



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

ESTUDIO EXPERIMENTAL DEL EFECTO DE LA PROFUNDIDAD DEL NIVEL  
FREÁTICO EN LA EVAPORACIÓN DE UN SUELO ARENOSO NO SATURADO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

PEDRO DE AMESTI MUJICA

PROFESOR GUÍA:  
ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
FRANCISCO SUÁREZ POCH  
CAROLINA MERUANE NARANJO

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por proyecto FONDECYT N°1170850

SANTIAGO DE CHILE  
2018

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL  
POR: PEDRO DE AMESTI MUJICA  
FECHA: 2018  
PROF. GUÍA: ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER

## ESTUDIO EXPERIMENTAL DEL EFECTO DE LA PROFUNDIDAD DEL NIVEL FREÁTICO EN LA EVAPORACIÓN DE UN SUELO ARENOSO NO SATURADO

La evaporación es uno de los procesos determinantes en el balance hidrológico de una cuenca, especialmente en zonas del Altiplano de la cordillera de los Andes donde toda el agua que precipita dentro de la cuenca es evaporada al interior de ella, tanto desde suelos saturados como no saturados. Las variaciones en la tasa de evaporación dependen tanto de las condiciones atmosféricas (humedad, temperatura, viento, etc.) como de las características del suelo (conductividad hidráulica, porosidad, conductividad termal, etc.).

En este trabajo se estudió experimentalmente el efecto que tiene el nivel freático en la evaporación de un suelo arenoso no saturado. Para esto, se construyó una instalación experimental que permite medir la evaporación en dos estanques que contienen un suelo arenoso idéntico, pero que difieren en su grado de saturación. Esto es, uno de estos estanques se encuentra constantemente saturado, mientras que el otro sólo está saturado al inicio de las experiencias, pero luego baja su grado de saturación (acompañado de un descenso del nivel freático) a medida que el agua contenida se evapora. También, se dispone de una estación meteorológica y de sensores que permiten medir viento, temperatura del aire, temperatura del suelo, humedad relativa y humedad de la superficie. El montaje experimental y la estación se instalaron en la terraza del tercer piso del edificio de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, expuestos a variaciones naturales de radiación solar, viento, temperatura y humedad del aire. Adicionalmente, se cuenta con mediciones de laboratorio de las propiedades del suelo como conductividad hidráulica del suelo saturado, porosidad del suelo y ancho de la franja capilar del suelo. Para el análisis de las mediciones, se presenta un marco teórico que permite postular la existencia de un número adimensional que se desprende de la razón entre la evaporación y la evaporación máxima del agua contenida en un suelo. Este número adimensional está dado por  $K_a d / D$ , donde  $K_a$  es la velocidad de transferencia del vapor de agua hacia la atmósfera,  $d$  es la profundidad del suelo a la cual se encuentran condiciones saturadas, y  $D$  es el coeficiente de difusión de vapor de agua en el suelo.

A partir de los resultados experimentales se validó satisfactoriamente el marco teórico para el cálculo de la evaporación desde suelos no saturados, que contempla tanto procesos de transferencia de vapor de agua en la atmósfera, como en el suelo.

De igual forma, se analizó la variabilidad de la tasa evaporativa respecto a las variaciones de temperatura del aire, de temperatura de los suelos, y de la profundidad del nivel freático. Se analizó la relación del número adimensional con la evaporación y la evaporación máxima, se concluyó acerca de su validez y de los parámetros que componen dicho número. Finalmente, se formulan supuestos y se mencionan algunas consideraciones a tomar para estudios de futuros experimentos.

# Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer al profesor Beto por su paciencia y por la buena disposición que tuvo durante todo el tiempo que me guió en este trabajo.

Agradezco a Francisco Suárez por haber puesto a disposición parte del capital del proyecto FONDECYT N°1170850 y los instrumentos de la Universidad Católica, sin los cuales los distintos experimentos no se hubiesen podido realizar. También le agradezco su tiempo y su colaboración en este trabajo.

Agradezco a la profesora Carolina Meruane por sus correcciones y sus comentarios constructivos.

Finalmente, agradezco a mis padres, a mi familia y a mis amigos por el apoyo que me dieron durante toda mi etapa universitaria.

# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Motivación . . . . .	1
1.2. Antecedentes . . . . .	2
1.3. Objetivos . . . . .	3
1.3.1. Objetivo general . . . . .	3
1.3.2. Objetivos específicos . . . . .	4
1.4. Estructura del informe . . . . .	4
<b>2. Marco Teórico</b>	<b>5</b>
2.1. Etapas en la evaporación desde un suelo . . . . .	5
2.2. Largos característicos y porosidad del suelo . . . . .	6
2.2.1. Largo característico gravitacional . . . . .	7
2.2.2. Largo característico viscoso . . . . .	7
2.2.3. Porosidad del suelo . . . . .	8
2.3. Experimentos de la literatura . . . . .	8
2.4. Evaporación . . . . .	11
2.4.1. Transporte de vapor en la atmósfera . . . . .	13
2.4.2. Transporte de vapor en el suelo . . . . .	14
2.4.3. Transporte de vapor suelo - atmósfera . . . . .	16
2.5. Evaporación máxima . . . . .	16
2.6. Número adimensional . . . . .	17
<b>3. Metodología</b>	<b>19</b>
3.1. Experimento . . . . .	19
3.1.1. Estanque parcialmente saturado con NF variable . . . . .	20
3.1.2. Estanque saturado con NF constante y Frasco de Mariotte . . . . .	21
3.1.3. Estación meteorológica . . . . .	22
3.1.4. Otros instrumentos . . . . .	23
3.2. Porosidad del suelo . . . . .	24
3.3. Franja capilar . . . . .	24
3.4. Conductividad hidráulica saturada . . . . .	25
3.5. Recopilación y procesamiento de datos . . . . .	26
<b>4. Resultados y discusión</b>	<b>28</b>
4.1. Propiedades del suelo . . . . .	28
4.1.1. Porosidad del suelo . . . . .	28

4.1.2.	Franja capilar . . . . .	29
4.1.3.	Conductividad hidráulica saturada . . . . .	32
4.2.	Evaporación desde estanques . . . . .	33
4.2.1.	Evaporación desde estanque saturado . . . . .	33
4.2.2.	Evaporación desde estanque no saturado . . . . .	35
4.2.3.	Profundidad del NF en estanque no saturado y tiempo . . . . .	37
4.2.4.	Evaporación, evaporación máxima y tiempo . . . . .	38
4.2.5.	Evaporación, evaporación máxima y profundidad . . . . .	39
4.2.6.	Evaporación, evaporación máxima y velocidad de transferencia . . . . .	40
4.2.7.	Evaporación, evaporación máxima y número adimensional . . . . .	42
4.3.	Predicho y observado . . . . .	45
<b>5.</b>	<b>Conclusiones y recomendaciones</b>	<b>46</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>48</b>

# Índice de Tablas

4.1. Resultados de los experimentos realizados para la estimación de la porosidad del suelo. . . . .	28
4.2. Valores típicos de porosidad para diferentes suelos. . . . .	29
4.3. Comparación del ancho de la franja capilar estimada por este estudio con lo obtenido por otros experimentos. . . . .	31
4.4. Resultados de la serie de experimentos realizados para la estimación de la conductividad hidráulica saturada. . . . .	32
4.5. Valores típicos de conductividad hidráulica para distintos suelos . . . . .	32

# Índice de Figuras

1.1.	Esquema de los dos escenarios de suelo del montaje experimental. . . . .	3
2.1.	Diagrama conceptual de la primera y segunda etapa de evaporación. . . . .	6
2.2.	Esquema ilustrativo de los efectos capilares. . . . .	7
2.3.	Curvas de retención de humedad. . . . .	8
2.4.	Montaje experimental de Lehmann et al. (2008). . . . .	9
2.5.	Montaje experimental de Shokri et al. (2009b). . . . .	10
2.6.	Mediciones de las tasas de evaporación según la profundidad de la superficie evaporativa de los experimentos de Lehmann et al. (2008). . . . .	11
2.7.	Curvas de los experimentos de Shokri et al. (2009b). . . . .	11
2.8.	Esquema conceptual de la evaporación de un suelo parcialmente saturado. . . . .	13
2.9.	Esquema conceptual de la evaporación en el estanque con suelo saturado de agua. . . . .	17
3.1.	Montaje experimental (disposición final) . . . . .	20
3.2.	(a) Representación gráfica de las dimensiones del estanque cuyo NF es variable. (b) Estanque con NF variable. . . . .	21
3.3.	(a) Representación gráfica de las dimensiones del estanque cuyo NF es constante en el tiempo y de las dimensiones del frasco de Mariotte. (b) Estanque con NF constante conectado al frasco de Mariotte. . . . .	22
3.4.	Frasco de Mariotte. . . . .	22
3.5.	Estación meteorológica . . . . .	23
3.6.	Esquema del experimento para la estimación de la porosidad del suelo. . . . .	24
3.7.	Instrumento Hyprop utilizado para la estimación de la curva de retención de humedad del suelo. . . . .	25
3.8.	Instrumento KSAT utilizado para la estimación de la conductividad hidráulica saturada del suelo. . . . .	26
3.9.	Procesamiento de los datos de masa. . . . .	27
4.1.	Estimación del ancho de la franja capilar a partir de las curvas de profundidad del NF y humedad superficial del suelo . . . . .	30
4.2.	Estimación del ancho de la franja capilar a partir de la curva de retención de humedad. . . . .	31
4.3.	Variación en el tiempo de la evaporación en el estanque saturado de agua, cuyo NF se encuentra fijo en la superficie del suelo. . . . .	33
4.4.	Variaciones en el tiempo de las condiciones atmosféricas y de la evaporación en el estanque saturado. . . . .	34

4.5. Variación de la evaporación en el estanque saturado y velocidad de transferencia $K_a$ en el tiempo. . . . .	35
4.6. Variación en el tiempo de la evaporación en el estanque cuyo NF es variable. . . . .	36
4.7. Variaciones en el tiempo de las condiciones atmosféricas y de la evaporación en el estanque no saturado. . . . .	36
4.8. Variación de la profundidad del NF en el tiempo. . . . .	37
4.9. Variación horaria del NF en el estanque parcialmente saturado. . . . .	37
4.10. Comparación de la variación horaria y diaria de la profundidad del NF y de la evaporación en el estanque parcialmente saturado. . . . .	38
4.11. Variación de la razón entre la evaporación y evaporación máxima en el tiempo. . . . .	39
4.12. Variación de la razón entre la evaporación y evaporación máxima en función de la profundidad del frente de evaporación d. . . . .	40
4.13. Variación de la razón entre la evaporación máxima y la evaporación, y la velocidad de transferencia $K_a$ en función del tiempo. . . . .	41
4.14. Variaciones en el tiempo de las condiciones atmosféricas y de la velocidad de transferencia. . . . .	42
4.15. Variación de la razón entre evaporación y evaporación máxima ( $E/E_{max}$ ) en función del número adimensional ( $\Pi$ ). . . . .	44
4.16. Variación de la razón entre evaporación y evaporación máxima ( $E/E_{max}$ ) en función del número adimensional ( $\Pi$ ). Gráfico en escala logarítmica. . . . .	44
4.17. Comparación entre lo predicho y lo observado. . . . .	45



# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Motivación

El agua es parte fundamental de la vida de los seres humanos y en general de todos los seres vivos. Es relevante, por lo tanto, conocer la disponibilidad del recurso, y en ello, como bien se sabe, la evaporación tiene un rol determinante (especialmente en zonas áridas).

La predicción de la evaporación de medios porosos es de interés para variadas aplicaciones ambientales e industriales: desde los procesos hidrológicos e intercambios energéticos entre el suelo y la atmósfera; pasando por el secado de alimentos, madera y papel; hasta las construcciones del ámbito ingenieril y procesos biomédicos (Gardner & Hillel, 1962; Griend & Owe, 1994; Parlange et al., 1995).

Por su parte, desde el punto de vista de la hidrología, la evaporación de agua desde superficies terrestres juega un rol muy importante en el balance de masa y su aplicación en la modelación hidrológica (Bittelli et al., 2008), siendo parte elemental del ciclo hidrológico.

En el caso particular de los salares, que corresponden a cuencas cerradas, la evaporación resulta ser determinante en el balance hidrológico de la cuenca, ya que toda el agua que precipita dentro de la cuenca es evaporada al interior de ella, tanto desde suelos que se encuentran en condiciones saturadas como no saturadas.

Sin embargo, los salares también pueden formar parte de sistemas hidrológicamente abiertos. Rosen (1994) y Niño et al. (2010) definen los salares como planicies intercontinentales donde el balance hídrico del lago (toda fuente de precipitación, flujo de agua superficial, y flujo de agua subterránea menos evaporación y evapotranspiración) es negativo por más de la mitad del año, y el balance hídrico anual también es negativo. Según lo anterior, Rosen (1994) postula que la superficie del salar debe actuar como una región de descarga, esto es, con una napa freática que está lo suficientemente cercana a la superficie como para que el agua se descargue vía evaporación.

## 1.2. Antecedentes

En la actualidad se utilizan diferentes métodos analíticos y ecuaciones empíricas para predecir la evaporación de agua hacia la atmósfera (Singh & Xu, 1997). Ejemplos de métodos analíticos son los balances hídricos y balances radiativos, mientras que empíricamente existen una variedad de ecuaciones que se desprenden de la teoría del transporte de masa de vapor de agua hacia la atmósfera.

Los métodos de balance hídrico son simples, pero muchas veces no aseguran resultados confiables en la práctica. Morton (1990) y Singh (1989) han resumido los problemas generales de estos métodos, identificando que su principal dificultad es que algunas variables, como la filtración en un sistema acuático, son difíciles de medir. La escala de medición es otro aspecto que se debe considerar al usar métodos de balance hídrico, ya que su aplicabilidad está limitada a cuencas (Shuttleworth, 2008). A diferencia de ellos, los métodos de balance radiativo son confiables en teoría, pero muchas veces aplicables sólo a pequeñas áreas, debido a que requieren de una detallada data meteorológica, como la radiación neta, el flujo de calor sensible, etc; es así que pequeñas perturbaciones en los instrumentos pueden afectar considerablemente en las mediciones. Su utilidad práctica para lagos grandes está limitada, lo cual, a pesar de no ser un impedimento para su aplicabilidad en este estudio, es importante saber que sólo aplica a una escala de medición limitada (Shuttleworth, 2008). Aun cuando se han desarrollado métodos combinados (entre balances hídricos y radiativos) su aplicabilidad resulta complicada puesto que evaluar la radiación neta no es fácil en muchas aplicaciones ingenieriles (Singh & Xu, 1997).

Por su parte, el método de transporte de masa de vapor de agua hacia la atmósfera es uno de los más antiguos, y sigue siendo atractivo por su simplicidad y razonable precisión. Está basado en la ecuación de Dalton, que en superficies de agua libre se puede escribir como:

$$E_0 = -C(e_a - e_s) \quad (1.1)$$

donde  $E_0$  es la evaporación en la superficie libre,  $e_s$  es la presión de vapor saturado en la superficie del agua,  $e_a$  es la presión de vapor en el aire y  $C$  es un parámetro que depende de la velocidad del viento, tipo de superficie y la turbulencia termal (Singh & Xu, 1997). El que la evaporación sea proporcional a  $-(e_a - e_s)$  da cuenta que la evaporación es una difusión turbulenta de vapor de agua desde la superficie hacia la atmósfera. Como ya se ha dicho, de la teoría del transporte de masa (Ecuación 1.1) se desprenden variadas ecuaciones, teniendo ellas en común el hecho que los tres factores que afectan en mayor medida a la evaporación son el gradiente vertical de presión de vapor, la temperatura y el viento (Singh & Xu, 1997).

Sin embargo, el uso de la Ecuación 1.1 para el cálculo de la tasa de evaporación de un suelo no saturado no es correcto, ya que no necesariamente es posible asumir que en la superficie del suelo se tienen condiciones saturadas de vapor de agua. De esta forma, la evaporación desde suelos no saturados está afectada tanto por condiciones propias de la atmósfera (humedad, temperatura, velocidad del viento, etc), como del suelo, esto es, porosidad del suelo, profundidad del nivel freático (en adelante, "NF") y propiedades del transporte hidráulico (conductividad termal, conductividad hidráulica y difusión de vapor)

(Lehmann et al., 2008).

En este contexto, el presente trabajo estudia la variación de la tasa de evaporación de un suelo arenoso no saturado en la medida que varía la profundidad del NF. Es decir, considerando tanto los efectos atmosféricos como los efectos del medio en la evaporación del suelo.

