

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA

XX CONGRESO CHILENO DE HIDRAULICA

MECANISMOS DE EVAPORACION DEL AGUA SUBTERRANEA A PARTIR DE UN SUELO DESNUDO

MARIA FERNANDA HERNANDEZ LOPEZ¹

JORGE GIRONAS²

FRANCISCO MUÑOZ PARDO³

RESUMEN

En cuencas cerradas, una correcta cuantificación del proceso de evaporación es esencial para mejorar la exactitud en la estimación del balance de agua, puesto que este proceso en climas áridos e hiperáridos como los del altiplano chileno influye en un alto porcentaje en el ciclo hidrológico (Johnson et al, 2010). El objetivo de este trabajo es determinar la evaporación y los flujos de evaporación de una columna de suelo salino sometida a diferentes niveles de agua a partir de la superficie del suelo. En este trabajo, se llevaron a cabo experimentos de laboratorio, que muestran que existe un transporte de agua que disuelve las sales del suelo y que está controlado por el gradiente de temperatura. Predominaron los flujos líquido isotérmico hacia arriba y el flujo de vapor térmico hacia abajo para los niveles de agua evaluados, excepto para el nivel de agua de 75 cm donde predominó el flujo de vapor térmico hacia abajo y el flujo de vapor isotérmico hacia arriba.

¹Estudiante de Doctorado, Departamento de Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile - mail: mfherna1@uc.cl

²Profesor Asociado, Departamento de Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile – mail: jgironas@ing.puc.cl

³Profesor Titular, Departamento de Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile – mail: jfmunoz@ing.puc.cl

1. INTRODUCCION

Dentro del ciclo hidrológico, la evaporación a partir del suelo es uno de los principales procesos de descarga del agua subterránea, y varía fuertemente según la profundidad del nivel freático. En cuencas cerradas y en zonas áridas e hiperáridas donde los escurrimientos superficiales son escasos y las precipitaciones anuales son casi nulas, la evaporación es la principal vía de salida del agua y por lo tanto su estimación de forma precisa puede ser una herramienta valiosa para evaluar los recursos hídricos disponibles en una cuenca. Para cuantificar este recurso, es importante conocer el transporte de energía y agua en el suelo debido al movimiento de humedad y calor que involucra el mecanismo de evaporación de un suelo desnudo.

Se ha propuesto que en zonas áridas con perfil de suelos muy seco, la conducción de humedad es nula y la evaporación despreciable (Grilli y Vidal, 1986; Philip, 1957). Sin embargo, también se ha postulado que la evaporación no es despreciable y se ha considerando un frente de evaporación entre la napa freática y la superficie del suelo, que divide el suelo en dos zonas, una superior hasta la superficie del suelo donde el flujo es en forma de vapor y una inferior en la que el flujo es en forma líquida (Boulet et al, 1997).

Los mecanismos de evaporación desde el agua subterránea somera ocurren de tres formas: a) desde suelo húmedo, como flujo líquido si el nivel freático está cerca a la superficie del terreno y la zona no saturada tiene suficiente humedad; b) desde una capa superficial seca y un nivel freático más profundo, la tasa de evaporación del agua subterránea queda determinada por la capacidad de conducción, presentándose la evaporación bajo la superficie como un frente de evaporación; y c) a través de un suelo más seco, la evaporación es controlada por mecanismos de transferencia de vapor, y debido al muy bajo contenido de humedad la transferencia de vapor puede ser dominante.

Philip y de Vries (1957) describen el movimiento de agua líquida y vapor de agua bajo condiciones no isotérmicas, dividiendo el flujo en agua líquida y vapor de agua isotérmicos y térmicos. Otros estudios bajo condiciones no isotérmicas, sugieren que cerca de la superficie el flujo líquido y de vapor de agua son de igual magnitud (Jackson, 1973; Monji et al, 1990; Rose, 1968), y otros sugieren que el flujo de vapor es aproximadamente la mitad del transporte de energía cerca de la superficie del suelo (Cahill y Parlange, 1998; Westcot y Wirenga, 1974). Por lo que no se ha determinado aún el sentido del flujo, que transporte es más importante, ni que causa estas diferencias.

En Chile se han realizado estudios para medir la evaporación a través del suelo de salares. En la primera región se tienen estudios en el salar de Bellavista por Toro (1967) mediante lisímetros, Grilli (1985) mediante gradientes de humedad y temperatura, Grilli et al (1989) con técnicas isotópicas, y Muñoz (2006) por mediciones por domo. En el salar de Llamara se tienen los estudios de Tyler (2002) por correlación de Eddy, y Thies (2007) por mediciones de domo. En el salar de Atacama se cuenta con las mediciones de Ide (1978) e Hydrotechnica (1988) mediante lisímetros, Mardones (1997) y Kampf et al (2005) por correlaciones de Eddy. En el salar del Huasco, GP consultores (2003, 2008) cuenta con mediciones de lisímetros. Johnson (2009) realizó mediciones de evaporación por domo en

los salares de Huasco, Laco, Maricunga, Pedernales, Aguas Calientes 2 y en la Laguna de Tuyajto.

