

**UNIVERSIDAD AUSTRAL DE CHILE**

FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS

ESCUELA DE AGRONOMIA

**MOVIMIENTO DE AGUA EN SUELOS ANDISOLES SUJETOS A  
DISTINTOS USOS**

Tesis presentada como parte de los  
requisitos para optar al grado de  
Licenciado en Agronomía.

**CRISTIAN ERNESTO QUIROZ SILVA**

Valdivia – Chile

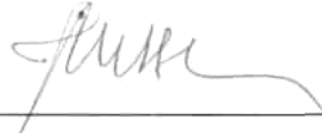
2005

Profesor patrocinante:

Achim Ellies Sch. (Q. E. P. D.)

Ing. Agr., Dr. Rer. hort.

Profesor Co – Patrocinante:



Juan Nissen M.

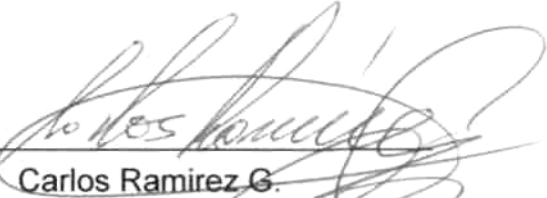
Ing. Agr., Dr. Rer. hort.

Profesores Informantes:



Roberto Mac Donald H.

Ing. Agr., M. Sc.



Carlos Ramirez G.

Prof. Biología y Química, Dr. Rer. nat.

**INSTITUTO DE INGENIERÍA AGRARIA Y SUELOS**

Esta tesis esta dedicada en  
forma muy especial a mis tíos  
José e Iris; Gracias por todo.

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a Don Juan Nissen B., por su apoyo y colaboración en la terminación de esta tesis.

Un agradecimiento muy especial a Don Achim Ellies Sch.; (Q. E. P. D) quien confió en mí para llevar acabo esta investigación.

Me gustaría expresar mi más sincero agradecimiento a Don Oscar Seguel, por su colaboración y su constante apoyo y paciencia en el desarrollo de esta tesis, desde el principio hasta el final, no tan solo en la parte académica, si no también en la parte personal.

A mi familia en general, pero con un especial agradecimiento a Armandina Silva y Francisco Vásquez, a mi madre Ruth y mi abuela Primitiva Becerra.

A los profesores y funcionarios del Instituto de Ingeniería Agraria y Suelos, en especial a Don Dante Pinochet T., por su ayuda y apoyo en mi formación profesional.

A José "Pepe" Cuevas por su ayuda y apoyo.

A Karina, quien me ayudo a confiar y creer más en mi mismo.

## INDICE DE MATERIAS

Capítulo		Página
1	INTRODUCCION	1
2	REVISION BIBLIOGRAFICA	3
2.1	Importancia del movimiento del agua en el suelo	3
2.2	Factores que influyen en el movimiento de agua en el suelo	4
2.2.1	Textura y porosidad del suelo	4
2.2.2	La estructura del suelo	6
2.2.3	Contenido de agua en el suelo	7
2.2.4	Clima	8
2.3	Transporte del agua en el suelo	8
2.3.1	La conductividad hidráulica	8
2.3.1.1	Conductividad hidráulica en fase saturada	9
2.3.1.2	Conductividad hidráulica en fase no saturada	10
2.4	Conductividad hidráulica en determinados tipos de suelo	11
3	MATERIALES Y METODOS	15
3.1	Materiales	15
3.1.1	Suelos	15
3.1.2	Propiedades físicas analizadas	15
3.1.2.1	Densidad aparente, densidad real y espacio poroso	16
3.1.2.2	Tensiómetro (medidor de potencial mátrico)	17
3.1.2.3	Lector electrónico (sensor de aguja para registrar grado de vacío)	17
3.1.2.4	Sensor de tensión Watermark	18
3.1.2.5	El medidor electrónico Watermark	18
3.1.3	Lugar y época en que se realizó el trabajo	18
3.2	Metodología	18

3.2.1	Toma de muestras	18
3.2.2	Manejo y mantención de las muestras	19
3.2.3	Preparación de los sensores	19
3.2.4	Ubicación de los tensiómetros y sensores de humedad en los cilindros con suelo	20
3.2.5	Riegos	20
3.2.6	Frecuencias de las mediciones en el laboratorio	20
3.2.7	Cálculo de la conductividad hidráulica	21
4	PRESENTACION Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	25
4.1	Relación de la distribución del espacio poroso y retención de agua de los suelos analizados	25
4.2	Variación de la tensión del agua en el perfil del suelo al aplicar un riego con presencia de nivel freático	29
4.2.1	Uso bajo bosque de las series en estudio	30
4.2.2	Uso bajo pradera de las series en estudio	35
4.3	Variación de la tensión del agua en el perfil del suelo al secarse sin nivel freático (SNF)	40
4.3.1	Suelos bajo uso de bosque	40
4.3.2	Suelos bajo Uso de Pradera	44
4.4	Conductividad hidráulica en fase no saturada	47
5	CONCLUSIONES	53
6	RESUMEN	54
	SUMMARY	55
7	BIBLIOGRAFIA	56
	ANEXO	59

**INDICE DE CUADROS**

Cuadro		Página
1	Clasificación de poros	5
2	Conductividad hidráulica en fase no saturada en distintos suelos	13
3	Suelos analizados y ubicación del muestreo	15
4	Propiedades físicas de los suelos analizados	16
5	Distribución del espacio poroso de los suelos analizados, muestras de (0 - 15) y (15 - 40) cm de profundidad.	25

## INDICE DE FIGURAS

Figura		página
1	Curva de retención de agua para la Serie Bramadero	27
2	Curva de retención de agua para la Serie Osorno	27
3	Curva de retención de agua para la Serie Pemehue	28
4	Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Osorno (bosque) después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático)	30
5	Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Pemehue (bosque) después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático)	31
6	Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Bramadero (bosque) después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático)	31
7	Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Osorno, bosque (tratamiento con nivel freático)	33
8	Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Pemehue, bosque (tratamiento con nivel freático)	33
9	Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Bramadero, bosque (tratamiento con nivel freático)	34
10	Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Osorno (pradera), después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático)	35
11	Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Pemehue (pradera), después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático)	36
12	Disminución de la tensión del agua del suelo Serie	36



	Bramadero (pradera), después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático)	
13	Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Osorno, pradera (tratamiento con nivel freático)	38
14	Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Pemehue, pradera (tratamiento con nivel freático)	38
15	Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Bramadero, pradera (tratamiento con nivel freático)	39
16	Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Osorno, bosque (Tratamiento sin nivel freático, SNF)	41
17	Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Pemehue, bosque (Tratamiento sin nivel freático, SNF)	42
18	Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Bramadero, bosque (Tratamiento sin nivel freático, SNF)	42
19	Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Osorno, pradera (Tratamiento sin nivel freático, SNF)	45
20	Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Pemehue, pradera (Tratamiento sin nivel freático, SNF)	45
21	Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Bramadero, pradera (Tratamiento sin nivel freático, SNF)	46
22	Conductividad hidráulica en fase no saturada ( $K_{ns}$ ) bajo Uso de pradera y bosque. Suelo superficial (0 - 15 cm)	48
23	Conductividad hidráulica en fase no saturada bajo Uso	50

24	de pradera y bosque. Suelo subsuperficial (15 – 40 cm) Conductividad hidráulica en fase no saturada ( $K_{ns}$ ) para las Series de suelos en estudio	51
----	---	----

**INDICE DE ANEXOS**

Anexo		Pagina
1	Tensiómetro de tubo (medidor de potencial mátrico)	59
2	Lector electrónico del tensiómetro de tubo (sensor de aguja para registrar grado de vacío).	59
3	Sensor de tensión y medidor electrónico Watermark.	60
4	Secuencias en la toma de muestras	60
5	Estudio 1: Muestras con nivel freático	61

## 1 INTRODUCCION

El agua del suelo rara vez está en reposo, al ser parte del ciclo hidrológico por lo general está en movimiento. La dirección y la rapidez de su movimiento es de fundamental importancia en muchos procesos que tienen lugar en este ambiente. El agua es el medio a través del cual los nutrientes son puestos en forma disponible para las plantas. El conocimiento del balance hídrico en un suelo es una herramienta útil para conocer la disponibilidad de agua para los cultivos.

La disponibilidad de agua para las plantas depende no sólo de las condiciones climáticas y de la capacidad de almacenamiento en los suelos, sino que también de la conductividad hidráulica y del estado energético con el cual el agua es retenida en el suelo. Estas dos últimas son propiedades que varían de un suelo a otro y dependen en gran medida de la cantidad y distribución del espacio poroso.

La distribución del espacio poroso y la conductividad hidráulica dependen en gran medida de la textura y estructura. La estructura posee una importancia particular, ya que es una propiedad bastante dinámica por su variación en el tiempo debido al uso y rotación de cultivos y pisoteo animal, lo cual define el tamaño y forma de los poros donde el agua del suelo se almacena y se mueve.

El objetivo de esta investigación fue determinar la conductividad hidráulica en fase no saturada en Andisoles de distintas Regiones del país (VII, IX y X), que están sujetos a diferentes tipos de uso, específicamente bosque y pradera.

Los objetivos específicos son:

- Determinar la distribución de poros para los dos usos.
- Evaluar la dinámica del potencial mátrico en los suelos.
- Medir la conductividad hidráulica en fase no saturada a distintas profundidades mediante la metodología de enfoque de la medición de tensión mátrica y aplicación de la ley de continuidad.
- Relacionar y explicar estos resultados en relación al uso del suelo.

## 2 REVISION BIBLIOGRAFICA

**2.1 Importancia del movimiento del agua en el suelo.** La profundidad y velocidad de la infiltración del agua dependen del contenido de ésta en el suelo. Cuanto más húmedo está un suelo, tanto más rápido y a mayor profundidad penetra el agua (TSCHAPEK, 1969).

La mayoría de los procesos que involucran a los factores suelo-agua interaccionan en el campo, particularmente el flujo de agua en la zona radical de las plantas de cultivo. Esto ocurre mientras el suelo esta en condición no saturada (HILLEL, 1982).

El flujo no saturado es un proceso complicado y dificultoso de describir cuantitativamente, ya que éste a menudo está vinculado a cambios en el estado y contenido de agua en el suelo durante el flujo. Tales cambios involucran complejas relaciones entre las variables de suelo mojado, succión y conductividad, cuyas interrelaciones pueden ser además afectadas por la histéresis (GAVANDE, 1972; HILLEL, 1982).

Según Child *et al.* (1969), citados por BAVER y GARDNER (1973), el agua del suelo rara vez está en reposo y la dirección y rapidez de su movimiento son de fundamental importancia en muchos procesos que tienen lugar en el suelo.

Para buscar un equilibrio dentro del sistema, el agua se mueve de zonas de mayor potencial hacia zonas de menor potencial, procurando alcanzar un estado de energía mínima. La planta absorbe agua porque su potencial es menor que el del suelo. En este proceso absorbe nutrientes y luego el agua pasa hacia la atmósfera, que tiene un potencial aún más negativo. Dentro de la

planta, el agua participa en las reacciones bioquímicas y como medio de transporte, por lo que su movimiento en el sistema suelo-planta-atmósfera hace que esté ligado al desarrollo de la vida (MURAOKA y TZI, 2000).

## **2.2 Factores que influyen en el movimiento del agua en el suelo.**

El suelo es un sistema poroso compuesto de partículas de diferentes tamaños agrupadas según determinadas características. Estas características tienen mucha influencia en el movimiento y en la cantidad de agua que puede ser almacenada en el suelo (CRAIG, 1978; MURAOKA y TZI, 2000).

**2.2.1 Textura y porosidad del suelo.** La textura está determinada por la distribución relativa de las partículas minerales del suelo, según su tamaño: arena, limo, y arcilla. La proporción de las tres fracciones determina la clase textural del suelo. Varias de estas combinaciones de estas partículas ocurren naturalmente en los suelos (WILLIAM *et al.*, 1991; PACHEPSKY *et al.*, 2000).

La conductividad de agua en el suelo describe la funcionalidad de un sistema poroso (ELLIES *et al.*, 1997; PACHEPSKY *et al.*, 2000), ya que está influenciada fundamentalmente por el tamaño, forma y orientación de los poros por los cuales fluye el agua (TSCHAPEK, 1969).

La clasificación de los poros se basa en los valores de tensión de las constantes hídricas (Cuadro 1).

### CUADRO 1. Clasificación de poros.

Tamaño de los poros	Clasificación	Tensión (hPa)
> 50 micrones	Poros de drenaje rápido	0 – 60
50 - 10 micrones	Poros de drenaje lento	60 - 330
10 – 0.2 micrones	Poros de agua útil	330 – 15000
< 0.2 micrones	Poros de agua inútil	> 15000

Fuente: Hartge (1971), citado por VYHMEISTER (1980).

