

Funcionamiento hidrogeológico del acuífero del núcleo del salar de Atacama, Chile

José Francisco Muñoz-Pardo
Cristian Alberto Ortiz-Astete

Pontificia Universidad Católica de Chile

Leonardo Mardones-Pérez †

Codelco-Chile, División Chuquicamata

Pauline de Vidts-Sabelle

SQM, S.A.

En el núcleo del salar de Atacama, Chile, se ubica un acuífero de salmuera que interactúa con los acuíferos de agua dulce que lo recargan desde las partes más altas de la cuenca. Esta interacción produce una interfaz salina, que controla el flujo de agua dulce que ingresa al salar, justo donde se establece una serie de cuerpos lacustres de diversa extensión y forma, que constituyen el hábitat de una abundante flora y fauna. La sustentabilidad de esta flora y fauna depende del tamaño, la profundidad y propiedades químicas de los cuerpos lacustres. En este trabajo se estudia y analiza el comportamiento hidrogeológico del acuífero del núcleo del salar, que incluye la zona de las lagunas que se establecen en sus márgenes, usando el modelo de simulación Modflow. Se estima la evaporación desde las superficies lacustres y desde el agua subterránea con base en mediciones de campo y la recarga por flujo lateral subterráneo del acuífero mediante un modelo de simulación hidrológica estacional, usando 27 años de estadística de precipitaciones sobre la cuenca. Los resultados muestran que la descarga por evaporación desde el agua subterránea se produce principalmente en las zonas marginales del núcleo, que son aledañas a las lagunas, resulta casi despreciable en el núcleo salino y presenta una fuerte correlación con la variación estacional de la recarga por flujo lateral subterráneo. Se observa, además, que la evaporación en las zonas marginales del núcleo amortigua las variaciones naturales de la recarga por flujo lateral subterráneo, estableciéndose una recarga neta de agua dulce relativamente constante que alimenta a las lagunas.

Palabras clave: salar, salar de Atacama, salmuera, cuña salina, *modflow*, acuífero, funcionamiento hidrogeológico, zonas áridas.

Introducción

Los salares son zonas de descarga de agua subterránea y superficial en cuencas cerradas, donde la evaporación ha formado superficies con alta acumulación de sales (Duffy y Al-Hassan, 1988). En el salar de Atacama, Chile, la zona de depósitos salinos presenta un núcleo

conformado principalmente por una matriz sólida de cloruro de sodio y una zona marginal, compuestas por eflorescencias y sales de sulfatos. En el núcleo del salar existe un acuífero de agua salada que presenta una gran concentración de sales, lo cual le confiere una altísima densidad (1.22) que puede ser clasificada como salmuera debido a su alta concentración de sólidos disueltos totales

(Fetter, 1994). La salmuera del núcleo interactúa con el agua fresca que ingresa como flujo lateral subterráneo desde las partes más altas de la cuenca y produce una interfaz salina, cuya posición y forma dependen de la tasa de evaporación, las características hidrogeológicas del medio, el comportamiento de las precipitaciones y la densidad de la salmuera (Tejeda *et al.*, 2003). En los bordes del núcleo salino del salar se ubica una serie de lagunas formadas por el afloramiento del agua subterránea debido a la presencia de la cuña salina y al brusco cambio de pendiente de la superficie del terreno.

Algunas de estas lagunas presentan pequeñas variaciones de su tamaño y niveles, y son el hábitat de una variada flora y fauna, a pesar de las fuertes fluctuaciones de la hidrología de la cuenca, mientras que otras lagunas presentan grandes variaciones de niveles, llegando incluso a desaparecer en algunos periodos. El comportamiento de tales lagunas se puede explicar en función de la variación de las diferentes tasas de recarga que reciben, pero principalmente en función de la intensidad de la evaporación tanto de las superficies de agua libre de las lagunas como del agua subterránea en las zonas aledañas a ellas.

El objetivo de este trabajo es estudiar el funcionamiento hidrogeológico del acuífero de salmuera del núcleo del salar de Atacama y de las lagunas existentes en sus bordes, utilizando un modelo de simulación de flujo subterráneo, considerando la variabilidad espacial y temporal de la recarga por flujo lateral subterráneo proveniente de las diferentes cuencas aportantes y de la evaporación desde el agua subterránea.

Cuenca del salar de Atacama

La cuenca del salar de Atacama corresponde a una cuenca cerrada o endorréica que se ubica en la cordillera de los Andes, entre los paralelos 22°57' y 23°47' latitud sur y los meridianos 68°05' y 68°35' longitud oeste, aproximadamente a 150 km al sudeste de la ciudad de Calama, Chile (ilustración 1). El salar de Atacama se ubica en la parte más baja de la cuenca, tiene forma elipsoidal, con un eje mayor de 85 km, una anchura máxima de 50 km y su parte central se encuentra a 2,300 msnm (Moraga *et al.*, 1974).

La ilustración 1 muestra la distribución y características de los depósitos salinos presentes en el salar de Atacama, donde se distinguen dos unidades principales: un núcleo de cloruro (zona 4.1 y 4.2) y una zona marginal (zonas 1, 2, 3.1, 3.2 y 5). El núcleo de cloruros es un cuerpo homogéneo, formado por costras duras de cloruro de sodio, de relieve muy irregular, dentadas y quebradizas, ubicadas principalmente en la parte central y oeste del salar de

Atacama (Mardones, 1998). El núcleo se encuentra impregnado con una salmuera intersticial muy rica en litio, potasio, magnesio y boro (Alonso y Risacher, 1996), que forma el acuífero denominado núcleo del salar de Atacama. La zona marginal está compuesta por dos unidades: zona de limos y zona de eflorescencias. La zona de limos, que se encuentra en los bordes de los depósitos salinos, es bastante plana, con vegetación relativamente abundante y homogénea, y está constituida principalmente por arcillas y limos de origen aluvial, cementados localmente por sales (cloruros y sulfatos). La zona de eflorescencias corresponde a depósitos salinos (yeso, anhidrita, carbonatos y boratos) con abundantes lagunas y vegas (zonas donde la napa alcanza la superficie y que presentan una vegetación relativamente abundante), que forman una franja entre la zona de limos y el núcleo.

La recarga del acuífero del núcleo del salar de Atacama ocurre a través de dos flujos: el flujo lateral subterráneo, que proviene de los acuíferos adyacentes ubicados al norte, sur y este del núcleo (ilustración 2), y el flujo correspondiente a la precipitación que cae directamente sobre el núcleo. El acuífero que fluye desde el norte está formado por aguas salobres (menor densidad que la salmuera), mientras que los acuíferos del sur y del borde este son acuíferos de agua dulce.

El salar de Atacama se encuentra en una zona de clima muy árido que presenta una marcada variabilidad de la precipitación en el sentido este-oeste, tal como se observa en la ilustración 2. Los altos conos volcánicos situados en la cordillera de los Andes constituyen la principal zona de recarga de la cuenca, principalmente a partir de alturas superiores a los 5,000 m sobre el nivel del mar, donde los volcanes están generalmente cubiertos de nieve. Los escurrimientos superficiales se infiltran o son consumidos íntegramente por los regadíos antes de alcanzar los depósitos salinos.