A pesar de todos los esfuerzos realizados, la información sobre evaporación desde el agua subterránea existente en los salares de Chile es deficiente aunque algunas cuencas cuentan con lisímetros (Tuyajto y Huasco), y microlisímetros (El Laco, Tuyajto, Aguas Calientes Sur) que han sido considerados como una herramienta válida para realizar mediciones correctas de evaporación. En este contexto, resulta primordial investigar el proceso de evaporación de un suelo desnudo para diferentes niveles de agua freática. El objetivo de este estudio es evaluar la interacción de los flujos de agua líquida y vapor de agua térmicos e isotérmicos asociados aun suelo arenoso altamente salino.

2. MATERIALES Y METODOS

2.1 Instalación Experimental

La instalación experimental consistió de una columna de acrílico de 0.35 m de diámetro y 1.20 m de alto, cubierta con un aislante térmico y conectado a un tubo de Mariotte para mantener el nivel de agua constante bajo la superficie del suelo. La columna experimental, fue empacada con suelo proveniente de la cuenca del salar de Huasco a una densidad de 1.55 g cm^{-3} lo más homogéneo posible. Análisis de distribución de partícula mostró un 95% de arena, 4% de limo y 1% de arcilla. La conductividad eléctrica es de 8.1 dS m^{-1} .

Los experimentos se llevaron a cabo a 4 profundidades de nivel de agua a partir de la superficie del suelo (75, 50, 40 y 30 cm), bajo condiciones isotérmicas en condiciones de laboratorio. La temperatura del laboratorio fue constante ($22 \pm 2.5^\circ\text{C}$) y la humedad relativa varió entre 0.25 y 0.58. La evaporación se forzó con una lámpara infrarroja sobre la superficie de la columna, y con un ventilador se simuló el viento sobre la superficie de la columna. Se realizaron mediciones de contenido de humedad (θ), conductividad eléctrica (σ) y temperatura (T) mediante sensores TDR y sensores de temperatura a 9 profundidades a partir de la superficie del suelo, espaciados cada 5 cm los sensores entre sí, y las mediciones se registraron cada 5 minutos.

2.2 Determinación de Flujos

El flujo total de agua (q_{total}) en un suelo variablemente saturado considera los flujos de agua líquida (q_L) y vapor de agua (q_v), y bajo condiciones de temperatura variable en el tiempo, cada uno de los flujos consta de un componente térmico y otro isotérmico:

$$\begin{aligned} q_{total} &= q_L + q_v = q_{Lh} + q_{LT} + q_{vh} + q_{vT} \\ &= -K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) - K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} - K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \end{aligned} \quad (1)$$

donde q_{Lh} y q_{LT} son los flujos de agua líquida isotérmico y térmico respectivamente [LT^{-1}]; q_{vh} y q_{vT} son los flujos de vapor de agua isotérmico y térmico respectivamente [LT^{-1}]; K_{Lh}

$[LT^{-1}]$ y $K_{LT} [L^2K^{-1}T^{-1}]$ son las conductividades hidráulicas isotérmica y térmica para el flujo líquido respectivamente; $K_{vh} [LT^{-1}]$ y $K_{vT} [L^2K^{-1}T^{-1}]$ son las conductividades hidráulicas isotérmica y térmica para el flujo de vapor de agua respectivamente; h es la presión de succión [L]; T es temperatura [K]; z es la coordenada espacial positiva hacia arriba [L].

El modelo de distribución de tamaño de poro de Mualem (1976) fue usado para determinar la K_{Lh} , a partir de la conductividad hidráulica saturada y el modelo de van Genuchten (1980) de la curva de succión.

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha h)^n\right]^m} \quad (2)$$

$$K(Se) = K_s Se^{0.5} \left[1 - \left(1 - Se^{1/m}\right)^m\right]^2 \quad (3)$$

donde, θ es el contenido de agua volumétrico [-]; θ_r y θ_s son los contenidos de humedad residual y saturado respectivamente [-]; α es el inverso de la presión de burbujeo [L^{-1}]; n y m son parámetros empíricos que determinan la forma de la curva de succión ($m = 1 - 1/n$); K_s es la conductividad hidráulica saturada [LT^{-1}]; y Se corresponde al grado de saturación ($= (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$).