La textura del suelo tiene mucha influencia en la cantidad de agua a aplicar en un riego, como también sobre su frecuencia. Lo anterior, entre otras cosas, se debe a que las partículas finas tienen mayor superficie específica, por lo que pueden retener más agua (HARTGE, 1971; MURAOKA y TZI, 2000).

Un suelo arenoso saturado puede conducir agua más rápidamente que un suelo arcilloso. Sin embargo, en la situación opuesta, cuando el suelo no esté saturado, puede ocurrir lo contrario. En un suelo con poros grandes, estos poros rápidamente son vaciados y pueden hacerse no conductores y mientras tanto desarrollan succión. De este modo decrece la alta conductividad que poseía inicialmente. En un suelo con poros pequeños, por otro lado, muchos de los poros retienen y conducen agua incluso a apreciables succiones, de modo que la conductividad hidráulica no decrece tan bruscamente y puede realmente ser mayor que la de un suelo con poros grandes sujeto a igual succión (KOOEVAAR *et al.* 1983; HILLEL, 1982; WILLIAM *et al.* 1991).

En el campo, la mayor parte del tiempo los suelos están en condiciones no saturados y quizás gran parte del tiempo sucede que el flujo es más apreciable y persistente en suelos arcillosos que en suelos arenosos (HARTGE, 1978; HILLEL, 1982).



Bajo condiciones de valores bajos de potencial mátrico (suelo muy seco) la adsorción es más importante, siendo de esta forma afectada por la textura y la superficie específica del material (MURAOKA y TZI, 2000).

**2.2.2 La estructura del suelo.** Es el arreglo de las partículas del suelo y la adhesión de las partículas menores para formar partículas mayores o agregados. La permeabilidad del suelo al agua, al aire y la penetración de las raíces es influenciada primariamente por la estructura del suelo; además, es una propiedad bastante dinámica por su variación en el tiempo, debido al manejo del cultivo, manejo de la materia orgánica, etc. El espacio entre los agregados define el tamaño y forma de los macroporos, donde el agua del suelo se almacena y se mueve (TSCHAPEK, 1969; MURAOKA y TZI, 2000).

Una de las propiedades que posee la estructura, es que incide sobre el movimiento del agua en el suelo; la capacidad de formar estructura del suelo provoca un aumento en la porosidad secundaria, la cual favorece los movimientos de agua durante la infiltración y los movimientos en fase saturada (GAVANDE, 1972; CRAIG, 1978).

ELLIES *et al.* (1997), señalan que el manejo agropecuario del suelo modifica la estructura, la cual a su vez depende de la intensidad de uso y del tiempo de utilización del suelo desde su incorporación a la actividad silvoagropecuaria.

Debido a que la conductividad hidráulica en fase saturada depende en gran medida de la forma y continuidad del sistema poroso, ésta varía fuertemente de un sitio a otro y difiere también para las distintas orientaciones dentro del suelo (ELLIES *et al.*, 1997).

Cuando los valores de potencial mátrico son altos (suelo muy húmedo), existe un mayor efecto de la estructura del suelo, debido a la participación de los poros secundarios en el movimiento del agua, la capilaridad y a la distribución del tamaño de los poros (MURAOKA y TZI, 2000).

En relación a la importancia de la estructura en la distribución y tamaño de los poros, en términos de porosidad total, las arcillas son mucho más porosas que las arenas; sin embargo, los poros son tan pequeños que, en ausencia de una estructura o agregación bien desarrollada, se afecta el movimiento del aire y agua a través del suelo (GAVANDE, 1972).

**2.2.3 Contenido de agua en el suelo.** La conductividad hidráulica es afectada o depende de las características del sistema poroso, dadas por la porosidad total, la distribución y tamaño de los poros y la tortuosidad de la geometría del poro del suelo (HILLEL, 1982). Según KOHNKE (1968), la conductividad de líquidos en el suelo depende de la sección de los poros de estos. La sección conductora de los poros es una propiedad que depende del contenido de agua del suelo, en un suelo saturado el movimiento es constante, por no cambiar la gradiente y la sección media de los poros conductores. Normalmente, en suelos agrícolas el movimiento del agua es en fase no saturada; de allí que constantemente cambia el monto y sentido del movimiento del agua en el suelo, debido a cambios de gradientes y sección media de poros conductores.

Tanto la infiltración como la permeabilidad están íntimamente relacionadas con el tamaño de los poros y la estabilidad de las unidades estructurales (HILLEL, 1982). Según GAVANDE (1972), en suelos que tienen poros grandes, la infiltración puede ser alta inicialmente. Sin embargo, la velocidad de la infiltración bajará tan pronto como las grietas grandes se llenen; luego, el suelo se hincha y la velocidad puede llegar hasta valores cercanos a

cero, como el caso de en un suelo arcilloso. En un suelo franco arenoso, la velocidad de infiltración inicial desciende en forma brusca al principio.

Si en un suelo el contenido de agua disminuye, se vacían primero los poros grandes y el agua es retenida firmemente en los poros pequeños (HILLEL, 1982). Numerosas son las fuerzas que actúan sobre el agua en el suelo; fuerza gravitacional, la atracción de las superficies sólida etc., en suma existe una gran variedad de fuerzas y direcciones en las cuales ellas actúan, lo que describe una cadena de fuerzas en el suelo y lo que dificulta el movimiento del agua (TAYLOR, 1972). En suelos con alta proporción de porosidad gruesa, la conductividad disminuye cuando el tamaño de los poros decrece. Pero, para suelos con porosidad fina, la conductividad aún es relativamente alta para tensiones medias a altas (KOHNEKE, 1968).

**2.2.4 Clima.** La conducción de agua en el suelo varía con la gradiente hidráulica. Esta última a su vez varía con las condiciones climáticas y el uso-consumo por parte de las plantas (ELLIES y VYHMEISTER, 1981).

Del monto de la precipitación dependerá el contenido de agua en el suelo, lo que determinará su grado de saturación. En un suelo, el agua puede estar descendiendo y ascendiendo a un mismo tiempo. El punto donde se encuentra el quiebre del movimiento oscila estacionalmente, de acuerdo a las fluctuaciones climáticas (GAVANDE, 1972).

## **2.3 Transporte del agua en el suelo.**

**2.3.1 La conductividad hidráulica.** La conductividad hidráulica o la habilidad del suelo para transmitir agua es importante para conocer el movimiento del agua hacia las raíces de las plantas, la entrada de agua en el suelo y el flujo de agua de drenaje, entre otras situaciones (DIRKSEN, 1999).

Las fuerzas impulsoras que participan en el transporte del agua en el suelo son la gradiente y el potencial hidráulico. Henry Darcy fue el primero que estudió el movimiento del agua en materiales porosos saturados. Así mismo verificó que la intensidad del flujo del agua es proporcional a la gradiente del potencial hidráulico dentro del suelo. Su ecuación fue más tarde adaptada para suelos no saturados por Buckingham en 1907 y Richardsen 1928 (GAVANDE, 1972; DIRKSEN, 1999; MURAOKA y TZI, 2000).

La conductividad hidráulica no es una propiedad que depende exclusivamente del suelo, depende también de los atributos de los fluidos que circulan en él (HILLEL, 1982).

La transmisión de los líquidos a través de sistemas porosos sólidos depende de la permeabilidad intrínseca, que es función del arreglo geométrico de las partículas, la cual determina las características del espacio poroso; además depende de la humedad del suelo, la densidad y viscosidad del fluido y la aceleración de gravedad. La viscosidad y densidad de la solución del suelo dependen de la temperatura, presión, concentración de sales solubles y agua en el suelo, lo cual determina la interacción entre el líquido y la superficie del sólido (MURAOKA y TZI, 2000).

2.3.1.1 Conductividad hidráulica en fase saturada. La conductividad hidráulica saturada es un parámetro esencial en el análisis y modelos de flujo del agua y transporte químico en el suelo. La conductividad expresa la capacidad de un suelo saturado para transmitir agua (IVERSEN *et al.*, 2001).

El movimiento de agua en suelos saturados consiste en un movimiento relativamente rápido a lo largo de los macroporos y un movimiento lento a

través de los poros pequeños en la matriz del suelo (WILLIAM *et al.*, 1991; IVERSEN *et al.*, 2001).

Este flujo saturado en el suelo ocurre cuando el agua no está bajo tensión y todos o la mayoría de los poros están completamente llenos de agua (HILLEL, 1982; KOOREVAAR *et al.*, 1983; KOHNKE, 1968).

Los primeros pasos para explicar el fenómeno del movimiento del agua fueron dados por Darcy. Este autor se basa fundamentalmente en la conductividad hidráulica ( $K$ ) y el potencial ( $\psi$ ):

$$Q = K \times \frac{\Delta\psi}{\Delta L} \quad (1)$$

Donde ( $Q$ ) es el caudal o flujo por unidad de área y ( $L$ ) la distancia. La aproximación de Darcy describe el flujo de agua en una sola dirección con gradiente constante; pero en el suelo las gradientes ( $\psi$ ) no se mantienen constantes y la dirección y el movimiento del agua es multidireccional (HARTGE, 1971).

2.3.1.2 Conductividad hidráulica en fase no saturada. Los suelos en los cuales el volumen de poros está sólo parcialmente lleno de agua son llamados no saturados. La conductividad hidráulica de un suelo no saturado es más pequeña que aquella de un suelo saturado; esto se debe a que sólo los poros que contienen agua pueden contribuir al flujo del agua (KOOREVAAR *et al.*, 1983).

La conductividad hidráulica en fase no saturada es una de las propiedades hidráulicas del suelo que requieren más tiempo para ser medidas (HILLEL, 1982; IVERSEN *et al.*, 2001; WALLACH *et al.* 1992.).

Esta conductividad hidráulica en fase no saturada depende del gradiente hidráulico y de la sección media de los poros conductores; de allí que al secarse un suelo disminuye la sección de poros conductores y con ello la conductividad hidráulica (BAVER y GARDNER 1973). De esta manera, la velocidad del flujo no saturado depende del tamaño de los poros que están activos y de la tensión con que el agua está retenida (WILLIAM *et al.*, 1991).

En algunas situaciones, la conductividad domina completamente procesos importantes de flujo. Para entender lo que ocurre en el flujo no saturado, es esencial conocer la fuerte relación de dependencia de la conductividad con el contenido de agua o con el espesor de las películas de agua (BAVER y GARDNER, 1973; TAYLOR, 1972).

Los métodos para la determinación de la conductividad hidráulica se agrupan según condiciones de humedad del suelo: saturación y no saturación, para este caso nos referiremos sólo a los métodos en suelos no saturados, los cuales se dividen en: de campo y laboratorio. Sin duda la determinación *in situ* de la conductividad hidráulica en fase no saturada son las que mejor reflejan las condiciones de campo (DIRKSEN, 1999).

El movimiento de agua en los suelos no saturados es materia de interés para el estudio de las relaciones suelo-planta, recuperación de suelos y calidad del medioambiente. El agua no solamente se infiltra y se almacena para uso futuro, sino también se mueve de un suelo no saturado a las raíces de la planta, y a los sitios de evaporación, o bien se pierde por percolación profunda (GAVANDE, 1972; HILLEL, 1982).

#### **2.4 Conductividad hidráulica en determinados tipos de suelo.**

La conductividad hidráulica en fase no saturada para una misma tensión cambia de un suelo a otro. Tanto los Andisoles (Trumaos) como los suelos

aluviales arenosos, a diferencia de suelos Ultisoles (Rojo arcillosos), tienen una alta conductividad hidráulica a bajas tensiones, debido a su alta cantidad de macroporos. A altas tensiones, la conductividad hidráulica de los suelos aluviales arenosos decrece bruscamente y queda por debajo de los Ultisoles y de los Andisoles. Los suelos de textura media, como son los trumaos, mantienen, aún a altas tensiones, una alta conductividad hidráulica (ELLIES y VYHMEISTER, 1981).

Los suelos de cenizas volcánicas recientes se caracterizan por un secado continuo y uniforme desde la superficie del suelo hasta las estratas inferiores. La gradiente hidráulica en estos suelos es pequeña y la conductividad hidráulica en fase no saturada es alta (ELLIES y VYHMEISTER, 1981). Ellies (1975), citado por VYHMEISTER (1980), señala que esta alta conductividad se explica por la alta porosidad de estos suelos y la distribución uniforme de sus poros. También se ha sugerido que la forma de los poros en estos suelos puede favorecer la alta conductividad hidráulica. A su vez, esta característica explicaría el por qué estos suelos pierden tan rápidamente el agua y sufren un secado uniforme en profundidad (VYHMEISTER, 1980).

Según ELLIES y VYHMEISTER (1981) al comparar dos suelos, (un trumao reciente y un trumao evolucionado) con otros suelos, determinaron una gradiente hidráulica muy pequeña, lo que se puede deber a su alta conductividad hidráulica en fase no saturada y al alto porcentaje de poros medianos que presentan estos suelos. En suelos trumaos más recientes, las gradientes hidráulicas son algo más pronunciadas que en suelos trumaos evolucionados; los autores señalan que esto puede deberse a la mayor proporción de poros gruesos y a la extrema hidrofobia del suelo menos evolucionado.