Para llevar a cabo este estudio se construyó un montaje experimental que permite disponer de dos escenarios del mismo suelo. El primer suelo se encuentra saturado de agua durante todo el tiempo, mientras que el segundo está saturado en un comienzo y parcialmente saturado a medida que el NF aumenta su profundidad con el tiempo, dejando una sección considerable de arena no saturada. En la Figura 1.1 se presenta un esquema simplificado de los dos escenarios de suelo que están expuestos a las mismas condiciones ambientales.

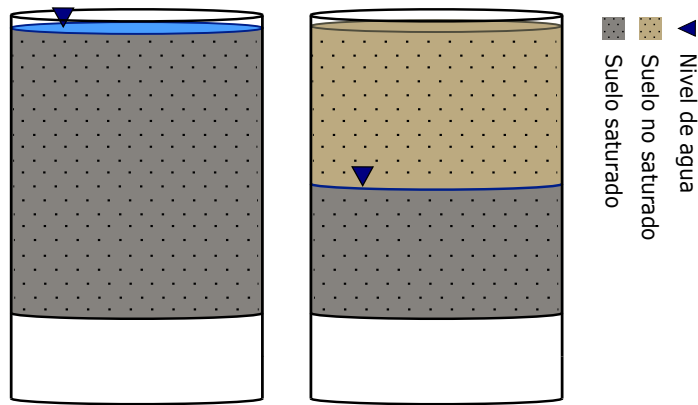


Figura 1.1: Esquema de los dos escenarios de suelo del montaje experimental. El de la izquierda está completamente saturado y el de la derecha se encuentra parcialmente saturado en un tiempo  $t \gg 0$ .

A partir de la instalación experimental descrita, se obtuvo una serie de datos que permiten corroborar modelos simples asociados al transporte de vapor a través del medio (suelo) y fuera de éste (atmósfera).

## 1.3. Objetivos

### 1.3.1. Objetivo general

Estudiar de forma experimental la variación de la tasa de evaporación de un suelo arenoso parcialmente saturado cuyo NF es somero y se encuentra a una profundidad que varía a medida que el suelo evapora su contenido de agua.

### 1.3.2. Objetivos específicos

Este estudio experimental tiene cuatro objetivos específicos:

1. Realizar una revisión bibliográfica que permita recopilar la información relevante para el diseño y dimensionamiento del montaje experimental.
2. Diseñar y construir el montaje experimental, que incluya un sistema que logre mantener uno de los suelos saturados en todo momento. Instalar un sistema automatizado que permita obtener un registro cada cinco minutos del descenso del NF en el suelo parcialmente saturado y de las variaciones de masa de cada suelo. Instalar una estación meteorológica que registre datos de temperatura del aire, humedad relativa y velocidad del viento.
3. A partir de los datos experimentales, analizar el efecto de la variación de la profundidad del NF en la evaporación desde el suelo. Asimismo, analizar la influencia de otras variables que afecten la tasa de evaporación. Por último, analizar el transporte de vapor de agua en el medio.
4. Concluir cuáles son los mecanismos que gobiernan la evaporación de un suelo cuyo NF es variable.

### 1.4. Estructura del informe

**Introducción:** Se expone la importancia de la evaporación de los suelos y los diferentes métodos para estimarla. Se contextualiza este estudio y se introducen sus objetivos generales y específicos.

**Marco Teórico:** Se presentan los resultados de diferentes estudios y las distintas ecuaciones del transporte de vapor en el suelo y la atmósfera.

**Metodología:** Se describe el montaje experimental, el procesamiento de datos y la determinación de otros parámetros.

**Resultados y discusión:** Se presentan los resultados obtenidos a partir del experimento. Se discuten y analizan distintos fenómenos presentes en la evaporación de los suelos.

**Conclusiones:** Se expone el aporte del experimento y del estudio, el cumplimiento de los objetivos, sus limitantes y las consideraciones a tomar en experimentos futuros.

# Capítulo 2

## Marco Teórico

### 2.1. Etapas en la evaporación desde un suelo

En la evaporación desde un suelo se distinguen dos etapas de evaporación. En la primera etapa (en adelante, la “Etapa 1”) el contenido de agua en el suelo evapora desde la superficie del suelo hasta que el NF alcanza una determinada profundidad. Luego, en la segunda etapa (en adelante, la “Etapa 2”), el suelo ya no evapora desde la superficie, sino que lo hace desde cierta profundidad, lo cual provoca que el vapor de agua deba transportarse por el suelo hasta la superficie (Lehmann et al., 2008; Shokri & Or, 2011).

Durante la Etapa 1 la evaporación ocurre en la superficie del suelo, y existe una conexión hidráulica entre ésta y el NF, que puede estar en o bajo la superficie del suelo (Scherer, 1990; Peishi & Pei, 1989; Coumans, 2000; Lehmann et al., 2008). Esta conexión genera un flujo de líquido que está sustentado por el gradiente hidráulico, lo que provoca tasas de evaporación constantes y máximas. Esto ocurre hasta que se alcanza un punto de humedad superficial crítica (Keey, 2013), propia de cada suelo, en que las conexiones hidráulicas entre el NF y la superficie del suelo se rompen dando lugar al comienzo de la Etapa 2. En ésta última etapa, la tasa de evaporación cae bruscamente hasta llegar a un estado en que varios autores han mostrado que se estabiliza (Schultz, 1991).

En la Figura 2.1 se esquematizan las dos etapas de evaporación de un suelo, donde *front depth* es la profundidad a la cual se encuentra el frente de evaporación y *film region* (franja capilar) es la región que se encuentra parcialmente saturada debido a la conexión hidráulica entre el frente de evaporación y la superficie.

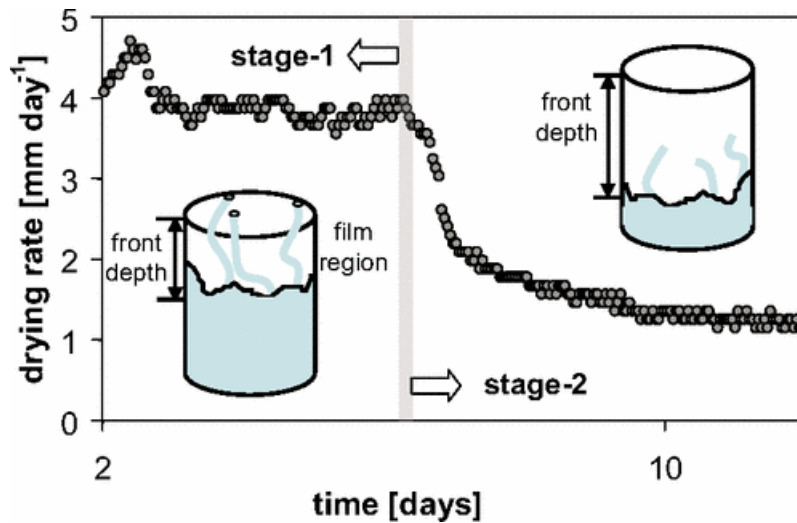


Figura 2.1: Diagrama conceptual de la primera y segunda etapa de evaporación. Extraído de Lehmann et al. (2008).

Lehmann et al. (2008) obtuvieron curvas que postulan la dependencia de la tasa de evaporación de la profundidad del NF, esto en base a experimentos realizados en laboratorios, donde se tienen condiciones ambientales prácticamente constantes. A diferencia de lo realizado por Lehmann et al. (2008), en el presente trabajo los experimentos se exponen a las condiciones atmosféricas naturales propias del lugar, esto es, se experimenta con condiciones variables de temperatura, humedad relativa y viento.

## 2.2. Largos característicos y porosidad del suelo

El concepto de largo característico representa el ancho de la franja capilar, es decir, la máxima profundidad del frente de evaporación a la cual el suelo se mantiene hidráulicamente conectado con el NF. Por lo tanto, el largo característico controla la transición entre la Etapa 1 y la Etapa 2 de evaporación (Lehmann et al., 2008). El largo característico se deriva de la interacción entre capilaridad, gravedad y la disipación viscosa debido a la fricción entre el fluido y el medio. Sin esta disipación el largo característico sería aún más profundo. En la Figura 2.2 se presenta un esquema de dos capilares para entender el fenómeno de la capilaridad que se produce en el suelo y las ecuaciones asociadas a ello.

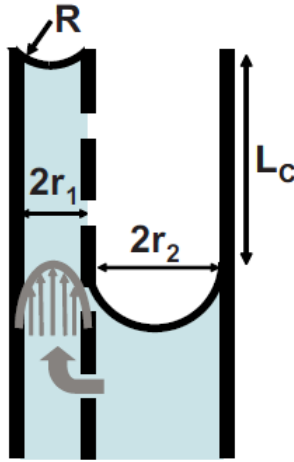


Figura 2.2: Esquema ilustrativo de los efectos capilares. El capilar de la izquierda tiene un radio  $r_1$  menor que el radio  $r_2$  del capilar derecho, y ambos se encuentran hidráulicamente conectados. Extraído de Lehmann et al. (2008).

### 2.2.1. Largo característico gravitacional

En primer lugar se considera el caso en que sólo está presente la gravedad, es decir, se asume que no hay pérdidas viscosas. A medida que los capilares comienzan a evaporar, la distancia entre las superficies aumenta hasta alcanzar un máximo  $L_C$ :

$$L_C = \frac{2\sigma}{\rho g} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.1)$$

donde  $\sigma$  es la tensión superficial,  $g$  la gravedad,  $\rho$  la densidad del agua y  $r_1, r_2$  los radios de los capilares de la Figura 2.2.  $L_C$  es el largo al cual la gravedad se iguala a la máxima capilaridad provocando una cesión del flujo. Por lo tanto  $L_G = L_C$ .

### 2.2.2. Largo característico viscoso

El flujo de líquido hacia la superficie en el capilar menor implica disipación viscosa, donde la pérdida de la altura de presión es proporcional a la velocidad y al inverso del cuadrado del radio del capilar (Lehmann et al., 2008).

Lehmann et al. (2008), combinando las ecuaciones de evaporación y flujo (ecuación de Hagen-Poiseuille) que suple dicha evaporación en el capilar menor, y comparando la pérdida de presión debido a la viscosidad ( $\Delta h_V$ ) con la conductividad hidráulica o permeabilidad del medio poroso, llegaron a la siguiente expresión:

$$L_V = \frac{\rho g r_1^4}{8E\mu(r_1^2 + r_2^2)} L_C \quad (2.2)$$

donde  $L_V$  es el largo característico para la disipación viscosa,  $\mu$  es la viscosidad dinámica del agua y  $E$  es la evaporación. Se asume que la gravedad sólo tiene efecto en la viscosidad.

### 2.2.3. Porosidad del suelo

La forma en que se distribuyen los poros y la porosidad del medio determinan el largo (o ancho de la franja capilar) de los canales que inducen el flujo de masa (agua en este caso) hacia la superficie evaporativa. La relación entre la presión capilar y el contenido de humedad del suelo, que se conoce como la curva de retención de humedad (*water retention curve*), varía según las características del suelo. Por lo tanto, suelos con distinta porosidad tienen curvas de retención de humedad diferentes (Figura 2.3)(Shokri & Or, 2011).

De la curva de retención de humedad es posible deducir el ancho máximo de la franja capilar en que los poros están conectados hidráulicamente (Figura 2.3). En particular, Lehmann et al. (2008) obtuvieron la curva utilizando el modelo paramétrico de van Genuchten (1980), de donde se desprenden las curvas de la Figura 2.3.

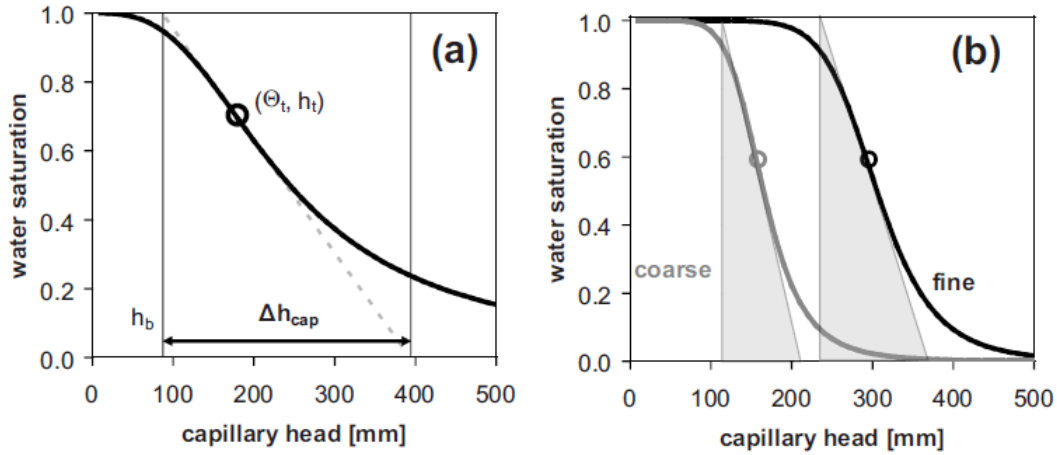


Figura 2.3: Curvas de retención de humedad. (a) El largo característico o franja capilar  $\Delta h_{cap}$  se deduce de la tangente que pasa por el punto de inflexión  $(\Theta_t, h_t)$  y por los grados de saturación 1 y 0. (b) Dos curvas distintas para diferentes suelos. Extraído de Lehmann et al. (2008).

## 2.3. Experimentos de la literatura

A partir de experimentos anteriores es posible sentar algunas bases del diseño experimental de este trabajo, en particular dimensionar la profundidad del estanque y características del suelo. Teniendo en consideración el experimento del estudio de Lehmann et al. (2008), donde se experimentó con arenas finas y gruesas para determinar los largos característicos, se puede establecer una profundidad preliminar de los estanques lo suficientemente holgada para que la conexión hidráulica con la superficie (largos característicos) no sea un impedimento para



pasar de la Etapa 1 a la Etapa 2. Sin perjuicio de lo anterior, en este estudio se realizan experimentos que permiten estimar los largos característicos (franja capilar).

Lehmann et al. (2008) experimentaron con dos tipos de suelos: una arena fina con diámetros entre 0,1 a 0,5 *mm*, y otra arena gruesa con diámetros entre 0,3 a 0,9 *mm*. Los suelos estaban contenidos en columnas cilíndricas de 54 *mm* de diámetro y de 50 a 350 *mm* de alto y en celdas rectangulares de 260 *mm* de alto por 75 *mm* de ancho y 10 *mm* de grosor, todas abiertas a la atmósfera. De sus experimentos obtuvieron que la profundidad del largo gravitacional, que en este caso es el largo característico dominante e igual a la profundidad a la cual la conexión hidráulica se rompe, era de 140 *mm* para la arena fina y 90 *mm* para la arena gruesa (Figura 2.4). El rol de los efectos viscosos no es considerado, pues resulta irrelevante para suelos medianamente finos y gruesos, no así para texturas extremadamente finas, siendo en esos casos el largo limitante antes que la gravedad.

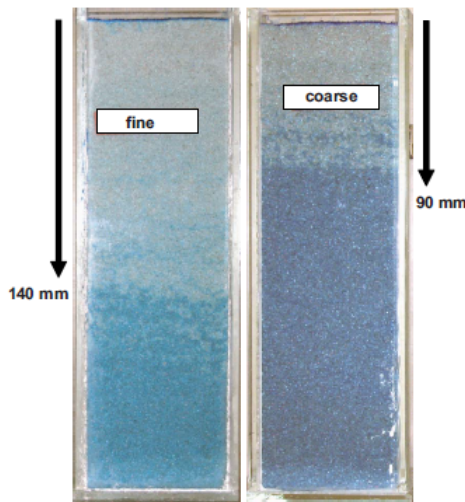


Figura 2.4: Montaje experimental de Lehmann et al. (2008). La franja capilar (conexión hidráulica) se extiende en mayor medida en el suelo fino, que posee una porosidad menor que el suelo grueso. Extraído de Lehmann et al. (2008).

Por su parte, Shokri et al. (2009b) estudiaron los factores de mejoramiento para el transporte de vapor en medios porosos parcialmente saturados, comparando las tasas de transporte de vapor de agua durante las Etapas 1 y 2 de evaporación. Se utilizaron columnas de vidrio de 260 *mm* de alto por 75 *mm* de ancho y 11 *mm* de espesor abiertas a la atmósfera. Las columnas contenían arenas de cuarzo de diámetros entre 0,1 a 0,5 *mm* y entre 0,2 a 0,3 *mm* (Figura 2.5).