La conductividad hidráulica térmica para el flujo líquido, K_{LT} , es definido como (Noborio et al, 1996):

$$K_{LT} = K_{Lh} \left(h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right) \quad (4)$$

donde γ es la tensión superficial del agua [MT^{-2}]; γ_0 es la tensión superficial a $25^\circ C$ ($=71.89 \text{ g s}^{-2}$); y G_{wT} es un factor para corregir la dependencia de la tensión superficial de la temperatura, asumido en este estudio como 7 (Nimmo y Miller, 1986). Las conductividades hidráulicas para el flujo de vapor debido a los gradientes de presión de succión, K_{vh} , y a temperatura, K_{vT} fueron definidos según las siguientes ecuaciones respectivamente (Nassar y Horton, 1989):

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{vs} \frac{M g}{RT} H_r \quad (5)$$

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{vs}}{dT} \quad (6)$$

donde D es la difusividad de vapor en el suelo [L^2T^{-1}]; ρ_w es la densidad del agua líquida [ML^{-3}]; ρ_{vs} es la densidad del vapor de agua saturado [ML^{-3}]; M es el peso molecular del agua ($= 0.018015 \text{ kg mol}^{-1}$); g es la aceleración gravitacional ($= 9.81 \text{ m s}^{-2}$); R es la constante universal de los gases ($= 8.341 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T es la temperatura [K]; H_r es la humedad relativa del suelo [-], y η es un factor de corrección debido a que el gradiente de temperatura a nivel de poro excede los gradientes de temperatura en el medio, y este valor es función del contenido de humedad y de arcilla en la muestra de suelo (Cass et al, 1984):

$$\eta = 9.5 + 3 \frac{\theta}{\theta_s} - 8.5 \exp \left\{ - \left[\left(1 + \frac{2.6}{\sqrt{f_c}} \right) \frac{\theta}{\theta_s} \right]^3 \right\} \quad (7)$$

donde f_c es la fracción de arcilla del suelo ($= 0.016$), y la difusividad del vapor de agua en el suelo (D) se dedujo de la difusividad del vapor de agua en el aire (D_a) (Millington y Quirk, 1961):

$$D = \frac{\theta_{aire}^{7/3}}{\theta_s^2} \theta_{aire} D_a \quad (8)$$

En la Tabla 1 se presentan los parámetros de la anterior formulación y sus respectivas referencias.

Tabla 1: Formulación encontrada en la literatura usado en este estudio

Parámetro	Fórmula	Referencias
Tensión superficial el agua del suelo, γ ($g \text{ s}^{-2}$)	$\gamma = 75.6 - 0.1425 T - 2.38 \times 10^{-4} T^2$	Hillel (1971)
Difusividad del vapor de agua en el aire, D_a ($m^2 \text{ s}^{-1}$)	$D_a = 2.12 \times 10^{-5} \left(\frac{T}{273.15} \right)^2$	Campbell (1985)
Densidad de vapor saturado, ρ_{vs} ($kg \text{ m}^{-3}$)	$\rho_{vs} = \exp(31.37 - 6014.79T^{-1} - 7.92 \times 10^{-3}T) T^{-1} \times 10^{-3}$	Campbell (1985)
Densidad del agua líquida, ρ_w ($kg \text{ m}^{-3}$)	$\rho_w = 1 - 7.37 \times 10^{-6} (T - 4)^2 + 3.79 \times 10^{-8} (T - 4)^3$	Hillel (1971)
Humedad relativa, H_r (-)	$H_r = \exp \left(\frac{h M g}{RT} \right)$	Philip y de Vries (1957)

Nota: T (K) es temperatura; h (m) es presión de succión.

La conductividad térmica del suelo (λ) fue estimada de acuerdo a Chung y Horton (1987):

$$\lambda = b_1 + b_2 \theta + b_3 \theta^{0.5} \quad (9)$$

donde b_1 , b_2 y b_3 son constantes.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Evaporación

Se determinó la evaporación para 7 niveles de agua en laboratorio. En la Figura 1 se presenta la comparación de mediciones realizadas en laboratorio y campo. Las mediciones en campo se hicieron con los métodos de la cámara (Johnson et al, 2010) y lisímetros de carga constante (GP Consultores Ltda y Collahuasi, 2008).

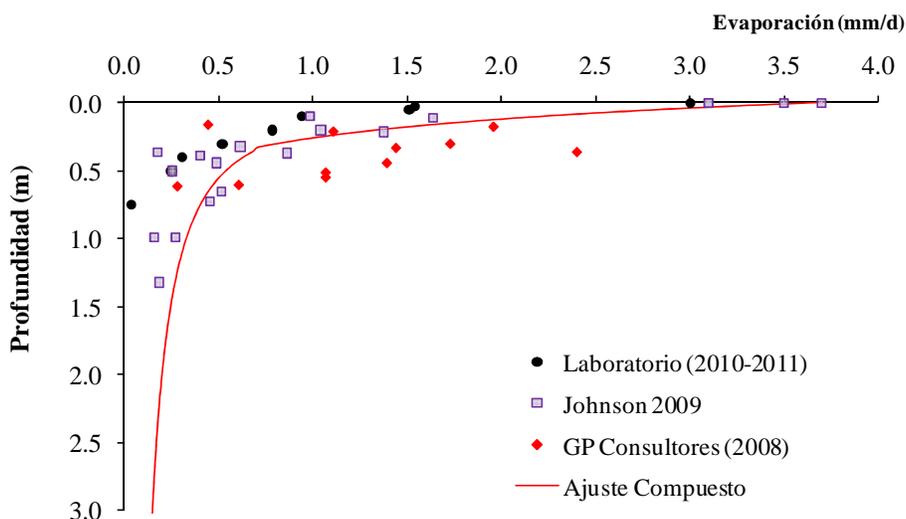


Figura 1: Mediciones de evaporación en la cuenca del salar del Huasco.

