig. 10 junto a los datos isotópicos correspondientes permiten constatar que el gradiente isotópico del δ<sup>18</sup>O de las aguas de la cuenca es de aproximadamente –0,2 ‰ por cada 100 m de elevación, lo que coincide con el efecto de altitud característico de las aguas meteóricas en otros lugares.

La evolución isotópica que muestran las aguas de los cauces superficiales (círculos llenos en Fig. 10) se

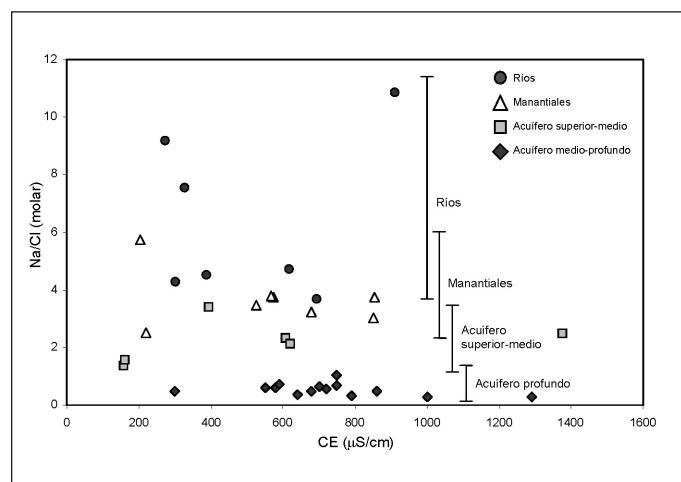


Fig. 9. Variación de la relación molar Na/Cl en las aguas del Salar del Huasco en función de la conductividad eléctrica (CE)

Fig. 9. Changes of the Na/Cl molar relation in Salar del Huasco waters versus electrical conductivity (CE)

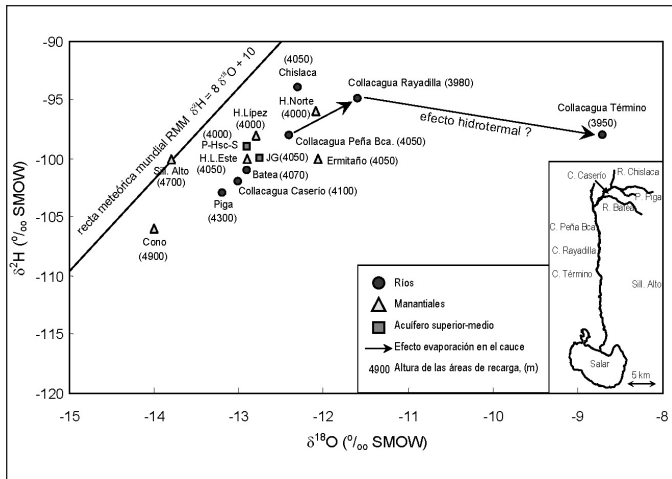


Fig. 10. Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  en las aguas del Salar del Huasco en relación con la recta del agua meteórica mundial (RMM) que es aproximadamente igual a la local para el norte de Chile  
 Fig. 10.  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  values in the Salar del Huasco waters with respect to the world meteorological water line (RMM) which is close to the local one for northern Chile

### Modelo conceptual hidrogeológico

Sólo hay unos pocos trabajos previos de carácter hidrogeológico en el Salar del Huasco, y un número aún más reducido de ellos contiene información derivada de prospecciones directas del acuífero (Sayes, 1978; JICA–DGA, 1995). Como resultado del presente trabajo se ha elaborado el primer modelo hidrogeológico conceptual de la cuenca del Salar del Huasco, con la intención de que sea además una contribución significativa al conocimiento base para la adición de futuras aportaciones. Se han incorporado al conocimiento hidrogeológico del acuífero cuarenta columnas litológicas, catorce perfiles gravimétricos, cincuenta cotas niveladas topográficamente y medidas regulares de la red de control piezométrico, además de veinte nuevos datos hidroquímicos.

Una evaluación del potencial de explotación de los acuíferos del Salar del Huasco que intente estimar el impacto ambiental sobre el humedal debe considerar el estudio de las características hidrogeológicas de los Depósitos Recientes, de la Ignimbrita Huasco y de los estratovolcanes Plio–Cuaternarios, ya que estas unidades son parte importante del sistema hidrodinámico de la cuenca. Se trata de un sistema hidrogeológico complejo conformado por un acuífero sedimentario y un acuífero volcánico que interactúan dentro de los límites de la depresión estructural. El acuífero sedimentario se divide en uno superior separado del acuífero medio por un delgado acuitardo. En la Fig. 11 se presenta una descripción esquemática simplificada del funcionamiento idealizado del sistema acuífero del Salar del Huasco. Las formaciones volcánicas Altos de Pica y Sillillica, a pesar de ser mucho menos transmisivas, son grandes reservorios de agua subterránea gracias al importante desarrollo de fracturas y a la interestratificación con paquetes sedimentarios en algunas zonas. Por ello el área estudiada comprende toda la cuenca de escorrentía superficial, aunque la zona de mayor interés corresponde a las secuencias sedimentarias cuaternarias.