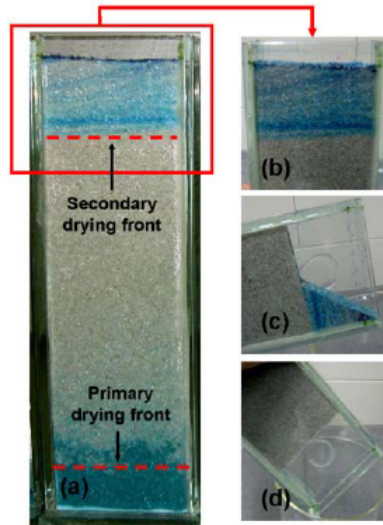


Figura 2.5: Montaje experimental de Shokri et al. (2009b). (a) Distingue entre dos frentes de secado: el primario (*Primary drying front*) y el secundario (*Secondary drying front*). La franja capilar se extiende desde el frente primario al secundario. A partir del frente secundario el vapor de agua se transporta a través de mecanismos de difusión por el medio. (b) La sección de arriba completamente seca. (c) Al inclinar la columna la parte seca cae inmediatamente (arena teñida azul), no así la parte húmeda. (d) Se inclina aún más y todas las partículas de arena seca caen fuera de la columna, mientras que los granos húmedos se mantienen sin movimiento. Extraído de Lehmann et al. (2008).

Lehmann et al. (2008) obtuvieron curvas de la variación de la evaporación según la profundidad del NF, con las cuales definen el fin de la Etapa 1 y el comienzo de la Etapa 2 de evaporación.

Shokri et al. (2009b) concentraron su estudio en la Etapa 2 de evaporación y obtuvieron curvas de variación de la tasa de evaporación en el tiempo (Figura 2.7). Además, compararon lo medido experimentalmente con lo predicho por la Ley de Fick adaptada por Shokri et al. (2008):

$$J = \frac{\theta_a^{2,5}}{\phi} D_{atm} \frac{C_{sat} - C_\infty}{L_{dried}} \quad (2.3)$$

donde  $J$  es el flujo difusivo en el medio,  $\theta_a$  es el contenido volumétrico de aire,  $\phi$  es la porosidad,  $D_{atm}$  es el coeficiente de difusión en la atmósfera,  $C_{sat}$  es la densidad del vapor saturado,  $C_\infty$  es la densidad del vapor sobre la superficie del suelo y  $L_{dried}$  es la distancia que el vapor debe difundir, que en el estudio de Shokri et al. (2008) fue medida utilizando tintas que permiten identificar el NF.

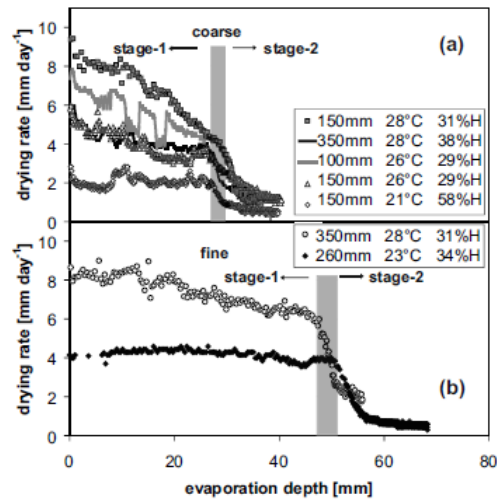


Figura 2.6: Mediciones de las tasas de evaporación según la profundidad de la superficie evaporativa de los experimentos de Lehmann et al. (2008). (a) Suelo grueso y (b) Suelo fino.

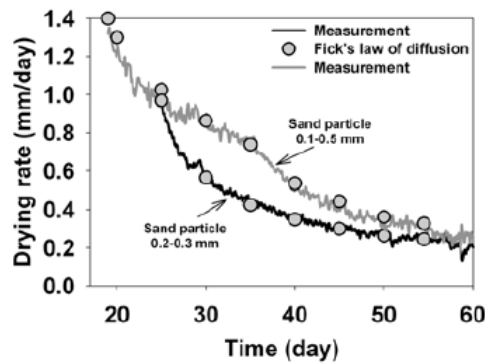


Figura 2.7: Curvas de los experimentos de Shokri et al. (2009b). Comparación entre la tasa de evaporación medida durante la Etapa 2 y el flujo difusivo predicho por la Ley de Fick (Ecuación 2.3).

Resulta relevante señalar que los montajes experimentales de ambos estudios, así como de otros (Shokri et al., 2009a; Shokri & Or, 2011), estaban expuestos a condiciones ambientales controladas en el laboratorio, prácticamente constantes.

## 2.4. Evaporación

Cuando el agua evapora, ésta pasa desde su fase líquida a su fase gaseosa, es decir, se transforma en vapor de agua. Luego, el agua en su fase gaseosa debe transportarse por un determinado medio.

El transporte o flujo de vapor de agua en un medio puede ser modelado según la Ley de Fick, que en términos generales se escribe de la siguiente forma:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -K \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \quad (2.4)$$

donde  $c$  es la concentración de vapor de agua en el medio;  $K$  es un coeficiente que depende del medio; y  $z$  es la dirección vertical. En este análisis se supone régimen permanente, es decir,  $\frac{\partial c}{\partial t} = 0$  lo que se traduce en una simplificación de la ecuación 2.4:

$$E = -K \frac{\partial c}{\partial z} \quad (2.5)$$

donde  $E$  es el flujo de vapor de agua y  $\frac{\partial c}{\partial z}$  es el gradiente de concentración de vapor de agua, que induce un flujo hacia la atmósfera debido a que en ella la concentración de vapor de agua es menor que en el punto exacto donde el agua se evapora.  $c$  es igual a:

$$c = \rho_a q \quad (2.6)$$

donde  $\rho_a$  es la densidad del aire (en  $kgm^{-3}$ ) y  $q$  es la humedad específica (en  $g/g$ ) que es la proporción entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco. La presión de vapor (en  $mb$ ) se denota con la letra  $e$  y se relaciona con la humedad específica según:

$$q = 0,622 \frac{e}{P} \quad (2.7)$$

donde  $P$  es la presión atmosférica (en  $mb$ ) y 0,622 es la razón entre los pesos moleculares del agua y aire seco (Brutsaert, 2013). Combinando las ecuaciones 2.6 y 2.7 se obtiene:

$$c = -0,622 \frac{\rho_a}{P} e \quad (2.8)$$

En los experimentos que se realizaron en el presente estudio, el vapor de agua se transporta por un medio poroso (suelo) y por la atmósfera. Por ello, se tienen distintas expresiones para el transporte en cada medio, las cuales se describen a continuación.

De la Figura 2.8 se desprenden las ecuaciones que modelan el flujo. Dicha Figura es un esquema conceptual del transporte de vapor de agua en el suelo y sobre la superficie de éste (atmósfera).

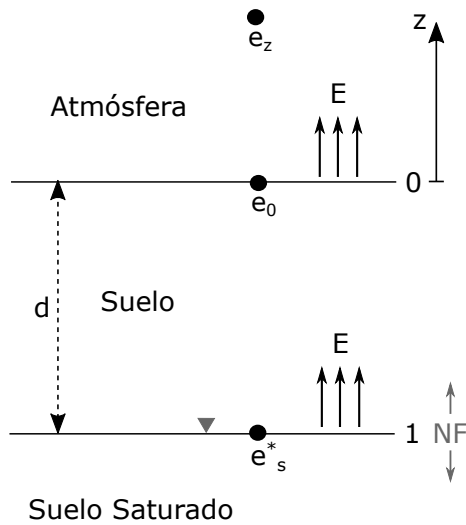


Figura 2.8: Esquema conceptual de la evaporación de un suelo parcialmente saturado. NF es el nivel freático que puede variar su distancia  $d$  (profundidad) de la superficie del suelo. Se tienen distintas presiones de vapor en la atmósfera  $e_z$ , en la superficie del suelo  $e_0$  y en la ubicación del NF  $e_s^*$ .

### 2.4.1. Transporte de vapor en la atmósfera

El flujo de vapor desde la superficie del suelo hacia la atmósfera se desprende de la Ecuación 2.5, esto es:

$$E_{0-z} = -K_a(c_z - c_0) \quad (2.9)$$

donde  $K_a$ , que es la velocidad de transferencia, es función del viento, del tipo de superficie y de la turbulencia termal;  $c_z$  es la concentración de vapor en un punto  $z$  en la vertical sobre la superficie del suelo que depende de la presión de vapor  $e_z$ ; y  $c_0$  es la concentración de vapor en la superficie del suelo que depende de la presión de vapor  $e_0$  (ver Figura 2.8). La presión atmosférica y densidad del aire se asumen constantes.

Tanto  $e_0$  como  $e_z$  se obtienen de la presión de vapor saturado y humedad en los distintos medios, esto es:

$$e_z = e_a^* \cdot H_r \quad (2.10)$$

$$e_0 = e_s^* \cdot H_s \quad (2.11)$$

donde  $e_a^*$  es la presión de vapor saturado en la atmósfera,  $e_s^*$  es la presión de vapor saturado en el suelo,  $H_r$  es la humedad relativa y  $H_s$  es la humedad en la superficie del suelo. Las

presiones de vapor saturado en cada medio se pueden calcular con la expresión de Richards (1971):

$$e^* = 1013,25 \exp(13,3185t_R - 1,9760t_R^2 - 0,1299t_R^4) \quad (2.12)$$

donde  $t_R = 1 - (373,15/T)$  en que  $T$  es la temperatura del medio en grados Kelvin.

## 2.4.2. Transporte de vapor en el suelo

Suponiendo que no existe una franja capilar (para simplificar el análisis), es decir, que el agua evapora exactamente en donde se encuentra el NF (Figura 2.8), entonces ahora el vapor de agua debe transportarse desde el NF hasta la superficie del suelo, flujo que también se desprende de la Ecuación 2.5 y se expresa como:

$$E_{1-0} = -\frac{D}{d}(c_0 - c_s^*) \quad (2.13)$$

donde  $D$  es el coeficiente de difusión molecular en el suelo;  $d$  la distancia por la cual el vapor de agua debe difundir (dicho de otra forma,  $d$  es la profundidad del frente de evaporación, que sólo para este análisis será igual a la profundidad del NF;  $d = NF - \text{franja capilar}$ ); y  $c_s^*$  es la concentración de vapor de agua en el lugar que el suelo evapora, es decir, justo sobre el NF. La difusión molecular en el suelo se relaciona con la difusión en la atmósfera según (Campbell, 1985):

$$D = \eta^{4/3} \cdot D_a \quad (2.14)$$

donde  $\eta$  es la porosidad y  $D_a$  es el coeficiente de difusión en la atmósfera.  $D_a$  varía con la temperatura y se modela como (Campbell, 1985):

$$D_a = 2,12 \cdot 10^{-5} \left( \frac{T}{273,15} \right)^2 \quad (2.15)$$

donde  $D_a$  está en  $m^2/s$  y  $T$  es la temperatura del suelo en grados Kelvin.

Sin perjuicio de lo anterior, el coeficiente difusivo  $D$  representa sólo uno de los mecanismos del transporte de vapor de agua (gas) en un medio poroso. Una teoría general de transporte de gas incorpora cuatro mecanismos distintos de flujo: (1) flujo viscoso; (2) flujo molecular libre; (3) flujo difusivo continuo; y (4) difusión superficial (Abriola et al., 1997).

Según Mason & Evans (1969), bajo condiciones no isobáricas, los flujos viscosos de gas pueden imponerse a los flujos difusivos, que se traduce en una simple adición de dichos flujos.

$$F_T = F_D + F_V \quad (2.16)$$

donde  $F_T$  es el flujo total de gas,  $F_D$  es el flujo difusivo y  $F_V$  es el flujo viscoso. La Ley de Fick (Ecuación 2.3) representa los flujos difusivos, mientras que la Ley de Darcy es empleada para estimar los flujos viscosos de la forma  $F_V = \bar{c}q_g$  (Scanlon et al., 2002).  $\bar{c}$  es la concentración de vapor promedio a lo largo de  $d$  y  $q_g$  es la Velocidad de Darcy del gas, que está dada por:

$$q_g = -\frac{k_g}{\mu_g} \nabla P \quad (2.17)$$

donde  $k_g$  es la permeabilidad,  $\mu_g$  es la viscosidad dinámica del gas y  $\nabla P$  es el gradiente de presiones. La permeabilidad del gas se puede obtener a partir de la conductividad hidráulica saturada del medio poroso:

$$k_g = K_w \left( \frac{\nu_w}{g} \right) \quad (2.18)$$

donde  $K_w$  es la conductividad hidráulica,  $\nu_w$  es la viscosidad cinemática del agua y  $g$  es la gravedad.

Utilizando la Ley de los Gases Ideales y la Ley de Dalton (la presión total es igual a la suma de las presiones parciales):

$$PV = nRT \quad P = \frac{n}{V}RT \quad P = cR_vT + c_dR_dT$$

donde  $n$  es el número de moles de gas,  $V$  es el volumen de gas,  $R$  es la constante de los gases ideales ( $R_v$  referido al vapor de agua y  $R_d$  al aire seco) y  $T$  es la temperatura.  $\frac{n}{V}$  se interpreta como la concentración de vapor de agua  $c$  y la densidad de aire seco  $c_d$ . Luego, asumiendo que  $c_d$  es verticalmente homogénea:

$$\nabla P = \frac{\partial P}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial z} = R_vT \frac{\partial c}{\partial z}$$

reemplazando esto último en la expresión para el flujo viscoso ( $F_V$ ):

$$F_V = -\frac{k_g R_v T}{\mu_g} \bar{c} \frac{\partial c}{\partial z} \quad (2.19)$$

Finalmente, el coeficiente difusivo  $D$  de la Ecuación 2.13 se complementa con el flujo advectivo, resultando:

$$D = \eta^{4/3} \cdot D_a + \frac{k_g R_v T}{\mu_g} \bar{c} \quad (2.20)$$

### 2.4.3. Transporte de vapor suelo - atmósfera

La ecuación que describe el flujo de vapor en ambos medios, es decir, que acopla la evaporación  $E_{0-z}$  y  $E_{1-0}$  viene de igualar las ecuaciones 2.9 y 2.13, ya que en la interfase suelo-atmósfera el flujo de vapor de agua debe ser el mismo:

$$E_{1-0} = E_{0-z}$$

$$\frac{D}{d}(c_0 - c_s^*) = K_a(c_z - c_0)$$

de donde es posible obtener una expresión para  $c_0$ :

$$c_0 = \frac{\frac{D}{d}c_s^* + K_a c_z}{\frac{D}{d} + K_a} \quad (2.21)$$

Luego, reemplazando 2.21 en 2.9 o en 2.13:

$$E = -K_a \left( c_z - \frac{\frac{D}{d}c_s^* + K_a c_z}{\frac{D}{d} + K_a} \right)$$

y finalmente, reordenando los términos, se obtiene una expresión para el transporte de vapor en el suelo y la atmósfera (que también se puede entender como evaporación). Se denota con la letra  $E$ :

$$E = -\frac{K_a D}{D + K_a d}(c_z - c_s^*) \quad (2.22)$$

## 2.5. Evaporación máxima

Como se ha dicho, durante la primera etapa de evaporación, el suelo evapora a tasa constante (siempre y cuando las condiciones ambientales no cambien) hasta que se rompe la capilaridad, provocando una drástica disminución de la tasa (Peishi & Pei, 1989; Lehmann et al., 2008; Shokri et al., 2008, 2009a).



Durante el tiempo en que el vapor de agua se transporta sólo por la atmósfera, el suelo está evaporando a una tasa máxima, no así cuando comienza a evaporar desde la profundidad, en donde el transporte por el medio implica necesariamente un gasto energético.

Es así como la expresión que describe la evaporación máxima se desprende de la Ecuación 2.9 pero con  $c_0$  igual a  $c_s^*$ , ya que  $c_s^*$  representa la condición de suelo completamente saturado:

$$E_{max} = -K_a(c_z - c_s^*) \quad (2.23)$$

donde  $K_a$  es el mismo coeficiente de la Ecuación 2.9 que contempla los efectos de viento, difusión y turbulencia termal entre otros.

Según lo anterior, el estanque que contiene el suelo completamente saturado, está continuamente evaporando a máxima tasa (Figura 2.9).