La resistencia a la humectación, y por ende la estabilidad estructural, afectan también a la conductividad hidráulica. Esta relación no siempre está clara. La falta de una relación evidente entre la conductividad hidráulica y la capacidad de humectación se debe además a la dependencia provocada por el tipo de compuesto orgánico presente. La conductividad hidráulica depende también en un alto grado de la morfología y de la orientación de los bioporos (ELLIES *et al.*, 1996). Los mismos autores señalan que, con una baja capacidad de humectación, la conductividad hidráulica de un suelo es más constante.

Al comparar los valores de la conductividad hidráulica de los suelos trumaos y rojo arcillosos con otros suelos de textura similar, se observa que los primeros son marcadamente superiores (ELLIES y VYHMEISTER, 1981).

**CUADRO 2. Conductividad hidráulica en fase no saturada en distintos suelos.**

<b>Conductividad hidráulica en distintos tipos de suelos (cm*s<sup>-1</sup>)</b>				
pF	Franco. limoso	Trumao	Arcilloso	Rojo arcilloso
2.5	1.4x10 <sup>-6</sup>	1.6x10 <sup>-4</sup>	8x10 <sup>-8</sup>	1x10 <sup>-5</sup>
4.17	3.5x10 <sup>-9</sup>	2x10 <sup>-7</sup>	3.5x10 <sup>-9</sup>	6.5x10 <sup>-8</sup>

Fuente: ELLIES y VYHMEISTER, (1981).

VYHMEISTER (1980) encontró valores de  $2 \times 10^{-5} \text{ cm}^* \text{ s}^{-1}$  para Andisoles a pF 2,5.

ELLIES *et al.*, (1997) determinaron la conductividad hidráulica en fase saturada en una serie de suelos volcánicos con variado desarrollo pedológico. La variación espacial de la conductividad hidráulica en fase saturada aumenta en los suelos más estructurados. Su magnitud depende del monto de la porosidad muy gruesa. A medida que los suelos de cenizas volcánicas



presentan un desarrollo pedológico más avanzado, disminuye la porosidad gruesa y con ello, también la conductividad hidráulica en fase saturada.

Con los distintos usos y manejos del suelo se modifica la estructura (HARTGE y ELLIES, 1990). Paralelo a ello, debería cambiar también la conductividad hidráulica saturada y no saturada. La magnitud de estos cambios estructurales ocasionados por el manejo, dependen de la oportunidad y frecuencia de las operaciones de labranza superficiales y subsuperficiales del suelo y del efecto compactante producido por el tráfico y tránsito de la maquinaria agrícola o de animales (HARTGE y ELLIES, 1990).

### 3 MATERIAL Y METODO

#### 3.1 Materiales

El estudio se realizó con muestras de suelo no alteradas que fueron extraídas y analizadas en el Laboratorio de Física de Suelos del Instituto de Ingeniería Agraria y Suelos de la Universidad Austral de Chile.

**3.1.1 Suelos.** Se emplearon tres Andisoles (Trumaos) sometidos a dos distintos manejos: bosque nativo y pradera permanente. Los suelos fueron extraídos como muestras inalteradas en cilindros de diámetro de 30 cm y 75 cm de altura, con una altura mínima de suelo de 60 cm. En el Cuadro 3, se señalan los tipos de suelos utilizados y su ubicación.

**CUADRO 3: Suelos analizados y ubicación del muestreo.**

Serie de suelo	Clasificación	Ubicación
Bramadero	Humic Haploxerand	A 25 km al este de San Clemente hacia Laguna del Maule, Talca, VII Región
Osorno	Typic Hapludand	A 10 km al Sur de Osorno, sector Casa de Lata, X Región
Pemehue	Pachic Fulvudand	40 km al suroeste de Villarrica, IX Región

Los suelos del Cuadro 3 se presentan ordenados de mayor a menor grado de evolución.

**3.1.2 Propiedades físicas analizadas:** Para cada tipo de suelo se confeccionó su curva de retención de agua, en bosque y en pradera, como también en superficie y en profundidad.

También se midieron las densidades aparente y real, con el objetivo de calcular el espacio poroso total, resultados que se presentan en el Cuadro 4.

**CUADRO 4: Propiedades físicas de los suelos analizados\*.**

Serie de suelo	Uso	Profundidad ( cm )	Densidad real (g*cm <sup>-3</sup> )	Densidad aparente (g*cm <sup>-3</sup> )	Espacio Poroso (%)
Bramadero	Pradera	0-15	2,01	0,87	56,7
		15-40	2,11	0,85	59,7
Osorno	Bosque	0-15	2,39	0,83	65,0
		15-40	2,33	0,87	62,4
	Pradera	0-15	2,28	0,83	63,6
		15-40	2,39	0,81	66,2
Pemehue	Bosque	0-15	1,92	0,50	73,9
		15-40	2,01	0,55	72,1
	Pradera	0-15	2,1	0,69	66,9
		15-40	2,22	0,68	69,2
	Bosque	0-15	2,11	0,56	72,5
		15-40	2,01	0,58	76,4

Nota: Suelos ordenados de mayor a menor grado de evolución.

\*Valores promedio

Para medir las tensiones que se generaron en los suelos a medida que cambió el contenido de agua, se utilizaron diversos sensores instalados a diferentes niveles de profundidad.

**3.1.2.1 Densidad aparente, densidad real y espacio poroso.** La densidad aparente se determinó mediante cilindros metálicos de 365 cm<sup>3</sup>, y usando 10 repeticiones (HARTGE, 1971).

La densidad real se determinó mediante la metodología del pesaje sumergido. El volumen de suelo se obtiene por la diferencia entre el peso en seco y el peso sumergido (desplazamiento = volumen). Para ello, se pesaron en forma separada 50 g de suelo seco a 105° C y un matraz seco de 500 ml.. Luego, se agrega el suelo al matraz y se pesa el conjunto. A continuación, se agrega agua destilada hasta aproximadamente la mitad de la capacidad del matraz, sometiéndolo al vacío durante 30 minutos. Se afora, se pesa el conjunto y se mide la temperatura de la suspensión. Finalmente, se lava el matraz que se sometió al vacío, se afora sin suelo, se pesa el conjunto y se mide la temperatura del agua bajo estas condiciones. La densidad real corresponde al peso seco del suelo, dividido por el volumen de suelo, sin considerar la porosidad que lo rodea (HARTGE, 1971; FORSYTHE, 1974).

Una vez calculada la densidad aparente y real, es posible calcular la porosidad total por fórmula (HARTGE, 1978).

**3.1.2.2 Tensiómetro (medidor de potencial mátrico).** El tensiómetro consiste de una cabeza porosa, generalmente de material cerámico, conectada a un tubo de PVC y un tapón de silicona (Anexo 1). Estos son aparatos de medida indirecta de la humedad del suelo, donde se mide el potencial del agua para encontrar el valor de humedad en la curva característica del suelo, que es específica para una capa u horizonte del suelo. Estos aparatos presentan una sensibilidad aproximada entre 0 y 70 - 80 kPa (DIRKSEN, 1999).

**3.1.2.3 Lector electrónico (sensor de aguja para registrar grado de vacío).** Estos aparatos son compatibles para ser usados con cualquier serie de tensiómetros de tubo que se encuentren en el mercado. El funcionamiento principal está basado en el uso de una aguja hipodérmica, la que se introduce a través del tapón de silicona y que mide la succión al interior del tubo (Anexo 2).

El tapón usado para cerrar el tubo está compuesto de una silicona especial, con un compuesto sintético que tiene propiedades sellantes.

El tensiómetro electrónico usa la aguja para perforar el tapón encima del tubo y medir el vacío (succión) en el interior de éste.

**3.1.2.4 Sensor de tensión Watermark.** Está formado por dos electrodos concéntricos emparentados en un conglomerado especial, sujetado por una membrana sintética y plásticos especiales; además está encapsulada en una robusta funda de acero inoxidable. Correctamente instalado responde rápidamente a los cambios de humedad del suelo; además no precisan de calibración, no requieren mantenimiento y pueden dejarse en el suelo durante temporadas enteras (Anexo 3a).

**3.1.2.5 El medidor electrónico Watermark.** Diseñado para un fácil manejo. La conexión al sensor Watermark se realiza mediante los cables de éste provisto de pinzas. Percibe en un instante la resistencia entre los dos electrodos y traduce dicha lectura a la tensión de extracción de humedad del suelo expresada en kPa. Un solo medidor sirve para la lectura de cualquier número de sensores, ya que es completamente portátil e independiente. Lectura digital entre 5 y 200 kPa (Anexo 3b).

**3.1.3 Lugar y época en que se realizó el trabajo.** El estudio se realizó en la Universidad Austral de Chile, en el Instituto de Ingeniería Agrarias de Suelos, entre Septiembre de 2003 y Marzo de 2004.

## **3.2 Metodología**

**3.2.1 Toma de muestras.** De cada tipo de suelo en estudio se extrajeron dos muestras, una bajo pradera y otra bajo bosque, sin repeticiones. Estas

muestras inalteradas se extrajeron con cilindros de PVC de diámetro de 30 cm y 75 cm de alto (53,01 L de capacidad); cada cilindro fue enterrado por medio de un mecanismo de golpes (Anexo 4), La extracción de las muestras no generó asentamiento, por cuanto el nivel superficial interno y externo no tuvieron diferencias. Posteriormente los cilindros fueron llevados al laboratorio. La distancia máxima entre los puntos de extracción entre distintos usos de un mismo tipo de suelo fue de 200 m.

**3.2.2 Manejo y mantención de las muestras.** Previo a cada tratamiento, las muestras fueron colocadas en recipientes con agua, simulando un nivel freático para evitar que se sequen y contraigan, de tal forma que se mantuvieran lo menos alteradas y conservaran su estado inicial.

**3.2.3 Preparación de los sensores.** Antes de llevar a cabo la instalación de estos aparatos, previamente los tensiómetros de tubo fueron acondicionados. Esta preparación consistió básicamente en colocar el extremo del tubo que posee la cerámica en un recipiente lleno de agua durante un determinado tiempo y luego fue puesto el tapón de silicona. Inmediatamente después, se le aplicó vacío con una jeringa especial y así producir una succión hacia el interior. Lo que se logra con ésto, es que la cerámica porosa se empape internamente de agua y pase algo de agua hacia el interior del tubo. El paso siguiente consistió en llenar completamente con agua limpia el tensiómetro y libre de burbujas (destilada o hervida); el llenado se hizo de tal forma que quede un espacio libre entre el nivel de agua en el tubo y el punto inferior del tapón de silicona. Este espacio debe de ser de cerca de 1 cm, para que la aguja del tensiómetro electrónico tome la información desde el medio gaseoso. Una vez llenos se taparon, quedando listos para funcionar.

El Watermark, por su parte, sólo requiere un período de saturación previo a la instalación.

**3.2.4 Ubicación de los tensiómetros y sensores de humedad en los cilindros con suelo.** Para medir los potenciales de agua en el perfil del suelo se procedió a ubicar tensiómetros a 10, 15, 20, 30 y 40 cm de profundidad, en tanto los sensores de humedad Watermark fueron ubicados a 10 y 15 cm de profundidad.

Se realizaron dos tipos de estudio:

#### Estudio 1

Se monitoreó el avance del frente de agua durante 24 horas en suelos cercanos a saturación provistos con un nivel freático artificial (Anexo 5) ubicado a los 60 cm de profundidad, después de un aporte superficial de agua equivalente a 30 mm de precipitación, que equivalen aproximadamente a 2.1L de agua.

#### Estudio 2

Con el mismo set de muestras de suelo y de sensores se monitoreó la variación de la tensión durante un secado de 95 días en suelos sin nivel freático, partiendo de un estado casi saturado.

**3.2.5 Riegos.** Al tratamiento con nivel freático, que corresponde al estudio 1, se le aplicó un riego al inicio de la medición; este riego simuló una lluvia de 30 mm.

**3.2.6 Frecuencia de las mediciones en el laboratorio.** Las mediciones para el estudio con nivel freático artificial (estudio 1) se realizaron después de haberle aplicado el riego de 30 mm, a intervalos de tiempo de 2, 4, 8, 16 y 32 min; luego 1, 2 y 24 h. Una vez terminada la medición de las 24 h, el suelo se dejó en reposo por 48 h; pasado este tiempo se volvió a regar dos veces con 30 mm y medir, generando dos repeticiones. En cada repetición, antes del riego se realizó una medida para conocer la condición inicial de tensión del suelo. Para el estudio sin nivel freático (estudio 2) también se tomó una medida inicial para

conocer su condición de partida. En este tratamiento las muestras fueron sometidas a un período de secado de 95 días (temperatura media de 20 °C).