En la zona central de la cuenca el nivel piezométrico asociado al acuífero superior es mayor que el correspondiente al acuífero medio e inferior. El acuífero superior, alimentado por aguas subterráneas en el norte de la cuenca y por las aguas infiltradas desde el río, recargaría a su vez al acuífero medio en la parte central y centro–sur de la cuenca. Los ríos son esencialmente drenantes (ganadores) desde el nacimiento de los ríos Piga y Batea hasta Peña Blanca, y luego sigue un largo tramo aportante (perdedor) más o menos definido que se extendería hasta el mismo salar. Este último tramo puede ser dividido en dos: uno perdedor perenne y otro temporal, cuya frontera

puede explicar por ir recibiendo agua a lo largo del recorrido (tramo ganador del río) hasta el sector de Collacagua, en el Caserío Collacagua. Sin embargo, aguas abajo de este punto los aportes de los ríos Batea y Chaquina no son capaces de justificar por sí solos el enriquecimiento isotópico que muestra el río Collacagua a la altura de Peña Blanca y menos aún en Rayadilla o en Término. La ausencia de otros aportes superficiales permanentes conocidos sugiere que la evaporación en el cauce podría ser la causa más probable del enriquecimiento isotópico en el tramo perdedor del río Collacagua, aunque también existe la posibilidad de aportes subterráneos no identificados cuya composición isotópica haya sido modificada por procesos hidrotermales como se observa en Collacagua Térmico. El hecho de que las aguas del pozo JG sean isotópicamente más ligeras que el agua del río en el mismo sector, demuestra que ellas están probablemente relacionadas con un flujo desde el Oeste proveniente de las serranías de la Fm. Altos de Pica.

Utilizando el tritio y la datación con radiocarbono, en JICA–DGA (1995) se determinó que las aguas subterráneas en Peña Blanca tienen una edad aparente de 9000 años. Sin embargo, posiblemente se trata de una mezcla en el pozo de aguas renovables en el acuífero superior con aguas muy antiguas resultantes de un flujo muy lento en el acuífero medio e inferior. El humedal sería el sumidero natural de las aguas renovables.



se establece a unos ocho kilómetros al norte del salar. El alto nivel de surgencia de los manantiales indicaría que no provienen del nivel piezométrico correspondiente a las formaciones sedimentarias sino más bien al agua contenida en las faldas del macizo rocoso. La posición del nivel freático en el entorno del salar es superior en cota a la superficie de las lagunas, situación que indica que existe un gradiente hidráulico que favorece el flujo subterráneo hacia ellas. Así pues, se configura un humedal mixto hipogénico-epigénico con predominio del origen subterráneo. Se definen dos tipos de lagunas: permanentes y temporales. Las primeras están asociadas a la descarga de al menos seis manantiales y a un nivel freático somero, y las segundas a las escorrentías generadas en meses lluviosos, que inundan gran parte del salar. Por esta razón parece que la conclusión a la que llegan Risacher *et al.* (1999), en el sentido de que la laguna principal tiene sus aportes bien definidos (vertientes Huasco Norte, Ermitaño y Huasco Lipez) y una composición química "estacionaria" no refleja el funcionamiento hidrológico altamente dinámico del humedal, incluida la laguna principal. De acuerdo con el balance promedio de aguas subterráneas en régimen natural en el período enero de 1961 a diciembre de 2000, los términos de salida se evalúan en cerca de 1200 L/s, obteniéndose el menor error de cierre (7%) con el menor valor de recarga calculado previamente. En la Tabla 1 se resumen los resultados de la evaluación de los flujos de salida, así como algunos valores previos concurrentes.

A grandes rasgos puede definirse la existencia de

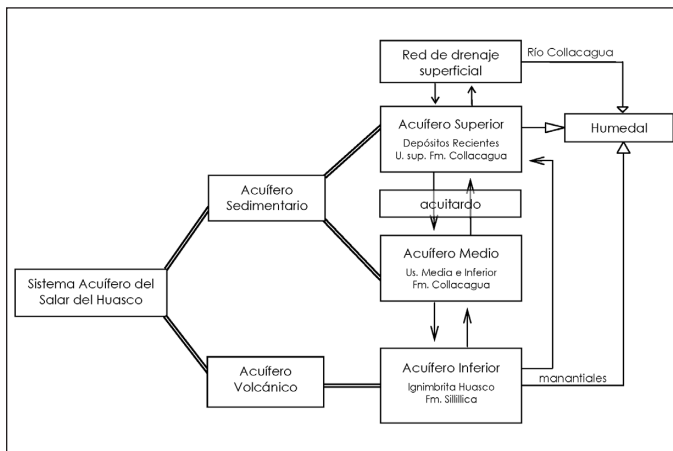


Fig. 11. Esquema simplificado del funcionamiento hídrico del sistema acuífero del Salar del Huasco

Fig. 11. Simplified Chart of the functioning of the aquifer system of Salar del Huasco

Sector	Área (km <sup>2</sup> )	Tasa de evaporación (mm/año)	Evaporación total	
			hm <sup>3</sup> /año	L/s
<b>Lagunas</b>				
Lagunas permanentes salar	2,50	2246	5,62	178
Lagunas efímeras de altura	0,50	2063	1,03	33
				211
<b>Salar (1)</b>				
Suelo húmedo salar (NE=0,2m)	27,00	569	15,38	488
Suelo húmedo salar (NE=0,4m)	14,70	296	4,36	138
Suelo húmedo perímetro (NE=0,6m)	12,31	156	1,92	61
				687
<b>Cauces superficiales</b>				
Tramo permanente en superficie libre	0,37	2070	0,78	25
Perímetro húmedo tramo permanente	0,74	810	0,60	19
Tramo intermitente en superficie libre	0,07	1190	0,09	3
Perímetro húmedo tramo intermitente	0,07	470	0,03	1
				48
<b>Bofedales y vegas</b>				
Bofedales sector salar	2,52	1230	3,09	98
Vegas sector salar (2)	4,52	1000	2,26	72
Bofedales resto cuenca	2,62	1230	3,22	102
				272
<b>TOTAL</b>	<b>67,92</b>	<b>650</b>	<b>44,42</b>	<b>1218</b>