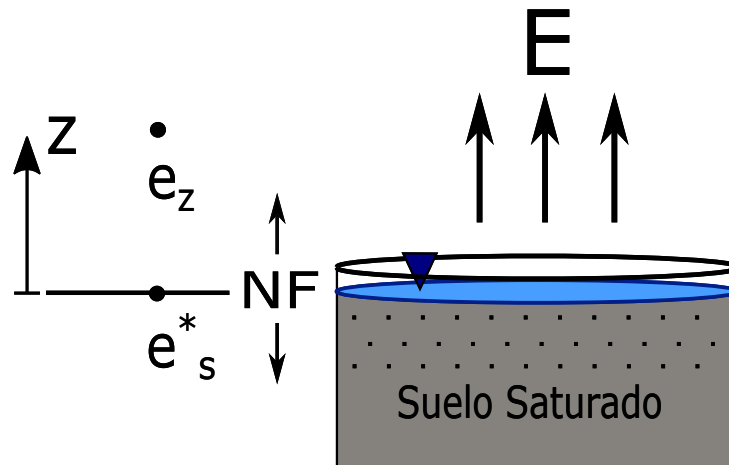


Figura 2.9: Esquema conceptual de la evaporación en el estanque con suelo saturado de agua. El NF se ubica en la superficie, lo que explica que en la Ecuación 2.23  $c_0^*$  adopte el valor de  $c_s^*$ . Este es el escenario de máxima evaporación.

## 2.6. Número adimensional

Si la ecuación que describe el transporte de vapor en el suelo y la atmósfera (Ecuación 2.22) se divide por la evaporación máxima (Ecuación 2.23) se obtiene un número adimensional:

$$\frac{E}{E_{max}} = \frac{\frac{K_a D}{D + K_a d} (c_z - c_s^*)}{K_a (c_z - c_s^*)}$$

Reordenando los términos del lado derecho de la ecuación:

$$\frac{E}{E_{max}} = \frac{1}{1 + \frac{K_a d}{D}} \quad (2.24)$$

donde  $\frac{K_a d}{D}$  es un número adimensional, que se denota con el símbolo  $\Pi$ :

$$\Pi = \frac{K_a d}{D} \quad (2.25)$$

# Capítulo 3

## Metodología

A continuación se presenta la metodología empleada en la obtención y procesamiento de los diferentes datos y parámetros que afectan en la evaporación.

### 3.1. Experimento

El montaje experimental se instaló en la terraza del tercer piso del edificio de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile. Consiste en tres estanques cilíndricos de acrílico (Figura 3.1). Dos de ellos son de dimensiones idénticas y contienen un mismo suelo arenoso de diámetros entre 0,5 a 1,0 *mm*. El tercer recipiente se conoce como Frasco de Mariotte, cuya finalidad es fijar el NF a una profundidad determinada, en este caso se quiere tener uno de los suelos completamente saturado, por lo tanto el NF se fija en la superficie del suelo.



Figura 3.1: Montaje experimental (disposición final). De izquierda a derecha: suelo parcialmente saturado (1), suelo saturado (2) y Frasco de Mariotte (3), que fija el nivel de agua en el estanque de suelo saturado.

### 3.1.1. Estanque parcialmente saturado con NF variable

El estanque parcialmente saturado tiene  $300\text{ mm}$  de diámetro y  $450\text{ mm}$  de largo (profundidad), y cuenta con un piezómetro que permite medir la profundidad del NF (Figura 3.2). Cuando el experimento comienza, el suelo se encuentra saturado con el NF en la superficie de éste, el cual al cabo de un tiempo desciende producto de la evaporación del agua.

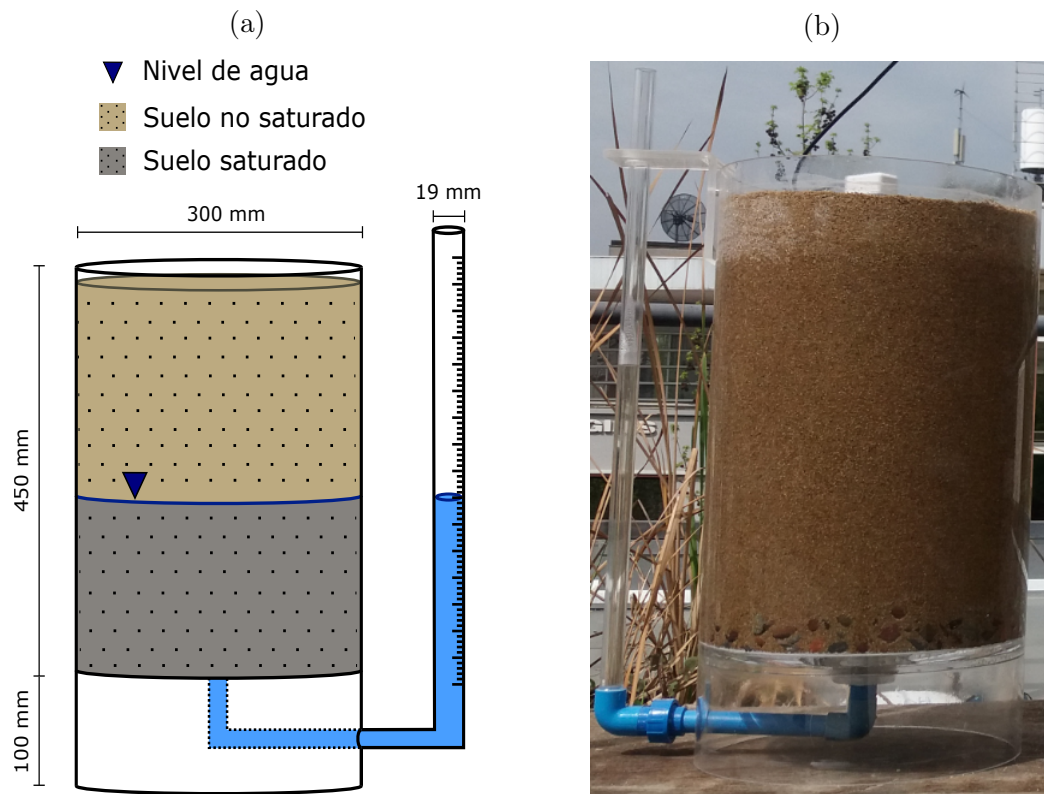


Figura 3.2: (a) Representación gráfica de las dimensiones del estanque cuyo NF es variable. (b) Estanque con NF variable.

### 3.1.2. Estanque saturado con NF constante y Frasco de Mariotte

Como ya se dijo anteriormente, el estanque que contiene el suelo saturado tiene las mismas dimensiones que el estanque con NF variable. El estanque con suelo saturado está conectado por medio de una manguera al Frasco de Mariotte de 150 mm de diámetro y 430 mm de largo (Figuras 3.3 y 3.4). El frasco está sellado a la atmósfera, salvo por un tubo que se introduce en la parte superior hasta una profundidad determinada. Cuando el frasco se llena de agua, el nivel de agua en el tubo está a presión atmosférica al igual que el NF en el suelo, por lo tanto las alturas en ambos estanques deben equilibrarse. Tres válvulas se encargan de fijar el nivel de agua dentro del tubo antes de iniciar el experimento.

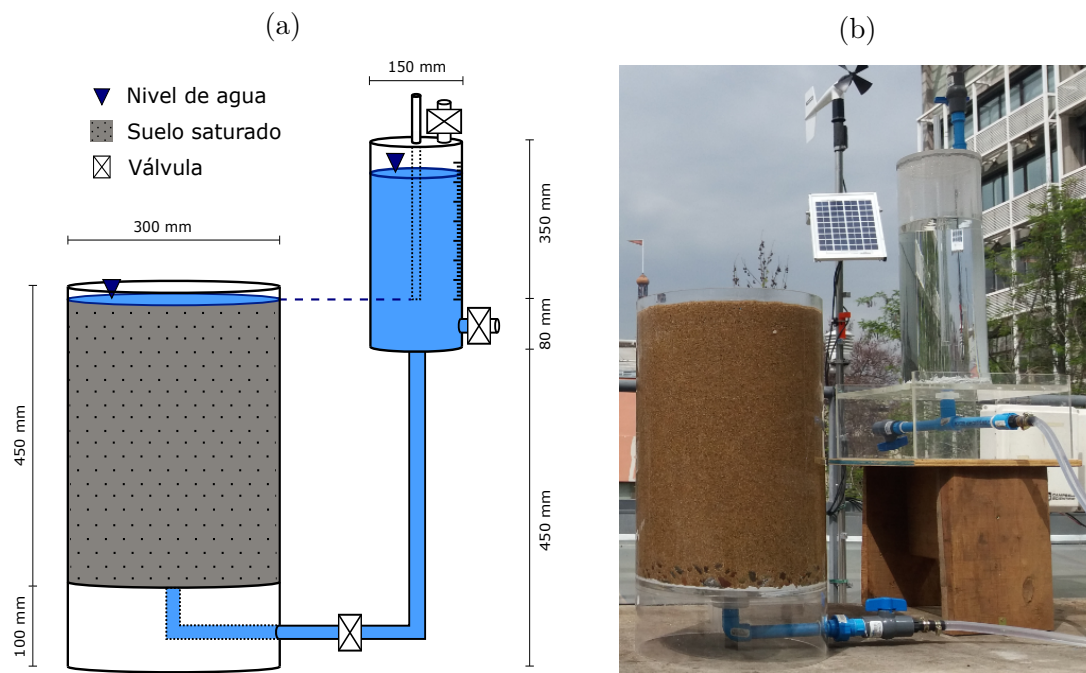


Figura 3.3: (a) Representación gráfica de las dimensiones del estanque cuyo NF es constante en el tiempo y de las dimensiones del frasco de Mariotte. (b) Estanque con NF constante conectado al frasco de Mariotte.

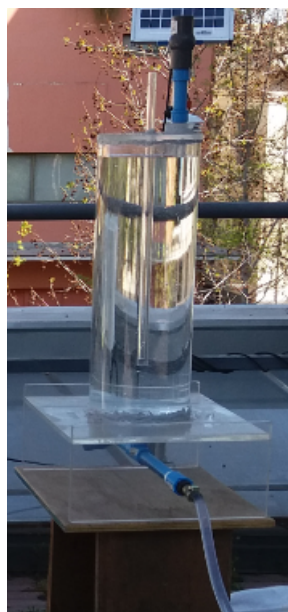


Figura 3.4: Frasco de Mariotte.

### 3.1.3. Estación meteorológica

En el Capítulo 2 se definen una serie de ecuaciones cuyas variables dependen de la temperatura del aire, temperatura de los suelo, humedad relativa, etc. Se instaló una estación

meteorológica alimentada por un panel solar (Figura 3.5), que permite obtener información en intervalos de cinco minutos de la humedad relativa (sensor Campbell Scientific HMP60-L), temperatura del aire (sensor Campbell Scientific HMP60-L) y velocidad del viento (anemómetro Campbell Scientific 05305-L). Estos datos son registrados en un data logger Campbell Scientific CR3000.



Figura 3.5: Estación meteorológica. Mide humedad relativa, temperatura del aire y velocidad del viento.

### 3.1.4. Otros instrumentos

La instalación experimental también cuenta con tres balanzas que miden la variación de masa de cada recipiente. Para medir la temperatura de los suelos y la humedad en el estanque con NF variable se dispone de los siguientes instrumentos adicionales:

- 2 sensores de temperatura Hobo Pendant Temp/light Data Logger 8K, uno en cada suelo, instalados en la superficie del suelo.
- 1 sensor de humedad Decagon Devices GS1 en el suelo con NF variable que mide la humedad en los primeros 10 cm del suelo.
- 3 balanzas digitales Kern CDS 60K0.2, Mettler Toledo Sobrepiso y Mana 40 kg. Dos en los suelos (una en cada uno) y la tercera en el frasco de Mariotte.
- 2 cámaras GoPro Hero 4 que capturan la información de las balanzas y del piezómetro (variación del NF) durante el día.



## 3.2. Porosidad del suelo

La porosidad del suelo se estimó a partir del experimento esquematizado en la Figura 3.6.  $Vol_1$  es el volumen de agua inicial en la probeta, luego se vierte el suelo y el nivel de agua asciende hasta llegar a un  $Vol_2$ . La diferencia  $V_2 - V_1$  es el volumen de suelo vertido ( $Vol_{Suelo}$ ), mientras que el volumen total ( $Vol_{Total}$ ) es registrado de la probeta. Finalmente la porosidad del suelo se obtiene de:

$$\eta = 1 - \frac{Vol_{Suelo}}{Vol_{Total}} \quad (3.1)$$

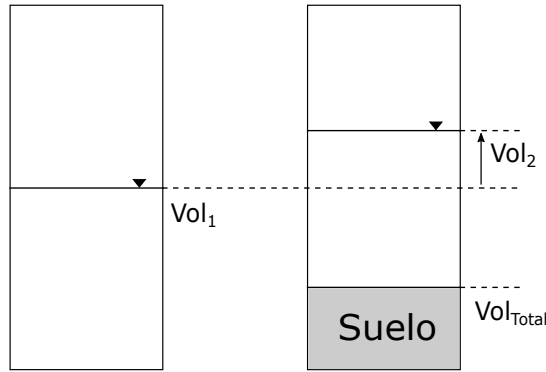


Figura 3.6: Esquema del experimento para la estimación de la porosidad del suelo.

## 3.3. Franja capilar

El ancho de la franja capilar se estimó mediante dos métodos. El primer método consiste en realizar una comparación entre la humedad del suelo no saturado con la profundidad del NF. El suelo comienza completamente saturado con una humedad superficial del 100 % que se mantiene más o menos constante, hasta un punto en que cae bruscamente. Asumiendo que dicho punto corresponde al momento exacto en que la franja capilar se separa de la superficie del suelo, entonces si se gráfica la variación de dicha humedad con la variación de la profundidad del NF, se obtiene que el ancho de la franja capilar corresponde a la profundidad que se tiene en el punto crítico.

El segundo método estima el ancho de la franja capilar por medio de la curva de retención de humedad del suelo que se obtiene a partir del método de la evaporación. En este método se realizan experimentos utilizando el instrumento Hyprop (Meter Enviroment), que se encuentra disponible en el Laboratorio de Hidrogeología de la Pontificia Universidad Católica de Chile. La curva de retención se elabora con datos de tensión y masa registrados cada diez minutos por dos tensiómetros y una balanza digital (Figura 3.7). La pérdida de masa en el tiempo corresponde al decaimiento del contenido de agua del suelo, y relacionándolo con la tensión y aplicando el modelo de van Genuchten (1980), se obtienen los parámetros de la curva de retención de humedad, uno de los cuales corresponde a la presión de burbujeo, que es el



inverso del espesor de la franja capilar. La diferencia entre ambos métodos radica en que el segundo es más preciso.



Figura 3.7: Instrumento Hyprop utilizado para la estimación de la curva de retención de humedad del suelo.

### 3.4. Conductividad hidráulica saturada

La conductividad hidráulica saturada del suelo se obtuvo utilizando un permeámetro (KSAT, Meter Environment)(Figura 3.8). La teoría del experimento se fundamenta en la ecuación de Darcy y sigue el mismo principio que cualquier permeámetro, con dos alternativas de operación, esto es, con una carga constante o una carga variable. En este experimento se operó con carga constante.

En total se realizaron nueve repeticiones del experimento con tres muestras de suelo, es decir, cada muestra se sometió a tres experiencias.

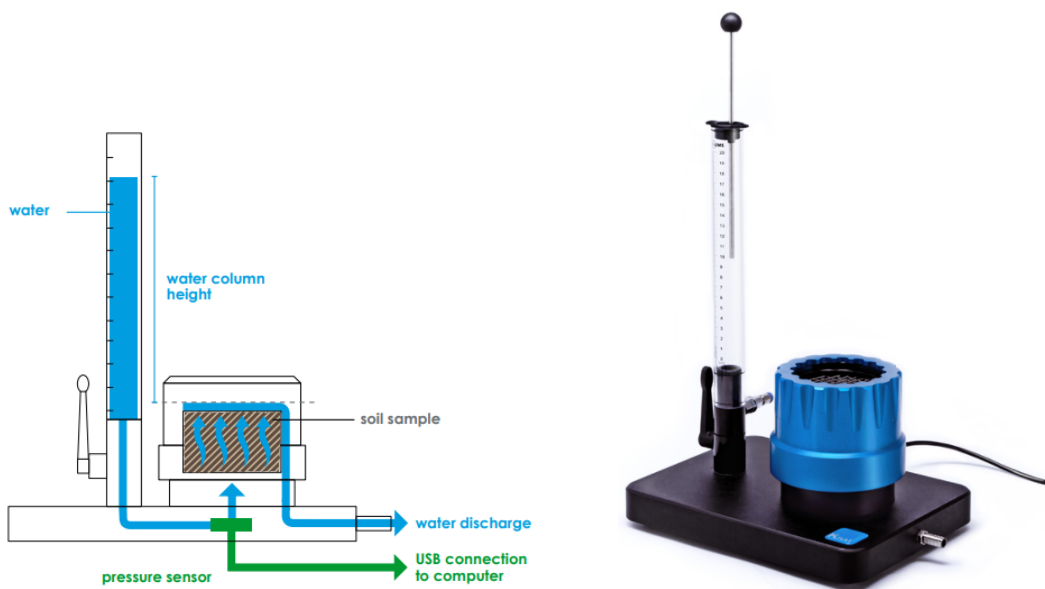


Figura 3.8: Instrumento KSAT utilizado para la estimación de la conductividad hidráulica saturada del suelo.