**3.2.7 Cálculo de la conductividad hidráulica.** Para el cálculo teórico de la conductividad se utilizó la metodología descrita por BECHER (1970), bajo condiciones no estacionarias. La conductividad hidráulica en fase no saturada ( $K_{ns}$ ) se calcula a partir de una combinación de la ecuación de Darcy (1) con la ecuación de continuidad de flujo (2):

$$Q = K_{ns} \cdot grad\psi \quad ; \quad -\frac{\partial v}{\partial \chi} = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1) (2)$$

Donde:

$Q$ : Cantidad de flujo por superficie y tiempo ( $cm^3 \cdot cm^{-2} \cdot seg^{-1}$ )

$K_{ns}$ : Conductividad hidráulica en fase no saturada ( $cm \cdot seg^{-1}$ )

$grad\psi =$  gradiente hidráulico  $\frac{\Delta\psi}{\Delta L}$  ( $cm \cdot cm^{-1}$ )

$\frac{\partial \theta}{\partial t}$  = La ecuación de continuidad de flujo, expresa que la suma algebraica de la cantidad de agua que entra en un volumen dado de suelo y que sale de ese mismo volumen en la unidad de tiempo es igual a la variación (aumento o disminución) de agua en ese volumen.

$\frac{\partial v}{\partial \chi}$  = Indica un flujo en una dirección (vertical) donde ( $v$ ) es el flujo en la

dirección ( $\chi$ ).

Sustituyendo  $Q$  (cantidad de agua por unidad de superficie y unidad de tiempo,  $cm^3 \cdot cm^{-2} \cdot seg^{-1}$ ).

$$Q = \frac{v}{A \cdot \Delta t} \quad (3)$$

Donde:

$v$  = Volumen de flujo de agua ( $cm^3$ )

$A$  = Sección del tubo ( $cm^2$ )



$\Delta t =$  Tiempo (seg)

Entonces tenemos

$$K_{ns} = \frac{v}{A \cdot \Delta t \cdot \frac{\Delta \psi}{\Delta L}} \quad (4)$$

En esta ecuación  $v$  es desconocido. Considerando  $L$  como el espacio a recorrer del agua entre los tensiómetros, se tiene a un determinado tiempo  $t_1$  un contenido de agua  $\theta_{s1}$  en el nivel superior y  $\theta_{i1}$  en el nivel inferior, mientras que al tiempo  $t_2$  un  $\theta_{s2}$  en el nivel superior y  $\theta_{i2}$  en el nivel inferior.

El agua escurrida en el tiempo  $\Delta t = t_2 - t_1$  trae consigo un cambio en el contenido de agua para ambos niveles.

$$\theta_{s1} - \theta_{s2} = \Delta \theta_s \quad (5a)$$

$$\theta_{i1} - \theta_{i2} = \Delta \theta_i \quad (5b)$$

De ésto se desprende que:

$$\frac{\Delta \theta_s + \Delta \theta_i}{2} \cdot \Delta L = \overline{\Delta \theta} \cdot \Delta L \quad (6)$$

Corresponde a la variación promedio del contenido de agua en la distancia  $\Delta L$ .

Como esta ecuación es semejante a la ecuación de la continuidad (2), se desprende que:

$$v = \overline{\Delta \theta} \cdot \Delta L \cdot A \quad (7)$$

Para poder recurrir a las ecuaciones diferenciales, las gradientes de contenido de agua y tensión entre bloques se consideran lineales en los trayectos utilizados (10 cm).

Otra variable que queda por calcular es la gradiente:

$$grad = \frac{\Delta \psi}{\Delta L} \quad (8)$$

Junto con la variación del contenido de agua, varía también la tensión, tanto en el nivel inferior como en el superior; de allí que debe calcularse la gradiente media (BECHER, 1970).

A un tiempo  $t_1$ , las tensiones del nivel superior e inferior tendrán las siguientes gradientes:

$$grad\Psi_1 = \frac{\Psi_{s1} - \Psi_{i1}}{\Delta L} \quad (9)$$

En un tiempo  $t_2$  la tensión en el nivel superior será  $\psi_{s2}$  y en el nivel inferior  $\psi_{i2}$ , de donde:

$$grad\Psi_2 = \frac{\Psi_{s2} - \Psi_{i2}}{\Delta L} \quad (10)$$

Como es necesario considerar el potencial gravitacional en el flujo vertical, se tiene:

$$\frac{\Psi - L}{L} = \frac{\Psi}{L} - 1 \quad (11)$$

Por lo que la gradiente media será:

$$\overline{grad\Psi} = \frac{grad\Psi_1 + grad\Psi_2}{2} - 1 \quad (11 a)$$

A tensiones mayores de 1000 hPa en niveles superiores del suelo, el potencial gravitacional puede desestimarse, ya que el error a incurrir es muy pequeño (BECHER, 1970), con lo que:

$$\overline{grad\Psi} = \frac{grad\Psi_1 + grad\Psi_2}{2} \quad (12)$$

Combinando las igualdades (7) y (11a) ó (12) con la igualdad (4), se obtiene:

$$K_{ns} = \frac{\overline{\Delta\theta} \cdot \Delta L \cdot A}{A \cdot \Delta t \cdot grad\Psi} \quad (13)$$

Por lo tanto simplificando para una gradiente dada, se obtiene:

$$K_{ns} = \frac{\Delta L}{\Delta t} \cdot \frac{\overline{\Delta\theta}}{grad\Psi} \quad (14)$$

## 4 PRESENTACION Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS

### 4.1 Relación de la distribución del espacio poroso y retención de agua de los suelos analizados.

En el Cuadro 5, se presenta la distribución del espacio poroso para cada suelo y su respectivo uso. En las Figuras 1 a 3 se presentan la relación entre tensión y contenido de agua.

**CUADRO 5: Distribución del espacio poroso de los suelos analizados, muestras de (0 - 15) y (15 - 40) cm de profundidad.\***

Serie	Porosidad del suelo (%)					
	Bramadero		Osorno		Pemehue	
	Pradera	Bosque	Pradera	Bosque	Pradera	Bosque
<b>0-15 cm</b>						
PDR >50 $\mu\text{m}$	6,1	13,1	9,3	23,9	7,2	18,0
PDL 10-50 $\mu\text{m}$	8,3	12,6	10,2	13,3	12,4	12,6
PAU 10-0,2 $\mu\text{m}$	16,3	19,6	19,5	14,6	23,7	19,4
PAI <0,2 $\mu\text{m}$	26,0	19,7	24,6	22,1	23,6	22,4
Porosidad total (%)	<b>56,7</b>	<b>65,0</b>	<b>63,6</b>	<b>73,9</b>	<b>66,9</b>	<b>72,5</b>
<b>15-40 cm</b>						
PDR >50 $\mu\text{m}$	6,9	12,5	12,5	19,1	12,0	15,3
PDL 10-50 $\mu\text{m}$	10,9	11,4	11,2	15,4	14,6	11,7
PAU 10-0,2 $\mu\text{m}$	20,6	18,2	18,5	21,2	23,0	27,3
PAI <0,2 $\mu\text{m}$	21,3	20,2	24,0	16,4	19,6	22,1
Porosidad total (%)	<b>59,7</b>	<b>62,4</b>	<b>66,2</b>	<b>72,1</b>	<b>69,2</b>	<b>76,4</b>

**Nota:** Suelos ordenados de mayor a menor grado de evolución. PDR= Poros de drenaje rápido; PDL= Poros de drenaje lento; PAU= Poros de agua útil; PAI= Poros de agua inútil. \* Valores promedio.

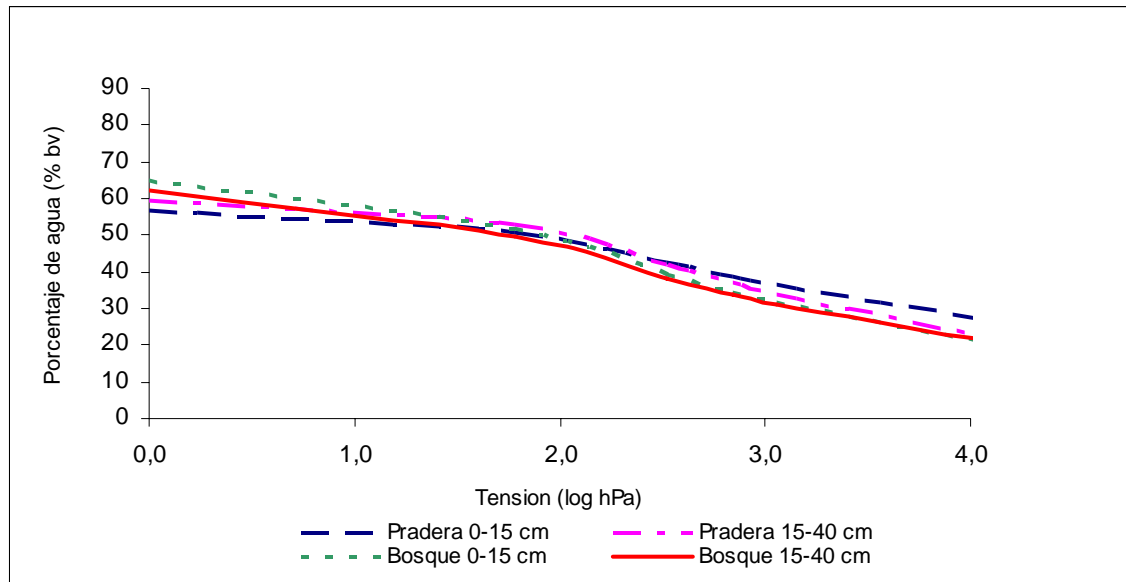
La distribución del espacio poroso mantiene una estrecha relación con la estructura del suelo (BAVER y GARDNER 1973), presentando mayor porosidad gruesa (>10 $\mu\text{m}$ ) los sitios bajo bosque. El pisoteo superficial en la pradera genera una disminución de la porosidad respecto a las muestras subsuperficiales. Tanto bajo uso de pradera como bosque, es posible observar

la tendencia a la disminución del espacio poroso en relación con la edad del suelo volcánico.

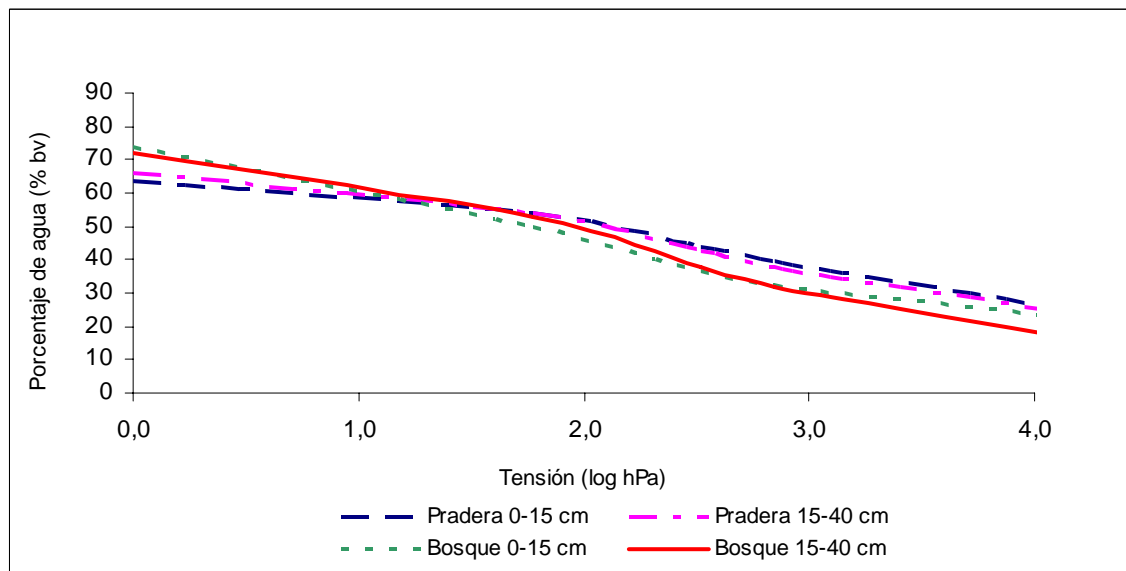
En las Figuras 1 a 3 se puede ver claramente que los suelos bajo uso de bosque, tanto en superficie como en profundidad, retienen un mayor contenido de agua a bajas tensiones, siendo levemente superior en las muestras de bosque superficial (0 – 15 cm). Debido a las características estructurales de los suelos trumao, también en pradera el contenido de poros de drenaje es relativamente alto, principalmente en profundidad (Cuadro 5). Entre las diferentes series, Osorno presenta el mayor contenido de porosidad secundaria en bosque superficial, seguido por la Serie Pemehue y Bramadero; en profundidad, se mantiene la misma tendencia por parte de los suelos (Cuadro 5).