El flujo superficial se puede representar (Schumm, 1977) por medio de tres zonas dispuestas en serie: a) zona fuente de sedimentos, agua y energía potencial del sistema, la que se presenta claramente en el borde norte y este del salar, donde se presentan escurrimientos superficiales perennes; b) zona de transición, donde ocurre la transferencia de sedimentos y agua a través de cauces lineales con caudales temporalmente estables en el tiempo, la que se presenta también en el sector norte y este del salar, y donde la serie de caudales medios mensuales es bastante constante, sin grandes variaciones, donde incluso no se pueden diferenciar épocas de crecidas de épocas de estiaje, y c) zona de depósito y descarga, ocupadas por los depósitos salinos donde se alojan la lagunas, las que se pueden observar en el sector norte, este y sur del salar.

Ilustración 1. Ubicación del salar de Atacama en Chile, sistemas lacustres existentes y distribución de los depósitos salinos. 1) zona sulfatos, limos salinos, 2) costra carbonatos, 3) materiales detrítico-salinos 4) núcleo de costra de cloruros, y 5) yeso limoso y costra de cloruros (modificado de Mardones, 1998).

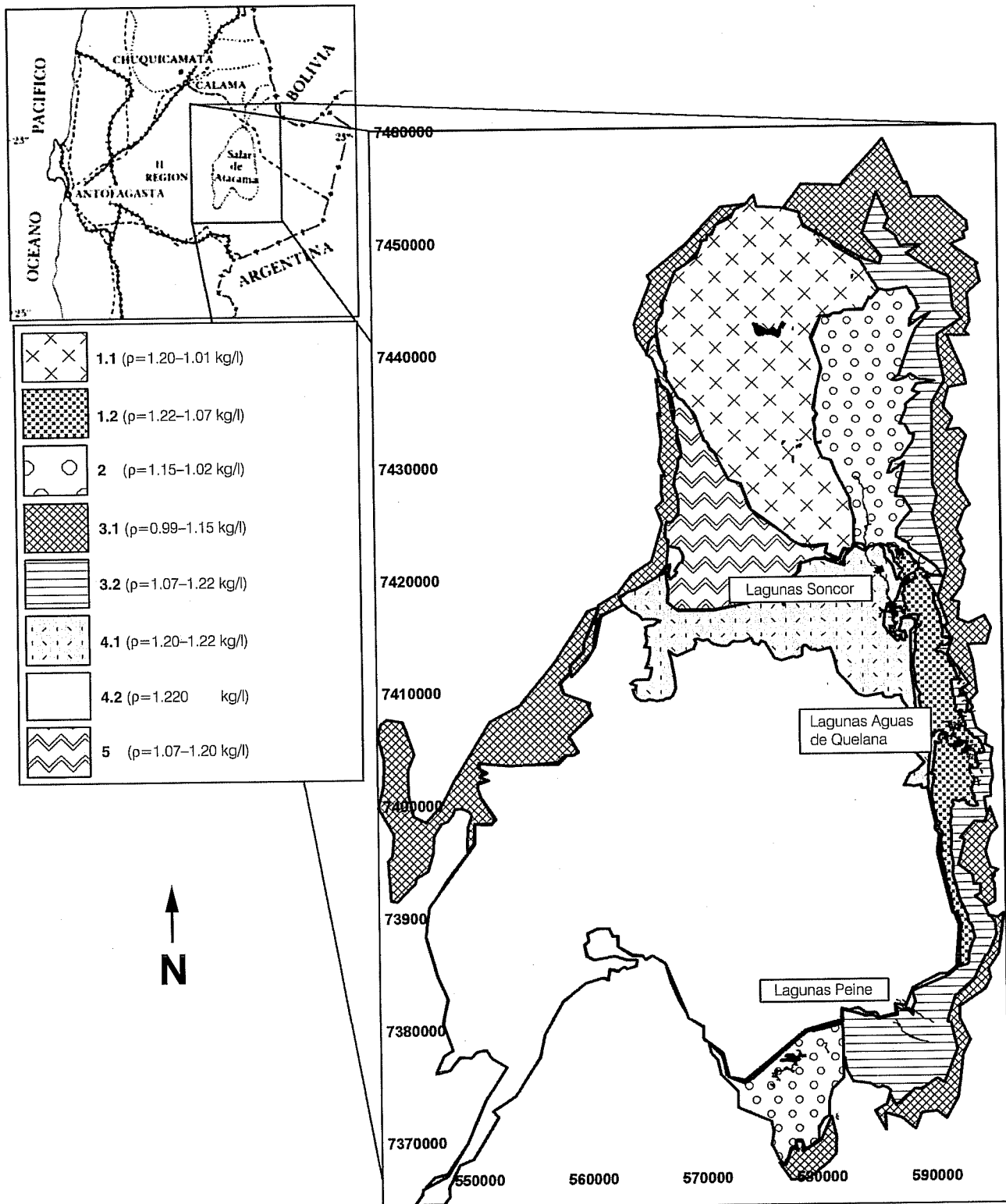
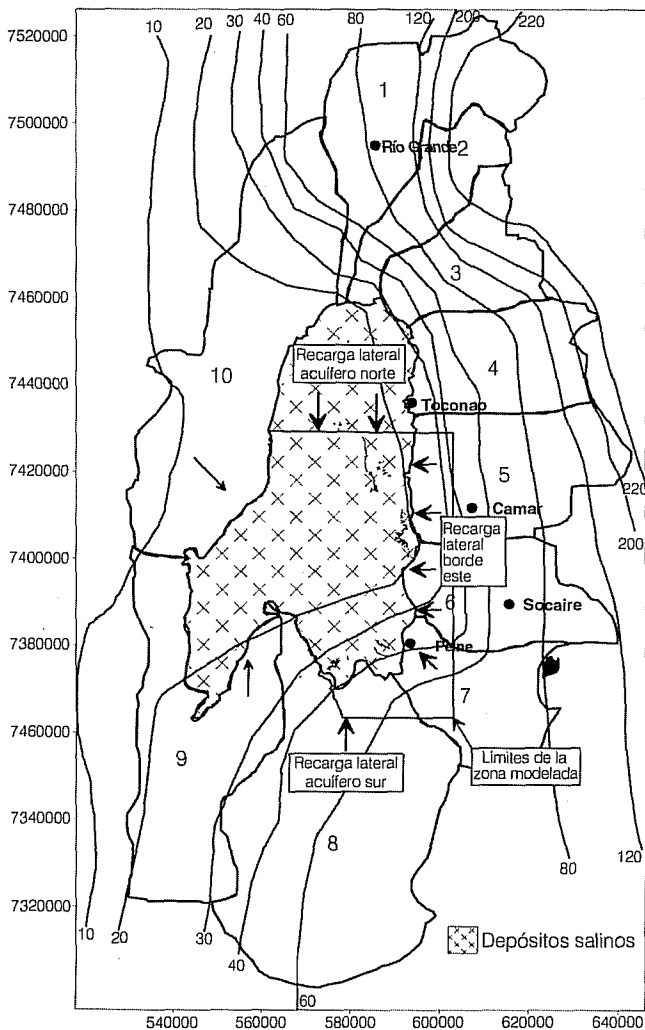


Ilustración 2. Límites de cuencas aportantes y del modelo hidrogeológico del núcleo salino, isoyetas y estaciones pluviométricas más cercanas.