No se observa una tendencia clara en las mediciones realizadas por GP consultores y Collahuasi (2008), siendo tasas de evaporación muy variables para profundidades semejantes. Para profundidades entre 0 y 0.33 m, las tasas diarias registradas con los lisímetros fueron 3 veces mayores a las determinadas por el domo (0.62 y 1.95 mm d^{-1}), a mayor profundidad (0.6 y 0.65 m) la evaporación promedio fue de 0.60 mm d^{-1} , mientras que con el domo fueron de 0.52 mm d^{-1} (Johnson, 2009). Por otra parte, las tasas de evaporación obtenidas en laboratorio son mucho menores a las obtenidas por los lisímetros y se encuentran dentro de los registros obtenidos por la metodología del domo, que consiste en cuantificar el incremento del vapor de agua proveniente de napa freática somero mediante un cámara semiesférica de acrílico que permite el paso de radiación solar (Stannard, 1988).

Es posible apreciar que las tasas de evaporación registradas en distintas condiciones climáticas muestran una disminución a medida que el nivel de agua se encuentra más profundo. Sin embargo, las tasas de evaporación dependen del tipo de suelo, y del tipo y concentración de sales que presente el suelo, como lo reportó Gran et al (2011).

3.2 Perfiles de Contenido de Humedad, Conductividad Eléctrica y Temperatura

Los perfiles de contenido de agua volumétrico (θ), conductividad eléctrica (σ) y temperatura (T) sometidos a diferentes niveles de agua al final de los experimentos correspondiente a 20 días de duración se presentan en la Figura 2 a, b y c respectivamente. Los perfiles de contenidos de humedad (Figura 2a) y conductividad eléctrica (Figura 2b) son diferentes para cada nivel de agua. Los primeros presentan en la zona cercana a la superficie menor contenido de humedad y posteriormente aumenta con la profundidad del suelo y con la disminución de la profundidad del nivel de agua impuesto. En este perfil no se observa un incremento repentino de θ para determinar el frente de evaporación como lo sugieren algunos autores (Gran et al, 2011; Konukcu et al, 2004).

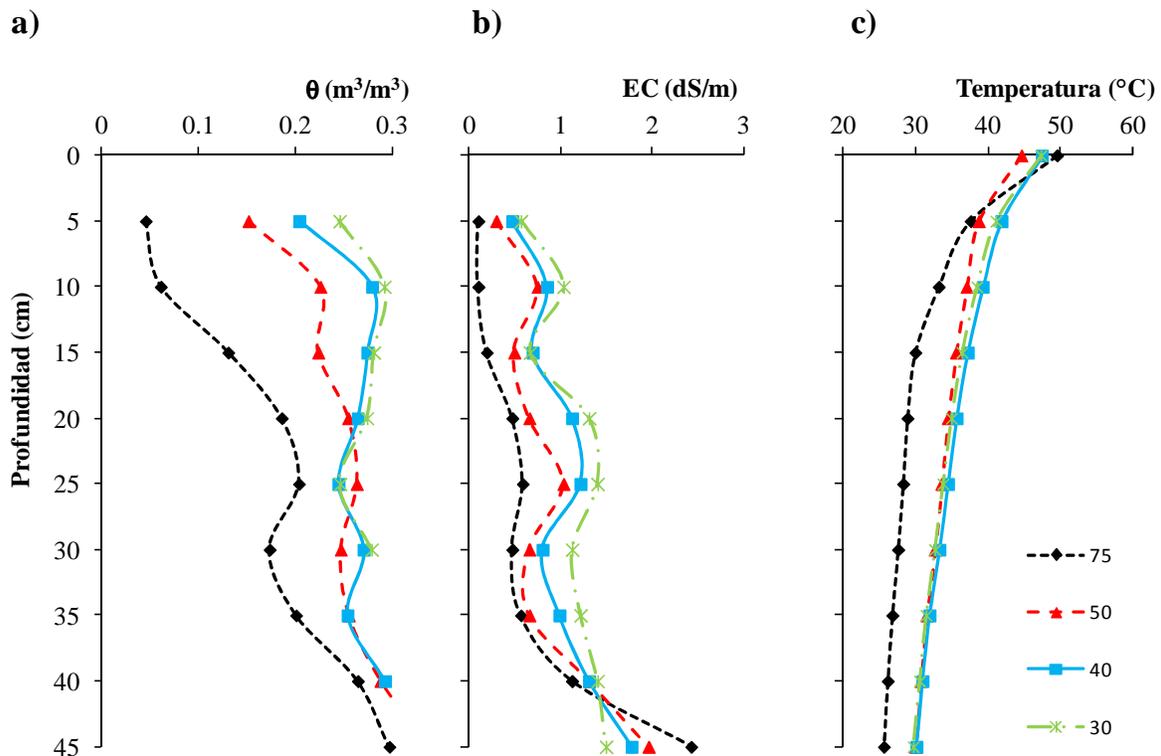


Figura 2: Perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica, y temperatura para diferentes niveles de agua al final del experimento.

