

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**

ESCUELA DE AGRONOMÍA

MEMORIA DE TITULO

**COMPARACIÓN DE DOS MÉTODOS DE CAMPO Y UNO DE LABORATORIO  
PARA LA MEDICIÓN DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA EN EL  
SUELO**

MARCO MATIAS PFEIFFER JAKOB

SANTIAGO – CHILE  
2008

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**

ESCUELA DE AGRONOMÍA

MEMORIA DE TITULO

**COMPARACIÓN DE DOS MÉTODOS DE CAMPO Y UNO DE LABORATORIO  
PARA LA MEDICIÓN DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA EN EL  
SUELO**

**COMPARISON OF TWO FIELD METHODS AND ONE LABORATORY  
METHOD TO MEASURE SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY IN SOIL**

MARCO MATIAS PFEIFFER JAKOB

SANTIAGO – CHILE  
2008

**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS**

**ESCUELA DE AGRONOMÍA**

**Comparación de dos métodos de campo y uno de laboratorio para la medición de  
conductividad hidráulica saturada en el suelo**

Memoria para optar al título profesional de:  
Ingeniero Agrónomo

Mención:  
Manejo de Suelos y Aguas

**Marco Matias Pfeiffer Jakob**

	Calificaciones
<b>Profesores Guías</b>	
Julio Haberland A. Ingeniero Agrónomo, PhD	6,8
Cristián Kremer F. Ingeniero Agrónomo, PhD	6,6
<b>Profesores Evaluadores</b>	
Oscar Seguel S. Ingeniero Agrónomo, Dr.	6,8
Ana María Estévez A. Ingeniero Agrónomo, M.S.	6,8

SANTIAGO – CHILE  
2008

## INDICE

<b>RESUMEN</b> .....	<b>4</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>5</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>6</b>
<b>Conductividad Hidráulica</b> .....	<b>6</b>
<b>Espacio poroso del suelo</b> .....	<b>8</b>
<b>Flujo vertical a través de suelos estratificados</b> .....	<b>10</b>
<b>Medición de la conductividad hidráulica</b> .....	<b>12</b>
<b>Pozo Barreno</b> .....	<b>12</b>
<b>Cilindro Infiltrómetro</b> .....	<b>14</b>
<b>Permeámetro de carga constante</b> .....	<b>15</b>
<b>Objetivo General</b> .....	<b>17</b>
<b>Objetivos específicos</b> .....	<b>17</b>
<b>MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	<b>18</b>
<b>Materiales</b> .....	<b>18</b>
<b>Métodos</b> .....	<b>18</b>
<b>Caracterización del suelo</b> .....	<b>19</b>
<b>Determinación de la conductividad hidráulica saturada (Ks)</b> .....	<b>19</b>
<b>Temperatura del agua</b> .....	<b>20</b>
<b>Análisis estadístico</b> .....	<b>21</b>
<b>RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b> .....	<b>22</b>
<b>Análisis de la conductividad hidráulica saturada (Ks)</b> .....	<b>23</b>
<b>Análisis por horizontes</b> .....	<b>23</b>
<b>Análisis para todo el perfil</b> .....	<b>26</b>
<b>Implicancias para el Drenaje</b> .....	<b>28</b>
<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>30</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>31</b>
<b>APENDICE I</b> .....	<b>35</b>
<b>APENDICE II</b> .....	<b>43</b>
<b>APENDICE III</b> .....	<b>36</b>
<b>APENDICE IV</b> .....	<b>40</b>
<b>APENDICE V</b> .....	<b>41</b>
<b>APENDICE VI</b> .....	<b>42</b>
<b>APENDICE VII</b> .....	<b>45</b>
<b>APENDICE VIII</b> .....	<b>46</b>

## RESUMEN

La conductividad hidráulica saturada del suelo ( $K_s$ ), es una propiedad física que es utilizada con diversos fines, tanto dentro como fuera del ámbito agrícola. Uno de estos lo constituyen los diseños de drenaje, para lo cual la conductividad hidráulica ( $K_s$ ) es clave para definir la distancia a la que deben ir ubicados los drenes, siendo el método del Pozo Barreno (PB) el más utilizado para medir la  $K_s$ . Sin embargo, este método requiere de la presencia de un nivel freático, situación que suele ser estacional en los suelos de nuestro país. De ahí la necesidad de buscar metodologías alternativas al Pozo Barreno.

Se realizaron mediciones de  $K_s$  en un suelo de textura fina sobre un sustrato de gravas y piedras mediante tres metodologías a fin de comparar los resultados en este tipo de suelos. Se utilizaron dos métodos de campo, el pozo barreno (PB) y el cilindro infiltrómetro (CI), y un método de laboratorio, el permeámetro de carga constante (PCC).

Se realizaron mediciones por horizontes con los métodos del CI y el PCC, las cuales fueron comparadas. Las mediciones por horizontes fueron ponderadas a un valor de  $K_s$  representativo del perfil con el fin de compararlas con las mediciones realizadas mediante el PB.

El PB entregó los valores de  $K_s$  más altos, seguido por el CI con valores muy similares. El PCC entregó valores con un orden de magnitud de diferencia con las otras metodologías. La menor variabilidad de las repeticiones las entregó el método del CI y la mayor variabilidad el PCC.

Debido a la alta variabilidad y la diferencia en la magnitud de los valores de  $K_s$  entregados por el PCC, no se recomienda su utilización en suelos con características similares al estudiado.

Los métodos del PB y el CI presentaron coeficientes de variación bajos con respecto a la literatura, lo que junto con la similitud en los valores de  $K_s$  entregados, permiten recomendar la utilización de ambos métodos en suelos con características similares al estudiado. Estos métodos son complementarios, ya que el PB requiere de la presencia de un nivel freático, mientras que el CI de la ausencia de este.

### Palabras Clave

Pozo barreno, cilindro infiltrómetro, permeámetro de carga constante.

## ABSTRACT

The following study compared two field methods and one laboratory method used to measure saturated hydraulic conductivity in the saturated phase of soil. The two field methods under study were the auger hole method (PB) and the cylinder infiltrometer (CI), the laboratory method used was the constant head permeameter (PCC).

The specific objectives were the measurement of the saturated hydraulic conductivity of each horizon using the CI and the PCC method. The obtained values were compared and related with the physical and morphological properties of each horizon.

Values obtained with the PCC and CI methods were then weighted to compare them with those obtained from the Ks measurement through the PB method.

Ks values delivered by the PCC method present differences in magnitude and a high variability, thus using these method is not recommended for soil with similar characteristics to the studied one.

The low variability, together with the similarity in the Ks values delivered by the PB and the CI methods allow to recommend the use of these methods in soils with similar characteristics to the studied one. These methods are complementary, this is because the PB requires the presence of a water level, meanwhile the CI requires the absence of these.

Key words: Auger hole method, cilinder infiltrometer, constant head permeameter.

## INTRODUCCIÓN

En Chile existen alrededor de 800.000 ha arables entre las Provincias de Limarí y Osorno con problemas de drenaje (Alcayaga,1989); estas comprenderían un 40% de los suelos potencialmente arables dentro de esta área. La creciente búsqueda de nuevas áreas para el desarrollo de la agricultura, lleva a la necesidad de acudir a suelos marginales que puedan ser acondicionados para una agricultura intensiva. En este sentido, los suelos que presentan problemas de drenaje, son una alternativa viable en cuanto la rentabilidad del negocio agrícola a desarrollar permita la ejecución de obras de drenaje. Dentro de este punto, un factor clave para realizar una obra de drenaje, es la determinación de valores confiables de conductividad hidráulica saturada del suelo ( $K_s$ ), por cuanto ésta es parte proporcional de los modelos que permiten estimar el distanciamiento entre los drenes de alivio, lo que se traduce en el costo final de la obra .

Existen distintas metodologías para medir  $K_s$ , cada cual con ventajas y desventajas, por lo que el uso de la metodología apropiada requiere de una evaluación de cada situación en particular. Dentro de los métodos de medición de  $K_s$ , se encuentran los métodos hidráulicos, los cuales pueden ser *in situ* o de laboratorio. Entre los métodos *in situ*, están aquellos que requieren de la presencia de un nivel freático y aquellos que se realizan en ausencia de éste. El método *in situ* más reconocido es el método del pozo barreno (PB), el cual requiere de la presencia de un nivel freático en la zona de medición (Maasland, 1955; Bouwer y Jackson, 1974; Oosterban y Nijland, 1994).

La mayoría de los suelos con problemas de drenaje en Chile están asociados a recargas estacionales, generando grandes fluctuaciones de los niveles freáticos (Alcayaga, 1989; Salgado, 2000; Ortega y Salgado, 2001). Lo anterior limita el tiempo disponible para las mediciones *in situ* más confiables, dejando por añadidura el desarrollo y término de proyectos de drenaje supeditado al éxito de esta medición. Debido a esto es que se hace necesario evaluar un método que no requiera de la presencia de nivel freático para la medición de  $K_s$ , con el fin de dar una alternativa al método del pozo barreno (PB) en épocas de ausencia o mucha profundidad del nivel freático.

### Conductividad Hidráulica

El agua en el suelo, ocupa el espacio poroso que resulta del ordenamiento de las partículas de la fase sólida. El estatus hídrico del suelo se define tanto por la calidad del agua contenida en este, como por las fuerzas con las cuales el agua es retenida (Or y Wraith, 2000).

El movimiento del agua en el suelo depende de los flujos de agua, los que a su vez dependen del balance energético (Evet, 2000). La conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ), que en términos cualitativos es la habilidad del suelo para conducir el agua, es un parámetro esencial para describir el movimiento del agua en el suelo (Klute, 1965).

El agua se mueve a través de los poros del suelo, sin embargo, debido a que la velocidad de flujo varía drásticamente de punto en punto, el flujo no puede ser descrito a nivel microscópico, sino que se describe en términos de un vector de flujo macroscópico que abarca un área determinada de suelo (Hillel, 1980; Radcliffe y Rasmussen, 2000).

Esta aproximación de flujo macroscópico fue establecida por primera vez por Henry Darcy (1856), un ingeniero que trabajaba con filtros de arena para purificar el agua potable de Dijon, Francia. Mediante la experimentación, Darcy encontró que el flujo volumétrico de agua ( $Q$ ) a través de una sección de arena ( $A$ ) en un filtro de largo ( $L$ ), era proporcional al gradiente de altura existente ( $\Delta H/L$ ). Darcy determinó entonces que el flujo volumétrico ( $Q$ ) era igual al gradiente hidráulico multiplicado por el área ( $A$ ) y por un coeficiente proporcional  $K_s$ , referido como la conductividad hidráulica saturada. Esto quedó reflejado en la ecuación:

$$J = \frac{Q}{A} = \frac{-K_s \Delta H}{L} \quad [1]$$

Donde  $J$  es el flujo del fluido. El coeficiente proporcional  $K_s$  representa la descarga por unidad de área bajo un gradiente hidráulico unitario. En este contexto,  $J$  no es la velocidad de la partícula a través de los poros del suelo, sino más bien corresponde a una velocidad referida a la descarga por unidad de área, considerando la sección completa, incluyendo el espacio sólido y poroso (Hillel, 1980; Bos, 1994).

En términos simples, la ecuación de Darcy establece que el flujo del agua en una dirección unidimensional es directamente proporcional al gradiente hidráulico y a una constante denominada conductividad hidráulica, la cual a su vez es una propiedad dependiente de la combinación de un medio poroso – en este caso el suelo - y un fluido (Rolston, 2007). Las características del suelo que afectan  $K_s$  son la porosidad total, la distribución del tamaño de poros y la tortuosidad de los mismos, que en resumen se denomina como la geometría de los poros del suelo. Los atributos del fluido que afectan la  $K_s$  son su densidad y viscosidad. Por lo mismo es posible separar la  $K_s$  en dos factores: la permeabilidad intrínseca del suelo y la fluidez del líquido que fluye (Hillel, 1980).

Mientras la fluidez varía según la composición química y la temperatura del fluido, la permeabilidad intrínseca es, idealmente, una propiedad exclusiva del medio poroso y de su geometría, en tanto fluido y matriz sólida no interactúen de tal manera que modifiquen sus propiedades mutuamente. En un cuerpo poroso completamente estable, la misma permeabilidad puede ser obtenida con fluidos diferentes, por ejemplo entre agua y aceite. (Hillel, 1980).

Como la mayoría de las ecuaciones empíricas, la ecuación de Darcy se puede aplicar solamente bajo condiciones determinadas. La ecuación es válida solo para flujo laminar. Como criterio para flujo laminar se utiliza el número de Reynolds (Re) el cual se define como:

$$\text{Re} = \frac{vd_{50}\rho}{\eta} \quad [2]$$

Donde

$v$  = descarga por unidad de área o velocidad aparente ( $\text{m s}^{-1}$ )

$d_{50}$  = diámetro promedio de las partículas de suelo (m)

$\rho$  = densidad de masa ( $\text{kg m}^{-3}$ )

$\eta$  = viscosidad dinámica ( $\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ )

Estos cuatro parámetros determinan entonces el rango en el cual la ecuación de Darcy se puede aplicar. Si el número de Reynolds es igual o menor que uno se acepta como flujo laminar. En condiciones naturales de flujo subterráneo de agua en un suelo, es poco probable que estos límites se sobrepasen (Bos, 1994).