El flujo de agua subterránea se puede caracterizar (Tóth, 1962; Maxey, 1967; Duffy y Al-Hassan, 1988) por tres zonas diferentes: a) zona de recarga de agua dulce, en la cual el movimiento del agua es descendente y se produce la infiltración de las precipitaciones en la parte alta de la cuenca; b) zona de flujo lateral subterráneo donde las líneas de flujo son horizontales, y c) zona de descarga o playa, donde aflora el agua dulce y se producen lagunas permanentes o eventuales, y donde la evaporación mantiene una precipitación continua de sales, lo que produce una costra salina saturada en salmuera.

Los principales sistemas lacustres existentes en el salar de Atacama (ilustración 1) son el sistema Soncor,

formado por las lagunas Puillar, Chaxa y Barros Negros; el sistema Aguas de Quelana, formado por varias lagunas de tamaño variable, y el sistema Peine, formado por las lagunas Interna, Salada, Saladita, La Punta y Brava. La descarga del núcleo ocurre mediante la evaporación en las diferentes zonas del salar: a) desde la superficie de las lagunas, b) desde el agua subterránea en zonas aledañas a las lagunas y c) desde la salmuera de la costra salina de halita, donde la napa subterránea es muy superficial. La evaporación presenta importantes variaciones estacionales, con un máximo en el verano, periodo en el cual ocurre también la mayor parte de las precipitaciones.

Evaporación en el salar de Atacama

La evaporación potencial en el salar de Atacama llega a 2,130 mm/año; la temperatura media anual alcanza los 14.1°C, con una media máxima de 24°C y una media mínima de 4°C, y la humedad psicrométrica es de 54.7% (DGA, 1987). Mardones (1986) estimó la evaporación desde la superficie de agua libre de las lagunas del salar (E_{al}) con base en mediciones de evaporación en estanques evaporímetros clase A, como:

$$E_{al} = K_e K_s E_t \quad (1)$$

donde K_e es un coeficiente de estanque (adimensional) igual a 0.7 de acuerdo con el estudio de Harza (1978); K_s es un coeficiente de reducción por salinidad (adimensional), que para una densidad de 1.045 (densidad del agua en las lagunas) es igual a 0.95 (Ide, 1978), y E_t es la evaporación medida en el tanque evaporímetro clase A.

Utilizando la fórmula 1 y mediciones de evaporación realizadas en varias estaciones meteorológicas situadas en la cuenca del salar, se estimó la evaporación desde los espejos de agua de las lagunas del salar de Atacama, cuya superficie alcanza los 13.4 km². Los resultados se muestran en el cuadro 1, donde se observa que existe una marcada estacionalidad, con valores máximos que ocurren durante el mes de diciembre (1.269 l/s), muy superiores al valor mínimo (498 l/s) que ocurre durante el mes de mayo.

La evaporación también ocurre desde el agua subterránea y es función de la profundidad de la napa. La evaporación disminuye en profundidad hasta un punto donde se hace nula, denominada profundidad de extinción. La evaporación desde el agua subterránea (E_{as}) puede considerarse como un proceso isotérmico en todo el perfil vertical y expresarse (Philip, 1957) como:

Cuadro 1. Evaporación mensual promedio desde tanque, desde las lagunas, caudal evaporado desde lagunas y precipitación mensual promedio en el salar de Atacama.

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
<i>E_t</i> (mm/d)	11.8	11.4	8.6	7.6	4.8	3.7	3.9	5.6	9.2	10.4	11.5	12.3
<i>E_{al}</i> (mm/d)	7.8	7.6	5.7	5.1	3.2	2.4	2.6	3.7	6.1	6.9	7.6	8.2
<i>Q_{evap}</i> (l/s)	1.213	1.177	889.7	787.4	498	378.3	397.6	575.2	946.1	1.076	1.184	1.269
<i>P_p</i> (mm/d)	0.113	0.165	0.119	0.007	0.022	0.048	0.003	0.011	0.008	0.002	0.005	0.012

$$E_{as} = E_{al} \exp(-a(z-z_0)) \quad (2)$$

donde *a* es un coeficiente de ajuste y *z₀* es la profundidad a la cual se produce la tasa de evaporación *E_{al}*. En el caso del salar de Atacama, *z₀* es igual a cero, ya que *E_{al}* corresponde a la evaporación desde el agua libre en superficie. Mardones (1986) determinó la evaporación desde el agua subterránea en el salar de Atacama mediante ocho lisímetros ubicados en diferentes zonas, en los cuales midió la evaporación para diferentes profundidades del agua subterránea. Los resultados muestran que la evaporación ocurre principalmente en la franja lateral que rodea al núcleo por los bordes norte, este y sur, y tiene una estrecha relación con la zona donde se establece la interfaz salina y con la densidad del agua subterránea. Prácticamente no se detecta evaporación en el núcleo del salar debido, por una parte, a la presencia de una gruesa costra de sal de 0.35 m que impermeabiliza la superficie y, por otra, a la disminución de la tasa de evaporación debido al incremento de la salinidad. La escasa evaporación que se produce ocurre principalmente a través de las fracturas en las placas poligonales de la costra.

La ilustración 1 presenta un mapa del salar con las diferentes costras salinas existentes en cada zona, las que tienen diferentes características evaporativas. La ilustración 3 presenta los resultados del ajuste de la fórmula 2 a la evaporación del agua subterránea medida en las zonas representativas de las diferentes costras salinas, las que, a su vez, contienen salmueras de diferentes densidades. Se observa que cuando la napa es superficial; una pequeña variación de su profundidad produce una gran variación en la tasa de evaporación; mientras que cuando la napa está más profunda y cercana a la profundidad de extinción, una variación en la profundidad produce variaciones insignificantes de la tasa de evaporación.