El perfil de θ (Figura 2a) muestra un aumento cuando aumenta la EC (Figura 2b) en la profundidad para todos los niveles de agua como consecuencia de la disolución de las sales del suelo con el agua y el transporte hacia la superficie por capilaridad, aumentando θ al aumentar el nivel de agua. Ya que bajo las condiciones de evaporación establecidas, la sal tiende a acumularse entre los poros más pequeños por las mayores fuerzas capilares que atraen la solución de los poros más grandes. En los perfiles de agua de 40 y 30 cm, se puede observar que a 25 cm de profundidad del suelo, a medida que aumenta θ , σ disminuye, hecho que podría explicarse por condensación del flujo de vapor de agua, por lo que el agua líquida va en sentido ascendente por capilaridad y probablemente exista un flujo de vapor en sentido descendente que diluya las sales en la parte baja de la columna.

Sin embargo cerca a la superficie se observa que a medida que aumenta θ , también aumenta la σ .

Este transporte de sal se pone en evidencia debido a que fue la misma columna la que se usó para experimentar con los diferentes niveles de agua, por lo que a medida que sube el nivel de agua hacia la superficie, se disuelve las sales del suelo y además se transporta la sal disuelta del nivel de agua anterior. Esto implica que los resultados en cada nivel de agua se ven afectados por el nivel anterior de experimentación.

No se observó al final del experimento al nivel de agua de 30 cm de la superficie de la columna, una costra de sal como lo observado por otros autores (Gran et al, 2011; Naschshon et al, 2011), debido a que la experiencia comenzó con un contenido de humedad diferente al de saturación, y porque estos autores experimentaron con soluciones concentradas de NaCl que tienden a desarrollar eflorescencia, o incrustaciones de sal en la superficie del suelo como lo reportaron Rodríguez-Navarro y Doehne (1999). En experimentos llevados a cabo con el mismo tipo de suelo que el usado en la columna para la calibración de los sensores de contenido de humedad, si se observó una costra de sal en la superficie como consecuencia de que se saturó completamente la muestra de suelo y se esperó que se fuera evaporando el agua. Por lo tanto, además del tipo de sal que se encuentre en el suelo, se cree que las condiciones iniciales de contenido de humedad del suelo es un factor que influye en el tipo de desarrollo de la sal misma, ya sea como eflorescencia o como subflorescencia.

Los perfiles de temperatura (Figura 2c) muestran un decrecimiento entre la superficie y los 45 cm de profundidad de forma convexa debido a la diferencia entre la conductividad térmica entre los dos puntos y a las diferencias del contenido de humedad en la columna. El mayor gradiente de temperatura se observa entre los primeros 5 cm, zona de menor θ , excepto para el nivel de agua de 75 cm, donde se observa tres tramos de gradiente térmico.

Este decrecimiento no lineal de la temperatura, que se observa principalmente para el nivel de agua a 75 cm de la superficie es debido a la diferencia de la conductividad térmica del suelo (λ) como resultado de las diferencias en el contenido de humedad en el perfil del suelo. La λ calculada de acuerdo con la Ecuación 9, asumiendo $b_1 = 0.228 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $b_2 = -2.406 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, y $b_3 = 4.909 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Sakai et al, 2009), para 45 cm de la superficie de la columna ($\theta = 0.295$), fue de $2.18 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, y a 5.0 cm de la superficie ($\theta = 0.045$) λ fue de $1.15 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Mientras que para los demás niveles experimentados, excepto a 5 cm de la superficie donde λ fue $< 2.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, y varió entre 2.0 y $2.1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

3.3 Flujos de Agua Líquida y Vapor de Agua

Los flujos de agua líquida y vapor de agua debido a gradientes de presión (isotérmica) y temperatura (térmica) se presentan en la Figura 3. Los valores positivos representan movimientos hacia abajo y valores negativos hacia arriba. El flujo líquido isotérmico (q_{Lh}) (Figura 3a) para los niveles de agua de 75 y 50 cm y hasta los 17 cm de profundidad de la columna, y a 5 cm en todos los niveles de agua, presentan un transporte hacia arriba; mientras que los flujos térmicos (q_{LT}) (Figura 3b) un movimiento descendente desde el

extremo caliente al extremo frío. El flujo isotérmico predominó el flujo líquido total (q_L) (Figura 3c) debido a gradientes de presión en la columna, siendo prácticamente nulo el movimiento líquido debido al gradiente de temperatura. A menor distancia del nivel de agua de la superficie, mayor transporte líquido debido a gradientes de presión.