### **Espacio poroso del suelo**

A la escala microscópica de un poro individual, aproximado a un cilindro lleno de agua con un radio determinado ( $r$ ), el flujo volumétrico es descrito por Poiseuille con la ecuación:

$$Q = \frac{\pi r^4 \rho g \Delta H}{8 \eta L} \quad [3]$$

Donde  $\eta$  es la viscosidad dinámica,  $\rho$  es la densidad del agua,  $g$  es la aceleración de gravedad y  $\Delta H$  la diferencia en energía potencial (altura) entre dos puntos separados por la distancia  $L$ . La ecuación de Poiseuille se usa para mostrar el efecto magnificado que tienen los poros de gran diámetro en la transmisión del agua. El flujo volumétrico es proporcional a  $r^4$ , mientras el área de sección de flujo de un poro es proporcional a  $r^2$ . De este modo, un poro de diámetro considerable con la misma área de sección que muchos poros pequeños, transmite más agua debido a la menor resistencia al avance de un líquido viscoso a través de las paredes de éste (Radcliffe y Rasmussen, 2000).

A partir de la ecuación de Poiseuille y la ecuación de Darcy se obtiene la siguiente ecuación:

$$K_s = \frac{d^2 \rho g \varepsilon}{32 \eta} \quad [4]$$

Donde

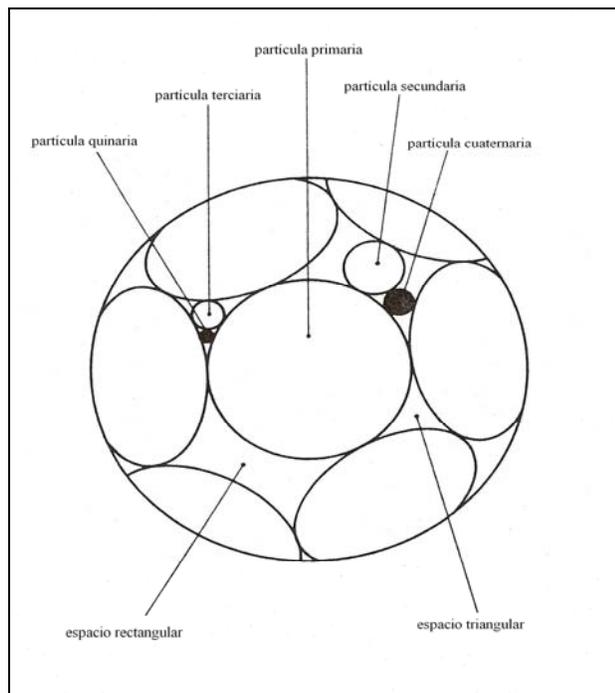
$d$  = diámetro medio de los poros entre dos granos

$\rho$  = densidad del fluido ( $\text{kg m}^{-3}$ )

$\eta$  = viscosidad dinámica ( $\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ )

$\varepsilon$  = porosidad (volumen de poros / volumen total)

La influencia de la porosidad ( $\varepsilon$ ), en la conductividad hidráulica queda claramente demostrada en esta ecuación, donde la relación entre porosidad y conductividad hidráulica es directamente proporcional (Bos, 1994).



**Figura 1.** Vista esférica de una sección de suelo donde se observa la distribución del tamaño de partículas y su influencia sobre el espacio poroso primario (modificado de Laroussi *et al.*, 1981).

La porosidad de un suelo se ve afectada por una serie de factores, tales como la distribución del tamaño de partículas, la cual influye directamente en la distribución y geometría de los poros primarios, entendiéndose como poros primarios aquellos que se forman en los espacios que quedan entre las partículas sólidas (Figura 1). En este sentido, mientras más homogénea sea la distribución del tamaño de partículas, hay más espacio poroso primario, y a medida que aumenta la heterogeneidad de éstas, el espacio poroso primario disminuye,

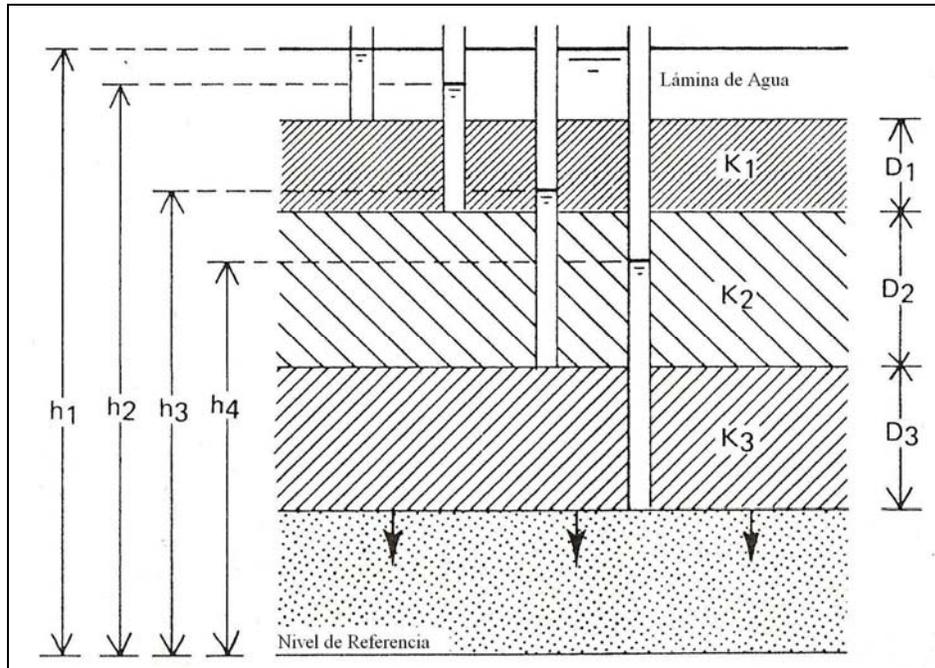
esto debido a que las partículas más pequeñas van llenando los espacios que quedan entre las partículas más grandes, tal como se observa en la Figura 1 (Laroussi *et al.*, 1981). Es así como en los suelos de texturas gruesas participan mayor cantidad de poros primarios en la conducción del agua, ya que los espacios entre partículas son mayores (Ellies, 1989)

En general, la literatura coincide en que los macroporos contribuyen significativamente al aumento de la  $K_s$  (Hillel, 1980; Luxmoore, 1981; Mc Keage *et al.*, 1982; Ellies, 1989; Ahuja *et al.*, 1993; Bos, 1994; Horn y Baumgartl, 2000; Radcliffe y Rasmussen, 2000). Los macroporos son parte del espacio poroso secundario, que corresponde al espacio poroso que se genera entre los agregados del suelo; sin embargo no existe un consenso en lo que se refiere al radio a partir del cual se consideran macroporos. El límite para los macroporos ha sido muy discutido en la literatura, y va desde los 0,03mm (Horn y Baumgartl, 2000) hasta los 2mm (Mc Keage *et al.*, 1982). Børgensen *et al.* (2006), sugieren que el límite para los macroporos está a los  $-4hPa$  de presión mátrica, que corresponde a un poro de 750  $\mu m$ , esto basado en el punto de inflexión de la curva de tensión mátrica versus la conductividad hidráulica no saturada ( $K_h$ ). Según los autores, a partir de este tamaño de poros la  $K_h$  aumenta significativamente, lo que indicaría que son estos poros los que más contribuyen a la  $K_s$  de un medio poroso. En este trabajo, se hablará de macroporos cuando estos superen los 50 $\mu m$ , siguiendo la nomenclatura de la SSSA (1997). Para estos se realiza además una distinción entre poros finos, medios y gruesos para los poros visibles según Soil Survey Staff (1993).

El espacio poroso también se ve influenciado por la estructura del suelo, siendo esta para muchos autores el factor edáfico que más influye en la variación de  $K_s$  (Hillel, 1980; Ellies, 1997; Radcliffe y Rasmussen, 2000). El desarrollo de estructura coincide con un cambio en el sistema poroso, por cuanto al agregarse las partículas sólidas hay un espaciado que contribuye al aumento del espacio poroso (Horn y Baumgartl, 2000). Por lo mismo, un cambio en la estabilidad de la estructura provoca un cambio en la magnitud de la conductividad hidráulica. Las diferencias en la agregación de los diferentes horizontes de un suelo, influyen en la variación que pueda tener la magnitud de  $K_s$  entre los horizontes de un mismo perfil (Ellies, 1989).

### **Flujo vertical a través de suelos estratificados**

En la Figura 2 se representa una sección vertical de un campo irrigado donde se asume que el agua fluye verticalmente hacia abajo a través del perfil del suelo, constituido por estratas de diferente grosor ( $D_i$ ) y diferente conductividad hidráulica ( $K_i$ ).



**Figura 2.** Flujo vertical descendente a través de un suelo estratificado (modificado de Bos, 1994)

Si se asume que el suelo está saturado y que no hay agua que escape lateralmente, la descarga por unidad de área, o la velocidad aparente ( $v$ ), es la misma para cada estrata (Bos, 1994), de aquí:

$$v = K_1 \frac{h_1 - h_2}{D_1} \quad \text{o} \quad v \frac{D_1}{K_1} = h_1 - h_2 \quad [5]$$

$$v = K_2 \frac{h_2 - h_3}{D_2} \quad \text{o} \quad v \frac{D_2}{K_2} = h_2 - h_3 \quad [6]$$

$$v = K_3 \frac{h_3 - h_4}{D_3} \quad \text{o} \quad v \frac{D_3}{K_3} = h_3 - h_4 \quad [7]$$

Donde  $h_i$  corresponde a las alturas piezométricas y  $D_i$  a la potencia del horizonte.

Cuando un suelo es estratificado, a menudo sus valores de  $K_s$  difieren entre cada estrata. Generalmente, la estrata más arcillosa tiene un valor de  $K_s$  menor que la más arenosa, pero no necesariamente es siempre así.

El valor representativo de  $K_s$  en suelos estratificados depende de la dirección de flujo del agua subterránea. Cuando el agua fluye paralelo a las estratas, el valor representativo está basado en la suma de las transmisividades hidráulicas de las estratas, pero, cuando el flujo

es perpendicular a las estratas, se utiliza una sumatoria de las de las resistencias hidráulicas de las estratas. La transmisividad de un suelo estratificado para el flujo en dirección vertical es:

$$\frac{D_t}{K_{S_t}} = \sum_{i=1}^n \frac{D_i}{K_{S_i}} \quad [8]$$

Donde  $D_i$  corresponde a la potencia de la estrata y el valor  $D/K$  representa la resistencia hidráulica al flujo vertical; el valor de la conductividad del perfil completo  $K_{S_t}$  para flujo vertical está mayormente determinado por la estrata con el menor valor de  $K_s$  (Oosterbaan y Nijland, 1994).

La  $K_s$  es una propiedad de los suelos variable espacial y temporalmente (Hillel, 1980; Bagarello y Sgroi, 2007), a esto debe agregarse que los suelos presentan horizontes con distinto desarrollo estructural y distintas texturas, por lo que el flujo vertical del agua se ve afectado por la discontinuidad del sistema poroso que generan estos cambios entre horizontes (Bos, 1994). De ahí la necesidad de encontrar metodologías de medición de la  $K_s$  adecuadas, que sean capaces de entregar valores de  $K_s$  adecuados para la sección del perfil de interés.

### **Medición de la conductividad hidráulica**

La determinación del valor de  $K_s$  de los suelos puede realizarse con métodos de correlación o métodos hidráulicos, estos últimos pueden ser métodos de laboratorio o de terreno. Los métodos de correlación están basados en determinar el valor de  $K_s$  a partir de propiedades del suelo fáciles de determinar, como la textura. La ventaja de un método de correlación es que la estimación es más simple y rápida que la determinación directa. Una desventaja es que la relación usada sea poco precisa y esto conduzca a grandes errores (Oosterbaan y Nijland, 1994). Es por esto que se recomienda el uso de métodos hidráulicos.

#### **Pozo Barreno**

El método del pozo barreno, es un método de terreno que requiere de la presencia de un nivel freático para realizarse. Tal como se observa en la Figura 3, se crea un orificio en el suelo mediante un barreno hasta llegar a una determinada distancia bajo el nivel freático. Cuando el agua en el pozo entra en equilibrio con el nivel freático circundante, parte de esta se retira. El agua subterránea comienza entonces a filtrar hacia el orificio a una tasa determinada, la cual se mide. La conductividad hidráulica del suelo se obtiene mediante una fórmula que describe la relación existente entre la tasa de recuperación, las condiciones del agua subterránea y la geometría del orificio.