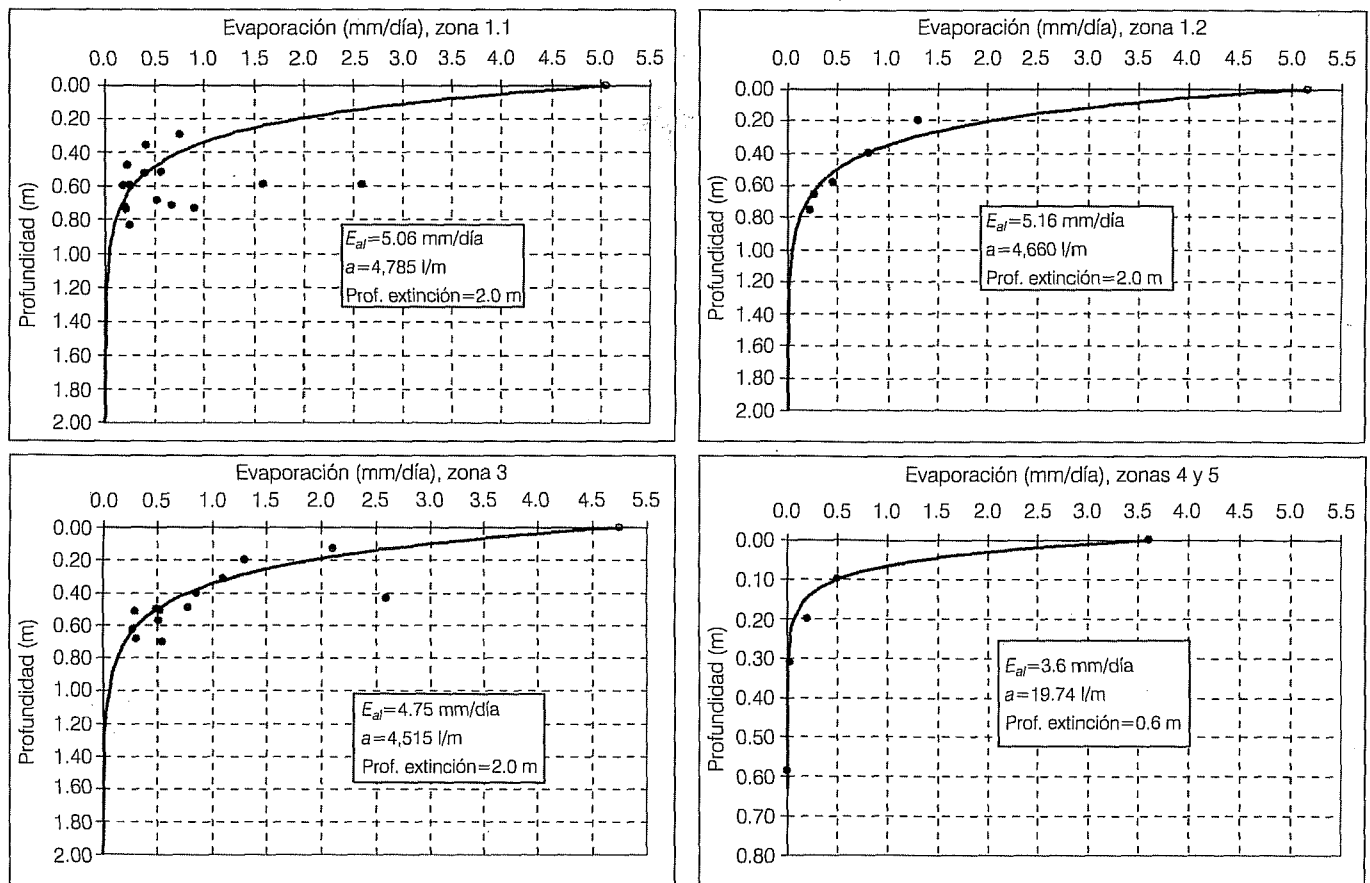
Con base en las curvas de evaporación asignadas a cada zona y a las mediciones del nivel del agua subterránea efectuadas en el año 1983, se estimó la evaporación total

desde los depósitos salinos, la que alcanzó 5.582 l/s (cuadro 2), valor que es concordante con los cálculos de la recarga total que ingresa a los depósitos salinos, que en promedio alcanza 4.922 l/s (cuadro 3).

Recarga al núcleo del salar por flujo lateral subterráneo

Fernández (1998) efectuó un análisis hidrológico de los valores medios mensuales de las precipitaciones sobre cada una de las cuencas que aportan recursos hacia el salar, lo que permitió estimar las características y composición de sus aportes, con base en transformaciones de precipitación en escorrentía superficial y subterránea. Una actualización de dicho estudio permitió analizar 16 estaciones pluviométricas, con un registro de precipitaciones y evaporación potencial de 27 años, desde el año 1975 hasta el 2001. La ilustración 2 presenta los límites de las cuencas aportantes, las estaciones ubicadas dentro de la cuenca y la distribución espacial de la precipitación media anual en la zona. Las mayores precipitaciones ocurren en las cumbres del lado este de la cuenca, que alcanzan 220 mm/año; las menores ocurren en el borde oeste y presentan un promedio de 10 mm/año. La precipitación se concentra preferentemente en algunos meses del año, con una clara preferencia por la precipitación estival. En los meses de diciembre a marzo ocurre casi el 86% de la precipitación anual, con el 63% del total concentrada sólo en los meses de enero y febrero. La precipitación sobre el salar es escasa, y se estimó generando una serie de valores mensuales, que suponen que la variación mensual sigue el promedio de los valores registrados en las estaciones más cercanas, ponderadas de manera que el promedio de largo plazo corresponda a los 16 mm/año observados. El balance hídrico de largo plazo consideró despreciable la precipitación directa sobre el núcleo del salar, ya que la evaporación media diaria en el núcleo es del orden de 10 mm/día durante el verano, que corresponde justamente al periodo donde se producen las principales precipitaciones.

Ilustración 3. Evaporación desde el agua subterránea en diferentes zonas del salar, agrupadas por tipos de costras salinas (Mardones, 1986) y ajuste de la expresión propuesta por Philip (1957).



Cuadro 2. Evaporación desde zonas representativas del salar de Atacama en el año 1983.

Zona	Superficie (km ²)	Evaporación (l/s)
1	345.00	649.73
2	214.00	388.89
3	436.32	3,529.68
4	1,639.37	111.58
5	55.63	3.53
Lagunas	13.40	899.54
Total	2,703.72	5,582.94

La recarga por flujo lateral subterráneo de cada una de las cuencas se estimó utilizando el modelo de simulación hidrológica estacional Seamod (Salas, 1984; Fernández, 1998), que transforma estadísticas de

precipitación mensual en escurrimientos subterráneos y superficiales, considerando los procesos de evaporación e infiltración de cada cuenca y aplicando relaciones de balance de masa entre los diferentes componentes del sistema.

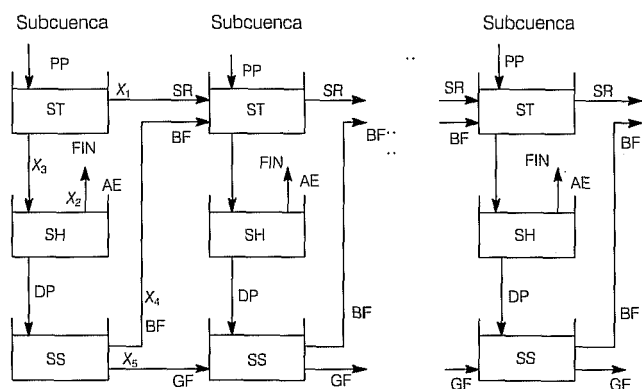
Los procesos hídricos considerados en el modelo son precipitación, escurrimiento superficial, infiltración, evapotranspiración, percolación profunda, flujo subsuperficial o base, y flujo de agua subterránea (ilustración 4). El modelo subdivide cada cuenca aportante en varias subcuencas homogéneas, conectadas en serie, y en cada una de ellas define tres niveles de almacenamiento: uno superficial, que participa directamente en el escurrimiento superficial y desde donde ocurre la infiltración; uno subsuperficial, desde donde se produce la evapotranspiración, y uno subterráneo, en el cual se genera el flujo base y subterráneo. El modelo consta además con una serie de parámetros que distribuyen el recurso hídrico en los

Cuadro 3. Caudales de recarga promedio de cada subcuenca en la periferia de los depósitos salinos y aporte neto al núcleo salino.

Cuenca núm.	Aporte por cuenca (l/s)	Aporte por precipitación (l/s)*	Evaporación de los sectores periféricos			Aporte neto al núcleo (l/s)
			Acuífero (l/s)	Vegas (l/s)	Lagunas (l/s)	
1	900	30	565	126	239	0
2	320	25	185	40	20	100
3	490	25	260	50	50	155
4	670	20	320	0	0	370
5	600		0	0	0	600
6	310		0	0	0	310
7	360		0	0	0	360
8	1,022		0	0	0	1,022
9	120		0	0	0	120
10	130		0	0	0	130
Núcleo		92		0	0	92
Total	4,922	192	1,330	216	309	3,259

* Representa la precipitación que ocurre sobre el acuífero norte y que es sumada proporcionalmente a cada una de las cuencas.