En los suelos bajo uso de pradera ocurre lo contrario, ya que en todas las series el mayor contenido de poros de drenaje corresponde a las muestras subsuperficiales. Al comparar los valores de pradera con los de bosque, tanto en pradera superficial como profunda es posible observar un menor contenido de porosidad secundaria en los suelos de pradera. Las mayores diferencias de poros se presentan en el bosque de 15 – 40 cm, lo que asegura la mayor presencia de poros secundarios, en el rango de tensiones de este estudio; sin embargo, al desaturarse por secado, la disminución de  $K_{ns}$  será también mayor que en las praderas.

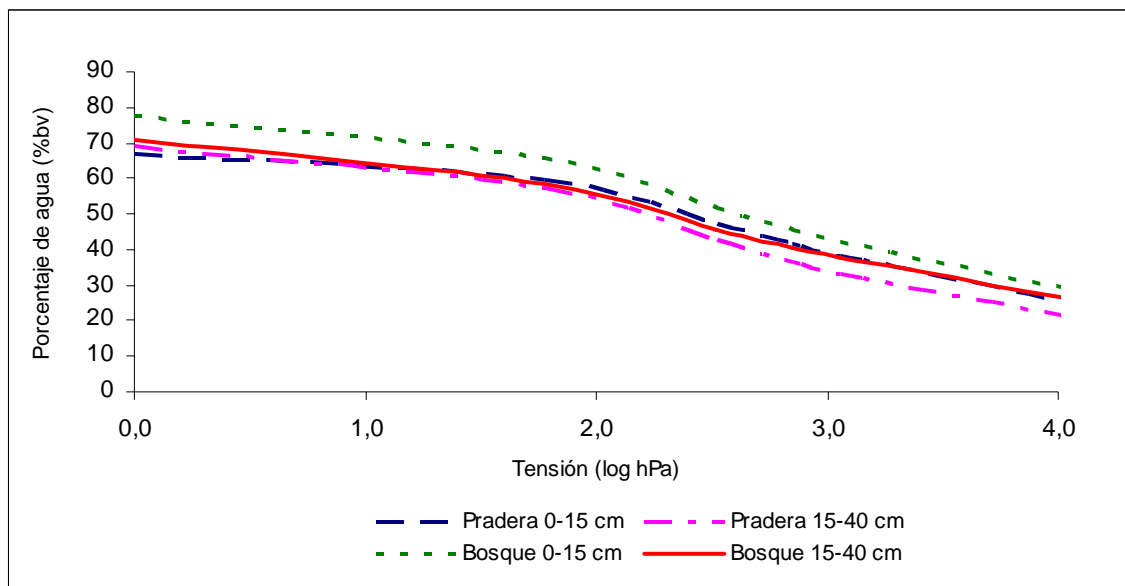
El menor contenido de espacio poroso en pradera está provocado por la frecuencia y el tiempo del uso del suelo, que generalmente es más intenso y/o degradante, y que por lo general afecta principalmente a las estratas superficiales. En el Cuadro 5, se aprecia que, en las tres series con uso de pradera, tanto en superficie como en profundidad dominan los poros de un diámetro inferior a 10 micrones. Con respecto al contenido de poros menores a



**FIGURA 1: Curva de retención de agua para la Serie Bramadero.**



**FIGURA 2: Curva de retención de agua para la Serie Osorno.**



**FIGURA 3: Curva de retención de agua para la Serie Pemehue.**

0,2 micrones, para todas las series y sus respectivos usos, el contenido de poros en este rango es alto. En general, los suelos presentaron una distribución homogénea para todos los grupos de poros.

Según la distribución de poros (Figuras 1 a 3), para los suelos que están bajo uso de bosque, tanto en superficie como en profundidad, se podría esperar una mayor velocidad de infiltración, a tensiones bajas (cercana a saturación) por efecto de su macroporosidad, superior a aquellos que están sometidos bajo uso de pradera.

El manejo agropecuario del suelo modifica en el mediano plazo a la estructura, la cual a su vez depende de la intensidad de uso y del tiempo de utilización de éste. Junto con el cambio estructural, debería cambiar la magnitud y dirección de los flujos de agua y aire (ELLIES *et al*, 1997). Al hacer una comparación entre las praderas, se podría esperar una mayor velocidad de infiltración en aquellas que presentan un mayor contenido de macroporosidad,

siguiendo el ordenamiento en Serie Osorno, Pemehue y al final Bramadero, que presenta el menor contenido de porosidad gruesa.

Según lo señalado por Ellies (1975), citado por VYHMEISTER (1980) un suelo que posea un mayor porcentaje de poros medios sufrirá un mayor secado en profundidad, debido a una mayor conductividad hidráulica. Por otra parte, la ascensión capilar debería ser mayor en los suelos que poseen una mayor proporción de poros finos. Consecuencia de todo lo anterior, se debería esperar que los suelos bajo uso de bosque tengan una alta conductividad hidráulica en fase no saturada en todos los rangos de tensiones, mientras que en los suelos bajo pradera la conductividad será alta solamente donde domine determinada fracción de poros.

#### **4.2 Variación de la tensión del agua en el perfil del suelo al aplicar un riego con presencia de nivel freático.**

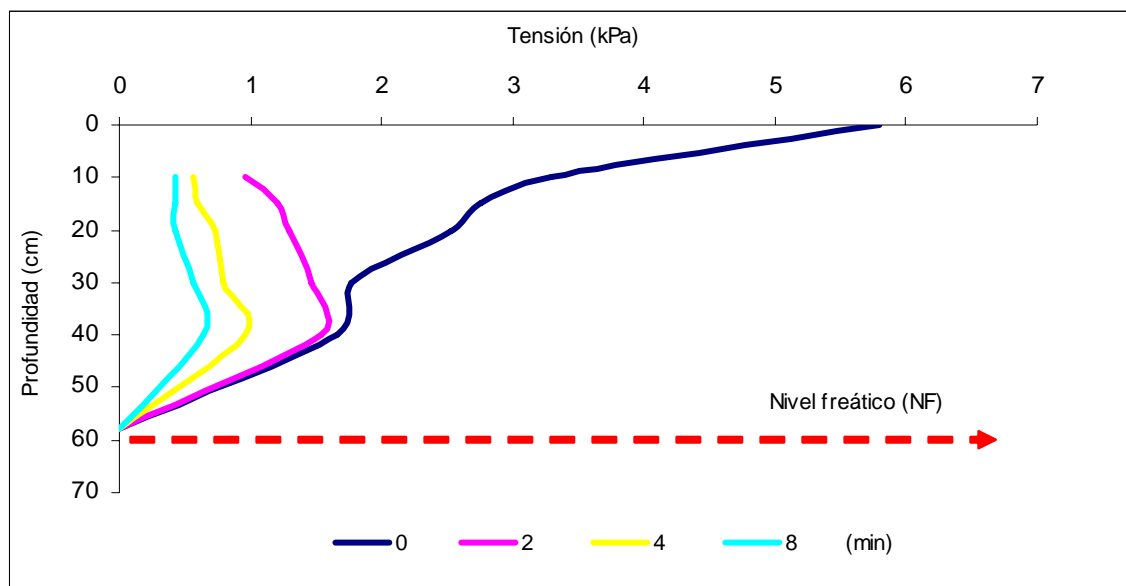
Los problemas primarios relacionados con el flujo de agua son la rapidez de infiltración en la superficie, la profundidad de la mojadura y la distribución del agua en la columna de suelo en varios espacios de tiempo, especialmente la distribución después del riego. La rapidez de infiltración, y la rapidez de avance del frente de mojadura, se hacen notablemente más lentos con el tiempo (BAVER y GARDNER 1973).

Los suelos sometidos a usos que conservan la estructura (bosque nativo, pradera artificial) presentan una alta estabilidad al agua o una baja variación del diámetro medio de sus poros, con lo cual no se altera sustancialmente el flujo del agua (ELLIES *et al.*, 1997).

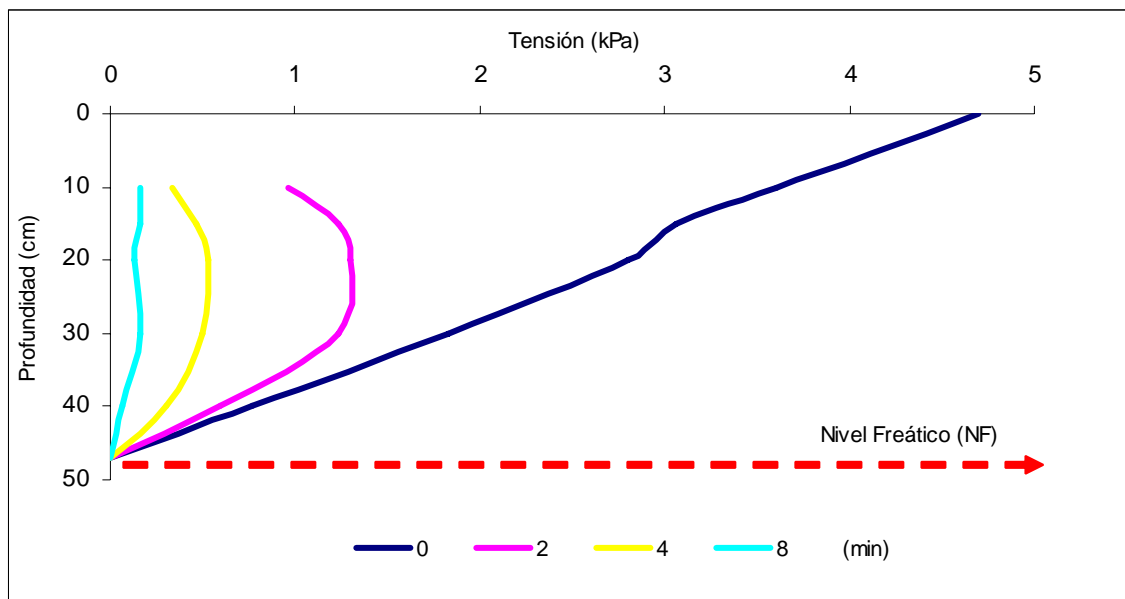


En las Figuras 4 a la 15 se puede apreciar el desarrollo de las tensiones de agua en profundidad de las columnas de suelo después de aplicar un riego. Estas figuras corresponden a los tratamientos con un nivel freático artificial.

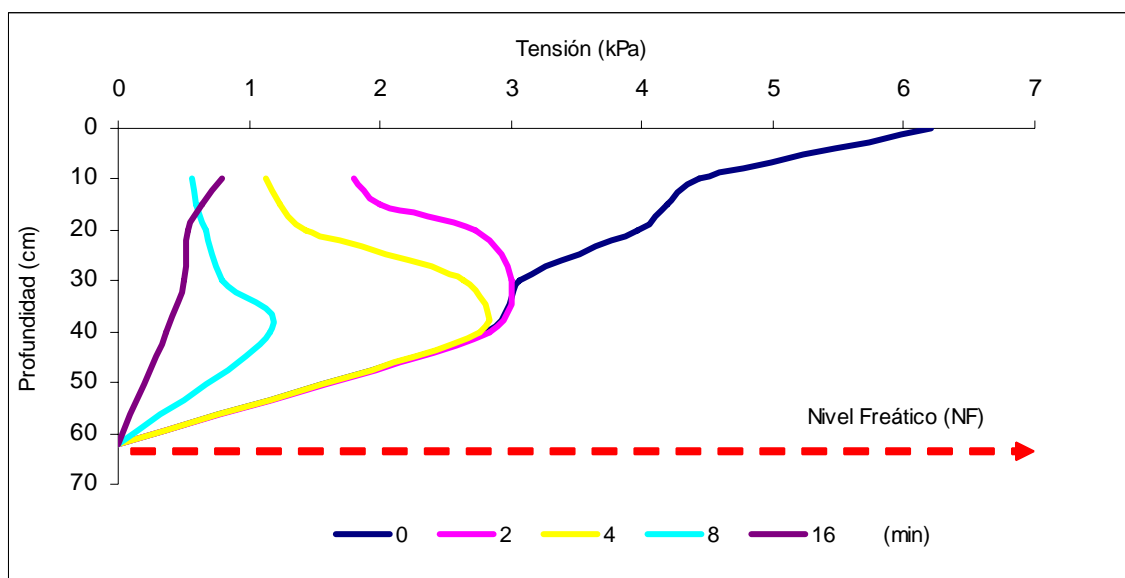
**4.2.1 Uso bajo bosque de las series en estudio.** En las Figuras 4, 5 y 6 se presenta la disminución de la tensión del agua a través del tiempo, al aplicar un riego de 30 mm. En el eje de las ordenadas, se presenta la profundidad (cm), el eje de las abscisas corresponde a las tensiones en kilo Pascales (kPa). La recta de los cero minutos corresponde a la medición realizada antes del riego. Una vez aplicado el riego, se aprecia un avance rápido en profundidad del frente de mojado para las tres series, siendo este descenso más constante y rápido en la Serie Osorno, seguido por Pemehue y Bramadero.



**FIGURA 4:** Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Osorno (bosque) después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático).