El método cuenta con una serie de ecuaciones para su desarrollo, siendo la ecuación de Hooghoudt (1932, citado por Salgado, 2000) una de las más utilizadas en drenaje:

$$K_s = \frac{rS}{(2H + r)\Delta t} \ln \frac{h_0}{h_1} \quad [9]$$

Donde:

$$S = \frac{rH}{0,19} \quad [10]$$

$r$ : radio del pozo (m)

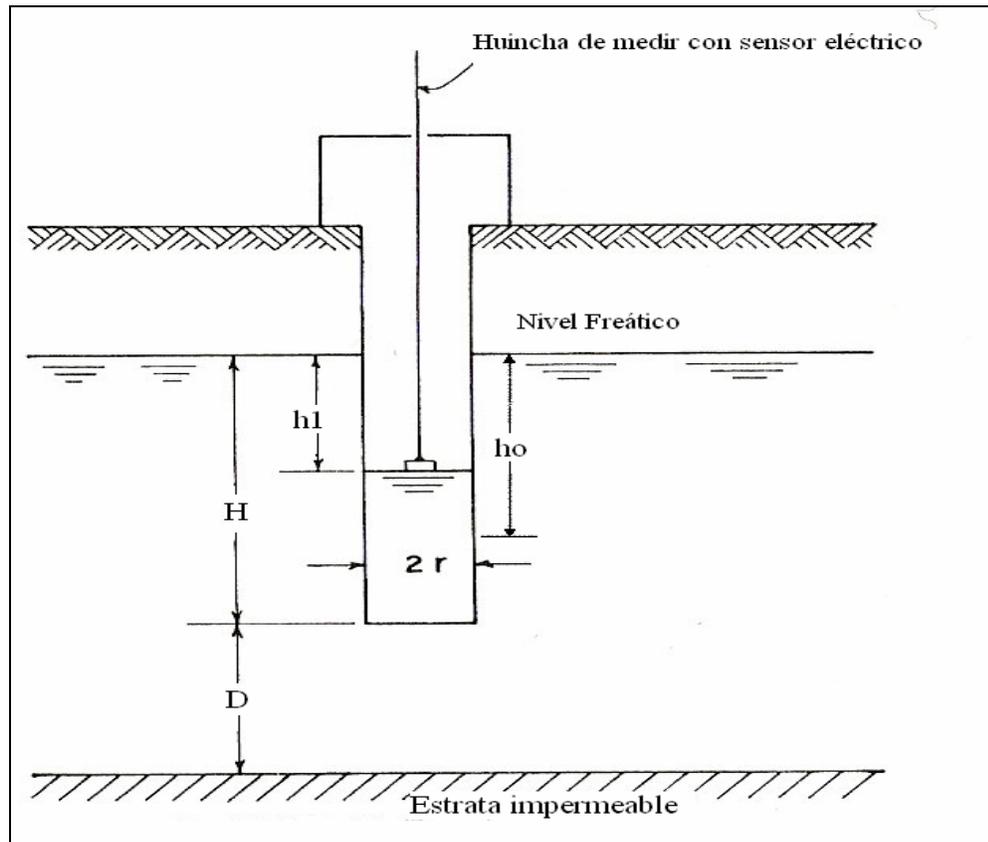
$H$ : distancia desde el nivel freático al fondo del pozo (m)

$h_0$ : distancia desde el NF estabilizado al nivel del agua en el pozo al tiempo  $t_0$  (m)

$h_1$ : distancia desde el NF estabilizado al nivel del agua en el pozo al tiempo  $t_1$  (m)

$\Delta t$ : intervalo de tiempo entre  $t_0$  y  $t_1$  (seg)

$S$ : factor de geometría del pozo (adimensional)

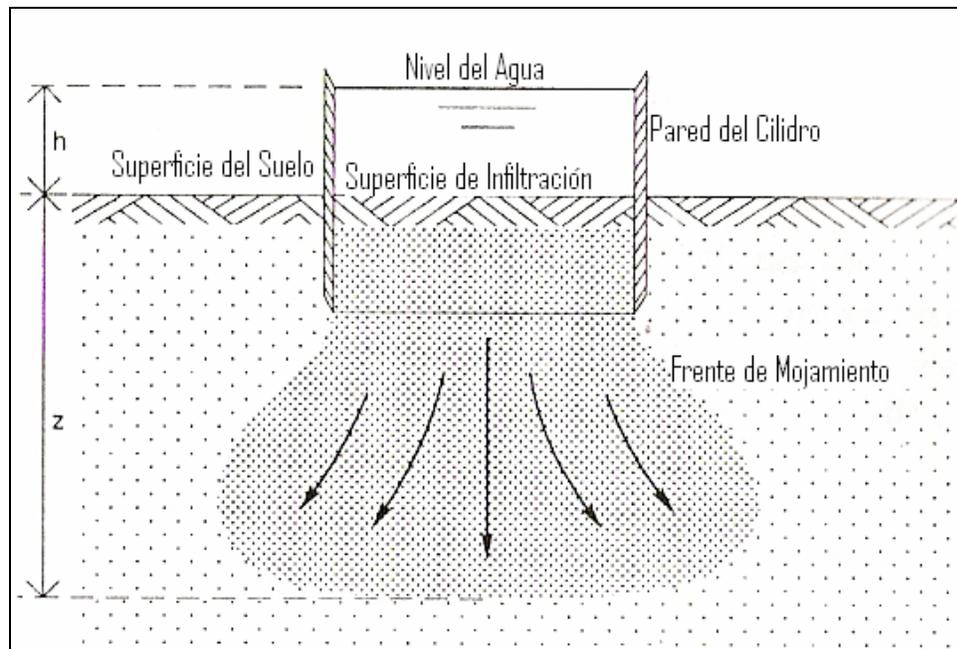


**Figura 3.** Esquema del pozo barreno (Modificado de Bouwer y Jackson, 1974)

El método del pozo barreno (PB) presenta varias ventajas, dentro de las cuales se puede señalar que es un método rápido y relativamente simple de realizar en comparación a los otros métodos estudiados. Dentro de las desventajas de este método se encuentra la dificultad de realizarlo en suelos pedregosos o arenosos y la necesidad de un nivel freático presente.

### Cilindro Infiltrómetro

Este método de terreno no requiere de nivel freático y utiliza un cilindro de hierro para infiltrar agua en el suelo de manera continua. Como se muestra en la Figura 4, durante la infiltración, un frente húmedo de mayor contenido de agua se mueve hacia abajo a medida que transcurre el tiempo. Lo abrupto que sea el frente húmedo depende de la distribución del tamaño de poros. Para suelos de textura gruesa con una distribución estrecha del tamaño de poros el frente húmedo será mas abrupto que en un suelo de textura fina donde el frente húmedo será mas difuso. En términos prácticos se asume un límite bien definido entre el frente húmedo y el suelo que lo rodea.



**Figura 4.** Esquema del cilindro infiltrómetro (modificado de Oosterbaan y Nijland 1994)

En la Figura 4, se considera un punto justo bajo el frente de mojado a una distancia  $z$  bajo la superficie del suelo, en el área bajo la cual el agua está infiltrando. El potencial mátrico del suelo  $|h_m|$  en este punto tiene un valor pequeño. La carga sobre este punto del suelo es igual a  $z + h$  ( $h$  = altura del nivel de agua en el cilindro). La diferencia de carga

entre el punto a una profundidad  $z$  y en el punto en la superficie del suelo es igual a  $z + h + |h_m|$ , y el gradiente hidráulico ( $s$ ) entre ambos puntos es:

$$S = \frac{z + h + |h_m|}{z} \quad [11]$$

Si  $z$  es lo suficientemente grande y en atención a que generalmente  $h$  y  $h_m$  son pequeños, el gradiente tiende a la unidad. Bajo tales condiciones y aplicando la ecuación de Darcy, resulta que cuando el suelo se encuentra prácticamente saturado, la velocidad de flujo del agua es igual a la conductividad hidráulica saturada (Oosterbaan y Nijland, 1994; Radcliffe y Rasmussen, 2000).

A partir de los datos de infiltración obtenidos, se construye la ecuación de Kostiakov (1931, citado por Hartley, 1992):

$$F = at^b \quad [12]$$

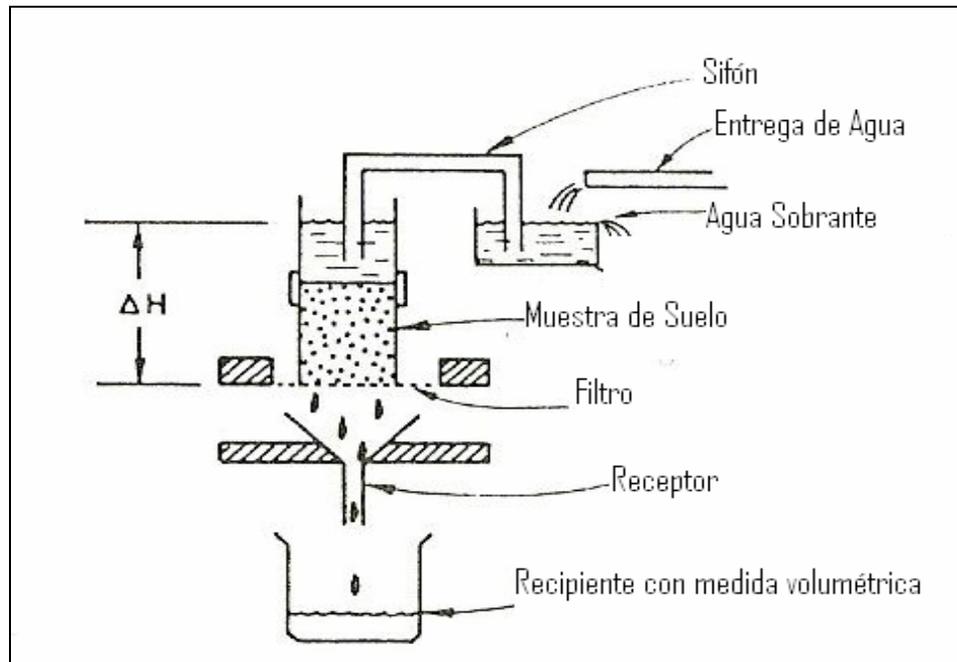
Donde  $F$  corresponde al flujo de entrada de agua en el suelo y está en función del tiempo ( $t$ ) y de los parámetros empíricos  $a$  y  $b$ . En el tiempo ( $t$ ) cuando la variación de  $F$  es mínima, se considera la velocidad de infiltración estabilizada, la cual se asume como equivalente a  $K_s$ .

Una de las ventajas de este método es el hecho de que se puede realizar en ausencia de nivel freático. Entre las desventajas de éste método está el tiempo que se requiere para la realización de la prueba, junto a la gran cantidad de agua que se consume por cada repetición, sobre todo para suelos con altas velocidades de infiltración.

### **Permeámetro de carga constante**

Es un método de laboratorio donde las mediciones de  $K_s$  se hacen en muestras de suelo no disturbadas contenidas en cilindros metálicos. Las muestras de suelo se colectan en cilindros metálicos, a los cuales se les hace percolar agua desde un tanque al que se le mantiene una carga constante (Figura 5). El agua percola a partir de la columna de suelo de sección de área conocida ( $A$ ) y largo conocido ( $L$ ), se mide el caudal de agua que fluye a través de la columna, la cual tiene una diferencia de carga conocida con respecto al nivel de agua del tanque ( $\Delta H$ ). Este método se basa en la aplicación directa de la ley de Darcy:

$$K = \left( \frac{Q}{A} \right) \left( \frac{L}{\Delta H} \right) \quad [13]$$



**Figura 5.** Esquema de un permeámetro de carga constante (Modificado de Klute, 1965)

Debido al pequeño tamaño de las muestras es que se deben obtener un gran número de estas antes de llegar a obtener un valor de  $K_s$  representativo (Klute, 1965).

La mayor ventaja de este método, es que al ser realizado en laboratorio, no requiere de la presencia de un especialista en terreno, lo que ahorra tiempo y dinero. Una de las mayores desventajas del PCC es la gran variabilidad que presentan sus resultados, lo que es atribuido principalmente al reducido tamaño de las muestras empleadas en las mediciones.

En general, cada método posee sus ventajas y desventajas, siendo el más utilizado el método del pozo barreno (PB) principalmente por la simpleza y rapidez de su realización. Sin embargo, este método al requerir de la presencia de un nivel freático, limita su realización en zonas con nivel freático fluctuante, por lo que se hace necesario contar con metodologías alternativas que permitan realizar mediciones en ausencia de nivel freático.

### **Objetivo General**

Comparar los valores de conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) obtenidos con el método del pozo barreno (PB), con aquellos resultantes de dos métodos hidráulicos que no requieren la presencia de nivel freático (NF), el cilindro infiltrómetro (CI) y el permeámetro de carga constante (PCC).