Ilustración 4. Relaciones entre los procesos hidrológicos y los almacenamientos en el programa *Seamod*. PP: precipitación; ST: almacenamiento superficial; SR: flujo superficial; FIN: infiltración; AE: evapotranspiración; SH: almacenamiento subsuperficial; DP: percolación profunda; BF: flujo base; SS: almacenamiento subterráneo, y GF: flujo subterráneo. X_i parámetros que distribuyen el agua en los distintos componentes del balance hídrico (Salas, 1984).



distintos componentes del modelo hidrológico, parámetros que son modificados durante el proceso de calibración.

En el salar de Atacama, cada cuenca aportante se subdividió en dos subcuencas. Una que incluye la parte alta, donde la precipitación es mayor, pero que presenta suelos más delgados, y otra baja, donde la precipitación es menor, que generalmente es de menor tamaño, presenta suelos más profundos y recibe el agua desde la

subcuenca superior y la entrega hacia los depósitos salinos. Se consideraron los datos obtenidos de las series de precipitación mensual sobre cada subcuenca, las series de evaporación potencial, el área de cada subcuenca y las características básicas de los suelos, como la capacidad de campo y la capacidad de infiltración. En todo el salar se consideraron diez cuencas aportantes, las que se presentan en la ilustración 2. Se obtuvieron así, series temporales de flujo superficial, de flujo base y de flujo de agua subterránea que recargan los depósitos salinos del salar. Para la calibración del modelo se usó la información fluviométrica de la estación San Pedro, ubicada en una cuenca del norte del salar de Atacama, obteniéndose un caudal medio anual de 0.69 m³/s, que se compara razonablemente con el observado en la estación, que es de 0.71 m³/s. La aplicación del modelo de simulación con los parámetros establecidos en la calibración permitió disponer de series temporales de los escurrimientos producidos a la salida de cada una de las cuencas aportantes en el mes, con una duración de 27 años.

El flujo lateral subterráneo que recibe el núcleo del salar de Atacama desde las cuencas aportantes se asumió igual a las series entregadas por el modelo *Seamod*, para las cuencas 5 a la 10, que representan el flujo que ingresa por el borde este, sur y oeste (ilustración 2). El flujo lateral subterráneo que ingresa por el borde norte se estimó efectuando un balance entre el flujo que aportan las cuencas 1, 2, 3 y 4, calculadas por el modelo *Seamod*, el flujo aportado por la precipitación directa y el

flujo correspondiente a la evaporación desde los sectores periféricos situados al norte del núcleo. El balance hídrico promedio de cada cuenca y su contribución real al núcleo se muestra en el cuadro 3. La recarga promedio a los depósitos salinos alcanza los 4,922 l/s, de los cuales un 66.2 % (3,259 l/s) constituye la recarga que efectivamente llega al núcleo. El aporte de cada cuenca es variable, observándose que la recarga de la cuenca 1 es totalmente consumida por la evaporación en la zona norte y por lo tanto su aporte neto al núcleo es nulo. Por otra parte, la cuenca 8 representa la mayor recarga con 1,022 l/s.

La ilustración 5 presenta el comportamiento de las recargas promedio anuales que ingresan a los depósitos salinos y al núcleo del salar, las que ocurren principalmente como flujo subterráneo, y el comportamiento de la precipitación promedio anual que cae sobre toda la cuenca. Se observa que las recargas calculadas por el modelo presentan un desfase entre el tiempo en que se producen las precipitaciones máximas y el caudal máximo de recarga.

Modelo de simulación del flujo de agua subterránea en el núcleo del salar

Para evaluar el funcionamiento del acuífero de salmuera en los bordes del núcleo del salar de Atacama se utilizó el modelo de simulación del flujo de agua subterránea *Modflow* (McDonald y Harbaugh, 1988). Los límites y ubicación de la zona modelada dentro de la cuenca del salar de Atacama se presentan en la ilustración 2. Para la simulación se utilizó un modelo de densidad constante, ya que la zona de interés en este estudio, es decir el núcleo y las zonas marginales donde se ubican las lagunas, presenta densidades superiores a 1.07 (ilustración 6), lo que se considera una aproximación razonable. Se utilizó una malla de 17,220 celdas, de las cuales 13,085 corresponden a celdas activas, que representan un acuífero libre de espesor saturado variable entre 30 m, en la zona del núcleo y 60 m en el borde este (ilustración 7). Bajo los 30 m se observa una capa de material menos

Ilustración 5. Recargas promedio anuales a los depósitos salinos y al núcleo del salar de Atacama y precipitación promedio sobre toda la cuenca.