### 3.5. Recopilación y procesamiento de datos

Con el experimento instalado y funcionando, se recopilaron todos los datos: temperatura del aire, humedad relativa, temperatura y evaporación de ambos suelos, profundidad del NF, velocidad del viento y humedad del suelo del estanque de NF variable.

La evaporación en los suelos se obtuvo a partir de la variación de la masa de cada estanque. La variación de la profundidad del NF en el estanque parcialmente saturado y las variaciones en las masas de ambos estanques (que son medidas con balanzas digitales), se registran diariamente con las dos cámaras GoPro Hero 4, desde las 7:00 am. hasta las 9:00 pm., en intervalos de una hora.

Con el propósito de minimizar el error experimental, los datos de masa (para obtener la evaporación) se procesan como se describe a continuación:

Para una determinada hora  $t$ , la evaporación de un estanque se obtiene de la pendiente de un ajuste lineal de siete datos de masa, estos son: el dato de masa de la hora  $t$ , tres datos hacia atrás (horas  $t - 1$ ,  $t - 2$  y  $t - 3$ ) y tres datos hacia adelante (horas  $t + 1$ ,  $t + 2$  y  $t + 3$ ). La pendiente de este ajuste lineal dividida por el área del estanque es la tasa de evaporación medida en términos de masa por unidad de superficie por unidad de tiempo.

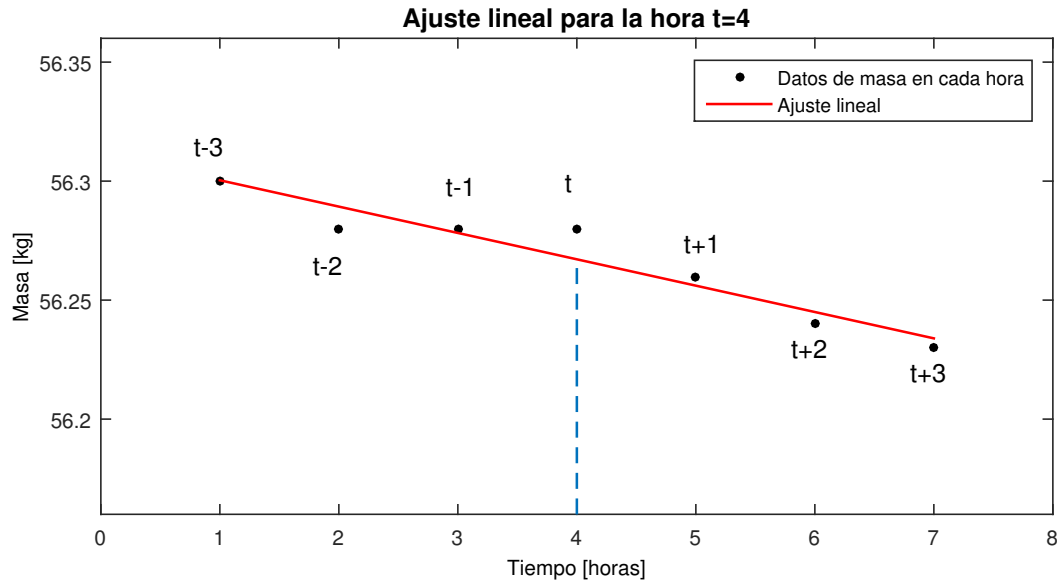


Figura 3.9: Procesamiento de los datos de masa. Ajuste lineal que considera 7 datos:  $t$ ,  $t - 1$ ,  $t - 2$ ,  $t - 3$ ,  $t + 1$ ,  $t + 2$  y  $t + 3$ .

Para los otros parámetros (temperatura del aire, humedad relativa y temperatura de los suelos; que son registrados cada cinco minutos), el valor del parámetro instantáneo en la hora  $t$ , se obtiene de promediar los datos de ese parámetros entre las horas  $t$  y  $t - 1$ .

Otro aspecto relevante es que los suelos del montaje experimental presentan una diferencia en sus temperaturas que va aumentando a medida que el NF desciende. Por lo tanto, la Ecuación 2.24 requiere de un factor de corrección por temperatura, el cual se calcula como:

$$F_C = \frac{q_s^*}{q_s} \quad (3.2)$$

donde  $q_s$  y  $q_s^*$  es la humedad específica del suelo parcialmente saturado y del suelo saturado respectivamente.

La velocidad de transferencia ( $K_a$ ) se obtiene a partir de la Ecuación 2.23, ya que la evaporación se mide y los términos  $c_z$  y  $c_s^*$  se calculan en base a los registros de temperatura y humedad relativa de la estación meteorológica. Esto se realiza utilizando las Ecuaciones 2.8, 2.10 y 2.12.

# Capítulo 4

## Resultados y discusión

En el presente capítulo se exponen y analizan todos los resultados obtenidos, tanto de los experimentos para medir evaporación como los realizados para la estimación de parámetros (porosidad, franja capilar y conductividad hidráulica).

### 4.1. Propiedades del suelo

#### 4.1.1. Porosidad del suelo

La porosidad del suelo se estima a partir del experimento descrito en el capítulo referido a la metodología, cuyos resultados se presentan en la Tabla 4.1. El experimento se realizó tres veces. La porosidad final ( $\eta$ ) corresponde al promedio de las porosidades obtenidas en cada experiencia, esto es:

$$\eta = 40 \text{ [\%]}$$

Tabla 4.1: Resultados de los experimentos realizados para la estimación de la porosidad del suelo.

Parámetro	Experiencia 1	Experiencia 2	Experiencia 3
$Vol_1$ (ml)	100	100	150
$Vol_2$ (ml)	131	160	217
$Vol_{Suelo}$ (ml)	31	60	67
$Vol_{Total}$ (ml)	51	100	111
$Vol_{Suelo}/Vol_{Total}$	0,61	0,60	0,60
Porosidad (%)	39	40	40

Según la información extraída de Bear & Cheng (2010) (Tabla 4.2), las porosidades que se obtuvieron en las diferentes experiencias se encuentran dentro de un rango aceptable.

Tabla 4.2: Valores típicos de porosidad para diferentes suelos. Extraído de Bear & Cheng (2010).

Material	Porosidad
Arcillas	0,45 – 0,55
Limos	0,4 – 0,5
<b>Arenas medianas y gruesas mezcladas</b>	0,35 – 0,4
Arenas uniformes	0,3 – 0,4
Arenas homogéneas finas y gruesas	0,3 – 0,35
Gravas	0,3 – 0,4

#### 4.1.2. Franja capilar

El ancho de la franja capilar se estimó mediante dos métodos. En primera instancia, se estimó a través de los gráficos de profundidad del NF y de humedad superficial del suelo (Figura 4.1). Según este procedimiento, se obtuvo una franja capilar de aproximadamente descrito en la metodología se obtiene el valor para el ancho de la franja capilar, esto es, 80 *mm* aproximadamente.

En la Figura 4.1 se puede notar que la humedad superficial del suelo inicialmente se mantiene prácticamente constante hasta que las fuerzas capilares son superadas por la gravedad, lo cual se traduce en un decaimiento brusco de la curva de humedad. Esto corresponde al momento en que se pasa de la Etapa 1 a la Etapa 2 de evaporación, y ahora prácticamente toda el agua contenida en el suelo deja de evaporarse desde la superficie, y comienza a hacerlo desde una determinada profundidad.

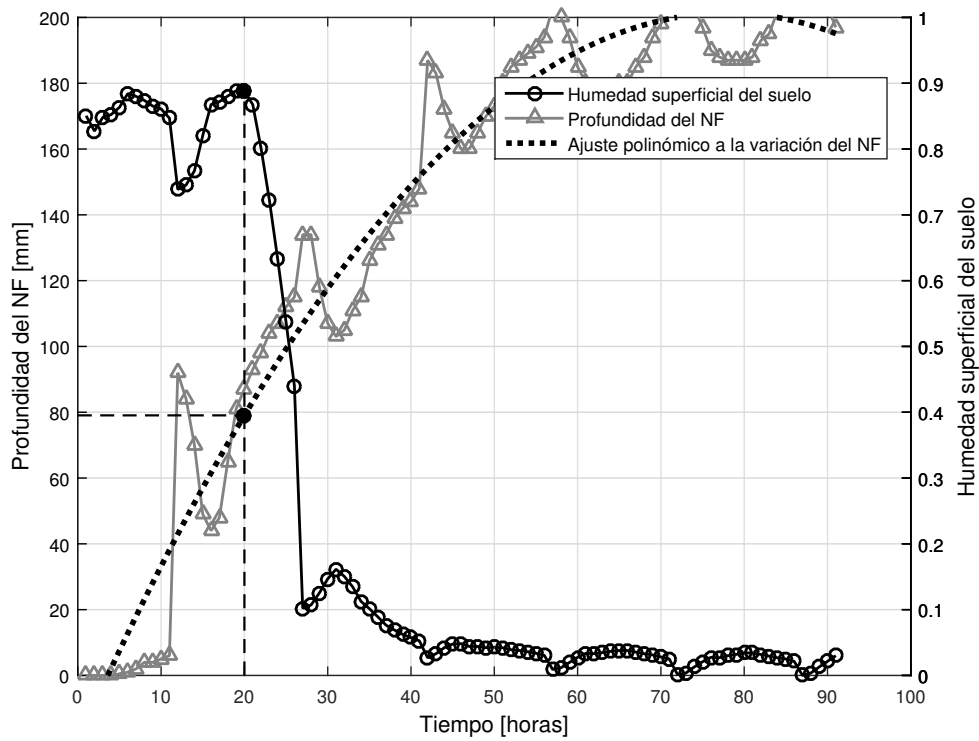


Figura 4.1: Estimación del ancho de la franja capilar a partir de las curvas de profundidad del NF y humedad superficial del suelo. Se traza una recta vertical desde un punto de la curva de humedad superficial justo antes del descenso brusco, hasta intersectar con la curva de profundidad del NF.

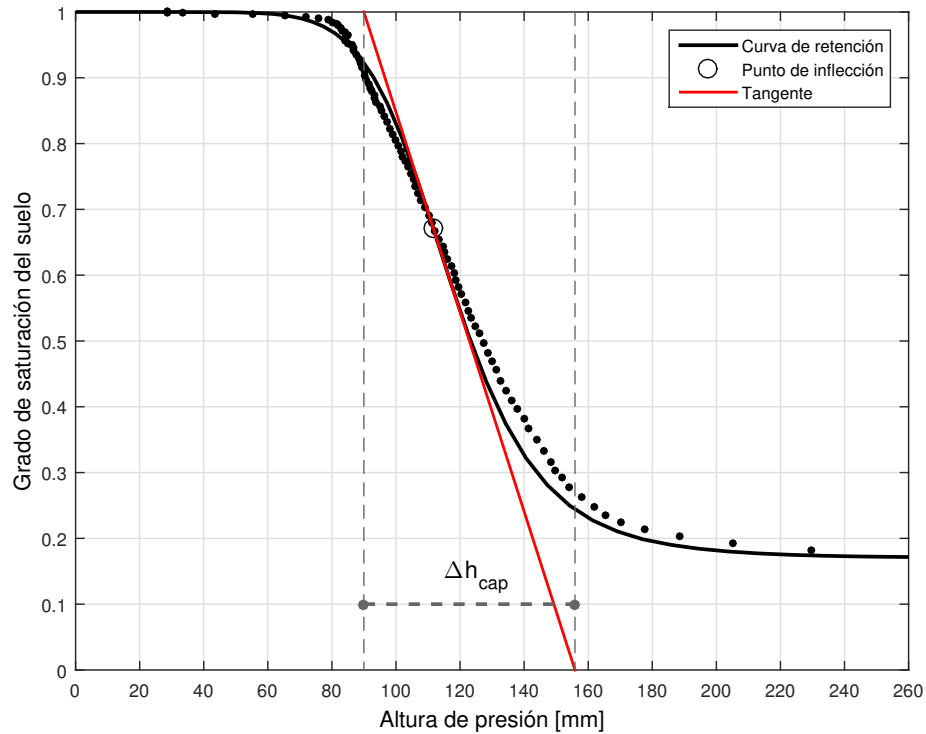


Figura 4.2: Estimación del ancho de la franja capilar a partir de la curva de retención de humedad. La recta del gráfico corresponde a la tangente que pasa por el punto de inflexión de la curva de retención. La franja capilar se determina de la diferencia de los valores de altura de presión en que la tangente pasa por los grados de saturación 1 y 0.

El segundo método permite obtener la curva de retención de humedad del suelo (Figura 4.2) a partir de la cual es posible estimar el ancho de la franja capilar, utilizando el mismo método que aplica Lehmann et al. (2008). Este método es más preciso que el primero y entrega un valor de  $66 \text{ mm}$  para el ancho de la franja, lo cual tiene bastante sentido al momento de compararlo con estimaciones realizadas por experimentos de otros estudios (Tabla 4.3). Además se acerca mucho al valor estimado con el primer método.

Tabla 4.3: Comparación del ancho de la franja capilar estimada por este estudio con lo obtenido por otros experimentos.

Experimento	Diámetro partícula [mm]	Franja capilar [mm]
Shokri et al. (2009b)	0,1 – 0,5	220
Lehmann et al. (2008)	0,3 – 0,9	90
Este estudio	0,5 – 1,0	66

La diferencia entre los resultados de los dos métodos podría explicarse en que, en el primer método, el instrumento que mide la humedad en el estanque parcialmente saturado se introduce aproximadamente  $10 \text{ cm}$  en el suelo y estima una humedad promedio en dicha región. De esta forma, el decaimiento de la humedad es tardío y no logra representar de forma precisa el ancho capilar.

### 4.1.3. Conductividad hidráulica saturada

La conductividad hidráulica del suelo saturado se estima a partir de los experimentos de  $K_{sat}$  descritos en la metodología. Los resultados se presentan en la Tabla 4.4. La conductividad hidráulica final ( $K_w$ ) se calculó como el promedio aritmético de las conductividades de todas las experiencias (se realizaron nueve repeticiones del experimento):

$$K_w = 80 \left[ \frac{m}{d} \right]$$

Tabla 4.4: Resultados de la serie de experimentos realizados para la estimación de la conductividad hidráulica saturada.

Experiencia	$K_w$ [ $cm/sec$ ]	$K_w$ [ $m/día$ ]
1	0,11	93
2	0,11	95
3	0,10	88
4	0,07	64
5	0,08	68
6	0,07	62
7	0,10	85
8	0,10	85
9	0,10	83

La variabilidad de los valores de una muestra a otra puede explicarse en la compactación del suelo al momento de introducirlo en la probeta. Sin embargo, dicha variabilidad resulta ser despreciable si es que se analizan los órdenes de magnitud en la conductividad hidráulica de distintos tipos de suelo. De hecho, los resultados obtenidos están dentro de los valores típicos de conductividad hidráulica de suelos arenosos (Tabla 4.5).

Tabla 4.5: Valores típicos de conductividad hidráulica para distintos suelos. Extraído de Bear & Cheng (2010)

Suelos	$K_w$ [ $m/día$ ]
Arcillas	$10^{-7} - 10^{-5}$
Limos	$10^{-4} - 10^{-1}$
Arenas finas	$10^{-1} - 10$
<b>Arenas medianas y gruesas</b>	$10^0 - 10^2$
Gravas	$10^2 - 10^3$



## 4.2. Evaporación desde estanques

El experimento de evaporación se realizó ocho veces entre octubre de 2017 y enero de 2018. Las primeras experiencias estaban sujetas a grandes errores experimentales, por lo tanto no fueron consideradas. Lo mismo sucedió con los experimentos que fueron interrumpidos producto de cortes de energía eléctrica. Los errores del experimento fueron minimizados con la adición de nuevos instrumentos que permitieron obtener datos más precisos. Finalmente se tienen cuatro realizaciones fructíferas (más de 300 datos) de las cuales se desprenden los resultados que se presentan en este estudio.

### 4.2.1. Evaporación desde estanque saturado

De las cuatro realizaciones fructíferas del experimento, una de ellas tuvo una duración de 10 días, mientras que las otras duraron entre 4 y 7 días. Es por esto que en el análisis de los resultados de evaporación en el tiempo, sólo se consideró la experiencia con mayor duración, siendo ésta representativa de las demás.