**FIGURA 5: Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Pemehue (bosque) después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático).**

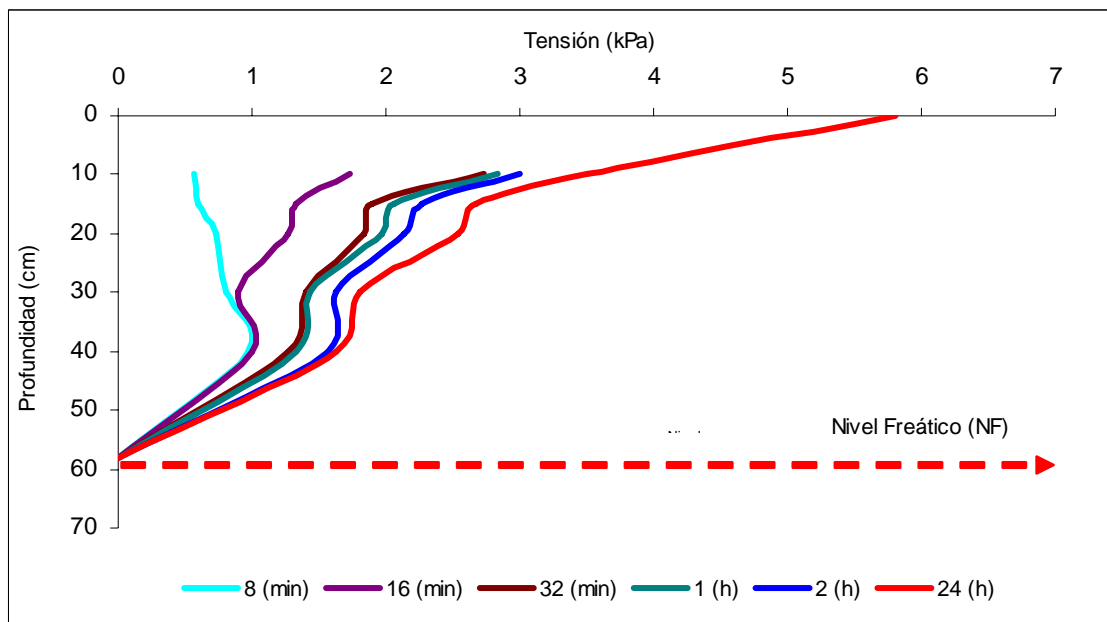


**FIGURA 6: Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Bramadero (bosque) después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático).**

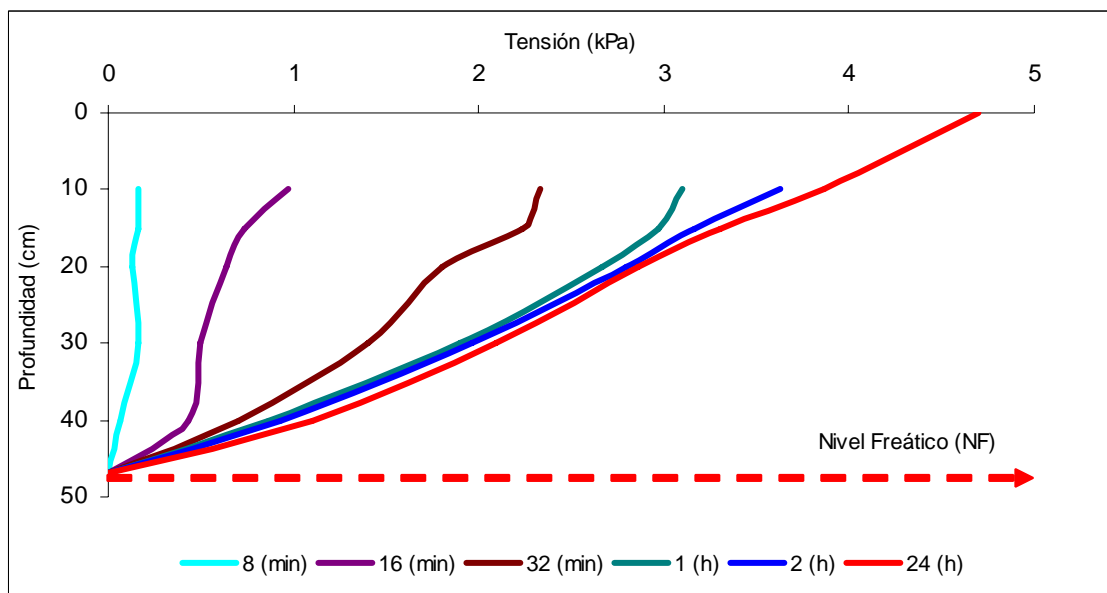
El frente de mojadura hace que los suelos lleguen a una situación de equilibrio (igualdad de tensiones en profundidad) entre las estratas superiores e inferiores al poco tiempo (8 min para series Osorno y Pemehue, 16 min para serie Bramadero). La velocidad del descenso del agua concuerda con las proporciones de porosidad gruesa encontrada en estos suelos (Cuadro 5) donde bosque Osorno presenta la mayor cantidad de poros mayores a  $10\mu\text{m}$ , tanto en superficie como en profundidad, seguido por Pemehue y Bramadero.

Los sitios en los cuales el uso asegura mantener una alta porosidad secundaria, presentan una mayor velocidad en los flujos de agua, principalmente en sitios con escasa intensidad de uso del suelo, como sucede bajo bosque, donde la porosidad gruesa es muy alta. Esta porosidad se reduce al mínimo en los sitios bajo una pradera degradada (ELLIES *et al.*, 1997). En el caso de suelos bajo bosque con un alto contenido de materia orgánica, estos se caracterizan por un menor diámetro medio de los agregados y presentan una mayor proporción de agregados estables  $< 2\text{mm}$  de diámetro. Para estos mismos suelos, la variación del diámetro medio ponderado de los agregados después de un tamizado en seco y húmedo es baja, lo cual coincide con el alto contenido de materia orgánica y un alto ángulo de humectación. Los sitios con suelos que se humectan fácilmente, tienden a tener agregados o más bien terrones con un diámetro mayor. Para ambos casos, se puede inferir que en aquellos sitios donde el manejo ha sido degradante para el suelo, el potencial de humectación aumenta (ELLIES *et al.*, 1996), por lo que se espera una menor conductividad.

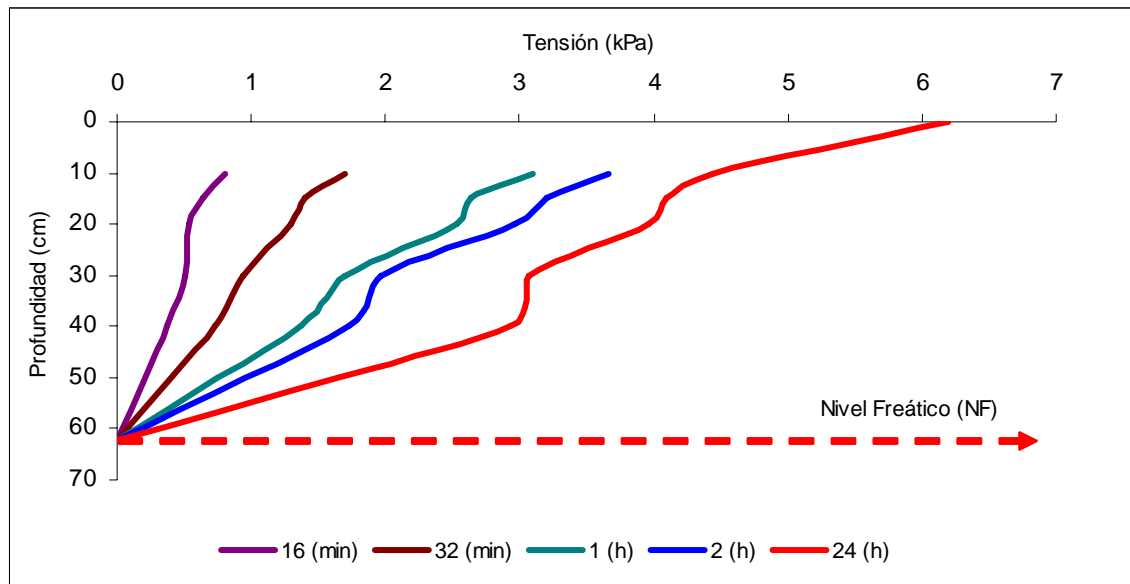
En las Figuras 7, 8 y 9 se presenta el aumento de la tensión del agua a través del tiempo para el uso bajo bosque como consecuencia del secado, a partir de un estado cercano a saturación. El estudio comenzó inmediatamente después de la secuencia de aplicación de los 30 mm.



**FIGURA 7: Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Osorno, bosque (tratamiento con nivel freático).**



**FIGURA 8: Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Pemehue, bosque (tratamiento con nivel freático).**

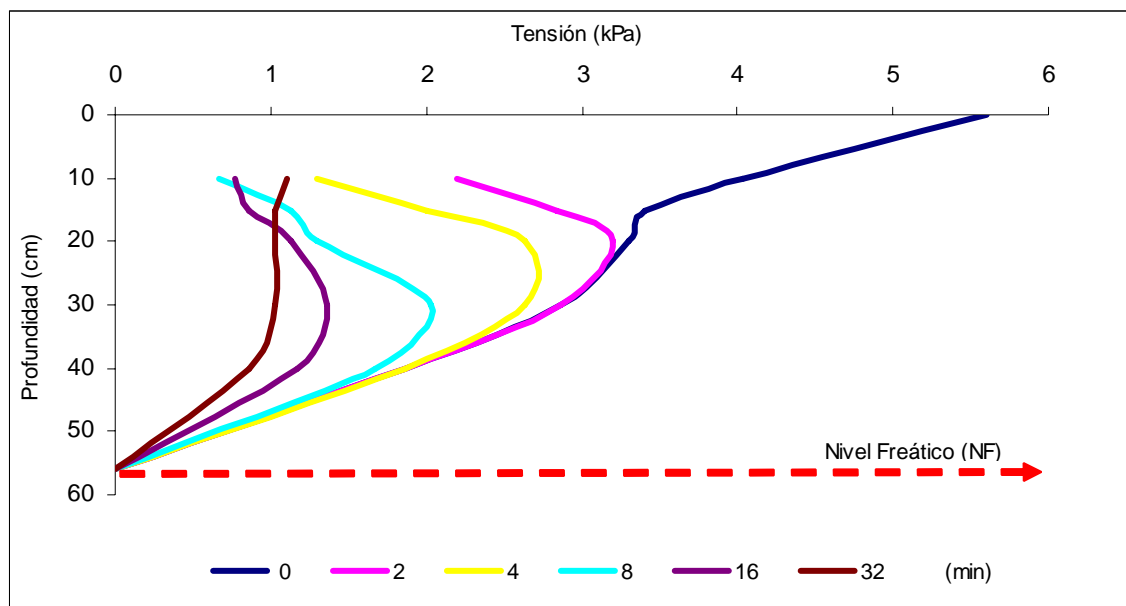


**FIGURA 9: Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Bramadero, bosque (tratamiento con nivel freático).**

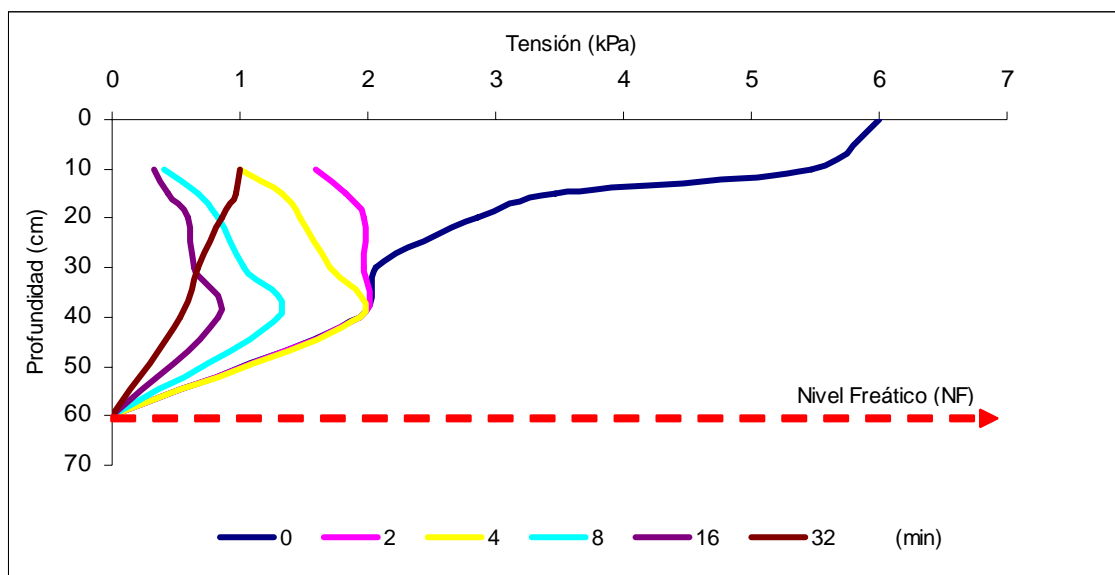
Se aprecia que una vez que se ha alcanzado una mínima tensión en todo el perfil después del riego, se comienza a producir un aumento de la tensión en superficie primeramente; ésto ocurre a los 16 min para las series Osorno y Pemehue, tardándose un poco más en la serie Bramadero (32 min). A medida que transcurre el tiempo, el agua llega al nivel freático y por lo tanto el perfil del suelo comienza a recuperar su estado inicial, produciéndose un aumento de las tensiones en todo el perfil, hasta llegar a la condición antes del riego, donde existía un mayor diferencial de gradiente entre las capas superficiales y subsuperficiales. En las Figura 7 y 8, que corresponden a bosque Osorno y Pemehue, respectivamente, la recuperación al estado de partida es más rápido que en el bosque Bramadero (Figura 9). Al parecer esto es producido porque Bramadero bosque presenta una mayor proporción de poros finos que favorecen la retención de agua (Cuadro 5), lo cual dificulta un rápido secado de este suelo. También es importante señalar el efecto estructural en las series Osorno y Bramadero, que presentan quiebres en el desarrollo de tensiones en

profundidad, tanto previo al riego como reestablecido el equilibrio al cabo de 24 horas. Por su parte la serie Pemehue, mucho más homogénea en su estructura, desarrolla gradientes de tensión mucho más suaves, sin quiebres en el estado de equilibrio con el nivel freático.