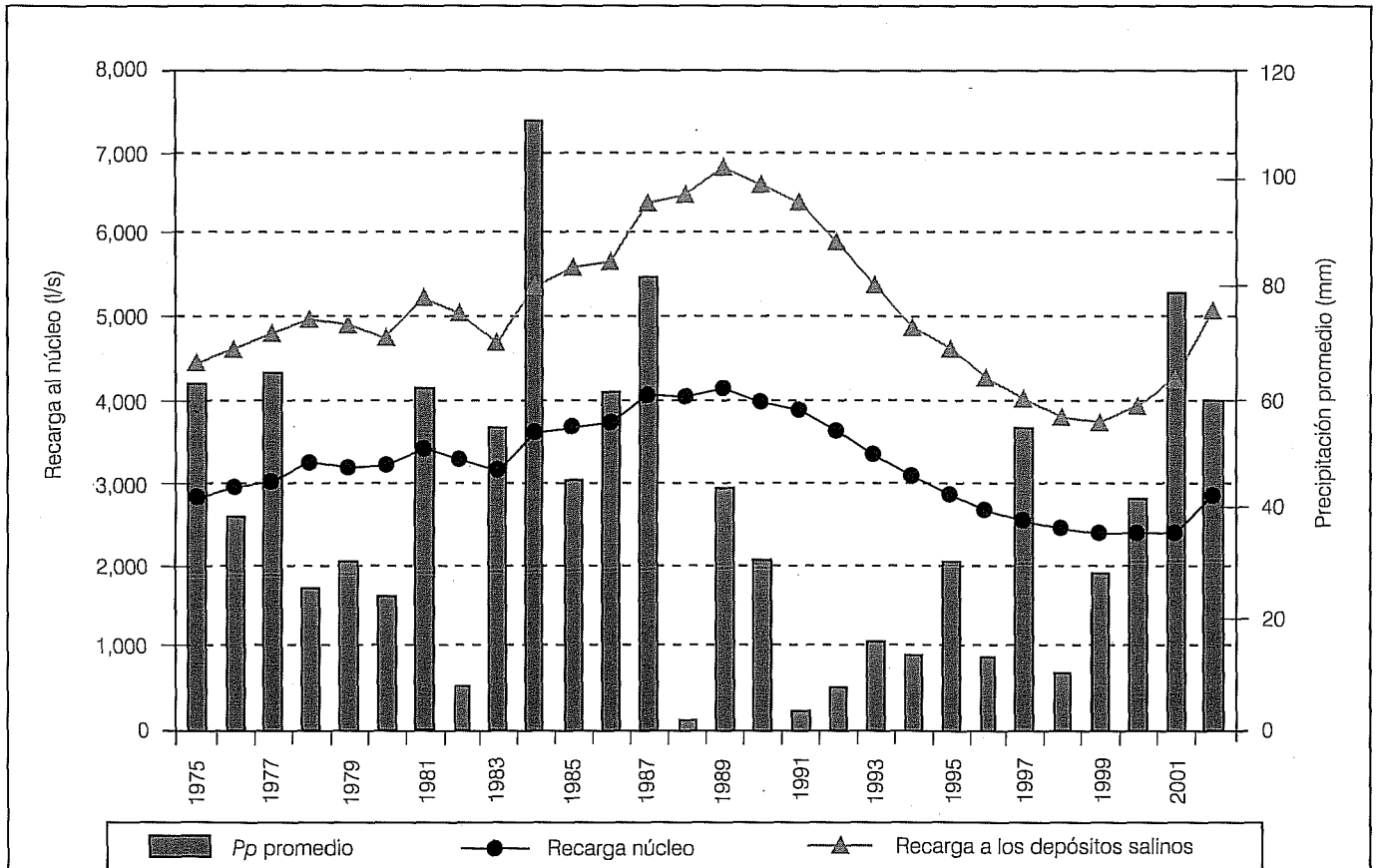
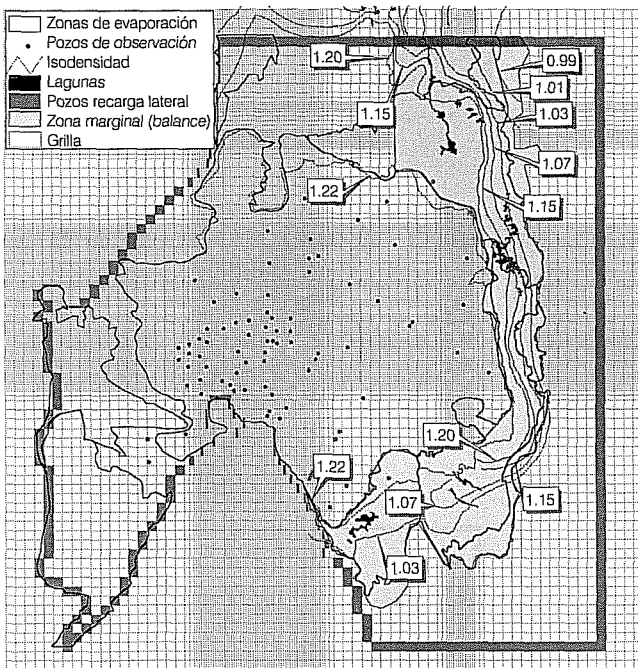


Ilustración 6. Malla utilizada en la discretización de la zona de estudio, zona marginal (balance), zonas de diferente densidad, zonas de evaporación y pozos de observación.



permeable que no participa del escurrimiento. La superficie del terreno varía espacialmente entre las cotas 2,299 y 2,400 metros sobre el nivel del mar.

Dado que la evaporación desde el agua subterránea disminuye exponencialmente con la profundidad

(ilustración 3), se realizó una modificación de la subrutina evapotranspiración del modelo *Modflow*, a fin de estimar la evaporación desde el agua subterránea en función de la profundidad a través de la fórmula 2. Para ello se agruparon los resultados de las mediciones de evaporación efectuadas por Mardones (1986) para las cuatro zonas representativas, considerando las diferentes costras salinas y la densidad de su salmuera, utilizando la función ajustada a los valores medidos, los cuales se muestran en la ilustración 3.

La recarga por flujo lateral subterráneo se representó a través de pozos de inyección situados en el borde del modelo, que se observan en la ilustración 6. La precipitación directa sobre el núcleo se representó como una condición de recarga superficial, la cual se obtuvo de los registros de tres estaciones existentes en el Salar.

La calibración del modelo consistió en determinar los valores y la distribución espacial de los parámetros elásticos del acuífero para reproducir el comportamiento transiente del nivel de la napa en 87 pozos de observación distribuidos en la zona de interés (ilustración 6). Este procedimiento se llevó a cabo utilizando el código de estimación automática de parámetros *PEST* (Doherty, 2003), que permite obtener un valor de la permeabilidad para cada celda del modelo y el valor del coeficiente de almacenamiento para diferentes zonas homogéneas. La ilustración 8 muestra el resultado de la calibración, donde se observa que la gran mayoría de los valores se alinean en una recta. Las diferencias que se observan se pueden explicar por los bruscos aumentos de la napa cuando se producen precipitaciones muy intensas y de corta duración sobre el núcleo del salar.

Ilustración 7. Perfil transversal en el sentido este-oeste del dominio del modelo Modflow.

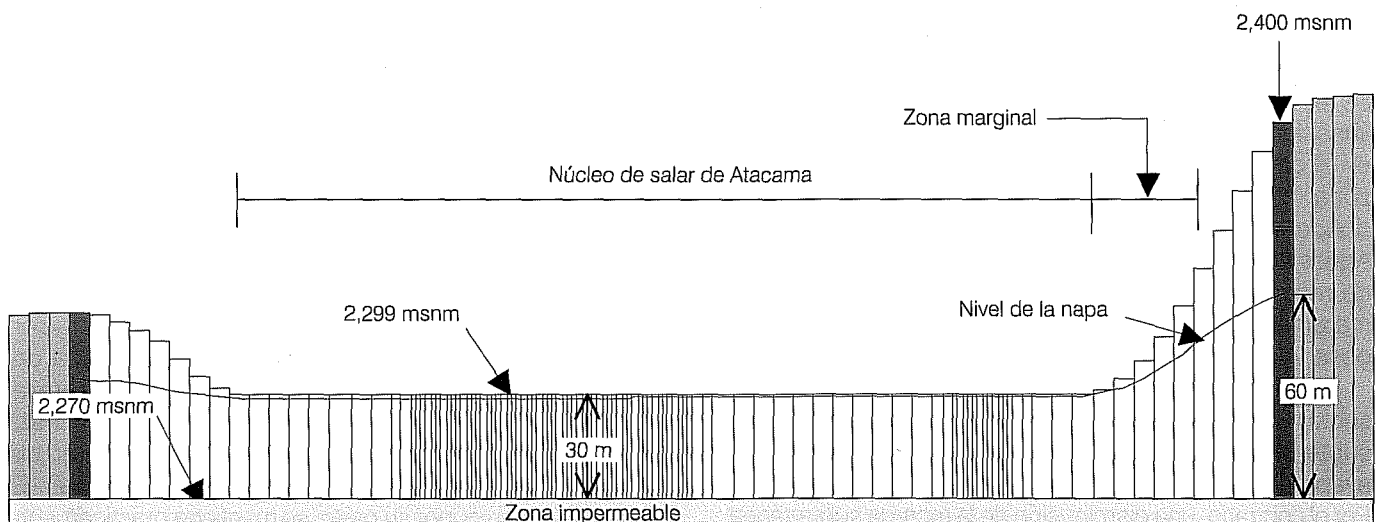
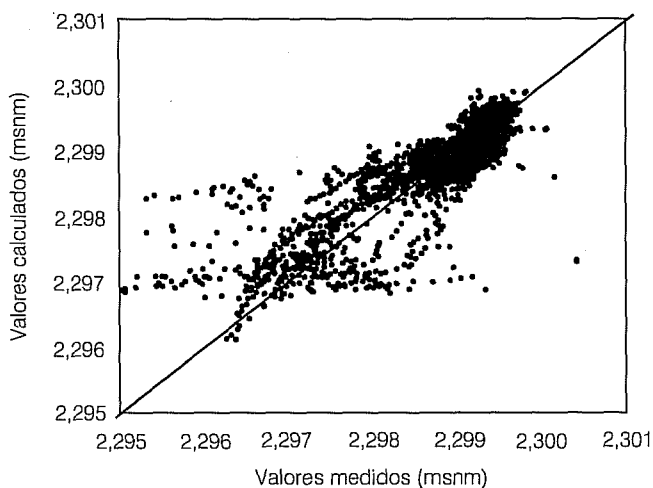


Ilustración 8. Niveles medidos y calculados por el modelo después del proceso de calibración.