La evaporación en el estanque saturado se presenta en la Figura 4.3. Recordar que se registraron datos durante el día, por lo tanto no se tienen resultados de evaporación durante la noche para ningún caso.

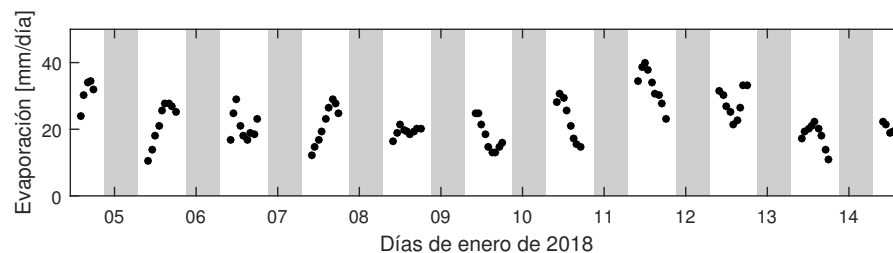


Figura 4.3: Variación en el tiempo de la evaporación en el estanque saturado de agua, cuyo NF se encuentra fijo en la superficie del suelo. El tiempo está en días. Durante la noche no se registraron datos.

En la Figura 4.3 se puede observar que la tasa de evaporación varía de forma considerable durante el día, con un promedio de  $23 \text{ mm/día}$  (esto considerando sólo los datos registrados en el día), llegando a tasas máximas instantáneas de casi  $45 \text{ mm/día}$ . A pesar de que durante la noche no se registraron datos cada hora, sí se tiene la información de la variación de masa de un día para otro, con lo cual se obtuvo que la evaporación durante la noche es prácticamente nula. Así, la evaporación media diaria corresponde a  $1,2 \text{ mm/día}$ .

En el marco teórico de este estudio se presentan los resultados de Lehmann et al. (2008) y Shokri et al. (2009b), de los cuales se desprende que el suelo en su estado saturado, evapora a una tasa constante. Esto claramente difiere de lo que se expone en la Figura 4.3. Tal diferencia se debe a que los experimentos de los autores citados no están expuestos a condiciones ambientales variables, sino que a condiciones constantes en el tiempo.

Lo anterior queda más claro, si se analiza la Figura 4.4, en la que se presenta la variación de la evaporación en el tiempo junto con el viento, la humedad relativa y la temperatura tanto del suelo como del aire. Se puede observar que, salvo por algunos días, la evaporación mantiene una variabilidad diaria similar, que está ligada a la variación diurna de temperatura del aire y suelo, además del viento y humedad del aire. Dicho de otra forma, la tasa de evaporación del suelo saturado presenta una periodicidad en su comportamiento en el tiempo, que está afectada por las variaciones de temperatura, viento (variaciones bruscas) y humedad relativa.

En la Figura 4.5 se presenta la variación de la velocidad de transferencia  $K_a$  en el tiempo.

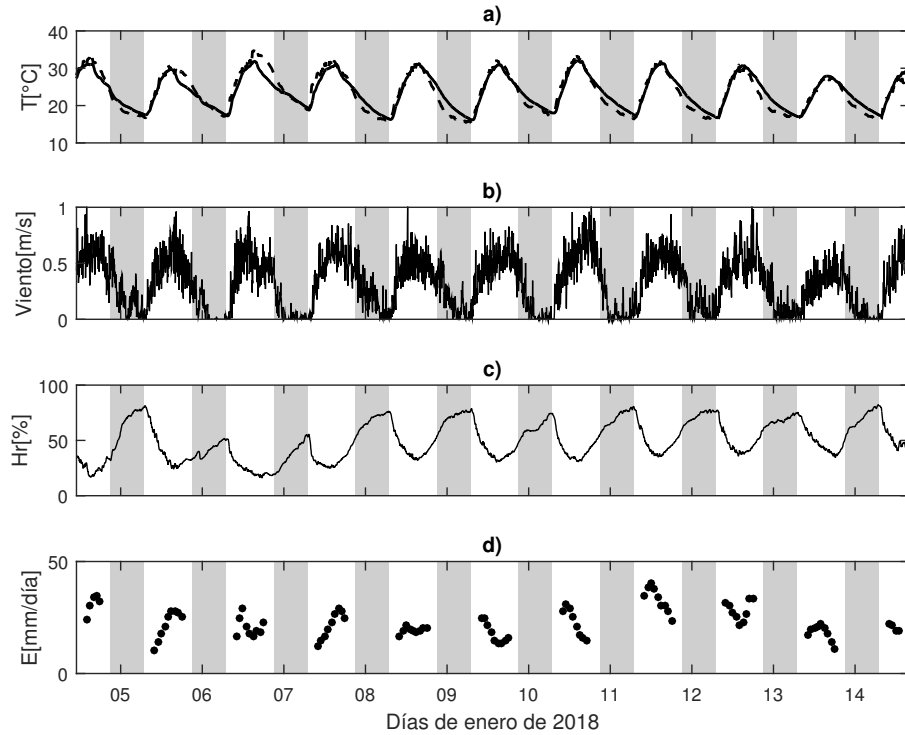


Figura 4.4: Variaciones en el tiempo de las condiciones atmosféricas y de la evaporación en el estanque saturado. a) Variación de temperatura de la superficie del estanque saturado (línea continua) y del aire (línea punteada); b) variación de la velocidad del viento; c) variación de la humedad relativa; y d) variación de la evaporación en el estanque saturado.

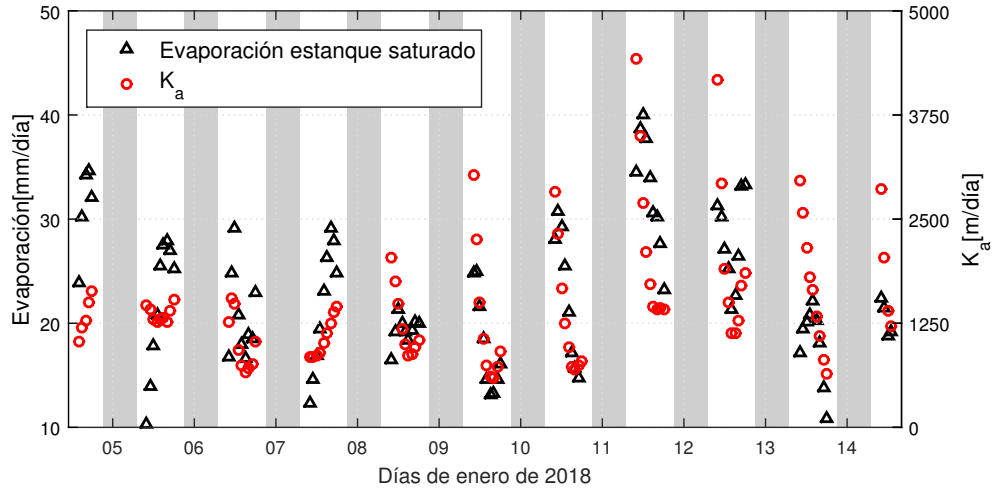


Figura 4.5: Variación de la evaporación en el estanque saturado y velocidad de transferencia  $K_a$  en el tiempo.

#### 4.2.2. Evaporación desde estanque no saturado

El segundo estanque inicialmente se encuentra saturado pero, a medida que transcurre el tiempo, va bajando su grado de saturación acompañado del descenso del NF. En este estanque, los resultados de la tasa de evaporación también presentan una variabilidad horaria que tiene una buena correlación con las variaciones horarias de temperatura del aire, temperatura del suelo, velocidad del viento y humedad relativa (Figuras 4.6 y 4.7). Más allá de las variaciones a nivel horario, la tasa de evaporación presenta un decaimiento en el tiempo que probablemente está asociado al descenso del frente de evaporación, lo cual concuerda con la Ecuación 2.13 que representa el transporte de vapor de agua en el medio poroso:

$$E = -\frac{D}{d} \Delta c$$

Si la profundidad  $d$  aumenta ( $d$  es la profundidad del frente de evaporación, no del NF), entonces el flujo de vapor (evaporación) necesariamente debe disminuir. Claro está que las variaciones horarias tienen su explicación en las variaciones de las condiciones atmosféricas y temperatura del suelo.

La Ecuación 2.13 viene de suponer flujo permanente, lo cual restringe el análisis a una escala de tiempo mayor al tiempo característico asociado a los procesos de difusión. Este tiempo característico,  $t^*$ , es el tiempo que tarda la difusión en actuar una distancia  $d$ , tal que  $t^* = d^2/D$ . Para las condiciones experimentales de este estudio,  $t^*$  toma valores menores a 50 segundos, que es considerablemente menor a los intervalos de tiempo de las mediciones (1 hora). Por lo tanto, los cambios temporales de difusión de vapor de agua en el medio poroso pueden ser representados como una secuencia de estados de flujo permanente.

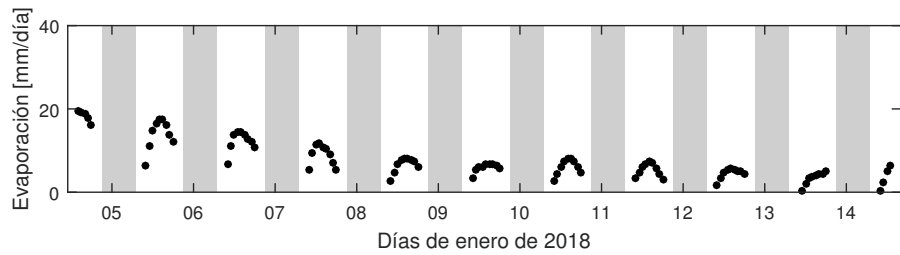


Figura 4.6: Variación en el tiempo de la evaporación en el estanque cuyo NF es variable.

En la Figura 4.7 a) se puede observar que la temperatura superficial del suelo va aumentando su variabilidad en el tiempo. Esto no es producto de un aumento de la temperatura del aire, de hecho, se puede observar que mantiene una variabilidad diaria similar en el tiempo. Por lo tanto, el aumento de la temperatura del suelo, podría explicarse en el descenso del NF y, por ende, en el descenso de la humedad superficial. Es decir, ahora se tiene menor masa en la parte superior del estanque, siendo más fácil elevar su temperatura durante el día. Dicho de otra forma, al disminuir el contenido de humedad del suelo, disminuye la capacidad calórica del medio poroso y por lo tanto se espera que su temperatura cambie más rápido frente a variaciones ambientales, comparado con el caso cuando el suelo se encontraba saturado.

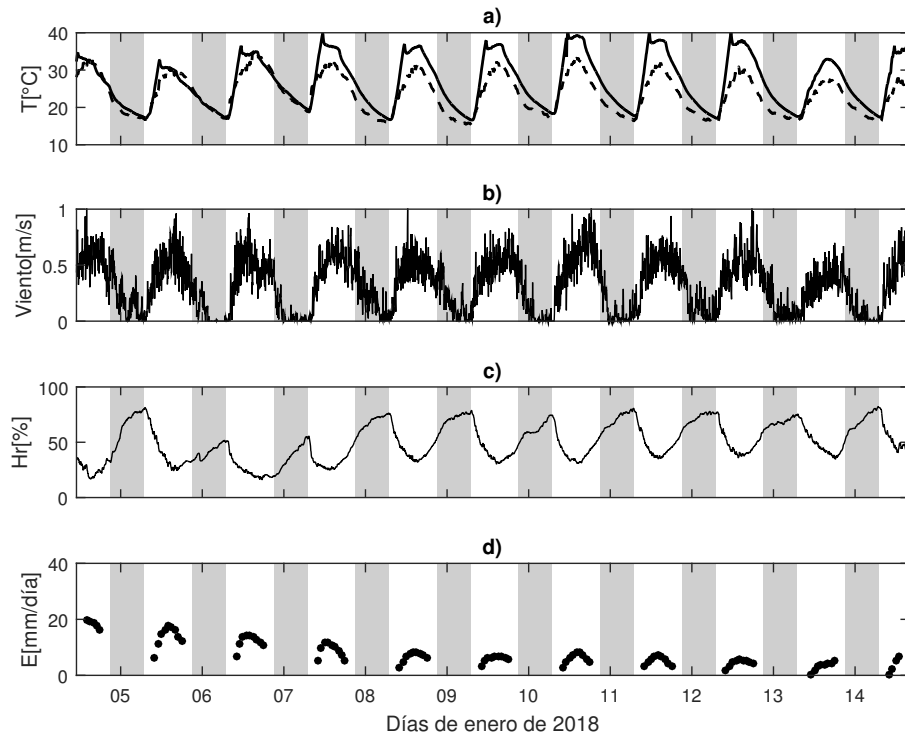


Figura 4.7: Variaciones en el tiempo de las condiciones atmosféricas y de la evaporación en el estanque no saturado. a) Variación de temperatura de la superficie del estanque no saturado (línea continua) y del aire (línea punteada); b) variación de la velocidad del viento; c) variación de la humedad relativa; y d) variación de la evaporación en el estanque no saturado.

### 4.2.3. Profundidad del NF en estanque no saturado y tiempo

En la Figura 4.8 se presentan los resultados de las mediciones de la profundidad del NF en el estanque parcialmente saturado. Se puede observar que en una primera etapa (primeras horas) el aumento de la profundidad es brusco, lo cual podría estar relacionado con el rompimiento de la franja capilar. Luego la curva pareciera estabilizarse, coincidiendo con la estabilización de la evaporación del suelo (Figura 4.10). Lo anterior tiene bastante sentido, ya que el agua sólo se pierde por evaporación, por lo tanto si las tasas de evaporación bajan a medida que transcurre el tiempo el NF desciende más lentamente.

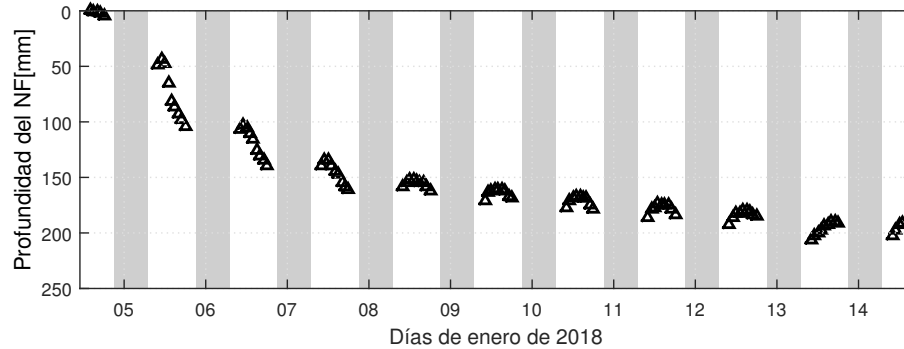


Figura 4.8: Variación de la profundidad del NF en el tiempo.

### Variación horaria de la profundidad del NF

Tal como se observa en la Figura 4.8, la profundidad del NF varía durante el día. En la primera parte del día disminuye hasta alcanzar un mínimo y luego en la tarde aumenta (Figura 4.9). Esto sucede diariamente.

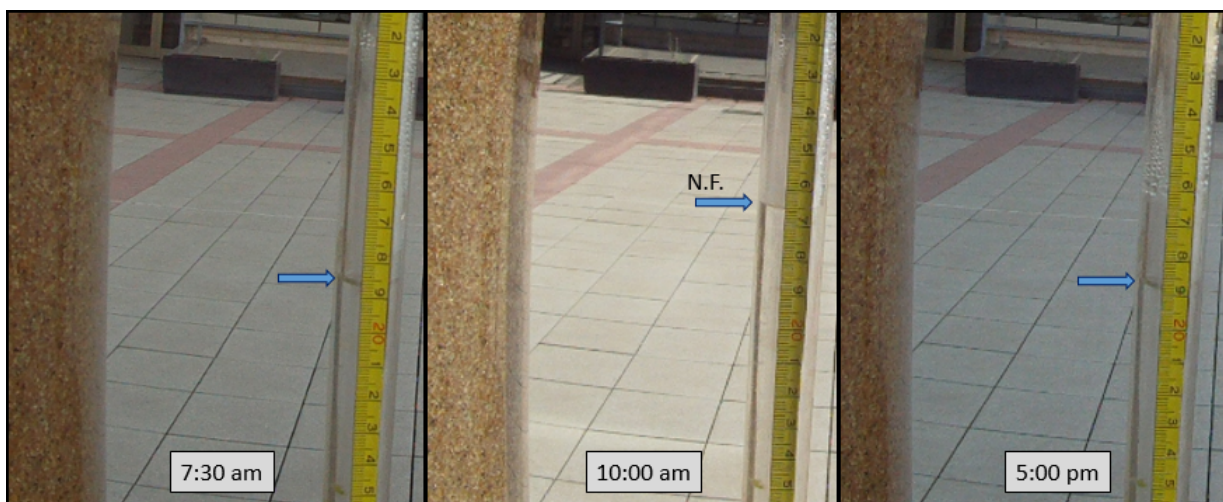


Figura 4.9: Variación horaria del NF en el estanque parcialmente saturado.