(1): usando como referencia las relaciones deducidas por Grilli y Vidal (1986)

(2): en los cálculos de la ET total se considera sólo un 50% de cobertura vegetal

NE: nivel estático supuesto para dicha área

Tabla 1. Valores medios de salida del balance general de aguas subterráneas del Salar del Huasco (en Acosta, 2004)

Table 1. Average outflow values from the general groundwater balance of the Salar del Huasco (after Acosta, 2004)

un nivel libre en la parte central baja de la cuenca en las proximidades del río Collacagua, siguiendo su eje, en la zona del salar y presumiblemente en Pampa Rinconada en su área de menor cota. Este nivel correspondería al acuífero superior. Salvo estas áreas, lo usual es apreciar niveles confinados de grado variable, dependiendo de la presencia, características y espesor de una secuencia de arcillas con gravas. Estos niveles corresponderían al acuífero medio e inferior. En pampa Rinconada la presencia de estratos de gravas arcillosas sobrepuestas a las gravas productoras generan una condición de semiconfinamiento del acuífero medio e inferior.

### Simulación numérica del flujo subterráneo

El flujo de agua subterránea se simuló ejecutando el código MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988). El dominio de modelación comprende tanto el acuífero volcánico como el sedimentario, y abarca la totalidad de la cuenca hidrográfica. Se han considerado límites impermeables. En la simulación se utilizaron las tasas de recarga calculadas previamente por el código HELP para cada Unidad Territorial de Recarga (UTR). La modelación reproduce satisfactoriamente la superficie piezométrica del acuífero y la descarga de los manantiales incluidos en el sistema, y considera las relaciones río-acuífero y humedal-acuífero. Se

han usado para la calibración los datos de 33 pozos nivelados topográficamente distribuidos en la zona.

La malla del modelo consiste en 229 filas, 154 columnas y 6 capas, o sea 211.596 celdas de tamaño que varía desde 600 m por 200 m en la periferia del dominio a 100 m por 100 m en las zonas de mayor interés. La divisoria hidrográfica de la cuenca es el límite del modelo y corresponde a la establecida previamente por Hargis y Montgomery (1981), modificada aquí con apoyo en una imagen satelital LANDSAT, la cartografía IGM a escala 1:50.000 e inspecciones en el terreno.

Las modelaciones en régimen estacionario corresponden a un estado de equilibrio final alcanzado por el sistema ante diversos estímulos invariables en el tiempo. Para las simulaciones en régimen transitorio, que se analizan más adelante, el tiempo de modelación se ha fijado en 50 años, con períodos de condiciones de estrés mensuales.

Las estimaciones de la recarga efectiva expresadas como tasa de recarga anual media (mm/año) se han utilizado como parámetros de zona en el modelo de flujo en la simulación estacionaria. En las simulaciones transitorias se introdujeron tasas mensuales de recarga.

Como tasa máxima de evaporación se ha utilizado el valor medio diario de evaporación en tanque clase A de la estación DGA Collacagua, en el período abril 1964 a diciembre de 2000, que corresponde a 6,28 mm/d, aplicando un factor 0,98 para considerar el efecto de la salinidad en el humedal. La profundidad de extinción para la evaporación desde el terreno se consideró como un parámetro de calibración, estableciéndose finalmente en 3 metros. El no contar con información más detallada de la zona de descarga, como una topografía de detalle, profundidad radicular de las freatofitas, alcance de la franja capilar, etc., dificulta el ajuste más preciso de este parámetro. Por esta razón a esta cifra de 3 m sólo debe tomarse como un valor orientativo. Su magnitud es coherente con lo informado por Grilli y Vidal (1986), quienes trabajando en los salares de Atacama y Bellavista-Pintados propusieron que la evaporación freática cesa cuando el nivel freático se encuentra a una profundidad mayor que un valor entre 1,9 y 4 m.

El ámbito de simulación se subdivide en 29 áreas de diferente conductividad hidráulica, considerando las 6 capas del modelo numérico. Conceptualmente, la capa 1 del modelo tiene por función representar el acuífero superior, la capa 2 corresponde a la secuencia de arcillas gravosas del acuitardo, las capas 3 y 4 representan las gravas del acuífero medio, la capa 5 simula el acuífero inferior, y la capa 6 la pérdida de permeabilidad de los materiales volcánicos de este

último acuífero en profundidad. La geometría de esas áreas pretende reproducir tanto las variaciones geológicas como las variaciones conocidas de la conductividad hidráulica. Los valores iniciales asignados en cada zona se basan principalmente en la información obtenida de los ensayos de bombeo y secundariamente en valores recogidos de la literatura.

Se asignaron 10 valores al coeficiente de almacenamiento. Tres de ellos se asignaron al acuífero superior, dos a la capa que representa el acuitardo, cuatro a las gravas arcillosas del acuífero medio y una a los materiales del acuífero volcánico. Los diferentes valores corresponden a información obtenida en los ensayos de bombeo y a valores recogidos de la literatura.