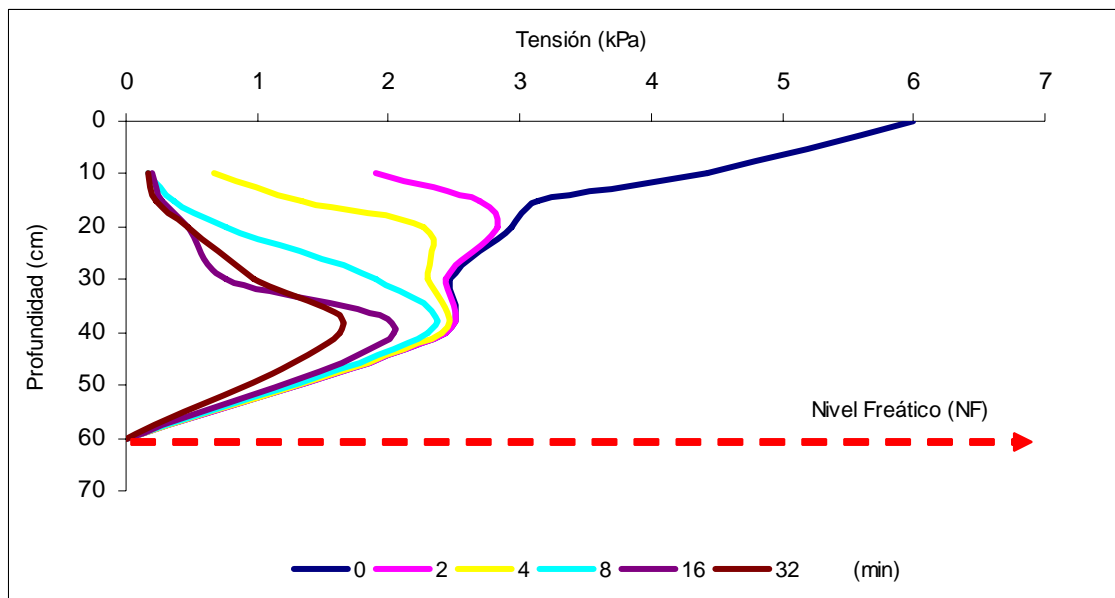
**4.2.2 Uso bajo pradera de las series en estudio.** En las Figuras 10, 11 y 12 se presenta la disminución de la tensión del agua en el transcurso del tiempo para el uso de pradera. Como se dijo anteriormente, la recta de los cero minutos corresponde a la condición inicial del suelo antes de aplicar un riego de 30 mm.



**FIGURA 10: Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Osorno (pradera), después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático).**



**FIGURA 11:** Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Pemehue (pradera), después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático).



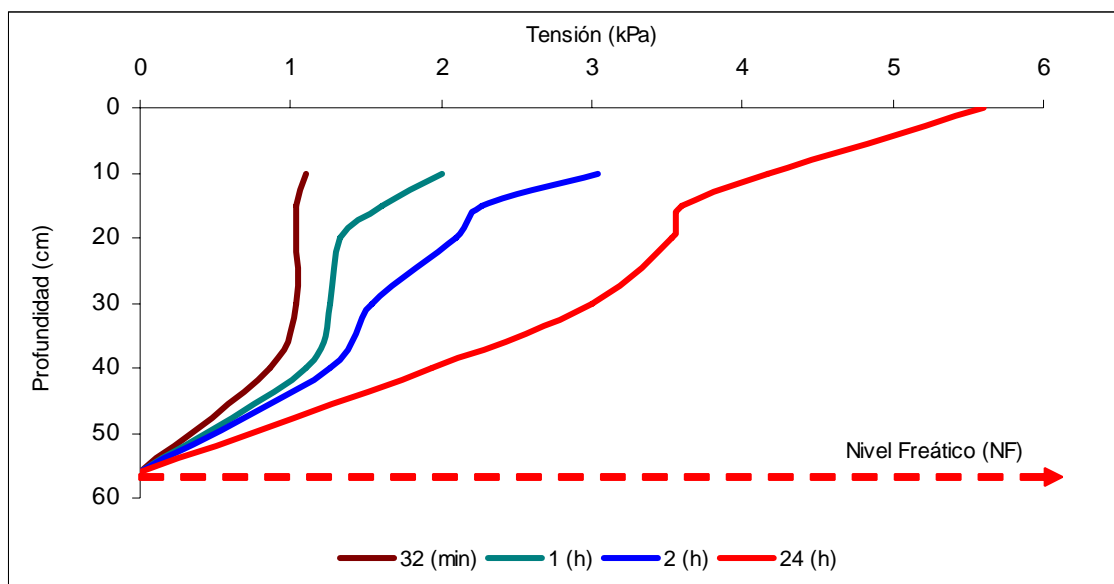
**FIGURA 12:** Disminución de la tensión del agua del suelo Serie Bramadero (pradera), después de aplicar riego (tratamiento con nivel freático).

Existe un descenso rápido de las tensiones hasta los primeros 30 cm para los suelos pradera Osorno y Pemehue, siendo más lenta la Serie Bramadero. Si bien parte del agua desciende, la mayor cantidad está acumulada en la superficie y avanza lentamente hacia las estratas inferiores. Para los suelos Osorno y Pemehue hay un descenso del agua más marcado, debido a que se llega antes a una situación de equilibrio (curva de los 32 min), no mostrando gran diferencia entre las gradientes; por su parte Bramadero, presentó una mayor diferencia entre las gradientes en el perfil. Una de las causas de que el avance del frente sea más lento en pradera Bramadero, es por la menor porosidad total y la escasa proporción de poros de drenaje bajo este uso.

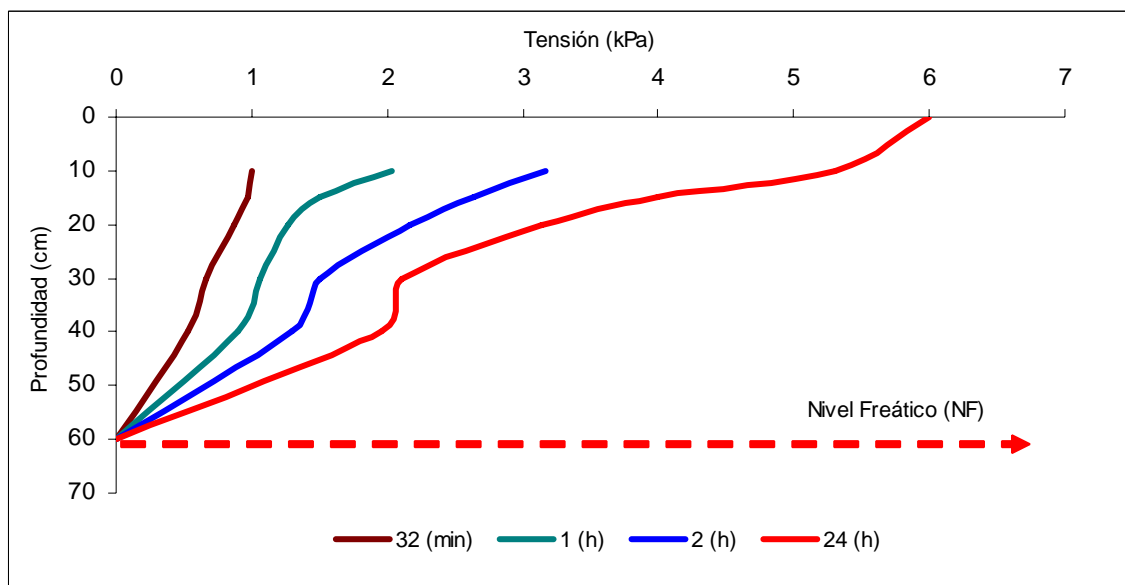
El suelo bajo pradera se tarda más tiempo para llegar a una situación de igualdad de tensión entre las estratas superiores e inferiores, si lo comparamos con el uso bajo bosque. Esto se debe a la menor cantidad de poros de drenaje que presentan los suelos que están sometidos bajo uso de pradera, como consecuencia de la intensidad de uso, lo que disminuye la conductividad hidráulica. La serie Bramadero, incluso, no llega nunca a una distribución homogénea de tensiones en profundidad, el cambio de porosidad gruesa a fina, como consecuencia del uso, provoca flujos más lentos, ya que dominan proporcionalmente poros menores a  $10\mu\text{m}$ .

La recuperación a la condición inicial (fase de secado) que presentaban estos suelos antes del riego se aprecia en las Figuras 13, 14 y 15.

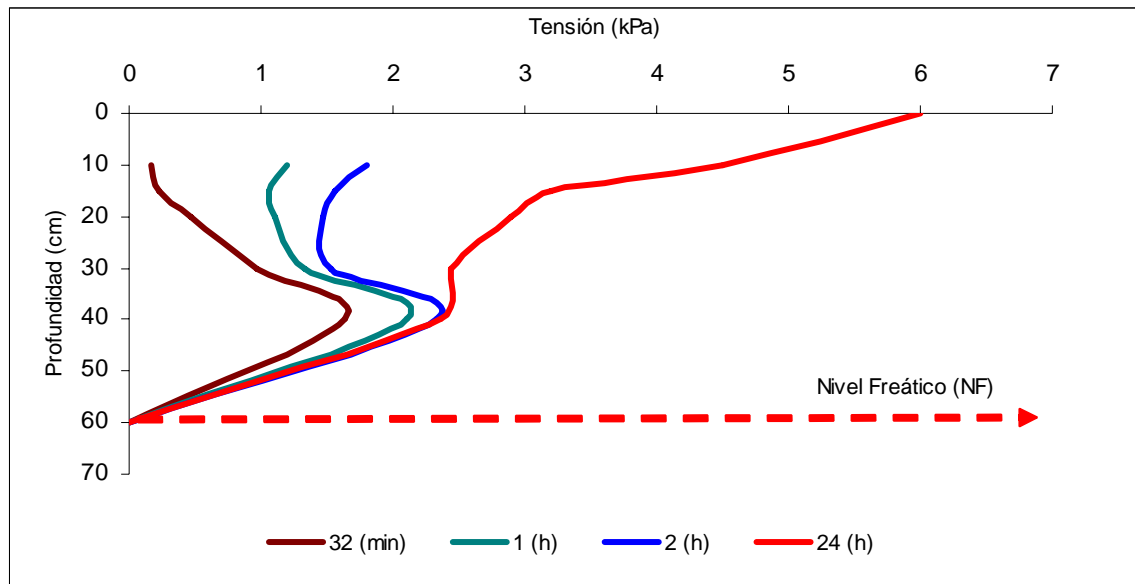




**FIGURA 13: Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Osorno, pradera (tratamiento con nivel freático).**



**FIGURA 14: Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Pemehue, pradera (tratamiento con nivel freático).**



**FIGURA 15: Desarrollo de la tensión hídrica durante el secado inicial del suelo Serie Bramadero, pradera (tratamiento con nivel freático).**

En las series Osorno y Pemehue, a partir de los 40 cm de profundidad, se establece una gradiente homogénea a los 32 minutos, aumentando la tensión hacia la superficie. Dada su mayor densidad aparente, el riego de 30 mm no fue suficiente para lograr un mojado homogéneo en la serie Bramadero (Figura 12), por lo que el inicio del restablecimiento de las gradientes comienza recién al cabo de 1 hora (Figura 15). La velocidad de secado es muy parecida en las series Osorno y Pemehue, en cambio en Bramadero es muy lento. Este orden de secado es razonable, debido a que tanto Osorno como Pemehue presentan menor proporción de poros finos al compararlo con Bramadero, lo que provoca que el avance del agua sea más lento y al mismo tiempo retiene mayor cantidad de agua. El secado se produce lentamente en profundidad y un poco más rápido en superficie, dada la cercanía con el nivel freático.