### **Objetivos específicos**

Medir mediante los métodos del cilindro infiltrómetro (CI) y el permeámetro de carga constante (PCC) la conductividad hidráulica saturada de cada horizonte.

Comparar los valores de conductividad hidráulica de los horizontes obtenidos por los métodos entre sí y relacionarlos con las propiedades físicas y morfológicas de cada horizonte.

Ponderar los valores medidos mediante CI y el PCC para compararlos con el valor de  $K_s$  obtenido mediante el método del PB.

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

El estudio se realizó en un suelo estratificado de origen aluvial, ubicado en la localidad de Miraflores, en la Región del Maule.

Los análisis de laboratorio se realizaron en el laboratorio de Física de Suelos del Departamento de Ingeniería y Suelos, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile. Los análisis de conductividad hidráulica saturada (Ks) mediante el pozo barreno y el cilindro infiltrómetro se realizaron en el sitio antes señalado.

### **Materiales**

El estudio se realizó en el Fundo La Caña, ubicado en la Comuna de Linares, en la Región del Maule. El suelo corresponde a la Serie La Obra y está clasificado como Aquultic Haploxeralf (CIREN, 1997).

Se utilizaron tres cilindros infiltrómetros de anillo simple de 50 cm de diámetro x 75 cm de alto, a los cuales se les fabricó un pretil en terreno para evitar infiltración lateral de agua.

Para las mediciones con el pozo barreno se utilizó un barreno del tipo holandés de 6 cm de diámetro, una bomba manual, un amperímetro, para medir la posición del nivel freático y una regla graduada.

En el laboratorio se utilizó un permeámetro de carga constante con capacidad para 20 cilindros de 6 cm de diámetro, en el cual se utilizaron muestras no disturbadas de los diferentes horizontes genéticos del suelo estudiado.

### **Métodos**

En el sitio antes descrito, se procedió a ubicar un lugar, el cual fue dividido en 3 parcelas, para realizar los muestreos de suelo y las mediciones de K. Las mediciones con el pozo barreno se realizaron en el mes de Agosto del 2007. Las mediciones con el cilindro infiltrómetro, junto con la toma de muestras para laboratorio, se realizaron en el mes de Octubre de 2007 en el mismo sitio en que se midió con pozo barreno.

## **Caracterización del suelo**

Se realizó una descripción morfológica del perfil según Soil Survey Staff (1993), en la cual se definieron horizontes genéticos y sus rasgos morfológicos. De cada horizonte genético, se obtuvieron muestras, a las cuales se les realizaron análisis de laboratorio dirigidos a determinar las siguientes propiedades: textura mediante el método del hidrómetro (Gee y Bauder, 1986), densidad aparente mediante el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986), curva característica de retención de agua, en muestras no disturbadas mediante los métodos de la cama de arena (Hartge y Horn 1989), para los valores de potencial mátrico menores a 10 kPa y el método de la olla y el plato a presión (Klute, 1965), para los valores de potencial mátrico entre 10 kPa y 1500 kPa, finalmente la densidad real fue obtenida mediante el método del picnómetro (Flint y Flint, 2002).

## **Determinación de la conductividad hidráulica saturada (Ks)**

### **Pozo Barreno**

Se realizaron mediciones con pozo barreno con el nivel freático a 50 cm bajo la superficie. El método utilizado fue el descrito por Van Beers (1970). Se realizó una perforación con un barreno holandés de 6 cm de diámetro, hasta llegar a la estrata pedregosa que se encontraba a los 140 cm de profundidad aproximadamente. Una vez hecho el pozo, se realizó la prueba de bombeo para medir la tasa de reposición del nivel freático y obtener los parámetros necesarios para calcular así la Ks mediante la ecuación [9].

Se realizaron tres pozos y en cada uno de ellos se realizaron 3 repeticiones. Los pozos se encontraban a 2 m de distancia entre sí. Entre cada repetición se esperó que el nivel freático se estabilizara a su nivel original.

### **Cilindro Infiltrómetro**

Las mediciones con cilindros infiltrómetros se realizaron sobre la superficie de cada horizonte genético, se realizaron mediciones cada 5 minutos para los horizontes más permeables, y cada 30 minutos para los menos permeables. La medición consistió en registrar la tasa de disminución de agua dentro del cilindro por un periodo máximo de 3 a 5 horas, hasta alcanzar la velocidad de infiltración estabilizada.

Para evitar el sellado de poros al escarpar un horizonte, previo a cada repetición, se hincó el cilindro aproximadamente 3 cm y se retiró, evento que extrajo los primeros centímetros del horizonte, quedando los poros descubiertos. Con el mismo objetivo de no sellar los poros, al llenar el cilindro con agua se tuvo la precaución de colocar una lámina de plástico sobre la superficie, con el fin de que no se removiera material y se formara posteriormente una costra que tapara los poros.

La conductividad hidráulica se obtuvo aplicando la ecuación de Kostiakov (1932, citado por Hartley, 1992), donde la velocidad de infiltración estabilizada corresponde a la  $K_s$ . Se consideró velocidad de Infiltración estabilizada cuando en el intervalo de 5 minutos la variación en la velocidad de infiltración (VI) era inferior al 1%.

### Permeámetro de carga constante

Se utilizó un permeámetro de carga constante con capacidad para 20 cilindros, los cuales correspondieron a muestras no disturbadas, obtenidas del mismo sitio en que se realizaron los métodos anteriores. Estas se extrajeron en sentido vertical. La metodología utilizada fue aquella descrita por Klute (1965). La  $K_s$  fue obtenida utilizando directamente los parámetros descritos en la Ley de Darcy. Las mediciones presentadas en este estudio corresponden a aquellas obtenidas luego de 1 hora de flujo constante de agua a través de los cilindros.

### Temperatura del agua

La temperatura del agua influye sobre su viscosidad dinámica, lo que a su vez influye sobre la  $K_s$ . Es por esto que se midió la temperatura a la cual se realizaron los distintos tratamientos, con el objetivo de aplicar una corrección que evitara variaciones debidas a este factor.

Se puede determinar la conductividad hidráulica,  $K$ , a una temperatura  $x^\circ\text{C}$  si se substituye el valor de  $K$  medido a  $y^\circ\text{C}$  en la siguiente ecuación (Bos, 1994):

$$K_{x^\circ} = K_{y^\circ} \frac{\eta_{y^\circ}}{\eta_{x^\circ}} \quad [14]$$

Donde

$K_{x^\circ}$  = Conductividad hidráulica a la temperatura  $x^\circ\text{C}$  ( m dia<sup>-1</sup>)

$K_{y^\circ}$  = Conductividad hidráulica a la temperatura  $y^\circ\text{C}$  ( m dia<sup>-1</sup>)

$\eta_{y^\circ}$  = viscosidad dinámica del agua a  $y^\circ\text{C}$  (kg m<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>)

$\eta_{x^\circ}$  = viscosidad dinámica del agua a  $x^\circ\text{C}$  (kg m<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>)

La temperatura causa una variación en la densidad del agua, la que tal como se vio en la ecuación [4] hace variar el valor de  $K_s$ :

$$\rho = 1000 - \frac{(T - 4)^4}{150} \quad [15]$$

Donde

$\rho$  = densidad del agua (kg m<sup>-3</sup>)

$T$  = temperatura del agua (°C)

### **Análisis estadístico**

La unidad experimental correspondió a cada estrata con las respectivas repeticiones para los métodos del cilindro infiltrómetro (CI) y del permeámetro de carga constante (PCC). La unidad experimental correspondiente al pozo barreno es el valor ponderado de  $K_s$  obtenido bajo el nivel freático del suelo estudiado. Para cada unidad experimental (los horizontes con sus respectivas mediciones) se realizaron 3 repeticiones, seleccionadas por muestreo en cada uno de los tratamientos.

Los métodos fueron contrastados mediante el uso del coeficiente de correlación de Pearson. A su vez se entregan estadígrafos como la media, la desviación estándar y el coeficiente de variación.

Se realizó además un ANDEVA para contrastar las metodologías utilizadas. Luego se realizó un test de rango múltiple entre las metodologías utilizadas, a las cuales se les aplicó el test de diferencias mínimas significativas (LSD,  $\alpha \leq 0,05$ )

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el Cuadro 1 se presenta un resumen de los rasgos morfológicos más importante del perfil estudiado, además se agregan algunas propiedades físicas determinadas en laboratorio. En el Apéndice I, se presenta la descripción completa del perfil.

**Cuadro 1.** Resumen de las propiedades físicas y morfológicas del perfil estudiado

Horizonte genético	Rasgos morfológicos	Separados texturales			Retención de agua (contenido volumétrico)		Porosidad total	Densidad aparente
		Arcilla	Limo	Arena	33 [kPa]	1500 [kPa]		
[cm]		----- % -----						[Mg m <sup>-3</sup> ]
0 – 20 Ap	FAL, bloques s. f., me y g. mo.; poros g. e.	32,4	38,0	29,6	25,3	13,0	57,9	1,12
20 – 60 B <sub>w</sub>	FAL, bloques s. f., me y g. mo.; poros me. c. y g. e.; ac-bio ab.	36,8	32,3	30,9	38,5	15,6	59,8	1,07
60 -80 BC	FL, masiva; poros me. y g. ab.	32,6	35,1	32,3	43,6	15,0	60,2	1,05
80 – 110 2C <sub>1</sub>	aF; gravas > 90%							
110 – 120 2C <sub>2</sub>	Estrata de arena							
110 - + 2C <sub>3</sub>	aF; gravas > 90 %							
ab: abundantes				ac-bio: actividad biológica				
mo: moderado				aF: areno francos				
e: escasos				f: finos				
c: comunes				FAL: franco arcillo limoso				
FL: franco limoso				s: subangulares				
g: gruesos								
me: medios								

En el Cuadro 1 se aprecia la existencia de tres horizontes, en las que dominan las texturas finas, los cuales descansan sobre un sustrato de gravas envueltas en una matriz gruesa. Se observa la diferencia de poros existentes en los horizontes superiores, siendo el tercer horizonte el que presenta mayor cantidad de poros medios y gruesos. Solo se apreció desarrollo de estructura en el horizonte superficial y subsuperficial (horizontes Ap y B<sub>w</sub>). El suelo estudiado ha sido sometido al cultivo estival de cereales durante los últimos años.

Durante el desarrollo del estudio, el nivel freático fluctuó entre los 50 cm (Agosto) y los 120 cm (Octubre), por lo que las mediciones de Pozo Barreno no incluyeron al primer horizonte, e incluyeron parcialmente al horizonte B<sub>w</sub>, totalmente al horizonte BC y en forma parcial al horizonte 2C<sub>1</sub>.

### **Análisis de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ )**

Debido a que el método del pozo barreno (PB) entrega un valor de  $K_s$  correspondiente a la sección del pozo que se encuentra con agua libre, y a que los métodos del permeámetro de carga constante (PCC) y cilindro infiltrómetro (CI) entregan valores por horizonte, es que los resultados se presentan separados en dos partes, en primer lugar se realiza una comparación de los resultados por horizontes entre los métodos del PCC y el CI, y en segundo lugar se presentan los resultados para todo el perfil, comparándose los resultados de las tres metodologías.

#### **Análisis por horizontes**

En el Cuadro 2 se observan los valores obtenidos mediante los métodos del CI y PCC para cada horizonte. Los valores de conductividad hidráulica saturada promedio ( $K_x$ ) obtenidos mediante el CI son mayores en todos los horizontes subsuperficiales. Esto concuerda con los resultados obtenidos por Mermoud y Xu (2006) y Mohanty *et al.* (1998), quienes obtuvieron valores de  $K_s$  menores para los métodos de laboratorio. Se observa que a partir de los 20 cm de profundidad, la variabilidad del PCC es mucho mayor que la variabilidad del CI, lo que se explicaría por lo pequeño del tamaño de la muestra, a la presencia o ausencia de macroporos en los extremos y a variaciones en la compactación del suelo durante su extracción (Mohanty *et al.*, 1998).

En el horizonte superficial se observa que tanto los valores de  $K_x$  obtenidos como los coeficientes de variación son muy similares para ambos métodos, lo que se puede explicar por el efecto que tiene la labranza y la compactación producida por el paso de maquinaria; ambas actividades tienen un efecto homogeneizador sobre el sistema poroso, por lo que el tamaño de la muestra no sería relevante en este horizonte (Carter, 1990; Startsev y McNabb, 2001). Esto se corrobora al observar la descripción morfológica del horizonte Ap (Cuadro 1), donde se observa que no se presentan poros medios y los poros gruesos son escasos, siendo estos los más susceptibles de sufrir compactación (Ellies, 1989). En el Apéndice II se presentan las curvas de infiltración por horizonte y las repeticiones para el CI; en el Apéndice III se presentan un cuadro con los valores promedio por repetición para el CI; en el Apéndice IV se presenta un cuadro con las repeticiones para el PCC, y en el Apéndice V se presenta un cuadro con las repeticiones para el PB.