Las zonas de recarga del modelo corresponden a las Unidades Territoriales de Recarga (UTR) predefinidas, teniendo en cuenta aspectos meteorológicos, litológicos y de cobertura vegetal, y los parámetros de zona iniciales a la estimación previa de la recarga efectiva en cada una de ellas.

La calibración se basó en los criterios seguidos por Samper y García-Vera (1998), incluyendo el ajuste de los niveles calculados con las superficies piezométricas de los tres acuíferos definidos, la coherencia de los valores calculados de flujo de base de los ríos con las mediciones existentes de los caudales de estiaje en tres estaciones fluviométricas existente en la zona y la concordancia de los valores calibrados de conductividad hidráulica con los valores iniciales estimados a partir de los ensayos de campo. A los criterios anteriores también se sumaron los de coherencia entre el caudal drenado por las celdas-dren y el cau-

Materiales	Estimación previa de kl (m/d)	Fuente	Valor calibrado de kl (m/d)
Ignimbrita basamental	0,001 – 0,01	Custodio y Llamas (1983)	0,003
Ignimbrita	0,1 – 1,4	E.B. Huasco y Coposa	0,06
Ignimbrita con fracturas +	0,2 – 8	E.B. Huasco	0,7 – 2
Ignimbrita con fracturas ++	27 – 50	E.B. Coposa	4,5 – 30
Andesita Miocena	0,05 – 1	Estimación propia	0,03
Andesita Plio-Cuaternaria	0,3 – 0,9	E.B. Huasco	0,06 – 0,1
Andesita basamental	0,001 – 0,01	Estimación propia	0,003
Fluvial - Aluvial	12 – 13	E.B. Huasco - ensayo de infiltr.	0,1 – 4,8
Tobas volcánicas	1 – 11	E.B. Huasco; Custodio y Llamas (1983)	0,2
Salar	6,5	Ensayo de infiltrac.	0,6
Arcilla + fragm. andesita	0,05	E.B. Huasco	0,06
Arcilla gravosa (acuitardo)	0,01 – 1	Custodio y Llamas (1983)	0,02
Gravas andesíticas	16 – 60	E.B. Huasco	15
Gravas en Sillillica	11 – 60	E.B. Huasco	10 – 20
Gravas en Rinconada	9 – 68	E.B. Huasco	20
Gravas resto cuenca	0,4 – 8	E.B. Huasco	0,3 – 10

E.B.: Ensayos de Bombeo

Tabla 2. Comparación entre los valores medios estimados y calibrados de la conductividad hidráulica horizontal k, en cada tipo de material

Tabla 2. Estimated average values against calibrated values of k for each type of material

dal medio de los manantiales y la reproducción de la descarga por evapotranspiración–evaporación desde el salar.

Las diferencias promedio entre los niveles simulados y medidos se expresan comúnmente a través del error medio (EM), el error medio absoluto (EMA) y la raíz media del error cuadrático (RMC) (Anderson y Woessner, 1992), o esta última normalizada. Se considera que los errores son aceptables y se ha logrado una buena calibración si los valores de EM y RMC normalizada son inferiores a 0,5 m y 10% respectivamente (Anderson y Woessner, 1992; Howard et al., 1996; Waterloo Hydrogeological Inc., 2001). En el modelo que se ha desarrollado se obtuvo un EM de 0,04 m, un EMA de 1,45 m y una RMC normalizada de 1,28%. Por otro lado, la distribución de niveles en régimen natural ha sido reproducida satisfactoriamente y, aunque el EMA está por encima de lo deseado, el ajuste se considera aceptable dadas las dimensiones y complejidad del sistema modelado.

En la Tabla 2 se muestran los valores de conductividad hidráulica isótropa calibrados, comparados con el rango de la estimación previa del parámetro. Como esta estimación previa ha de corresponder a un valor medio representativo de cada unidad o tipo de material modelado y no de los niveles más permeables de la secuencia, los rangos de estimación previa se extendieron hacia valores menores, aceptando como válidos los valores de transmisividad deducidos de los ensayos de bombeo en el propio pozo, y luego dividiendo dicha transmisividad por el espesor saturado que reconoce cada pozo en vez de el largo de las rejillas.

En el proceso de calibración, las sucesivas ejecuciones del modelo hicieron evidente la necesidad de discretizar aún más algunas zonas de recarga y modificar levemente los límites de otras, para perfeccionar del esquema original, pero sin alterarlo. Sólo se buscó poder reflejar zonas de recarga de diferente altitud y, en el caso del Carcanal Diablo Marca, poder representar esta extensa zona rocosa que tiene un mínimo desarrollo de suelos edáficos.

La Fig. 12 muestra las zonas definitivas de recarga y el valor calibrado para cada una de ellas. En general el modelo ha calibrado parámetros zonales de recarga que se correlacionan muy bien con los valores mínimos esperados. De esta manera el modelo de flujo permite acotar la recarga en torno a 1100–1200 L/s. El hecho de que la magnitud de los demás parámetros de calibración, especialmente la conductividad hidráulica, tampoco sufriera cambios significativos en el proceso de ajuste respecto de las estimaciones previas, otorga una cierta consistencia global a las evaluaciones preliminares.