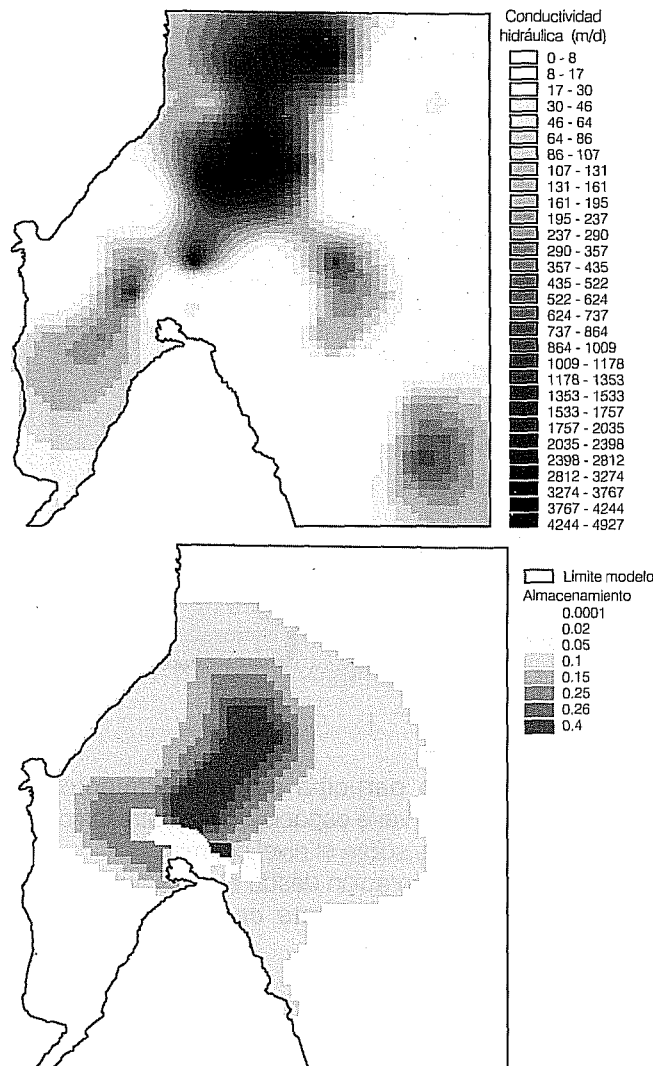
Los valores de los parámetros elásticos del acuífero y su distribución espacial se muestran en la ilustración 9. Los valores de permeabilidad concuerdan con el modelo conceptual del núcleo y sus márgenes, y con las mediciones de terreno (Harza, 1978), donde la permeabilidad mayor se encuentra en el núcleo y disminuye hacia los márgenes. El coeficiente de almacenamiento presenta el mismo tipo de distribución, disminuyendo también su valor hacia los márgenes del núcleo. La permeabilidad obtenida varía desde valores cercanos a 1 m/día hasta 4,900 m/día, valores altos que se producen en zonas donde existen grandes cavidades en la matriz sólida de cloruro de sodio, probablemente producto de disoluciones. El coeficiente de almacenamiento varía entre 0.1 y 40%.

Resultados

Se evaluó con el modelo *Modflow* la influencia de la variación que tiene la recarga por flujo lateral subterráneo en el comportamiento hidrogeológico del acuífero en la zona marginal del núcleo, específicamente en la zona donde se emplazan los sistemas lacustres de Soncor, Aguas de Quelana y Peine, simulando distintos escenarios de recarga. Se realizó un balance de masa en la zona marginal este y sur de los depósitos salinos, área que se observa en la ilustración 6.

Los resultados muestran que un aumento de la recarga subterránea produce un aumento de los niveles de la napa subterránea, produciendo un aumento drástico de la evaporación en extensas zonas alrededor de las lagunas. Por el contrario, una disminución de la recarga subterránea

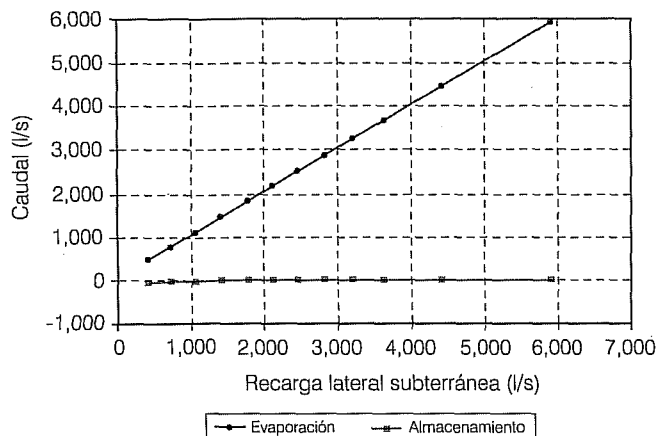
Ilustración 9. Coeficientes de permeabilidad y almacenamiento del acuífero obtenidos del proceso de calibración



produce una disminución de los niveles de la napa subterránea en las zonas aledañas a las lagunas, mermando fuertemente la descarga desde el agua subterránea en dichas zonas.

La ilustración 10 presenta gráficamente los resultados del balance de masa para la zona de interés, específicamente el comportamiento de la evaporación desde el agua subterránea y del agua almacenada del acuífero en función de la recarga por flujo lateral subterráneo. Se observa que la evaporación está fuertemente correlacionada ($r=0.999$) y presenta una relación lineal con la recarga subterránea. El almacenamiento, por su parte, se mantiene prácticamente

Ilustración 10. Evaporación y cambio en el almacenamiento de la zona marginal en el Salar de Atacama.



constante, mostrando pequeñas variaciones sólo para recargas subterráneas pequeñas, que no alcanzan a compensar la fuerte evaporación de la zona marginal. El hecho de que la evaporación se relacione linealmente con la recarga subterránea implica que aumentos o disminuciones de la recarga se traducirán en aumentos o disminuciones en la evaporación, manteniendo el volumen de agua almacenado en el acuífero y, por consiguiente, los niveles de la napa subterránea, constantes en la zona marginal del salar, a pesar de los fuertes cambios en la recarga natural por flujo lateral subterráneo. Este comportamiento hidrológico mantiene la recarga a las lagunas relativamente constante y explica la estabilidad de tamaño y niveles que algunas de ellas presentan en el tiempo.