**Cuadro 2.** Comparación de los valores  $K_s$  por horizonte

Horizonte [cm]	Método	Kx	Kmáx	Kmin	$\sigma$	CV %
-----[m·d <sup>-1</sup> ]-----						
Ap 0 – 20	CI	1,52	2,66	0,16	1,27	83,14
	PCC	1,85	3,46	0,07	1,23	83,77
Bw 20 – 60	CI	2,42	3,07	1,43	0,87	36,07
	PCC	0,82	5,04	0,06	1,46	179,60
BC 60 – 80	CI	11,42	15,16	7,62	3,77	32,99
	PCC	3,79	23,52	0,05	8,04	347,08
2C <sub>1</sub> 80 – 110	CI	11,86	14,57	9,53	2,54	21,41

Kx: conductividad hidráulica promedio

Kmáx: valor máximo obtenido de  $K_s$

Kmín: valor mínimo obtenido de  $K_s$

La importancia de los macroporos y bioporos en los valores de  $K_s$ , ha sido reportada por numerosos autores (Bouma *et al.*, 1979; Børgensen *et al.*, 2006; McKenzie y Jaquier, 1997; Zlotnik *et al.*, 2007). En el Cuadro 3 se presenta la distribución del tamaño de poros obtenida a partir de la curva característica de retención de agua. La influencia de éstos sobre  $K_s$  fue descrita por van Genuchten (1980) quién desarrolló una fórmula que relaciona la distribución del tamaño de poros, la Conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) y la conductividad hidráulica no saturada ( $K_h$ ). En el Apéndice VI se entregan los parámetros de Van Genuchten (1980) para el perfil estudiado.

**Cuadro 3.** Distribución del tamaño de poros por horizontes según SSSA (1997)

Límite de diámetro equivalente ( $\mu\text{m}$ )	macroporos mesoporos microporos ultramicroporos cryoporos				
	> 50	50-14	14 - 4,6	4,6 – 0,14	< 0,14
-----%					
Horizonte Ap (0-20 cm)	11,2	2,7	7,7	19,3	59,0
Horizonte Bw (20-60 cm)	6,4	3,2	3,8	10,8	75,7
Horizonte BC (60-80 cm)	13,4	3,2	2,8	8,7	71,9

Al comparar los datos del Cuadro 2 con los datos del Cuadro 3, se observa que los horizontes con mayor porcentaje de poros sobre los 50  $\mu\text{m}$  coinciden con aquellos

horizontes con mayor  $K_s$  obtenidos mediante el PCC. Esto concuerda con Startsev y McNabb (2001), quienes obtuvieron resultados que indican que un cambio en la distribución del tamaño de poros influía sobre la  $K_s$ . La diferencia en los valores de  $K_x$  del horizonte BC con respecto al horizonte Ap, considerando la poca diferencia en el incremento de la porosidad mayor a 50  $\mu\text{m}$ , se puede explicar debido a que no es suficiente conocer la distribución del tamaño de poros hasta los 50  $\mu\text{m}$ , ya que pequeñas diferencias existentes sobre este tamaño de poros tienen grandes efectos en la  $K_s$  (Bouma y Dekker, 1981), por lo que sería necesario un análisis adicional para los macroporos, el cual puede corresponder a una descripción morfológica como la aquí presentada (McKenzie y Jaquier, 1997). Al observar la descripción del perfil (Cuadro 1), se obtiene que el horizonte BC presenta poros medios y gruesos abundantes, a diferencia del primer horizonte, donde los poros gruesos son escasos y no hay presencia de poros medios. El hecho de que el horizonte Bw presente los menores valores de  $K_s$  teniendo poros medios comunes y gruesos escasos, se puede deber a factores como de la geometría e interconectividad de los poros (Bouma *et al.*, 1979; Laroussi *et al.*, 1981; Everts y Kanwar, 1992; McKeague *et al.*, 1982), lo que escapa al alcance de este estudio.

La importancia de los macroporos se ve reforzada al observar que la textura varía muy poco entre los tres primeros horizontes, siendo todos de texturas medias a finas. Para las clases texturales observadas, se esperaban valores de  $K_s$  no superiores a 1m/día (Radcliffe y Rasmussen, 2000), sin embargo los suelos de texturas finas son más sensibles a cambios en el tamaño de los espacios secundarios que conducen el agua (Bouma *et al.*, 1979; Bouma y Dekker, 1981). Esto puede explicar los valores de  $K_x$  para el horizonte BC, el que presenta poros medios y gruesos abundantes, encontrándose los últimos además ordenados en un patrón vertical (Apéndice 1). Este horizonte, presenta incluso valores similares a los obtenidos en el horizonte 2C<sub>1</sub>, siendo estos de texturas contrastantes (franco limoso para Bw y areno francoso para 2C<sub>1</sub>).

En el Cuadro 4 se observa la correlación entre el PCC y el CI para los valores de  $K_s$  obtenidos por horizonte, estos presentan una alta correlación y se encuentran dentro de los valores encontrados por otros autores para mediciones de  $K_s$  con distintas metodologías (Foster, 1994; Gonzalez, 2004).

**Cuadro 4.** Coeficientes de correlación de Pearson por horizonte entre PCC y CI ( $p \leq 0,05$ )

<b>Horizonte</b>	<b>Valor R</b>	<b>Valor p</b>	<b>Confianza %</b>
<b>Ap</b>	<b>0,82</b>	<b>0,003</b>	<b>95</b>
<b>B<sub>w</sub></b>	<b>0,82</b>	<b>0,046</b>	<b>95</b>
<b>BC</b>	<b>0,87</b>	<b>0,034</b>	<b>95</b>

### Análisis para todo el perfil

Los análisis para todo el perfil se realizaron mediante la ponderación de los datos obtenidos con los métodos del CI y el PCC (Apéndice VII y Apéndice VIII, respectivamente), los cuales fueron comparados con los datos de  $K_s$  obtenidos mediante el PB, el cual entrega un valor de  $K_s$  ponderado correspondiente a todo el perfil. Hartge y Horn (1989) señalan que los valores máximos pueden corresponder a datos errados (por agrietamiento en el muestreo, o mal sellado durante la medición), pero en este caso los máximos son similares entre PB y PCC. Al analizar el 70 % de los valores más altos de PCC, se observa que el coeficiente de variación (CV) disminuye. Por lo que los errores metodológicos en PCC estarían asociados al sellado y tamponamiento de poros gruesos<sup>1</sup>.

**Cuadro 5.** Comparación de los valores de  $K_s$  ponderado del perfil según método

Método [m·s <sup>-1</sup> ]	K <sub>x</sub>	K <sub>máx</sub> [m·s <sup>-1</sup> ]	K <sub>mín</sub>	σ	CV %
PB	10,77	15,31	7,54	4,04	39
CI	7,10	7,69	6,04	0,92	13
PCC	1,49	13,97	0,03	3,47	249
PCC*	3,43	13,97	0,22	3,72	154

\* Valores obtenidos con el 70 % de los valores superiores de las repeticiones.

Los mayores valores de  $K_x$  se obtuvieron mediante el método del PB y los menores mediante el método del PCC, lo que concuerda con lo obtenido por Mohanty *et al.* (1994) y Gonzalez (2004). Los valores obtenidos mediante el PCC son de un orden de magnitud menor a los valores obtenidos mediante el método del PB, lo que se puede explicar por la compactación y sellado de los poros al realizar el muestreo.

En cuanto a la variabilidad del PCC, este presenta un CV mucho mayor a los otros métodos presentados, lo que puede explicarse por el reducido tamaño de las muestras analizadas, ya que pequeños cambios en los macroporos y la estructura afectarían directamente la  $K_s$  (Bouma y Dekker, 1981).

La diferencia del valor de  $K_x$  entre el método del PB y del CI se puede explicar por la probabilidad de mayor presencia de aire atrapado en el CI, lo que implica una disminución de  $K_s$  debido a la reducción de la sección conductora (Christiansen, 1944). Sin embargo la diferencia entre ambos métodos no es considerable si se toma en cuenta que la  $K_s$  es una de las propiedades más variables del suelo (Wilding, 2001).

La menor variabilidad de los métodos de campo con respecto al método de laboratorio es acorde a los resultados presentados por Mohanty *et al.* (1998). La diferencia en las

<sup>1</sup> Oscar Seguel, Especialista en Física de Suelos, Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería y Suelos, 2007, (Comunicación Personal).

variabilidades se puede atribuir al área de influencia de cada muestra; mientras que los cilindros para el PCC tienen un diámetro de 6 cm, los cilindros para el CI tienen un diámetro de 50 cm, a su vez el área de influencia del PB sería al menos superior al diámetro de éste (6 cm).

En el Cuadro 6 se presentan los coeficientes de correlación de Pearson entre los tres métodos estudiados, con una significancia estadística de  $p \leq 0,05$ . La correlación se realizó entre las repeticiones realizadas en tres puntos diferentes. Se observa que el método del PB con el PCC presentan una correlación más alta que las existentes entre PB v/s CI y entre CI v/s PCC. La correlación entre PB v/s PCC se considera alta, mientras que las otras dos se consideran moderadas (Monks, 1995). El mayor ajuste entre el método del PB y el PCC indica que ambos métodos estarían reflejando una tendencia similar en la variabilidad espacial de la  $K_s$ . La menor correlación, se da entre los métodos del Cilindro infiltrómetro y el Permeámetro de carga constante, indicando que estos métodos reflejarían de manera diferente la variabilidad espacial de  $K_s$ .

El valor de la pendiente ( $m$ ) de la línea de regresión, refleja la magnitud del cambio en el valor de  $K_s$  de un método con respecto al cambio de  $K_s$  del método contrastado. En este estudio, se considera el método del PB como la variable independiente (método contrastado), por ser el método de terreno para la medición de  $K_s$  más aceptado (Oosterban y Nijland, 1994). En el Cuadro 6 se observa que tanto el método del CI como el PCC tienden a subestimar el valor de  $K_s$  entregado por el PB. En cuanto al valor de  $m$  entregado para la regresión entre CI y PCC, la tendencia es a sobreestimar el valor del CI por parte del PCC, sin embargo esta sobreestimación se daría para valores de  $K_s$  muy altos y no para aquellos valores que se encuentran dentro del rango de magnitud de  $K_s$  medidos, razón por la cual esto no se refleja en los valores de  $K_s$  del Cuadro 5.

**Cuadro 6.** Coeficientes de correlación de Pearson para todo el perfil

<b>Comparación</b>	<b>Valor R</b>	<b>Valor p</b>	<b>m</b>	<b>Confianza %</b>
<b>PB v/s CI</b>	<b>0,737</b>	<b>0,023</b>	<b>0,44</b>	<b>95</b>
<b>PB v/s PCC</b>	<b>0,995</b>	<b>0,005</b>	<b>0,59</b>	<b>95</b>
<b>CI v/s PCC</b>	<b>0,671</b>	<b>0,025</b>	<b>2,54</b>	<b>95</b>

En general, se deben interpretar los valores del Cuadro 6 como la correlación para la variabilidad espacial de  $K_s$  de los métodos contrastados. En este sentido, el valor de R refleja el ajuste de los datos a la línea de regresión, siendo más cercano a 1 de un mejor ajuste entre los métodos y el valor  $m$  la tendencia a subestimar o sobreestimar los valores de  $K_s$  de un método con respecto a otro. Sin embargo los datos del Cuadro 6, deben ser complementados con el Cuadro 5, indicando este último las magnitudes de los valores de  $K_s$  obtenidos en terreno y la variación de los mismos. En este sentido, se debe destacar que si bien existe una sensibilidad similar para la variabilidad espacial entre el PB y el PCC, la diferencia en la magnitud de los datos observados entre estos métodos, hace que la

aplicación del método del PCC lleve a dudar de su viabilidad como método de medición para este tipo de suelos.

La menor sensibilidad del CI a la variabilidad espacial de los datos puede deberse a que el área de influencia de este método en la medición de Ks, es considerablemente mayor en comparación con el PB y el PCC.

Las variaciones en los valores de Ks entregados por los distintos métodos, se pueden explicar por la alta variabilidad espacial y temporal en las características del sistema poroso de los suelos agrícolas. Reynolds *et al.* (2002) plantean que la Ks puede llegar a tener coeficientes de variación de 400 % y más, y que generalmente ésta posee distribuciones estadísticas que son altamente sesgadas. La alta variabilidad de las repeticiones dificulta la obtención de diferencias estadísticas significativas (cuadros 7 y 8) entre el CI y el PCC, aún cuando los valores promedio difieren considerablemente.

**Cuadro 7.** Análisis de varianza entre métodos de medición de Ks

	SC	Gl	CM	F	p
<b>Entre métodos</b>	<b>102.29</b>	<b>2</b>	<b>51,14</b>	<b>5,24</b>	<b>0,049</b>

**Cuadro 8.** Test de Fisher LSD ( $\alpha = 0,05$ )

Método	Media	N		
<b>PB</b>	<b>10,77</b>	<b>3</b>	<b>A</b>	
<b>CI</b>	<b>7,10</b>	<b>3</b>	<b>A</b>	<b>B</b>
<b>PCC</b>	<b>1,49</b>	<b>3</b>		<b>B</b>

Letras distintas indican diferencias significativas ( $p \leq 0,05$ )

El ANDEVA realizado para comparar las tres metodologías, arrojó que los métodos del PB y CI son similares, al igual que el método del CI con el PCC, mientras que el PCC con el PB serían estadísticamente diferentes (Cuadros 7 y 8).