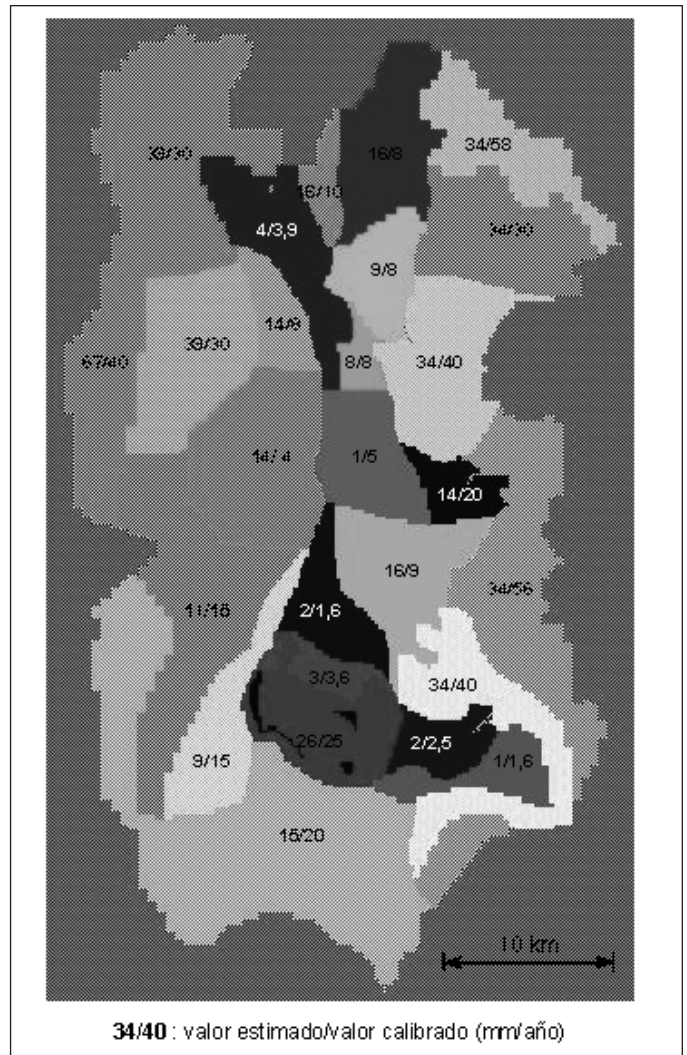


Fig. 12. Zonas definitivas de recarga del modelo. Valores estimados y calibrados de la recarga, en mm/a (primera y segunda cifra respectivamente)

Fig. 12. Final recharge zones of the model. The first and second numbers are respectively the estimated and calibrated values, in mm/year

### Definición de los requerimientos ambientales

En 1996 el Salar del Huasco fue declarado Sitio Ramsar. En virtud de este reconocimiento, las actividades antrópicas que puedan afectar significativamente las 6000 ha de este humedal pasaron a estar reguladas por la Ley de Bases del Medio Ambiente promulgada dos años antes. De forma simultánea, la Dirección General de Aguas de Chile (DGA) identificó en la cuenca del Salar del Huasco 14 áreas de vegas y bofedales sobre las que existe prohibición de nue-



vas exploraciones y explotaciones de aguas subterráneas, sin previa evaluación ambiental.

Se definieron los sitios de interés medioambiental (SIMA), como los puntos o sectores de la cuenca donde los descensos piezométricos del acuífero superior no pueden superar un valor límite aceptado. Cuando el SIMA corresponde a un manantial, el impacto se evalúa en función de la reducción de su descarga respecto de la que presentó en la simulación en régimen natural. Los SIMA considerados en la modelación son los límites del Sitio Ramsar (los límites del salar), los límites de las zonas que alimentan las 14 vegas y bofedales protegidos y los cuatro manantiales considerados en la modelación.

La determinación del grado de impacto aceptable en este tipo de humedales es, quizás, la tarea más crítica y sensible de todo el proceso de evaluación ambiental. La experiencia en otros humedales de la región ha demostrado que descensos decimétricos del nivel freático pueden ya provocar desequilibrios ecosistémicos de importancia, y por otro lado, que ejecutar labores de mitigación eficaces puede llegar a ser algo tan complejo que en la práctica la atenuación del impacto es escasa y su implementación suele terminar incrementando los trastornos del ecosistema.

Dada la importancia del ecosistema del Salar del Huasco, y a la luz de experiencias previas en cuencas similares, parece recomendable que los acuíferos del Salar del Huasco sean explotados sobre la base de una estrategia de impacto ecosistémico cero, representado por descensos del nivel como mucho centimétricos en los bordes del salar.

## Evaluación del impacto de las extracciones de agua subterránea

### Supuestos de la simulación transitoria

La simulación transitoria del régimen alterado por los bombeos tuvo como objetivo evaluar los impactos de las extracciones de agua subterránea durante 25 años de extracción continua, y la posterior recuperación del sistema hidrogeológico tras 25 años del cese de los bombeos. En estas simulaciones se utilizaron tasas de recarga mensuales, integrando los valores diarios calculados mediante el código HELP, en aquellas zonas de recarga donde el nivel freático es somero: Salar Norte, Salar Sur y Lagunas. En las demás UTR la existencia de una zona no saturada de espesor importante permite presuponer un efecto regulador de las fluctuaciones estacionales de la recarga, como de hecho lo reflejan las mediciones periódicas de los niveles piezométricos. Al simular la recarga transito-

ria se consideró apropiado incluir también la variabilidad de la evaporación y evapotranspiración, aunque con una discretización temporal menor. Se introdujeron las tasas de evaporación cuatrimestrales promedio de Abril 1964 a Diciembre 2000, las cuales son 2358, 1708 y 2673 mm/a. En cuanto al caudal eventual del río Collacagua se introdujo como una tasa adicional de recarga sólo en los meses de enero, febrero y marzo, que corresponde al período en los que se ha supuesto que el río descarga directamente al salar.