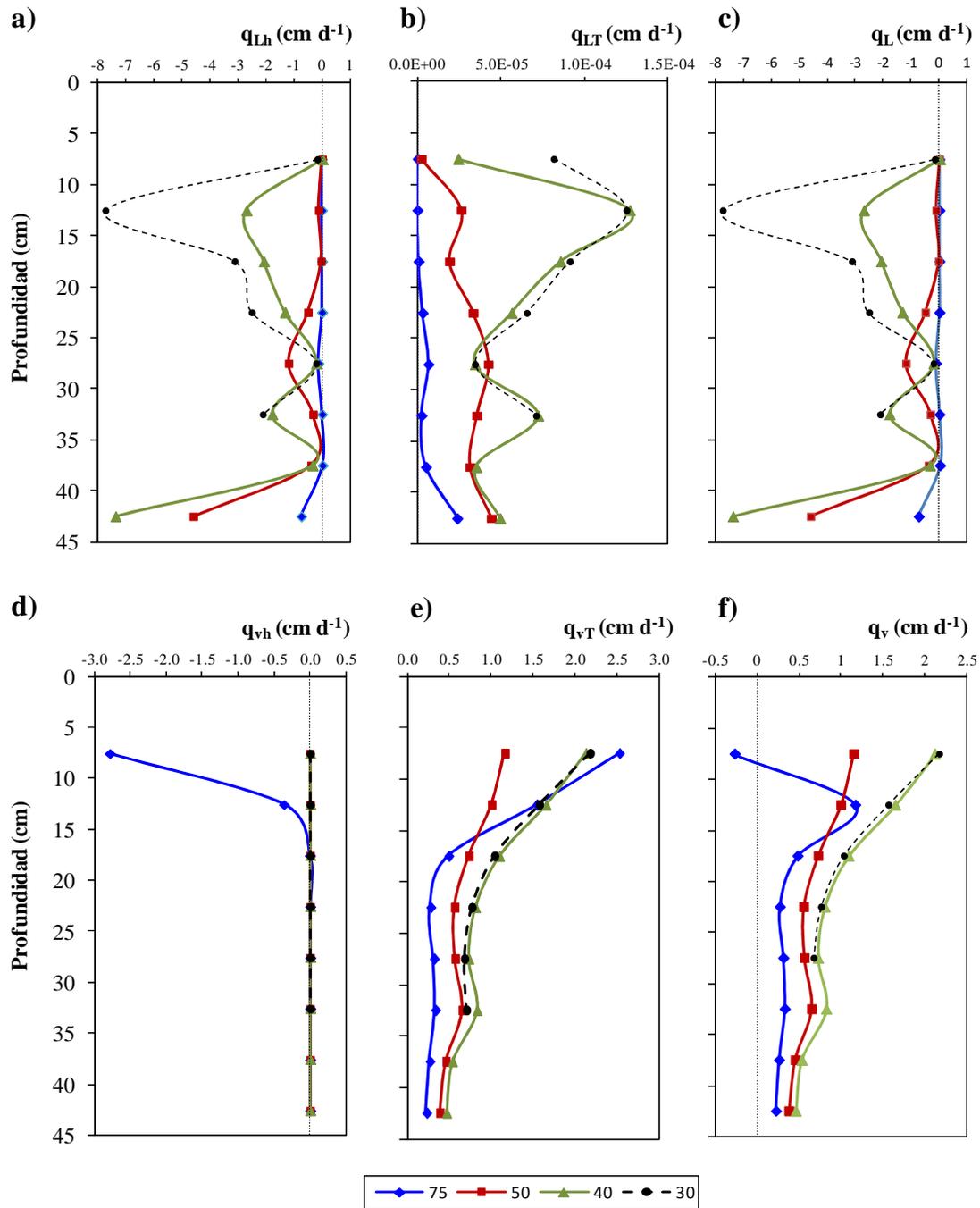


Figura 3: Perfiles de flujos de agua líquida isotérmica (q_{Lh}), térmica (q_{LT}) y total (q_L), y perfiles de flujos de vapor de agua isotérmica (q_{vh}), térmica (q_{vT}) y total (q_v).

El flujo de vapor de agua total (q_v) fue descendente, excepto a 7.5 – 8.0 cm de la superficie del nivel de agua de 75 cm. A mayor profundidad del nivel de agua, menor flujo de vapor descendente, como consecuencia de los gradientes de temperatura (q_{vT}) (Figura 3e) y que comparado al flujo debido a gradientes de presión (q_{vh}) (Figura 3d), fue muy pequeño a excepción de los primeros centímetros evaluados del nivel de agua de 75 cm. Este comportamiento fue balanceado por el incremento en el almacenamiento de flujo líquido, por lo que, probablemente, el vapor de agua transportado es convertido a líquido, ocurriendo así zonas de condensación para cada nivel de agua dentro de la columna de agua.

Los componentes de los flujos para cada nivel de agua se comportaron de forma diferente, especialmente para el nivel de agua de 75 cm, donde predominó el flujo de vapor, debido a que el suelo inicialmente estaba seco, y este no es capaz de transportar agua desde el fondo en forma capilar, sino que lo hace debido al gradiente de temperatura y presión existente entre el fondo y la superficie en forma de vapor. En los demás niveles de agua, se observa un movimiento de flujo líquido de forma ascendente como consecuencia del transporte capilar de la zona adyacente al suelo saturado, y un movimiento de flujo de vapor descendente debido a los gradientes de temperatura existentes entre la superficie y el fondo de la columna.