### **Implicancias para el Drenaje**

La conductividad hidráulica es necesaria para calcular la distancia a la que deben ir ubicados los drenes. El método utilizado para medir Ks para criterios de drenaje, se debe seleccionar adecuadamente para la región y para la dirección de flujo del agua a ser drenada. Así, la vía mas efectiva para medir Ks es la de instalar un dren para medir la descarga del dren y el nivel freático, y así calcular Ks para los requerimientos de drenaje. Esto no es usualmente posible debido al alto costo en tiempo y dinero (Bouwer y Jackson, 1974). Es por esto, que se han desarrollado distintas metodologías para el cálculo de Ks.

En el Cuadro 9 se presentan valores de distancia entre drenes calculados según la ecuación de Hooghoudt (citado por Raadsma, 1974) para los diferentes valores de  $K_s$  obtenidos en el sitio estudiado para las tres metodologías utilizadas en este estudio. En él se puede observar la influencia de la  $K_s$  sobre el distanciamiento de los drenes y por consiguiente las implicancias que puede tener la metodología a escoger.

**Cuadro 9.** Distanciamiento entre drenes según las metodologías utilizadas para el suelo estudiado

<b>Método</b>	<b><math>K_x</math> [m día<sup>-1</sup>]</b>	<b>Distancia entre drenes [m]</b>
<b>PB</b>	<b>10,77</b>	<b>120 m</b>
<b>CI</b>	<b>7,10</b>	<b>97 m</b>
<b>PCC</b>	<b>1,49</b>	<b>45 m</b>

Se utilizó una recarga de 3mm/día, una profundidad de drenes de 2,5 m, una profundidad efectiva de 1m y un ancho de drenes de 0,5 m.

El escoger metodologías adecuadas resulta fundamental para el cálculo del espaciamiento de los drenes, diferencias significativas en los valores de  $K_s$  implican diferentes cálculos de distanciamiento de drenes y por lo mismo diferencias en el costo de la obra. Una subestimación de la  $K_s$  implica una menor distancia entre los drenes, y por lo tanto un costo más elevado al necesario, ya que bastaría con un mayor distanciamiento de drenes para que se solucione el problema. Por otra parte, una sobreestimación de la  $K_s$ , implicaría una mayor distancia entre los drenes a la realmente necesitada, la cual no sería suficiente para bajar el nivel freático a los niveles requeridos, afectando la viabilidad del cultivo a establecer.

## CONCLUSIONES

Entendiendo que la obtención de datos confiables de  $K_s$  es siempre un desafío debido a la alta variabilidad espacial y temporal de esta propiedad, el análisis de los datos obtenidos permite concluir que:

La presencia de macroporos de mayor tamaño observados en la descripción morfológica de los horizontes, coincide con mayores valores de  $K_s$  para las metodologías estudiadas.

El método del PCC presenta la mayor variabilidad en los datos obtenidos, mientras que la menor variabilidad la presentó el método del CI, lo que se puede atribuir a las diferencias en el área de suelo implicada en la medición de cada método.

El método del PCC es a su vez el que presenta las menores magnitudes de  $K_s$  obtenidas, lo que se puede atribuir a la presencia de aire atrapado y a la alteración que sufrirían las muestras al momento del muestreo, sobretodo si el suelo se encuentra húmedo.

La menor variabilidad del método del CI, junto con lo cercano de los valores de  $K_s$  en cuanto a orden de magnitud con el PB, permite sugerir a este método como reemplazante del método del PB en ausencia de Nivel Freático, para suelos con características similares al estudiado.

La alta variabilidad del PCC, junto con la gran diferencia en el orden de magnitud del valor de  $K_s$  obtenido, sugiere dudas en cuanto a su aplicabilidad para el tipo de suelos estudiado.

**BIBLIOGRAFIA**

- Ahuja, L.R., D.G. Decorse, B.B. Barnes and K.W. Rojas. 1993. Characteristics of macropore transport studied with ARS root zone water quality model. Transactions of the ASAE 36(2): 369-380.
- Alcayaga, S. 1989. Origen, distribución y caracterización de los suelos de drenaje restringido. En: Los suelos de drenaje restringido. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo Boletín N° 9: 1-25.
- Bagarello, V. and A. Sgroi. 2007. Using the simplified falling head technique to detect temporal changes in field-saturated hydraulic conductivity at the surface of a sandy loam soil. Soil and Tillage Research 94: 283-294.
- Blake, G. and Hartge, K. 1986. Bulk Density. pp.363-375. *In*: Klute, A. (Ed). Methods of soil analysis. 2<sup>nd</sup> ed. ASA and SSSA, Madison, WI, USA. 1.188p.
- Børgensen, Ch, O. Jacobsen, S. Hansen and M. Schaap. 2006. Soil hydraulic properties near saturation, an improved conductivity model. Journal of Hydrology 324: 40-50.
- Bos, M.G. 1994. Basics of groundwater flow. pp225-261. *In*: Ritzema, H.P. (Ed). Drainage principles and applications. International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI) Publication 16, Wageningen, The Netherlands. 1107p.
- Bouma, J., A. Jongenius and D. Schoonderbeek. 1979. Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data. Soil Science Society of America Journal 43:261-264.
- Bouma, J. and L.W. Dekker. 1981. A method for measuring the vertical and horizontal Ks of clay soils with macropores. Soil Science Society of America Journal 45:662-663.
- Bouwer, H., and R.D. Jackson. 1974. Determining soil properties. pp.611-672. *In*: J. van Schilfgaarde (Ed). Drainage for Agriculture. Agronomy 17. American Society of Agronomy, Inc. Publisher. Madison, Wisconsin, USA. 700p.
- Carter, M.R. 1990. Relationship of strength properties to bulk density and macroporosity in cultivated loamy sand to loam soils. Soil and Tillage Research 15(3): 257-268.
- Christiansen, J.E. 1944. Effect of entrapped air upon the permeability of soils. Soil Science 58: 355-365.
- CIREN, 1997. Estudio Agrológico VII Región, Descripción de Suelos, Materiales y Símbolos. Publicación CIREN N° 117. Santiago, Chile. 611 p.

- Darcy, H. 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris, France.
- Ellies, A. 1989. Las propiedades físico-mecánicas en los suelos que afectan su drenaje. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo Boletín N° 9: 46 – 63.
- Ellies, A. 1997. La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta para el diagnóstico de la estructura del suelo. AGRO SUR 25(1): 51-56.
- Everts, BC.J. and Kanwar, R.S. 1992. Interpreting Tension-infiltrometer data for quantifying soil macropores: Some Practical Considerations. Transactions of the ASAE 36(2): 423-429.
- Evelt, S.R. 2000. Energy and water balances at soil-plant- atmosphere interfaces. pp.A129-A182. *In*: Sumner, M. (Ed.). Handbook of Soil Science. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA. 2113p.
- Flint A. and L. Flint. 2002. Particle density. pp.229-254. *In*: Klute, A. (Ed). Methods of soil analysis. 4<sup>th</sup> ed. ASA and SSSA, Madison, WI, USA 1692p.
- Foster, G.H. 1994. Variability of hydraulic conductivity and sorption in a heterogeneous aquifer. Degree of Master of Science in Civil and Environmental Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering, Massachusetts, USA. 150p.
- Gee, G. and J. Bauder. 1986. Particle-size Analisis. pp.383-411. *In*: Klute, A. (Ed). Methods of soil analysis. 2<sup>nd</sup> ed. ASA and SSSA, Madison, WI, USA. 1188 p.
- Gonzalez, J. 2004. Comparación de tres métodos de determinación de conductividad hidráulica en dos suelos. Memoria Ingeniero Agrónomo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas. Santiago, Chile. 45p.
- Hartge, K. und R. Horn. 1989. Die physikalische Untersuchung von Böden. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. Germany. 177p.
- Hartley, D.M. 1992. Interpretation of Kostiakov infiltration parameters for borders. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 118: 156-165.
- Hillel, D. 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press. New York, NY, USA. 771p.
- Horn, R. and T. Baumgartl. 2000. Dynamic properties of soils. pp.A19-A52. *In*: Sumner, M. (Ed.). Handbook of Soil Science. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA. 2113p.

- Klute, A. 1965. Laboratory Measurement of Hydraulic Conductivity of Saturated Soil. pp.210 – 221. *In*: Black, BC. A. (Editor). *Methods of Soil Analysis*. Agronomy 9. American Society of Agronomy, Inc. Publisher. Madison, Wisconsin USA. 769p.
- Laroussi CH., T. Touzi and L.W. de Backer. 1981. Hydraulic Conductivity of Saturated porous media in relation to their geometrical characteristics. *Soil Science* 132(6): 387- 393.
- Luxmoore, R.J. 1981. Micro, meso, and macroporosity of Soil. *Soil Science Society of America Journal*. 45: 671.
- Maasland, M. 1955. Measurement of hydraulic conductivity by the auger hole method in anisotropic soil. *Soil Science* 81: 379-388.
- McKeage, J.A., C. Wang and G.C. Topp. 1982. Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology. *Soil Science Society of America Journal* 46: 1239-1244.
- McKenzie, N. and D. Jacquier. 1997. Improving the field estimation of saturated hydraulic conductivity in soil survey. *Australian Journal of Soil Research* 35: 803-825.
- Mermoud, A. and D. Xu. 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil and Tillage Research* 87: 89-100.
- Mohanty, B.P., R.S. Kanwar, and C.J. Everts. 1994. Comparison of saturated hydraulic conductivity measurement methods for a glacial-till soil. *Soil Science Society of America Journal* 58: 672-677.
- Mohanty, B.P., T.H. Skaggs and M. Th. van Genuchten. 1998. Impact of saturated hydraulic conductivity on the prediction of tile flow. *Soil Science Society of America Journal* 62: 1552-1529.
- Monks, J.G. 1995. *Administración de operaciones Schaum*. Mc. Graw Hill, México D.F., México. 411p.
- Oosterbaan, R.J. and Nijland, H.J. 1994. Determining the saturated hydraulic conductivity. pp.435-475. *In*: Ritzema, H.P. (Ed). *Drainage principles and applications*. International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI) Publication 16, Wageningen, The Netherlands. 1107p.
- Or, D. and J.M. Wraith. 2000. Soil Water Content and Water Potential Relationships. pp.A53-A85. *In*: Sumner, M. (Ed.). *Handbook of Soil Science*. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA. 2113p.
- Ortega, L. y L. Salgado. 2001. *Drenaje de Suelos Agrícolas*. CNR, CORFO, INIA Carillanca, Temuco. 79p.

- Raadsma, S. 1974 Current draining practices in flat areas of humid regions in Europe. pp. 115-143. *In*: J. van Schilfgaarde (Ed). Drainage for Agriculture. Agronomy 17. American Society of Agronomy, Inc. Publisher. Madison, Wisconsin, USA. 700p.
- Radcliffe, D. and T. Rasmussen. 2000. Soil Water Movement. 36 p. *In*: Sumner, M. (Ed.). Handbook of Soil Science. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA. 2113p.
- Reynolds, W.D., D.E. Elrick, E.G. Youngs, A. Amoozegar, H.W.G. Booltink and J. Bouma. 2002. Saturated and Field-Saturated Water Flow Parameters. pp. 797-878 *In*: Klute, A. (Ed). Methods of soil analysis. 4<sup>th</sup> ed. ASA and SSSA, Madison, WI, USA. 1692p.
- Rolston, D.E. 2007. Historical development of soil-water physics and solute transport in porous media. *Water Science & Technology: Water Supply* 7 (1): 59-66.
- Salgado, L. 2000. Manual de Estándares Técnicos y Económicos para Obras de Drenaje. Comisión Nacional de Riego y Universidad de Concepción, Chillán. 415p.
- Soil Survey Staff . 1993. Soil survey manual. Soil Survey Division Staff. United States Department of Agriculture, Handbook N° 18. USDA, Washington, USA. 437 p.
- SSSA. 1997. Glossary of soil science terms. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin, USA. 139p.
- Startsev, A.D. and D.H. McNabb. 2001. Skidder traffic effects on water retention, pore-size distribution, and Van Genuchten parameters of boreal forest soils. *Soil Science Society of America Journal* 65: 224-231.
- Van Beers, W.F.J. 1970. The auger-hole method: a field measurement of the hydraulic conductivity of soil below the watertable. Rev. ed. *ILRI Bulletin I*. Wageningen 32 p.
- Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44: 892-898.
- Wilding, L.P. 2001. Pedology. *In*: Sumner, M. (Ed.). Handbook of Soil Science. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA. 2113p.
- Zlotnik, V.A., D.E. Eisenhauer, D.J. Schlautman, B.R. Zurbuchen. and D. Van Peursen. 2007. Entrapped air effects on dipole flow test in sand tank experiments: Hydraulic conductivity and head distribution. *Journal of Hydrology* 339 (4): 193-205