Se evaluaron escenarios de explotación de 955, 650, 500 y 300 L/s. Posteriormente, a modo de análisis de sensibilidad, se probó la respuesta del modelo ante un escenario de mayor difusividad hidráulica, determinado por menores coeficientes de almacenamiento en los diversos materiales que conforman las unidades hidrogeológicas, ya que éste es el parámetro con mayor incertidumbre, en especial a largo plazo. Con ello se buscó evaluar los impactos sobre los diversos SIMA, ante un escenario más restrictivo, pero igualmente probable que el analizado en la simulación base. Los valores de S (coeficiente de almacenamiento elástico) utilizados en la simulación base se obtuvieron de ensayos de bombeo de entre 4 a 6 días de duración, que no suelen proporcionar el coeficiente de almacenamiento a largo plazo, y los de  $m_e$  (coeficiente de almacenamiento en acuífero libre) se tomaron de fuentes bibliográficas. Se evaluó directamente un escenario pesimista definido por los valores mínimos de S y  $m_e$  en cada tipo de materiales. Estos se han obtenido multiplicando el valor asignado en la simulación base por un factor variable entre 3/5 y 2/3. En la Tabla 3 se presentan los valores utilizados, tanto en la simulación base como en la prueba

Material	Simulación base		Factor reduc.	Escenario pesimista		Rango posible
	$m_e$	Ss ( $m^{-1}$ )		$m_e$	Ss ( $m^{-1}$ )	Cus todio y Llamas (1983)
Ignimbrita, estratovolcanes	0,03	$0,3 \cdot 10^{-3}$	2/3	0,02	$0,2 \cdot 10^{-3}$	0,02-0,1
Gravas arcillosas	0,2	$(0,2-5) \cdot 10^{-3}$	3/5	0,12	$(0,12-3) \cdot 10^{-3}$	0,1-0,3
Gravas andesíticas	0,25	$3 \cdot 10^{-3}$	2/3	0,16	$2 \cdot 10^{-3}$	0,15-0,35
Depósitos de salar	0,15	$1 \cdot 10^{-3}$	3/5	0,09	$0,6 \cdot 10^{-3}$	0,05-0,25 (*)
Arcilla gravosa (acuitardo)	0,05-0,07	$1 \cdot 10^{-3}$	2/3	0,033-0,046	$0,66 \cdot 10^{-3}$	0,03-0,12
Tobas	0,1	$1 \cdot 10^{-3}$	2/3	0,066	$0,66 \cdot 10^{-3}$	0,0-0,2

(\*): estimaciones propia

Tabla 3. Entrada de datos del coeficiente de almacenamiento elástico específico Ss (S dividido por espesor del acuífero) y de la porosidad drenable ( $m_e$ ) para la simulación del escenario pesimista  
*Table 3. Data input of elastic storage coefficient Ss (S/aquifer thickness) and the drainable porosity ( $m_e$ ) for the simulation under the pessimistic scenario*

de sensibilidad. Estos últimos valores se corresponden con los valores mínimos que Custodio y Llamas (1983) citan para cada tipo de materiales.

Bajo estas condiciones más restrictivas, ni aún un caudal de explotación de 300 L/s logra la condición de impacto cero, tal como ha sido definido. Considerando que no es posible descartar la ocurrencia de coeficientes de almacenamiento como los probados en este análisis y que, por lo tanto, los impac-

tos que se predicen con los mismos son igualmente probables que aquellos de la simulación de base, es necesario determinar con qué caudal de explotación se consigue impacto cero ante este escenario pesimista. A la tasa extractiva resultante se le designa caudal sostenible conservador.

Para determinar el caudal sostenible conservador de explotación se modelaron sucesivamente una serie de configuraciones de bombeo, haciendo coincidir las afecciones simuladas con los impactos máximos aceptados en cada SIMA. Sobre la base de los resultados se concluyó que las zonas recomendables de bombeo corresponden a las de Sillillica y Sillillica Norte. En estas posiciones se minimiza el impacto y además se favorece recarga inducida desde el río.

Finalmente se determinó que, dado el diseño del campo de pozos existente, y ante la hipótesis que supone la situación más desfavorable respecto de los coeficientes de almacenamiento, la explotación continua del sistema acuífero durante 25 años podría desarrollarse con impactos inapreciables (aceptables) si se realiza con un caudal total máximo de 200 L/s.

Los descensos en el acuífero medio luego de 25 años se dibujan en la Fig. 13. Los conos de depresión de los campos de pozos de pampa Sillillica y Sillillica Norte definirían a los 25 años una gran zona afectada en la cuenca media, con descensos que van desde los 0,5 m hasta los 8 m. En cuanto a las zonas de interés medioambiental, se aprecia que la curva de isodescenso de 0,1 m apenas alcanza el bofedal Peña Blanca por el norte, y el borde noreste del salar por el sur, consiguiéndose el objetivo de impacto aceptable, en las condiciones de cálculo. Luego de 25 años del cese de los bombeos persisten en Sillillica Norte descensos residuales máximos de 2 m, en tanto que en los contornos del bofedal Peña Blanca y en el borde noreste del salar, éstos se mantendrían en torno a 0,1 m.

Después de 25 años de explotación la disminución de la descarga de los manantiales Huasco Norte, Las Ruinas, Ermitaño y Huasco Lipez sería de 2,2%, 3,8%, 1,0% y 1,6% respectivamente.