Conclusiones

Las recargas por flujo lateral desde las cuencas que rodean los depósitos salinos del salar de Atacama más las precipitaciones que caen sobre ellos aportan, en promedio, 5,114 l/s, que son evaporados desde el agua subterránea y desde la superficie libre de las numerosas lagunas existentes. Las series temporales de recarga por flujo lateral superficial y subterráneo, generadas con un modelo hidrológico estacional, muestran valores promedio anuales variables, con un máximo de 6,500 l/s y un mínimo de 3,750 l/s, para el periodo comprendido entre 1975 y 2001.

La descarga por evaporación desde las diferentes costras salinas, estimada con base en medidas de las tasas de evaporación desde las diferentes salmueras, se produce principalmente desde las zonas aledañas a las lagunas que rodean al núcleo, mientras que en el núcleo

salino, donde la salmuera tiene una densidad de 1.22, la tasa de evaporación es casi despreciable.

Los resultados obtenidos con el modelo de simulación *Modflow* muestran que la evaporación desde el nivel freático en la zona marginal de los depósitos salinos, especialmente en los sectores donde se emplazan las lagunas, presenta una importante variación temporal, con una fuerte correlación con la recarga por flujo lateral subterráneo que ingresa a la zona marginal del núcleo. La evaporación desde el agua subterránea actúa entonces como un componente que amortigua las variaciones de la recarga que aportan las cuencas que rodean los depósitos salinos, manteniendo constante los niveles de la napa en la zona marginal del núcleo del salar, lo que explica la estabilidad de tamaño y niveles de algunas lagunas.

Reconocimiento

Los autores expresan su reconocimiento al excelente trabajo del señor Leonardo Mardones Pérez, quien efectuó las mediciones de evaporación en el salar de Atacama, y que lamentablemente falleció en febrero de 2002 sin ver publicado este trabajo.

Recibido: 13/09/2002
Aprobado: 02/10/2003

Referencias

- ALONSO, H. y RISACHER, F. Geoquímica del salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance hídrico. *Revista geológica de Chile*. Vol. 23, 1996, pp. 113-122.
- DGA. *Balance hídrico de Chile*., Santiago, Chile: Dirección General de Aguas, 1987.
- DOHERTY, J. Ground water model calibration using pilot points and regularization. *Ground water*. Vol. 41, 2003, pp. 170-177.
- DUFFY, C.J. y Al-HASSAN, S. Groundwater circulation in closed desert basin: topographic scaling and climate forcing. *Water resources research*. Vol. 24, 1988, pp. 1675-1688.
- FERNÁNDEZ, B. *Estudio hidrológico del salar de Atacama*. Informe de Investigación. Santiago, Chile: Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile, 1998.
- FETTER, C.W. *Applied hydrogeology*. New York: Robert MacMillan, 1994.
- HARZA, ENGINEERING COMPANY INTERNACIONAL. *Desarrollo de los recursos hidráulicos en el Norte Grande, Chile*. Informe técnico. Proyecto CHI/69/535. United Nations, 1978.
- IDE, F. *Cubicación del yacimiento salar de Atacama*. Tesis de ingeniería civil. Santiago, Chile: Universidad de Chile, 1978, 144 p.
- MARDONES, L. Características geológicas e hidrogeológicas

- del salar de Atacama. *El litio, un nuevo recurso para Chile*. Santiago, Chile: Editorial Universitaria, 1986, pp. 181-216.
- MARDONES, L. *Flux et évolution des solutions salines dans les systèmes hydrologiques des salars d'Ascotan et d'Atacama*. Tesis de doctorado. Orsay, Francia: Universidad de París, 1998, 278 pp.
- MAXEY, G.B. *Hydrogeology of desert basins*. Symposium on Groundwater Development in Arid Basins. Utah State University, Logan, 16 y 17 de marzo, 1967.
- MCDONALD, M.G. y HARBAUGH, A.W. *MODFLOW: a modular three dimensional finite difference groundwater flow model*. Manual de referencia. USGS, USA, 1988.
- MORAGA A., CHONG, G. FORTT, M.A. y FERNÁNDEZ, H. Estudio geológico del salar de Atacama, provincia de Antofagasta. *Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas*. Vol. 29, 1974, pp. 1-56.
- PHILIP, J.R. Evaporation and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteorol.* Vol. 14, 1957, pp. 354-366.
- SALAS, J.D. *Seasonal model for watershed simulation*. Course: Computer Modeling for Watershed Hydrology, del 4 al 8 de junio, Dep. of Civil Eng., CSU, Fort Collins, USA, 1984.
- SCHUMM, S. *The fluvial system*. New York: John Wiley, 1977.
- TEJEDA, I., CIENFUEGOS, R., MUÑOZ, J.F. y DURÁN, M. Numerical modeling of saline intrusion in the salar de Atacama. *Journal of hydrologic engineering of ASCE*. Vol. 8, 2003, pp. 25-34.
- TÓTH, J. A Theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. *Journal of geophysical research*. Vol. 67, 1962, pp. 4375-4387.

Abstract

MUÑOZ-PARDO, J.F., ORTIZ-ASTETE, C.A. MARDONES-PÉREZ, L.† & DE VIDTS-SABELLE, P. *Hydrogeological functioning of the aquifer of the nucleus of the Atacama salt plain in Chile. Hydraulic engineering in México (in Spanish). Vol. XIX, no. 3, July-September, 2004, pp. 69-81.*

The nucleus of the Atacama salt plain in Chile is a brine aquifer that interacts with freshwater aquifers that recharge it from the upper portions of the basin. This interaction originates a saline interface that controls the flow of freshwater entering the salt plain located precisely where a number of different extents and shapes occur, providing habitats for abundant wildlife. The sustainability of this wildlife depends on the size, depth and chemical properties of the lagoons. This paper reports the study and analysis of the hydrogeological behavior of the saline aquifer and the lagoon zone using a Modflow simulation model. Evaporation from the lagoons and from groundwater is estimated on the basis of field measurements, and the recharge of the freshwater aquifer is estimated by means of a hydrological simulation model using 27 years of precipitation and evaporation data in the basin. Results show that the evaporation losses from groundwater in the vicinity of the lagoons exhibit a strong correlation with seasonal variations of groundwater recharge, and this effect reduces the variations in the net freshwater recharge into the lagoons.

Keywords: salt plain, Atacama salt plain, brine, salt-water wedge, modflow, aquifer, hydrogeological functioning, arid zones.

Dirección institucional de los autores:

Dr. José Francisco Muñoz-Pardo

Profesor titular, jefe de Departamento.
Pontificia Universidad Católica de Chile,
Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental,
Vicuña Mackenna 4860, Código Postal 6904411, Santiago-Chile,
teléfono: 56 2 686 4227,
fax: 56 2 686 5876,
jfmunoz@ing.puc.cl

M. en C. Cristian Alberto Ortiz-Astete

Ingeniero de Proyectos,
DICTUC, S.A.,
Avenida Vicuña Mackenna 4860,
Macul, Santiago, Chile,
teléfono: 56 2 686 5874,
fax: 56 2 686 5876,
cortiza@ing.puc.cl

Dr. Leonardo Mardones-Pérez †

Jefe de Recursos Hídricos
Codelco Chile, División Chuquicamata

Dr. Pauline de Vidts-Sabelle

Gerente de Investigación y Desarrollo y Medio Ambiente,
SQM, S.A.
El Trovador 4285,
teléfono: 56 2 425 2262
pdevidts@sqm.cl