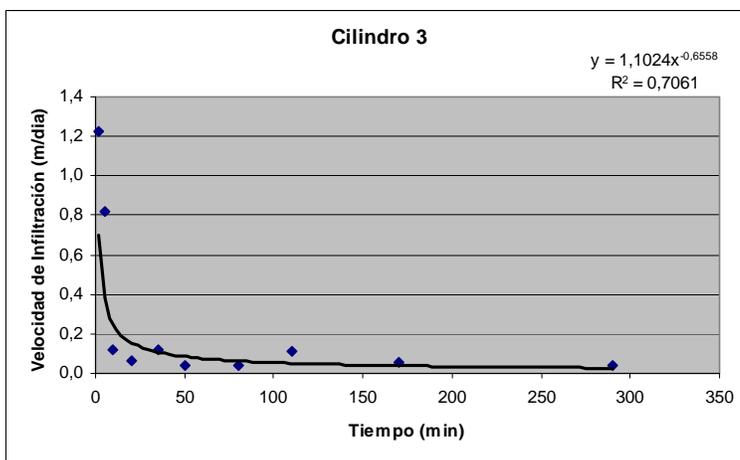
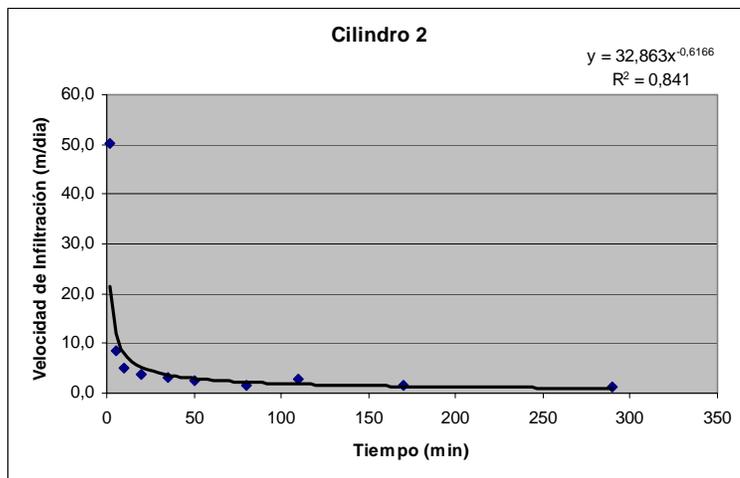
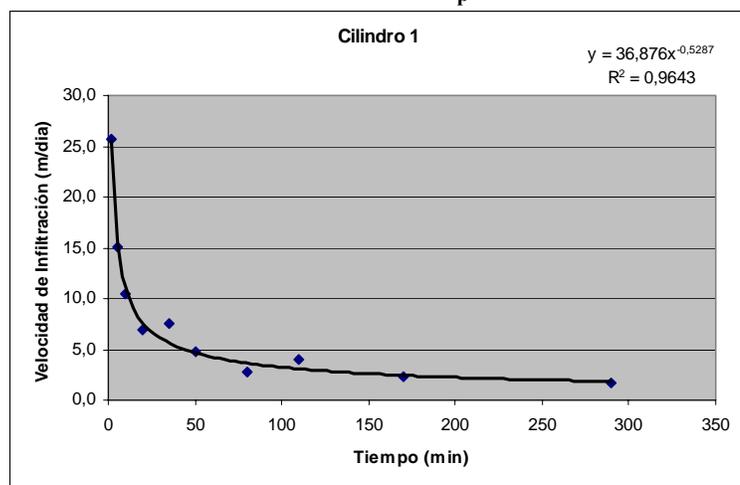
### APENDICE I

	<b>Características Físicas y Morfológicas del Pedón:</b>
<b>0 -20 Ap</b>	Pardo amarillento (10 YR 5/3) en seco, pardo oscuro (10 YR 3/3) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico, ligeramente adhesivo; firme, duro; bloques subangulares finos, medios y gruesos moderados; poros finos comunes, gruesos escasos; raíces finas comunes; concreciones de Fe y Mn escasos. Límite lineal claro
<b>20 – 60 Bw</b>	Pardo grisáceo (10 YR 4/2) en un 60% y pardo (7.5 YR 4/6) en un 40%, ambos en húmedo, rasgos redox en líneas verticales; franco arcillo limosa; plástico, ligeramente adhesivo; friable; bloques subangulares finos, medios y gruesos moderados; poros muy finos, finos abundantes, medios comunes, gruesos ocasionales; raíces finas escasas; concreciones de Fe y Mn abundantes; abundante actividad biológica, presencia de crotovinas, coprolitos y galerías de microfauna. Límite lineal gradual.
<b>60 – 80 BC</b>	Pardo (7.5 YR 4/6) en un 80%, pardo amarillento (10 YR 4/3) en un 20%; franco limosa; ligeramente plástico, ligeramente adhesivo; friable; masivo; poros muy finos comunes, finos, medios y gruesos abundantes, muy gruesos escasos; cutanes de Fe cubriendo los poros finos; Límite lineal abrupto.
<b>80 – 110 2C<sub>1</sub></b>	Estrata de guijarros y piedras redondeadas en mas de un 90 %, en una matriz areno francosa. Límite lineal claro.
<b>110 – 120 2C<sub>2</sub></b>	Límite quebrado abrupto consistente en arena gruesa, la zona de transición corresponde a la estrata de piedras.
<b>110 - + 2C<sub>3</sub></b>	Estrata de guijarros y piedras redondeadas en mas de un 90 %, en una matriz areno francosa.

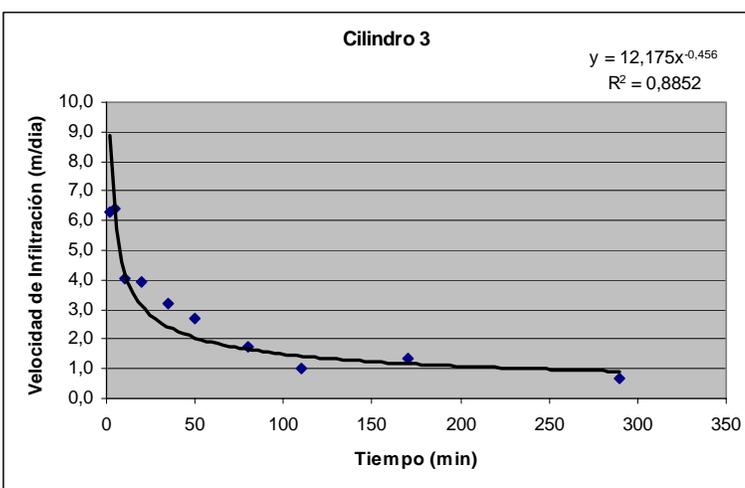
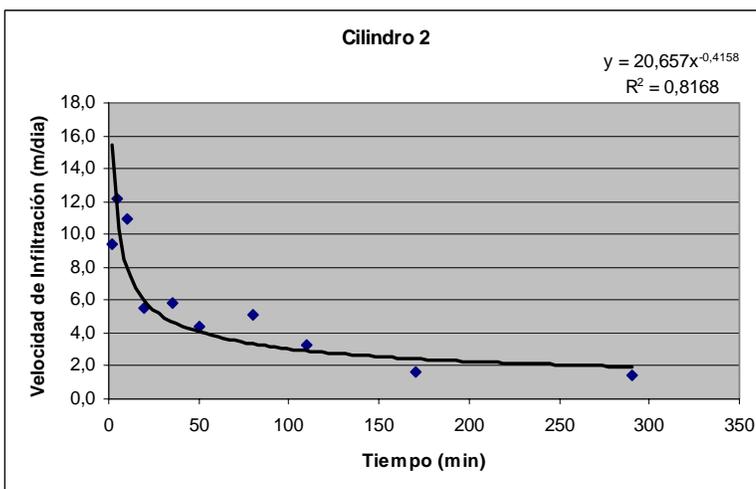
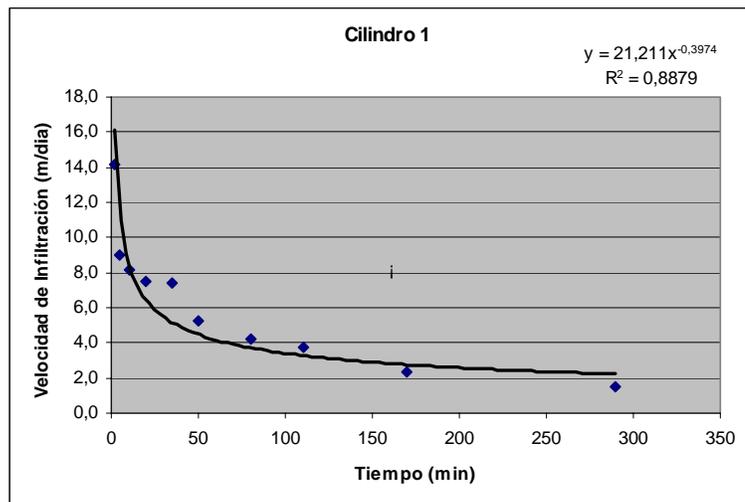
Observaciones: los poros medios y gruesos se encuentran principalmente en una distribución vertical.

## APENDICE II

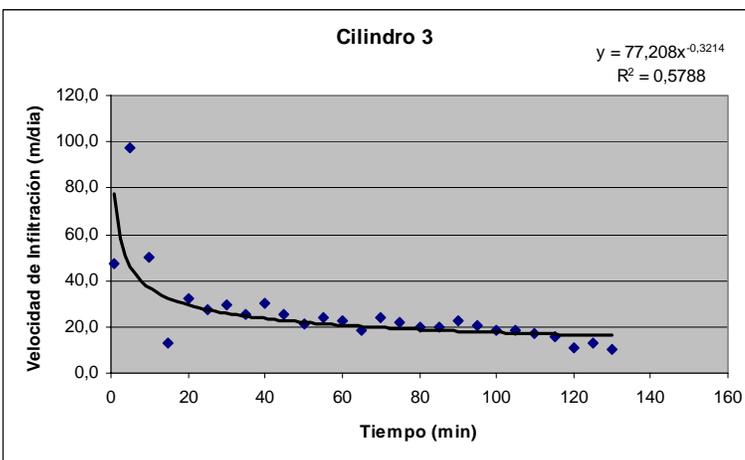
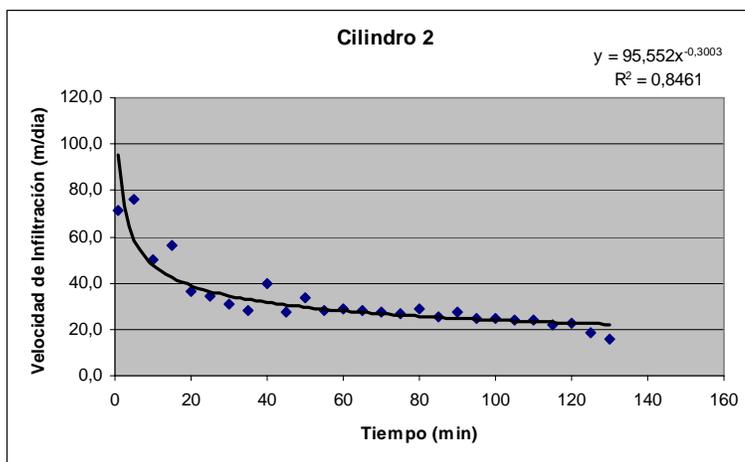
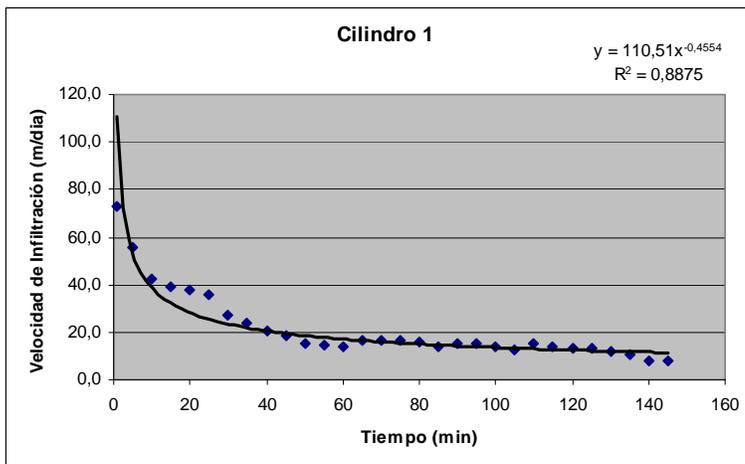
Curvas de Velocidad de Infiltración v/s tiempo para cilindro infiltrómetro según Kostiakov (1931, citado por Hartley, 1992):