La diferencia de la dirección de los flujos en los niveles observados, pone en evidencia por un lado, el transporte de solutos, y por otra parte que los mecanismos de evaporación obedecen a la coexistencia de flujo de vapor de agua y agua líquida dependiendo de la profundidad del nivel de agua freática y el gradiente de temperatura existente en el perfil de suelo. Para esta investigación los resultados se asumen en régimen permanente.

Aunque el comportamiento de los perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica y temperatura no muestran claramente la ubicación del frente de evaporación, se observó que el frente de evaporación para el nivel de agua de 75 cm se encuentra a 15 cm de la superficie de la columna, mientras que los niveles de 50, 40 y 30 cm no se alcanza a observar este frente debido a que se encuentra en los primeros centímetros del perfil de suelos (< 7.5 cm).

En la Figura 4 se presenta los flujos totales (q_{Total}) para cada nivel de agua impuesto en la columna de suelo. Se observa que para 75 cm de nivel de agua excepto a los 7.5 cm de profundidad, el flujo presenta un movimiento descendente. El nivel de agua de 50 cm presenta en términos generales un movimiento descendente originado por el flujo de vapor, observándose condensación a los 27.5 cm de profundidad como consecuencia del transporte de vapor descendente y el movimiento de agua líquida por capilaridad.

Mientras que los niveles de agua de 40 y 30 cm de profundidad muestran un comportamiento similar en cuanto a su transporte descendente de correspondiente a vapor, posteriormente un flujo ascendente de tipo líquido debido a condensación de vapor, y en la zona cercana al suelo saturado, un movimiento ascendente debido a capilaridad. Movimientos que para todos los niveles de agua se ven afectados por la concentración y transporte de sal que se obedecen al aumento y disminución en el contenido de agua en el perfil del suelo.

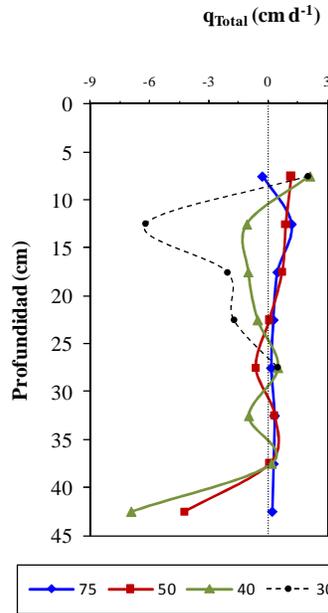


Figura 4: Perfil de flujo total de agua (q_{Total}) para cada nivel de agua impuesto en la columna de experimentación.

4. CONCLUSIONES

Se realizaron experimentos en una columna de arena salina con niveles de agua impuestos al fondo de la columna y generando gradientes de temperatura, Se determinó la evaporación para 4 niveles de agua y se comparó con mediciones realizadas con diferentes metodologías, y se evaluaron los flujos de agua líquida y vapor de agua debido a gradientes de presión (isotérmicos) y temperatura (térmicos). Se determinó que la evaporación de un suelo desnudo ocurre bajo la superficie del suelo como consecuencia del transporte de vapor debido al gradiente térmico, y a menor profundidad mayor tasa de evaporación, valor afectado por la concentración de sales que contenga el suelo, y por esta razón se sugiere usar curvas de evaporación de acuerdo a la textura del suelo pero agregando el contenido de conductividad eléctrica en su formulación.

El efecto de la temperatura en el flujo líquido es insignificante, sin embargo, el efecto en el flujo de vapor es importante. Para los niveles de agua de 50, 40 y 30 cm de la superficie, se encontró que el flujo de vapor térmico es el componente más importante en el proceso de evaporación, y el flujo líquido isotérmico debido a gradientes de presión. Sin embargo, estos procesos se ven afectados por el transporte de sales en el medio, y debe considerarse además del transporte líquido isotérmico y térmico, el transporte de soluto debidos al gradiente de concentración que se genera en un perfil de suelo. Para el nivel de agua de 75 cm, el flujo de vapor se constituye en el mecanismo de transporte más importante debido a la condición inicial de contenido de humedad, la evaporación depende únicamente del flujo de vapor, y este flujo depende de la difusión de vapor y por lo tanto el mecanismo de transporte limitante.

Se observó una zona de evaporación en la parte superior de la columna, donde existe un flujo de calor descendente, y difusión de vapor en sentido ascendente y descendente, a partir de esta zona se observa una zona intermedia donde existe un flujo de vapor descendente con condensación de vapor y por lo tanto un aumento en el contenido de humedad acompañado de una solubilidad de las sales del suelo, y finalmente un transporte de flujo líquido por capilaridad desde la zona saturada que disuélvela sales del suelo y luego las transporta hacia arriba.

REFERENCIAS

Boulet, G., Braud, I. y Vauclin, M. 1997. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology*, 193, 114-141.

Burdine, N.T. 1953. Relative permeability calculation from size distribution data. *Transactions American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, 198, 71-78.