En la Figura 4.10 se grafica la tasa de evaporación junto con la profundidad del NF. Notar

que las variaciones horarias de ambas variables coinciden.

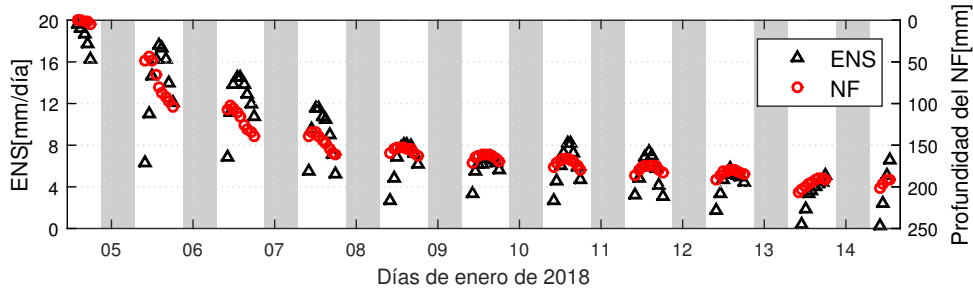


Figura 4.10: Comparación de la variación horaria y diaria de la profundidad del NF y de la evaporación en el estanque parcialmente saturado.

El cambio de la temperatura provoca una variación en la densidad del agua contenida en el suelo que se ve reflejada en una expansión o compresión del agua, según sea el caso. Lo anterior no es suficiente para explicar la magnitud de las variaciones del NF. Una explicación adicional para esta variabilidad horaria del NF se encuentra en el transporte vertical de agua.

Según Sadeghi et al. (2012), la diferencia de altura de presión en la franja capilar puede ser modelado con la Ley de Darcy:

$$E = K \left( \frac{dh}{dz} - 1 \right) \quad (4.1)$$

donde  $E$  es la evaporación,  $K$  es la conductividad hidráulica,  $z$  es el ancho de la franja capilar y  $h$  es la altura de presión a lo largo de la franja capilar. Por lo tanto, si  $E$  aumenta (que es lo que sucede durante el día), el lado derecho de la Ecuación 4.1 debe aumentar. La conductividad hidráulica y la altura de presión ( $h$ ) en el fondo de la franja capilar son fijos, por lo tanto  $z$  debe disminuir, lo cual se traduce en un aumento del gradiente  $\frac{dh}{dz}$ .

La disminución o aumento de  $z$  equivale una compresión o expansión (depende de si la evaporación aumenta o disminuye) de la franja capilar, lo que finalmente podría explicar la variación diaria de la profundidad del NF.

#### 4.2.4. Evaporación, evaporación máxima y tiempo

Si las condiciones ambientales no variaran, se esperaría que la razón entre la evaporación y la evaporación máxima ( $E/E_{max}$ ) tome valores iniciales cercanos a 1 y luego vaya decreciendo en el tiempo hasta llegar a un valor cercano a cero. Tal situación no se produce completamente, ya que los estanques están sometidos a condiciones atmosféricas variables. Sin embargo, es posible notar que, más allá de lo que ocurre a nivel horario, existe una tendencia decreciente de  $E/E_{max}$  en el tiempo (Figura 4.11).

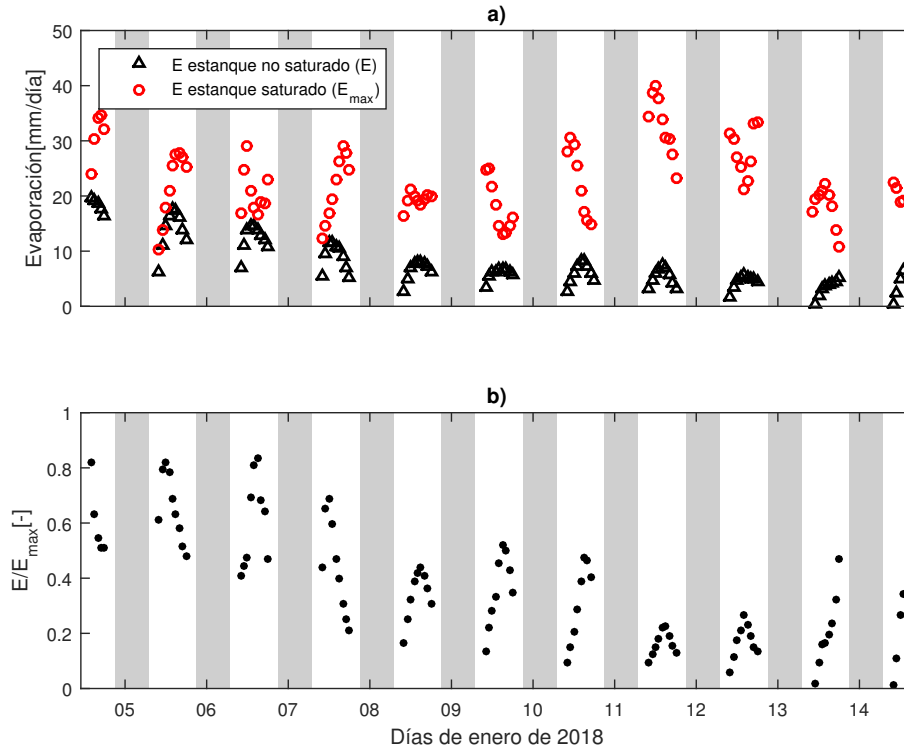


Figura 4.11: Variación de la razón entre la evaporación y evaporación máxima en el tiempo. a) Evaporación en cada estanque en el tiempo; y b) Variación de  $E/E_{max}$  en el tiempo.

#### 4.2.5. Evaporación, evaporación máxima y profundidad

Si se grafica  $E/E_{max}$  en función de la profundidad del frente de evaporación  $d$  (Figura 4.12), se tienen resultados que demuestran que existe una correlación significativa entre ellos. En el marco teórico de este estudio se presenta la Ecuación 2.24, que modela la razón entre la evaporación y evaporación máxima. Analizando dicha ecuación,

$$\frac{E}{E_{max}} = \frac{1}{1 + \frac{K_a d}{D}},$$

se advierte, entonces, que  $E/E_{max}$  depende de tres parámetros: la velocidad de transferencia  $K_a$ , la difusión  $D$  y la profundidad del frente de evaporación  $d$ . Por lo tanto, si  $d$  crece se esperaría que  $E/E_{max}$  decrezca producto de que el vapor de agua en el estanque parcialmente saturado debe transportarse por el medio poroso una distancia que se prolonga en el tiempo. Tal hipótesis es corroborada con lo expuesto en el gráfico de la Figura 4.12

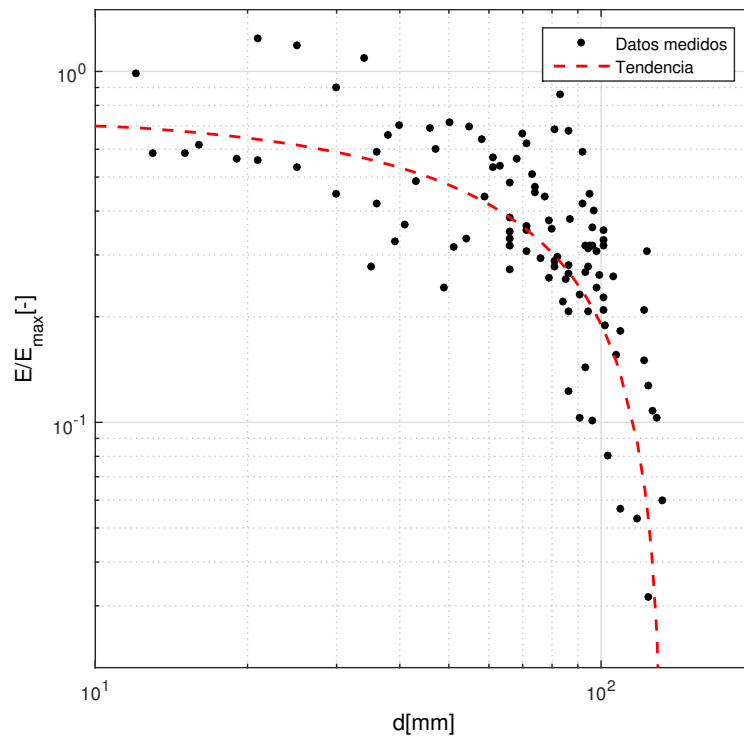


Figura 4.12: Variación de la razón entre la evaporación y evaporación máxima en función de la profundidad del frente de evaporación  $d$  ( $d = NF - \text{franja capilar}$ ).

#### 4.2.6. Evaporación, evaporación máxima y velocidad de transferencia

Ahora bien, debido a que  $d$  crece en el tiempo y que  $D$  debe estar dentro de un rango definido para lograr sustentar el comportamiento decreciente de la tasa evaporativa en el estanque parcialmente saturado, entonces las variaciones de  $E/E_{max}$  también deberían estar asociadas al parámetro  $K_a$  (Figuras 4.5 y 4.13). Así, los gráficos que se presentan en las Figura 4.12 y 4.13 son las primeras evidencias de que la Ecuación 2.24 podría tener un sustento.



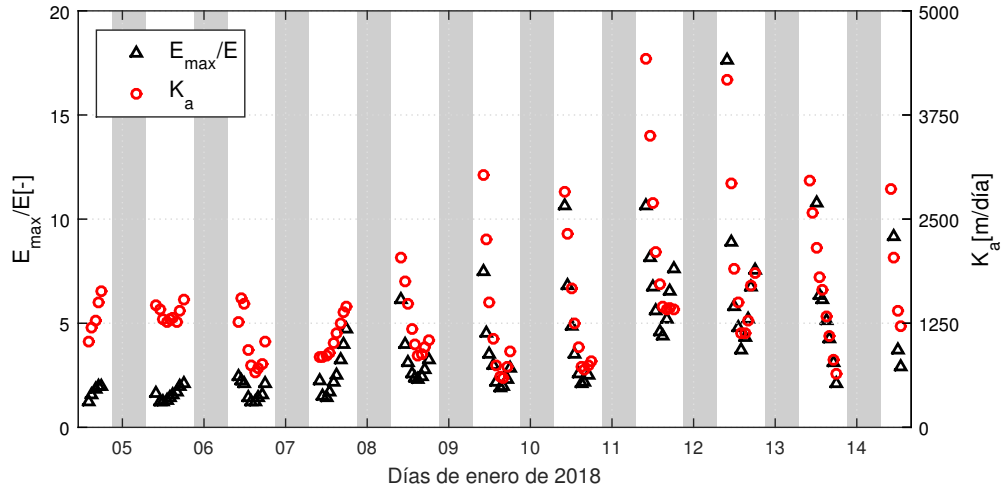


Figura 4.13: Variación de la razón entre la evaporación máxima y la evaporación, y la velocidad de transferencia  $K_a$  en función del tiempo.

En la Figura 4.14 se presentan las variables atmosféricas (temperatura, viento y humedad relativa) que podrían estar contenidas en la velocidad de transferencia  $K_a$ . En primera instancia se esperaría que  $K_a$  dependa principalmente de las variables viento y/o temperatura. Sin embargo, del gráfico de la Figura 4.14 resulta evidente que ni el viento ni la temperatura son suficientes para explicar las variaciones de la velocidad de transferencia. Por lo tanto, queda esperar que hayan otras variables que subyacen en  $K_a$ . La humedad relativa ( $Hr$ ) podría ser una de ellas, de hecho, de la Figura 4.14 se puede observar que para valores chicos de  $K_a$ ,  $Hr$  es chico, lo cual tiene bastante sentido, ya que  $K_a$  se obtiene a partir de la Ecuación 2.23:

$$K_a = \frac{E_{max}}{\Delta c}$$

donde  $E_{max}$  es la evaporación desde el estanque saturado; y  $\Delta c$  puede ser entendido como la diferencia entre la humedad de la superficie del estanque saturado (100 %) y la atmósfera ( $Hr$ ). Por lo tanto, si  $Hr$  disminuye,  $K_a$  también lo hace.

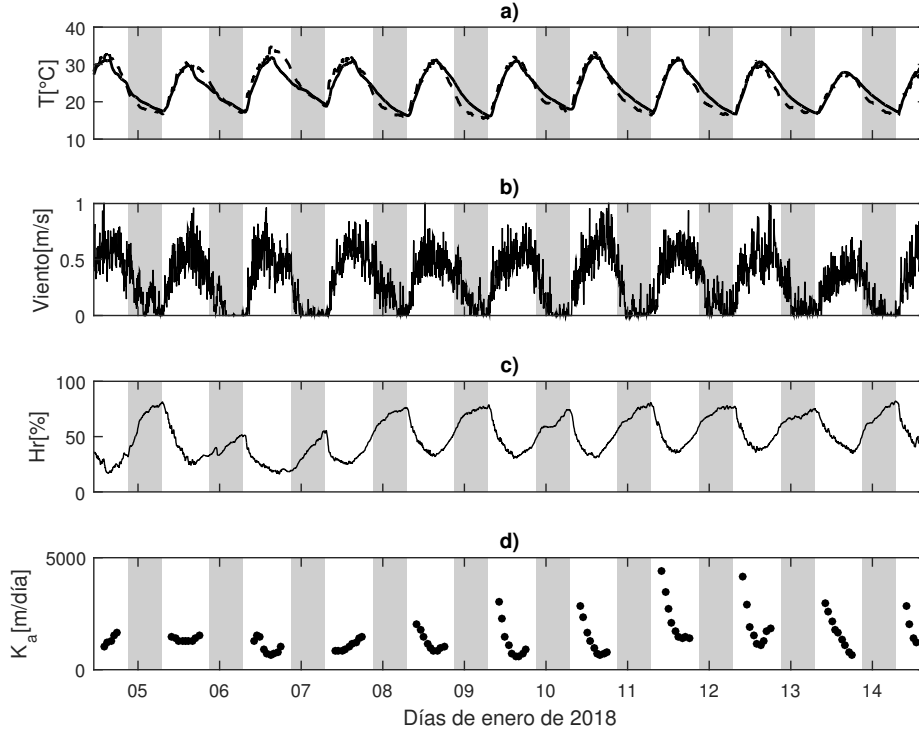


Figura 4.14: Variaciones en el tiempo de las condiciones atmosféricas y de la velocidad de transferencia. a) Variación de temperatura de la superficie del estanque saturado (línea continua) y del aire (línea punteada); b) variación de la velocidad del viento; c) variación de la humedad relativa; y d) variación de la velocidad de transferencia  $K_a$ .

#### 4.2.7. Evaporación, evaporación máxima y número adimensional

En lo que sigue se presenta quizás el resultado más relevante del estudio (Figuras 4.15 y 4.16), que tiene relación con la dependencia de la razón entre la evaporación y la evaporación máxima ( $E/E_{max}$ ) con el número adimensional  $\Pi$ , el cual se desprende de las Ecuaciones 2.13 y 2.23, tal como se presenta en el Capítulo 2.

$$\Pi = \frac{K_a d}{D}$$

El valor del parámetro  $K_a$  presente en  $\Pi$  se estima a partir de la Ecuación 2.23:

$$E_{max} = -K_a(c_z - c_s^*)$$

donde  $E_{max}$  es la evaporación en el estanque saturado y los parámetros de concentración de vapor de agua  $c_z$  y  $c_s^*$  se calculan a partir de las Ecuaciones 2.8, 2.10, 2.11 y 2.12, utilizando los registros de temperatura del aire, temperatura del suelo y la humedad relativa.

En primera instancia el coeficiente  $D$  es interpretado como la difusión del vapor de agua

en el suelo (Ecuación 2.14):

$$D = \eta^{4/3} \cdot D_a$$

Sin embargo, esta interpretación entrega resultados que se alejan dos órdenes de magnitud bajo las mediciones.

Por lo tanto, recordando lo expuesto en el marco teórico, se busca una expresión más acabada del parámetro  $D$ . Es decir, se consideran mecanismos adicionales de transporte de gas que obedecen a flujos advectivos. Estos son interpretados por la Ley de Darcy, resultando la Ecuación 2.20:

$$D = \eta^{4/3} \cdot D_a + \frac{k_g R_v T}{\mu_g} \bar{c}$$

Esta segunda interpretación entrega resultados que también están alejados de las mediciones, pero en este caso están dos ordenes de magnitud sobre lo observado. Si se calibra esta última expresión aparece un factor 0,01 en la Ecuación 2.13.