Con este nivel de explotación, después de 25 años la evaporación y evapotranspiración del salar no disminuiría sensiblemente respecto del estado natural. En el resto de las zonas húmedas de la cuenca dicho descenso es de un 4%.

En el norte de la cuenca la relación río-acuífero no sufre cambios. Los ríos Piga, Batea, y el segmento del Collacagua entre Peña Blanca y Caserío Collacagua mantienen su condición de ganadores. El segmento aguas abajo de Peña Blanca incrementa su condición de perdedor, generando una recarga inducida de 25 L/s. No se han valorado los posibles cambios progresivos de salinidad.

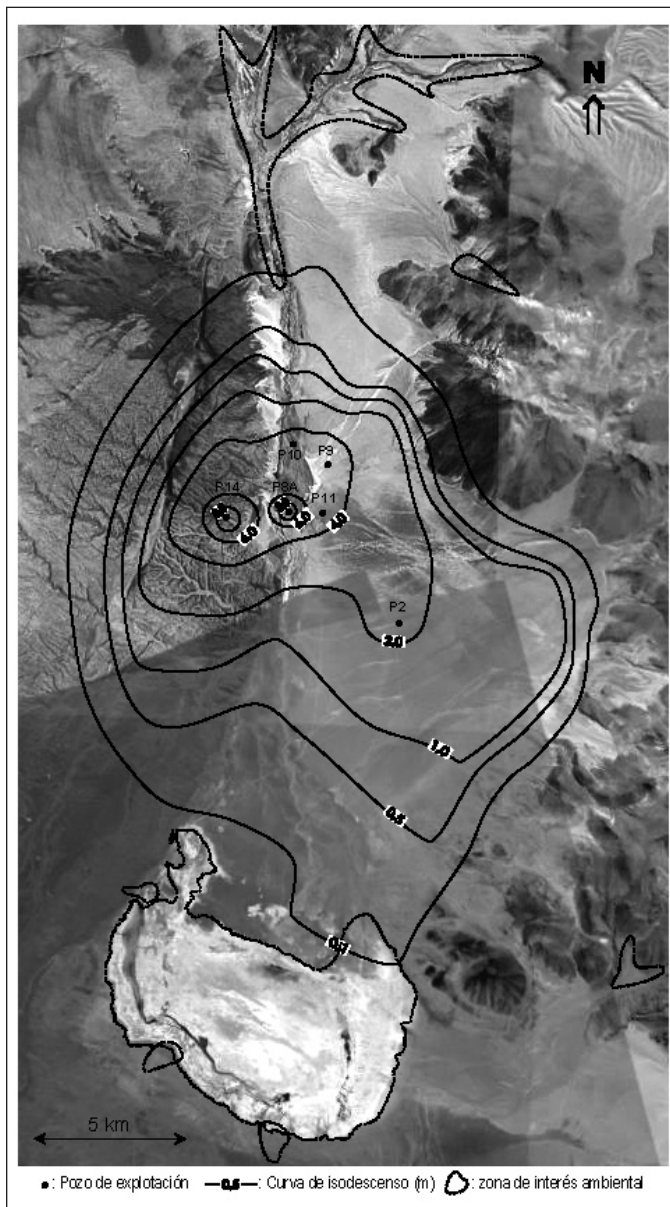


Fig. 13. Descensos esperados en el acuífero medio a los 25 años de explotación a 200 L/s  
 Fig. 13. Expected drawdown in the middle aquifer after 25 years abstracting 200 L/s

## Conclusiones

El ecosistema húmedo del Salar del Huasco corresponde a un humedal mixto hipogénico-epigénico, con un marcado dominio del aporte subterráneo.

La generalidad de los suelos edáficos presentes en el Salar del Huasco son de textura gruesa, tienen una baja capacidad de retención de humedad y una elevada capacidad de infiltración. Estas propiedades físicas de los suelos de la cuenca configuran unas condiciones propicias para la infiltración de las precipitaciones, produciendo recarga a los acuíferos. Existe una significativa variación espacial y temporal de la recarga en la cuenca, con un valor medio efectivo global en torno a los 1100 L/s, lo que corresponde al 14% de la precipitación media.

Las aguas de la cuenca se dividen claramente en dos grupos: uno sulfatado y otro bicarbonatado. En su mitad norte se desarrolla un sistema hidroquímico bicarbonatado que se extiende hacia el Sur, siguiendo el eje del río, hasta alcanzar el área de Sillillica Norte. Aguas abajo de este punto, y hasta el extremo sur del acuífero, todas las aguas analizadas son de tipo sulfatado, a excepción de dos manantiales bicarbonatados situados en el margen oeste del salar. Se vincula a las aguas bicarbonatadas con la Fm. Altos de Pica, y a las aguas sulfatadas con la Fm. Sillillica.

De forma conservadora se determinó que asumiendo como válida la hipótesis que supone la situación más desfavorable respecto de los coeficientes de almacenamiento, la explotación continua del acuífero durante 25 años podría desarrollarse con impactos ecosistémicos asumibles si se realiza con un caudal total máximo de 200 L/s.