Campbell, G.S. 1985. *Soil physics with BASIC*. New York.

Cass, A., Campbell, G.S. y Jones, T.L. 1984. Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 48, 25-32.

Chung, S.O. y Horton, R. 1987. Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resource Research*, 23, 2175-2186.

GP Consultores Ltda y Collahuasi. 2008. Evaluación de la evaporación desde el Salar del Huasco. Santiago, Chile.

Gran, M., Carrera, J., Massana, J., Saaltink, M.S., Olivella, S., y Ayora, C. 2011. Dynamics of water vapor flux and water separation processes during evaporation from a salty dry soil. *Journal of Hydrology*, 396, 215-220.

Grilli, A., Pollastri, A. y Ortiz, J. 1989. Evaluación de tasas de evaporación desde salares, utilizando técnicas isotópicas. Aplicación del Salar de Bellavista, I Región-Chile. IAEA-TECDOC, 502, 155-168.

Hillel, D. 1971. *Soil and water: Physical principles and processes*. New York.: Academic Press.

Hydrotechnica. 1988. Evaluation of the brine reserves of the salar de Atacama, Informe no publicada para Amax de Chile Ltda.

Ide, F. 1978. Cubicación del yacimiento salar de Atacama. Universidad de Chile, Santiago.

Jackson, R.D. 1973. Diurnal changes in soil water content during drying, in *Field Soil Water Regime*. *Soil Science Society of America Journal*, 37-55.

Johnson, E. 2009. Evaporación desde napas freáticas someras en cuencas endorréicas del altiplano chileno. Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.

Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C. y Muñoz, J. 2010. Evaporation from shallow groundwater in closed basins in the Chilean Altiplano. *Hidrological Sciences Journal*, 55(4), 624-635.

Kampf, S.K., Tyler, S.W., Ortiz, C.A., Munoz, J.F. y Adkins, P.L. 2005. Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, Northern Chile. *Journal of Hydrology*, 310(1-4), 236-252.

Konukcu, F., Istanbuluoglu, A. y Kocaman, I. 2004. Determination of water content in drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. *Australian Journal of Soil Research* 42(1), 1-8.

Mardones, L. 1997. Flux et evolution des solutions salines dans les systèmes hydrologiques des salars D'Ascotan et D'Atacama. Université Paris.

Millington, R.J. y Quirk, J.M. 1961. Permeability of porous solids. 57:. *Transaction of the Faraday Society*, 57, 1200-1207.

Monji, N., Hamotani, K. y Omoto, Y. 1990. Dynamic behavior of the moisture near the soil-atmosphere boundary. *Bulletin of the University of Osaka Prefecture*, 42, 61-69.

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research*, 12, 513-521.

Muñoz, J.F. 2006. Evaporación en el Salar de Bellavista, Norte de Chile: Informe confeccionado para la Empresa SQM.

Naschshon, U., Weisbrod, N., Dragila, M.I. y Grader, A. 2011. Combined evaporation and salt precipitation in homogeneous and heterogenous porous media. *Water Resource Research*, 47, W03513, doi:03510.01029/02010WR009677.

Nimmo, J.R. y Miller, E.E. 1986. The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 50(5), 1105-1113.

Noborio, K., McInnes, K.J. y Heilman, J.L. 1996. Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: I. Theory. *Soil Science Society of America Proceedings*, 60, 1001-1009.

Philip, J.R. 1957. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *Journal of Meteorology*, 14, 354-366.

Philip, J.R. y de Vries, D.A. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions American Geophysical Union*, 38(2), 222-232.

Qayyum, M.A. y Kamper, W.D. 1962. Salt concentration gradients in soil and their effects on evaporation. *Soil Science*, 93, 333-342.

Rodriguez-Navarro, C. y Doehne, E. 1999. Salt weathering: Influence of evaporation rate, supersaturation and crystallization pattern *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(3), 191-209.

Rose, C.W. 1968a. Water transport in soil with a daily temperature wave, I) Theory and experiment. *Australian Journal of Soil Research*, 6, 31-44.

Sakai, M., Toride, N. y Simunek, J. 2009. Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column. *Soil Science Society of America Journal* 73(3), 707-717.

Saravanapavan, T. y Salvucci, G.D. 2000. Analysis of rate-limiting processes in soil evaporation with implications for soil resistance models. *Advances in Water Resources*, 23, 493-502.

Stannard, D.I. 1988. Use of hemispherical chamber for measurement of evapotranspiration (No. 88-452). Denver, Colorado.

Thies, J.P. 2007. Medición de la evaporación desde acuíferos someros en el salar de LLamara, Chile aplicando la metodología del domo. Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago de Chile.

Tyler, S.W. 2002. Evaporation over the salar de Llamara, Northern Chile: Informe confeccionado para la Empresa SQM.

van Genuchten, M.T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity on unsaturated soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 44(5), 892-898.

Westcot, D.W. y Wirenga, P.J. 1974. Transfer of heat by conduction and vapor movement in a closed soil system. *Soil Science Society of America Journal*, 38, 9-14.