De aquí surge la incógnita referida al efecto de otros mecanismos asociados al transporte de masa que subyacen en el coeficiente  $D$  del número adimensional.

La humedad específica en el suelo parcialmente saturado, tiene valores del mismo orden de magnitud que el factor de calibración. Entonces, se plantea preliminarmente la hipótesis de que el flujo de vapor de agua hacia la atmósfera está acompañado de un flujo de aire seco hacia el suelo, que se encarga de reponer los otros gases (N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, etc), que también son advectados hacia la atmósfera producto de la diferencia en las presiones parciales de vapor de agua. Es decir, se genera un gradiente de presión de aire totalmente contrario al gradiente de presión de vapor de agua, que disminuye el gradiente de presión efectiva en los sedimentos. Dicho fenómeno podría ser interpretado por la humedad específica, que es la masa de vapor de agua dividida por la masa de aire seco.

Considerando lo anterior, la expresión para el coeficiente  $D$  adopta los valores de humedad específica (en la superficie del suelo parcialmente saturado), en lugar del factor de corrección, y se obtienen los resultados de las Figuras 4.15 y 4.16, los cuales presentan una clara correlación.

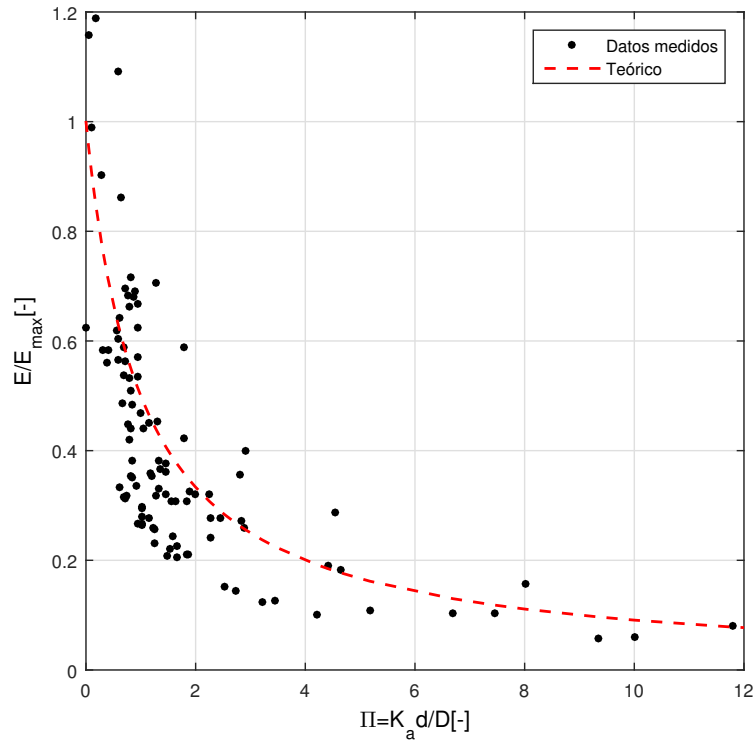


Figura 4.15: Variación de la razón entre evaporación y evaporación máxima ( $E/E_{max}$ ) en función del número adimensional ( $\Pi$ ).

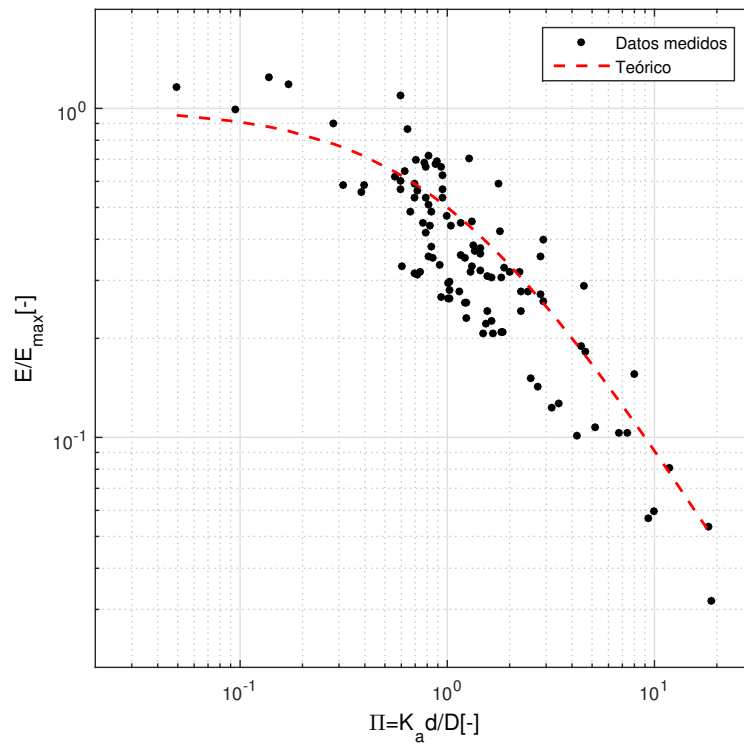


Figura 4.16: Variación de la razón entre evaporación y evaporación máxima ( $E/E_{max}$ ) en función del número adimensional ( $\Pi$ ). Gráfico en escala logarítmica.

El número adimensional  $\Pi$  cuantifica el efecto de los procesos de transporte en el suelo con respecto al transporte turbulento en la atmósfera. De los gráficos de las Figuras 4.15 y 4.16, se puede notar que pequeños valores de  $\Pi$  producen que la evaporación desde el suelo no saturado se acerque a la evaporación máxima, es decir,  $E/E_{max} \rightarrow 1$ . Esto puede ocurrir cuando la profundidad del frente de secado está cerca de la superficie, o bien cuando  $D$  toma grandes valores y  $K_a$  toma pequeños valores. Por el contrario, grandes valores de  $\Pi$  provocan que  $E/E_{max} \rightarrow 0$ , lo cual ocurre cuando la evaporación está controlada por el transporte en el suelo más que por lo que sucede en la atmósfera.

### 4.3. Predicho y observado

En la Figura 4.17 se corrobora la veracidad de las ecuaciones asociadas al número adimensional, mediante la comparación entre  $E/E_{max}$  obtenido directamente del experimento (observado) y el estimado teóricamente (predicho). Los datos que distan mucho de la recta podrían estar asociados a los errores experimentales en las balanzas u otros. Así mismo se debe tener en cuenta que hay variables contenidas dentro de la velocidad de transferencia ( $K_a$ ) que están sujetas a cambios bruscos, por ejemplo el viento, que también podrían afectar en los resultados. Aun así lo predicho se ajusta relativamente bien a lo observado, sobre todo en los valores de  $E/E_{max}$  más pequeños. El estadístico  $R^2$  es 0,69 y la diferencia entre la pendiente del ajuste lineal de lo obtenido y la recta ideal es 0,03.

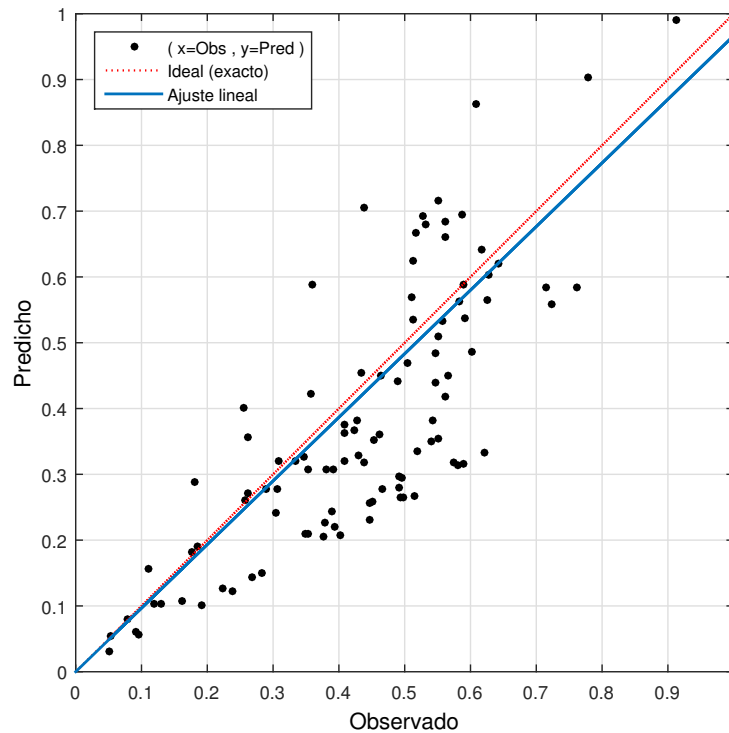


Figura 4.17: Comparación entre lo predicho y lo observado.

# Capítulo 5

## Conclusiones y recomendaciones

El principal aporte de este estudio es disponer de un montaje experimental que permite registrar una serie de datos para sentar las bases de una discusión sobre cuáles son los parámetros más influyentes en la evaporación de un suelo no saturado. Esta instalación experimental permitió validar un marco teórico que acopla de manera simplificada los procesos de transporte de vapor de agua que ocurren en los sedimentos y la atmósfera, para el cálculo de la evaporación desde suelos no saturados.

Se ha demostrado la existencia de la franja capilar que induce un flujo de agua hacia la superficie, concepto que está presente en estudios de autores como Lehmann et al. (2008) y Shokri et al. (2009b). De experimentos adicionales se obtienen valores razonables de porosidad y conductividad hidráulica del suelo.

Los experimentos de la literatura que se presentan en el marco teórico, postulan una dependencia de la profundidad del nivel freático (NF) con la evaporación del suelo. Aquellos experimentos no están expuestos a las condiciones variables de temperatura, viento, etc. Sin embargo, aún así presentan una similitud con los resultados experimentales referidos al descenso de la evaporación del suelo parcialmente saturado. Dicho suelo, a pesar de tener una variación en su tasa de evaporación intradiaria (Figura 4.10), presenta una tendencia que coincide con el aumento del NF, corroborando la dependencia entre ambas variables.

La razón entre la evaporación y la evaporación máxima de un suelo ( $E/E_{max}$ ) puede ser función de un número adimensional ( $\Pi$ ). Se postula la existencia de este número, que es corroborado según los datos experimentales (Figuras 4.15 y 4.16). A partir del número adimensional es posible concluir que  $E/E_{max}$  no está únicamente sujeto a la profundidad del nivel freático, sino que también depende de la velocidad de transferencia en el medio ( $K_a$ ). Otra variable muy relevante es el coeficiente  $D$  presente en  $\Pi$ , teniendo un rol fundamental en la interpretación de los mecanismos de transporte de masa que podrían estar presentes en la evaporación del suelo.

A partir de la estimación del coeficiente  $D$  se plantea la hipótesis relacionada con la existencia de flujos de aire seco hacia el interior del suelo que podrían suplir el transporte hacia a la atmósfera del vapor de agua. Esta hipótesis no fue evaluada experimentalmente,

sin embargo si se reemplaza la humedad específica por el factor de calibración en la Ecuación 2.13, se obtienen los resultados expuestos. La corroboración de dicha hipótesis está fuera del alcance de este estudio y queda propuesto para futuras realizaciones del experimento.

Desviaciones de los datos de las curvas pueden estar asociados a los errores instrumentales y propios de la instalación experimental. De hecho, las diferencias excesivas entre las curvas de evaporación del suelo saturado con su temperatura (Figura 4.4), estarían relacionadas con descalibración de las balanzas producto de las grandes variaciones en las temperaturas intradiarias. Otro factor a considerar podría ser la variable viento, contenida en  $K_a$ , que en este caso no es parametrizable debido a su variabilidad y a la pequeña superficie expuesta del suelo.

Para futuros experimentos se recomienda utilizar instrumentos con pequeños errores asociados, en particular las balanzas digitales que registran las variaciones de masa (las balanzas utilizadas tienen errores de 20 gramos de precisión). De esta forma se podría medir en intervalos de tiempo menores y sin la necesidad de promediar datos. También se recomienda realizar las experiencias durante épocas que aseguren un tiempo meteorológico relativamente uniforme, con el fin de evitar cambios bruscos en las humedades relativas entre un día y otro que, a fin de cuentas, podrían estar afectando en mayor medida a un suelo que al otro.

Los datos experimentales y los resultados de este estudio podrían ser útiles para futuras investigaciones experimentales y/o modelos numéricos de transporte de vapor de agua en medios porosos parcialmente saturados.

Finalmente, el número adimensional  $\Pi$  podría ser un buen indicador para estimar evaporación desde salares con napas someras. Los valores de  $\Pi$  permiten obtener información acerca de los procesos que controlan la evaporación. Estos son, los procesos de transporte a través del medio poroso y el transporte turbulento en la atmósfera.

# Bibliografía

- Abriola, L. M. et al. (1997). Experimental assessment of gas transport mechanisms in natural porous media: parameter evaluation. *Water resources research*, 33(4), 505–516.
- Bear, J. & Cheng, A. H.-D. (2010). *Modeling groundwater flow and contaminant transport*, volume 23. Springer Science & Business Media.
- Bittelli, M., Ventura, F., Campbell, G. S., Snyder, R. L., Gallegati, F., & Pisa, P. R. (2008). Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*, 362(3-4), 191–205.
- Brutsaert, W. (2013). *Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications*, volume 1. Springer Science & Business Media.
- Campbell, G. S. (1985). *Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant systems*, volume 14. Elsevier.
- Coumans, W. (2000). Models for drying kinetics based on drying curves of slabs. *Chemical Engineering and Processing: Process Intensification*, 39(1), 53–68.
- Gardner, W. & Hillel, D. (1962). The relation of external evaporative conditions to the drying of soils. *Journal of Geophysical Research*, 67(11), 4319–4325.
- Griend, A. A. & Owe, M. (1994). Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, 30(2), 181–188.
- Key, R. B. (2013). *Drying: principles and practice*, volume 13. Elsevier.
- Lehmann, P., Assouline, S., & Or, D. (2008). Characteristic lengths affecting evaporative drying of porous media. *Physical Review E*, 77(5), 056309.
- Mason, E. & Evans, R. I. (1969). Graham's laws: Simple demonstrations of gases in motion: Part i, theory. *Journal of Chemical Education*, 46(6), 358.
- Morton, F. (1990). Studies in evaporation and their lessons for the environmental sciences. *Canadian Water Resources Journal*, 15(3), 261–286.
- Niño, Y. et al. (2010). Temporal and spatial features of the thermohydrodynamics of shallow salty lagoons in northern Chile. *Limnology and Oceanography*, 55(1), 279–288.



- Parlange, M. B., Eichinger, W. E., & Albertson, J. D. (1995). Regional scale evaporation and the atmospheric boundary layer. *Reviews of Geophysics*, 33(1), 99–124.
- Peishi, C. & Pei, D. C. (1989). A mathematical model of drying processes. *International Journal of heat and mass transfer*, 32(2), 297–310.
- Richards, J. (1971). A simple expression for the saturation vapour pressure of water in the range- 50 to 140 °C. *Journal of Physics D: Applied Physics*, 4(4), L15.
- Rosen, M. R. (1994). The importance of groundwater in playas: A review of playa classifications and. *Paleoclimate and basin evolution of playa systems*, 289, 1.
- Sadeghi, M., Shokri, N., & Jones, S. B. (2012). A novel analytical solution to steady-state evaporation from porous media. *Water Resources Research*, 48(9).
- Scanlon, B. R., Nicot, J. P., & Massmann, J. W. (2002). Soil gas movement in unsaturated systems. *Soil physics companion*, 1, 297–341.
- Scherer, G. W. (1990). Theory of drying. *Journal of the American Ceramic Society*, 73(1), 3–14.
- Schultz, P. (1991). On the falling-rate period. *Chemical engineering & technology*, 14(4), 234–239.
- Shokri, N., Lehmann, P., & Or, D. (2008). Effects of hydrophobic layers on evaporation from porous media. *Geophysical Research Letters*, 35(19).
- Shokri, N., Lehmann, P., & Or, D. (2009a). Characteristics of evaporation from partially wetttable porous media. *Water Resources Research*, 45(2).
- Shokri, N., Lehmann, P., & Or, D. (2009b). Critical evaluation of enhancement factors for vapor transport through unsaturated porous media. *Water resources research*, 45(10).
- Shokri, N. & Or, D. (2011). What determines drying rates at the onset of diffusion controlled stage-2 evaporation from porous media? *Water Resources Research*, 47(9).
- Shuttleworth, W. J. (2008). Evapotranspiration measurement methods. *Southwest Hydrology*, 7(1), 22–23.
- Singh, V. & Xu, C. (1997). Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11(3), 311–323.
- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892–898.