## Agradecimientos

Se agradece a INVEREX Ltda. el facilitar los medios y logística necesarios para la correcta ejecución de las labores de campo y las de gabinete que tuvieron lugar en Santiago de Chile, y en especial al geólogo Sr. Francisco Townsend por el apoyo y confianza en las fases tempranas del proyecto. A Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi se agradece su generosa contribución al aportar información hidrogeológica valiosa e inédita. Los trabajos presentados en esta comunicación se han finalizado en el ámbito de Departamento de Ingeniería del Terreno de la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC, Barcelona). También se agradece a la Dra. Laura Vitòria i Codina por sus sugerencias y revisiones críticas a lo largo de la investigación, y al Dr. Christian

Herrera sus observaciones, las que sin lugar a dudas han contribuido a mejorar el texto final.

## Referencias

- Acosta, O., 2004. Impacto de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile). Tesis de Máster. Departamento de Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Acosta, O., 2005. Intensive use of aquifers by mining activity in Northern Chile. *Groundwater Intensive Use. International Association of Hydrogeologists Selected Papers N°7*. Editores A. Sahuquillo, J. Capilla, L. Martínez-Cortina y X. Sánchez-Vila. A.A Balkema Publishers. 400 pp.
- Anderson M.P. and Woessner W.W., 1992. *Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport*. Academic Press, New York, USA, 381 pp.
- Aravena, R., 1995. Isotope hydrology and geochemistry of northern Chile groundwaters. *Bull. Inst. fr. études andines*, 24 (3):495-503.
- Aravena, R., Suzuki O., Peña H., Pollastri A., Fuenzalida H. and Grilli A., 1999. Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Applied Geochemistry* 14:411-422.
- Brüggen, J., 1918. Informe sobre el agua subterránea en la región de Pica. Sociedad Nacional de Minería. Santiago.
- Childs, E.C. 1967. Soil Moisture Theory. *Advances in Hydroscience*, 4:73-117.
- Custodio, E. y M.R. Llamas, 1983. *Hidrología Subterránea*. Ediciones Omega, Barcelona, 2 Vols. 2290 pp.
- Fritz, P., Suzuki, O., Silva C., Salati E., 1981. Isotope hydrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile. *J. Hydrol.* 53:161-184.
- Gajardo J., 1994. *La vegetación natural de Chile. Clasificación y distribución geográfica*. Ed. Universitaria. Santiago, Chile.
- Galli, O.C., Dingman, J.R., 1962. Cuadrángulos de Pica, Alca, Matilla y Chacarilla - con un estudio sobre los recursos de agua subterránea. Provincia de Tarapacá, Escala 1:50.000, Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile. Ed. Universitaria. Santiago de Chile. 136 pp.
- Grilli, A. y Vidal E.F., 1986. *Evaporación desde Salares: Metodología Para Evaluar los Recursos Hídricos Renovables. Aplicación en las Regiones I y II*. Dirección General de Aguas. Publicación Interna SDEH 86/4.
- Hargis and Montgomery Inc., and Geomar Ltda., 1981. *Hydrogeological Investigation of the Salar del Huasco Basin*. Interim Report, August 4, 1981. Inédito.
- Howard K.W.F., Eyles N., Smart P.J., Boyce J.I., Gerber R.E., Salvatori S.L. and Doughty M., 1996. The Oak Ridges Moraine of southern Ontario: a ground-water resources at risk. *Geosci Can* 22:101-120.
- INVEREX Ltda., 2000. *Hidrogeología de la Cuenca del Salar del Huasco, I Región*. Informe preparado para la Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi SCM. 40 pp. Inédito.
- JICA-DGA, 1995. *The Study on the Development of Water*



- Resources in Northern Chile. Supporting Report B: Geology and Groundwater. Pacific Consultants International – Tokyo. Convenio de cooperación Japan International Cooperation Agency y Dirección General de Aguas.
- Johnson, A.T., 1967. Specific yield: compilation of specific yield for various materials. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper. 1662-D. Washington, 74pp.
- Lee, R., 1980. Forest Hydrology. Columbia University Press. New York
- Magaritz M., Aravena R., Peña H., Suzuki O. and Grilli A., 1989. Water chemistry and isotope study of streams and springs in northern Chile. *J. Hydrol.*, 108:323–341.
- McDonald M.C. and Harbaugh A.W., 1988. MODFLOW, a modular three-dimensional finite difference groundwater flow model. U.S. Geological Survey. Open-file report 83–875, Chapter A1. Washington, DC.
- Risacher F., Alonso H., y Salazar C., 1999. Geoquímica de Aguas en Cuencas Cerradas: I, II y III Regiones – Chile, Vol II. Convenio de Cooperación Dirección General de Aguas, Universidad Católica del Norte e Institut de Recherche pour le Développement. S.I.T. N°51.
- Salazar C., Rojas L., y Pollastri A., 1998. Evaluación de Recursos Hídricos en el Sector de Pica. Hoya de la Pampa del Tamarugal, I Región. Dirección General de Aguas–Comisión Chilena de Energía Nuclear, SIT N°48, Santiago, Chile, Agosto de 1998.
- Sayes, J., 1978. Cuadrángulos Collacagua y Laguna del Huasco, Provincia de Iquique, I Región: escala 1:100.000. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, 43 pp.
- Schroeder, P.R., Aziz, N.M., Lloyd, C.M. and Zappi, P.A. 1994. "The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model: User's Guide for Version 3", EPA/600/R-94/168a, September 1994, U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Washington, DC.
- Waterloo Hydrogeologic Inc., 2001. Curso de modelación con Visual MODFLOW, realizado para la Dirección General de Aguas en Santiago de Chile. Documento Inédito.

Recibido: febrero 2008

Aceptado: abril 2008