Horizonte A<sub>p</sub>

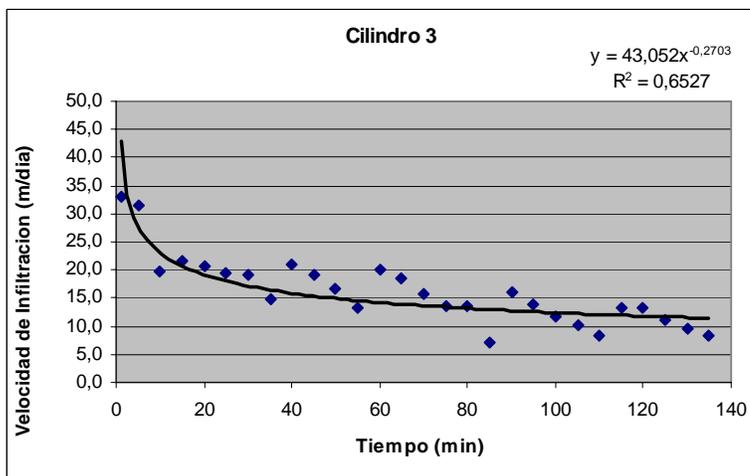
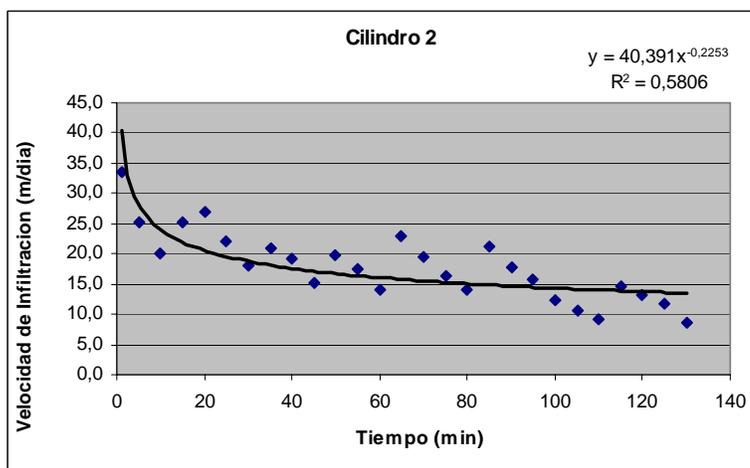
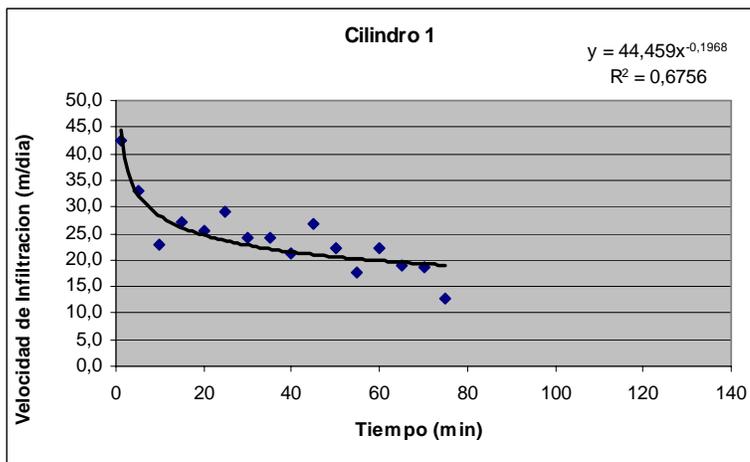
### Horizonte B<sub>w</sub>



## Horizonte BC



### Horizonte 2C<sub>1</sub>



**APENDICE III**  
**Conductividad hidráulica: cilindro infiltrómetro por horizonte**

<b>Horizonte</b>	<b>Ks (VI estabilizada, Kostiakov) (m/d)</b>		
	<b>Cilindro 1</b>	<b>Cilindro 2</b>	<b>Cilindro 3</b>
<b>0 a 20</b>	2,66	1,52	0,16
<b>20 a 60</b>	3,07	2,77	1,43
<b>60 a 80</b>	7,62	15,16	11,49
<b>80 a 130</b>	14,57	11,49	9,53

**APENDICE IV**  
**Conductividad hidráulica: Permeámetro de carga constante por horizonte**

<b>A<sub>p</sub></b>		<b>B<sub>w</sub></b>	
<b>K</b>	<b>K<sub>x</sub></b>	<b>K</b>	<b>K<sub>x</sub></b>
+	<b>1,57</b>	<b>0,65</b>	<b>0,66</b>
<b>0,72</b>		-	
<b>1,52</b>		<b>0,39</b>	
-		+	
+		<b>1,00</b>	
+		<b>1,35</b>	
+		-	
<b>2,94</b>		<b>0,23</b>	
-		<b>0,26</b>	
<b>2,30</b>		+	
-		+	
+		<b>0,94</b>	
+		+	
<b>1,88</b>		<b>0,48</b>	
+		+	
<b>BC</b>			
<b>K</b>	<b>K<sub>x</sub></b>		
+	<b>3,79</b>		
<b>4,04</b>			
<b>23,52</b>			
<b>5,01</b>			
+			
+			
<b>0,11</b>			
<b>0,05</b>			
+			
<b>0,13</b>			
<b>0,76</b>			
<b>0,14</b>			
+			
+			
<b>0,32</b>			

+ repetición no válida

- repetición eliminada ( $\geq 3$  x desviación estándar)

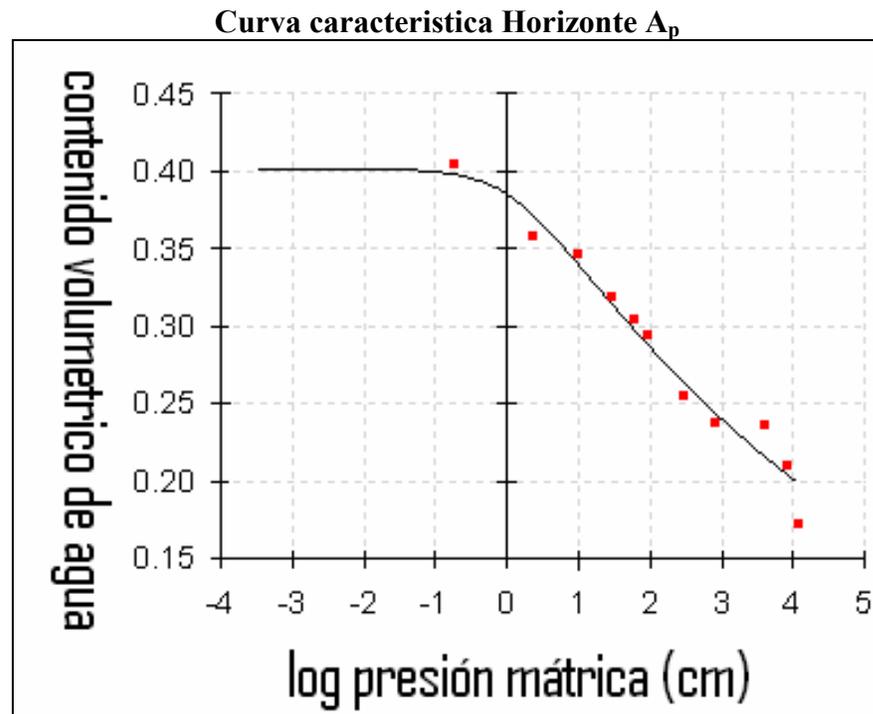


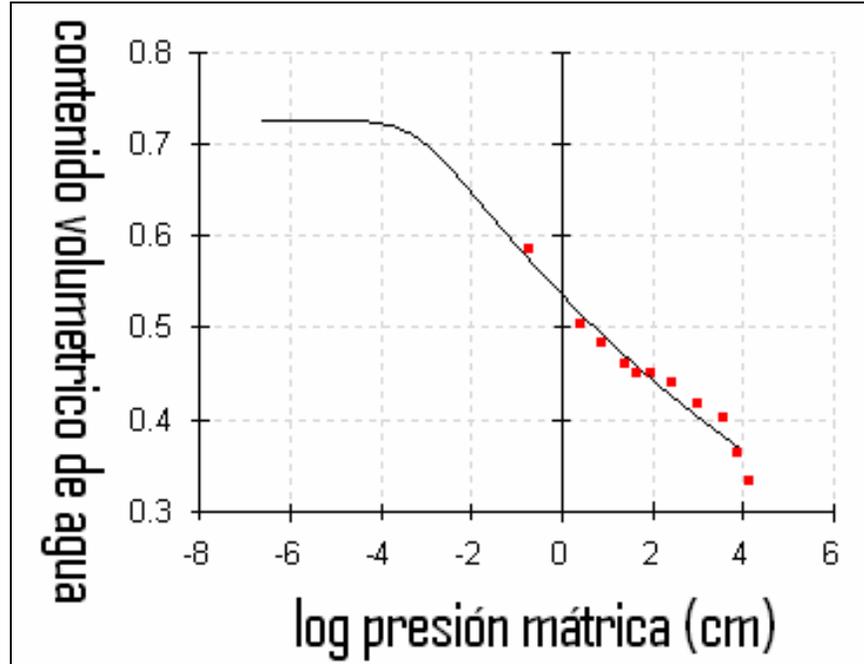
## APENDICE VI

### Curva característica de retención de agua y parámetros de Van Genuchten (1980)

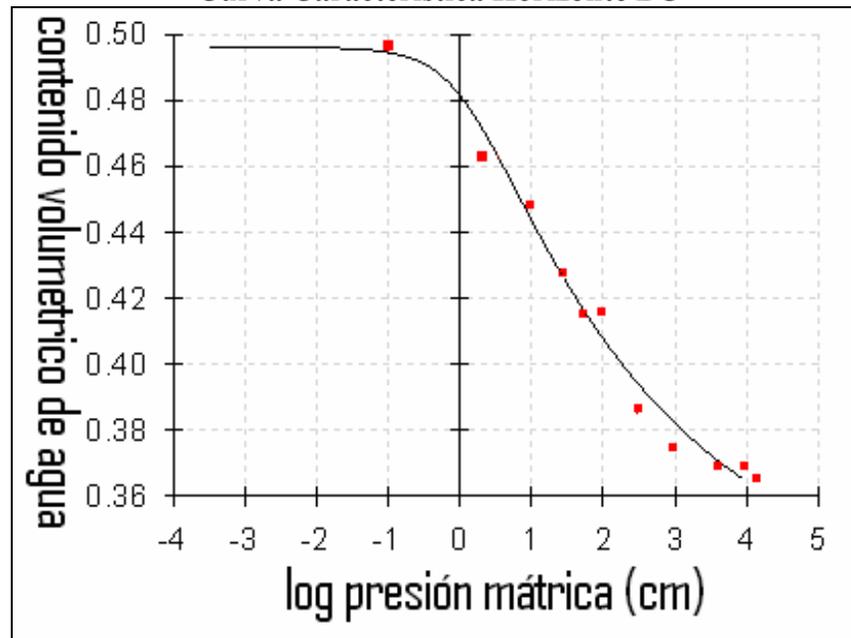
#### Parámetros de Van Genuchten (1980)

Horizonte	$\Theta_s$	$\alpha$	$n$
Ap	0,40	0,80	1,07
B <sub>w</sub>	0,49	0,92	1,16
BC	0,73	1,57	1,04



Curva característica Horizonte B<sub>w</sub>

Curva Característica Horizonte BC



**APENDICE VII**  
**Conductividad hidraulica: Cilindro infiltrómetro ponderación Perfil**

<b>VALOR REPRESENTATIVO PARA FLUJO VERTICAL</b>			
Prof pozo - prof NF	0,81		
Potencia (0 a 20)	0,00		
Potencia (20 a 60)	0,08		
Potencia (60 a 80)	0,20		
Potencia (80 a 130)	0,53		
Potencia Total estratas	0,81		
		$\frac{Dt}{K^*} = \sum_{i=1}^n \frac{D_i}{K_i}$	
	<b>Cilindro 1</b>	<b>Cilindro 2</b>	<b>Cilindro 3</b>
Ponderación Ks	7,69	7,57	6,04
<b>PROMEDIO</b>	<b>7,10</b>		

### APENDICE VIII

#### Conductividad hidraulica: Permeámetro de carga constante ponderación perfil

VALOR REPRESENTATIVO PARA FLUJO VERTICAL			
Prof pozo - prof NF	0,00		
Potencia (0 a 20)	0,00		
Potencia (20 a 60)	0,08		
Potencia (60 a 80)	0,20		
Potencia (80 a 130)	0,53		
Potencia Total estratas	<b>0,81</b>		
		$\frac{Dt}{K^*} = \sum_{i=1}^n \frac{D_i}{K_i}$	
		1 hora (e.d.)	1 hora (s.e.d.)
Ponderación Ks	0,81	2,29	