En la misma Figura 15 se puede apreciar que en las curvas existen quiebres de las gradientes entre los 20 y 40 cm; estos cambios son posiblemente originados por cambios estructurales en el suelo, lo cual implicaría que se presente una variación o discontinuidad de ciertos tamaños de poros. Esta situación, a diferencia de lo que ocurrió en el sitio del bosque, también afectó a la serie Pemehue, ya que el tránsito animal provoca transmisión de tensiones mecánicas en profundidad con cambios en la distribución de poros.

Para todos los suelos estudiados y para ambos usos, al cabo de 24 horas posterior al riego se restablece una distribución de tensiones mátricas similares a la condición previa al riego.

#### **4.3 Variación de la tensión del agua en el perfil del suelo al secarse sin nivel freático (SNF).**

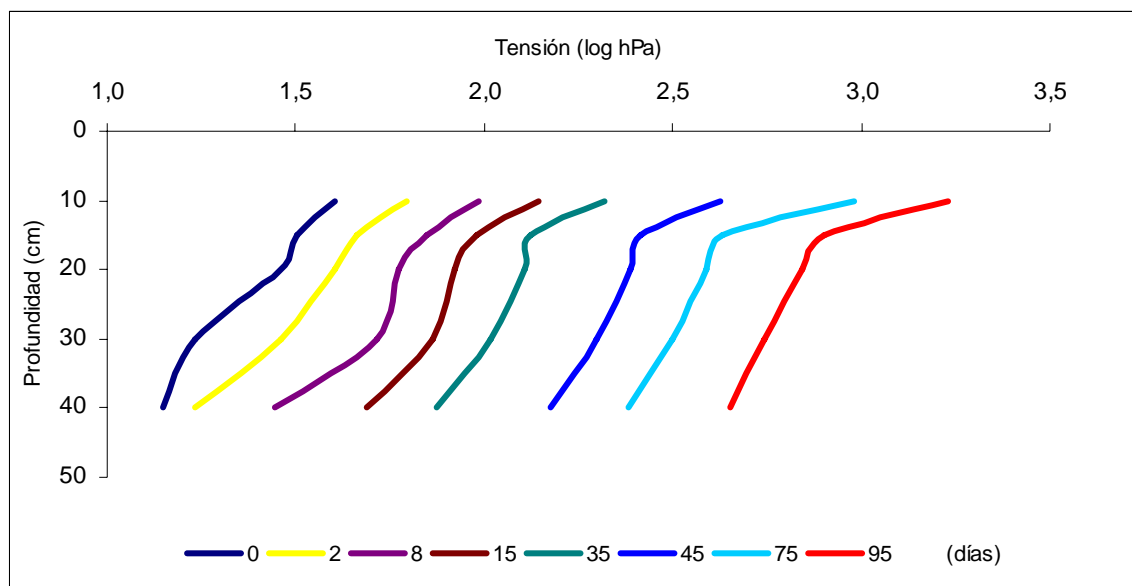
El movimiento del agua en el suelo en condiciones no saturadas varía con el tiempo y de un punto a otro del sistema. La distribución del agua depende del contenido de agua, de la distribución que existe antes de añadir más agua y del flujo en el sistema (GAVANDE, 1972).

A continuación se analizará en forma separada lo que ocurre en los suelos bajo uso bosque y pradera para las distintas series de suelos.

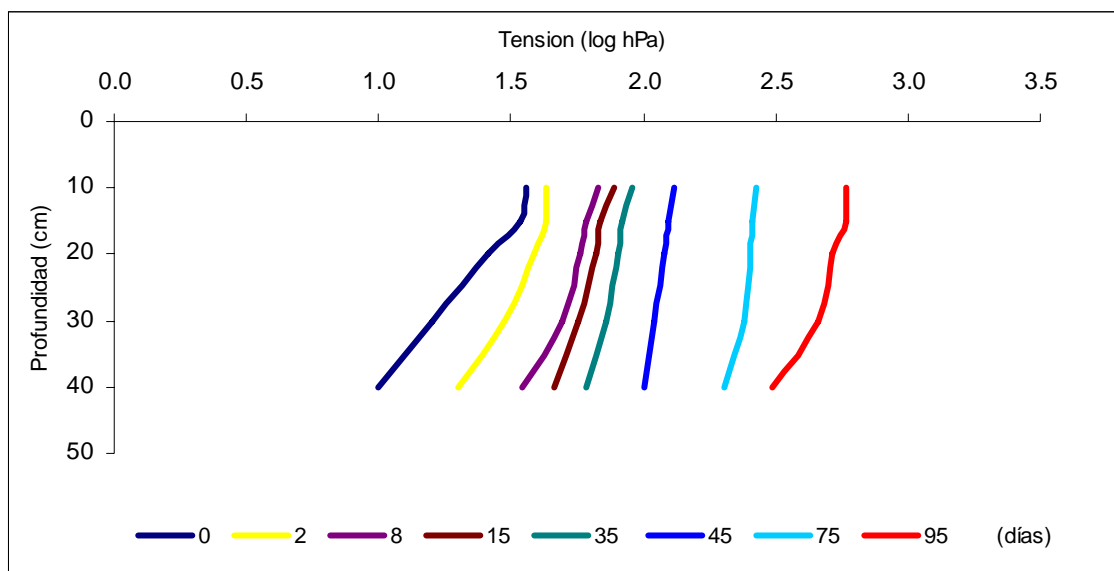
**4.3.1 Suelos bajo uso de bosque.** Las Figuras 16, 17 y 18, presentan la variación de las tensiones en los perfiles de bosque, para los secados de 95 días. El secado inicial para los tres suelos fue relativamente lento, ayudado por la escasa ventilación del lugar. Al final, el proceso de secado fue algo más rápido. Una posible explicación adicional al lento secado de estos suelos podría ser que estas muestras pasaron mucho tiempo con un nivel freático y no alcanzaron altos niveles térmicos internamente. Es decir, debido a su alto

contenido de agua, aumentó el calor específico, con lo cual la gradiente de vapor fue menor.

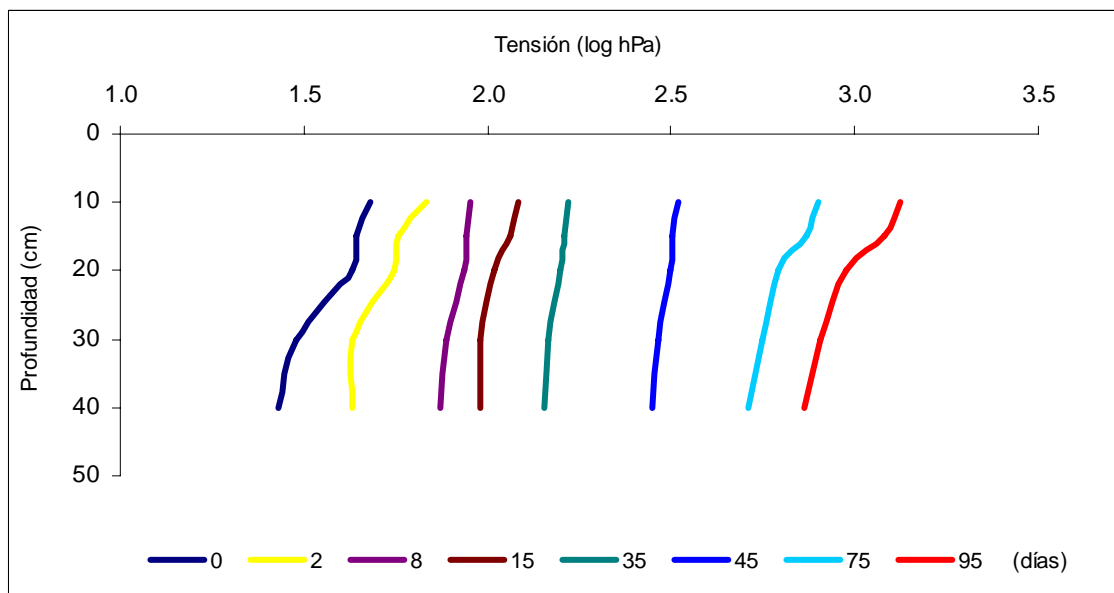
En las Figuras 16, 17 y 18 se puede apreciar la manera en que se desarrolla el proceso de secado en los suelos bajo el uso de bosque sin un nivel freático, al ser afectado por un período extenso de sequía. Los tres suelos bajo uso de bosque experimentan un secado en profundidad levemente diferente. En la serie Osorno, bosque (Figura 16) el secado es menos continuo a lo largo del perfil, con quiebre a 15 cm de profundidad. En cambio las series Pemehue y Bramadero (Figuras 17 y 18) experimentan un secado en profundidad con una mayor continuidad, específicamente a partir del día 8.



**FIGURA 16: Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Osorno, bosque (Tratamiento sin nivel freático, SNF).**



**FIGURA 17: Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Pemehue, bosque (Tratamiento sin nivel freático, SNF).**



**FIGURA 18: Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Bramadero, bosque (Tratamiento sin nivel freático, SNF).**

Un factor importante en estos suelos es que en ellos no se forma un colchón anti-evaporante que impida un secado en profundidad. ELLIES y VHYMEISTER (1981), al trabajar con Andisoles, señalan que una variación en los valores máximos y mínimos de tensión alcanzados para estos suelos puede deberse a las variaciones de la distribución de poros que sufren los suelos con el humedecimiento y secado.

Entonces, es de esperar que el suelo que posea el mayor porcentaje de poros medios sufra un mayor secado en profundidad, debido a una mayor conductividad hidráulica no saturada. A partir del Cuadro 5 se puede deducir que, en el bosque de la serie Osorno, un promedio entre superficie y profundidad cercano al 51% corresponde a poros menores de 10 micrones, mientras que para los suelos Pemehue y Bramadero este rango ocupa un 61% de la porosidad total. Por lo tanto, la mayor proporción de poros medios y finos en el suelo Bramadero, explica que este sufra un secado más homogéneo y más intenso en profundidad que los otros suelos.

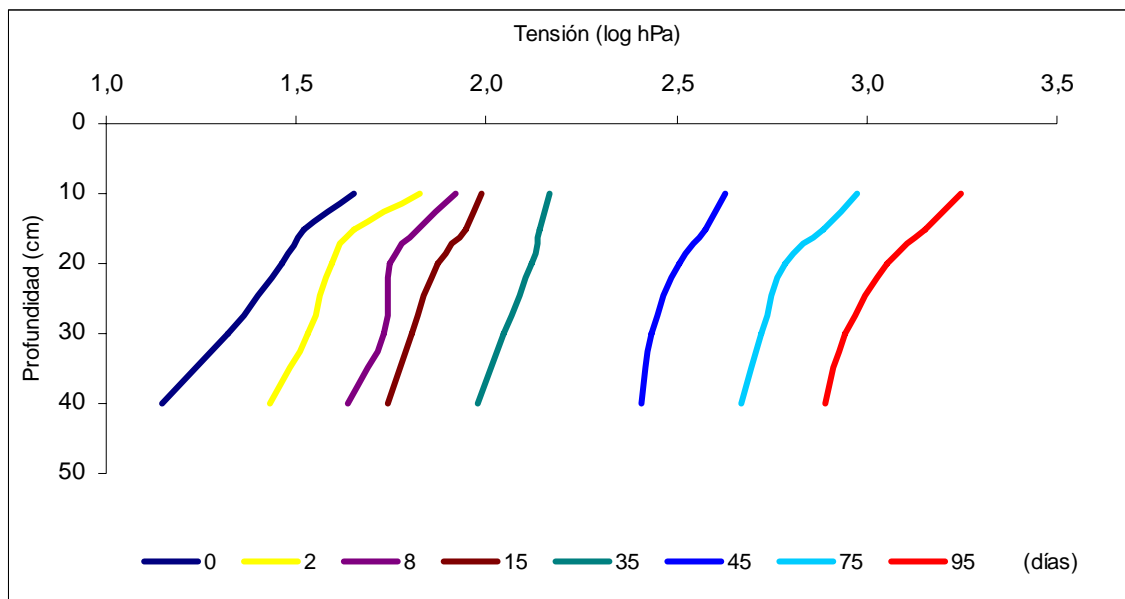
En el suelo bosque Osorno (Figura 16), las gradientes en la capa superficial son más pronunciadas que en los suelos Pemehue y Bramadero. Ellies (1975), citado por VYHMEISTER (1980), señala que esto puede deberse a la mayor cantidad de poros gruesos y a la alta hidrofobia que afectaría a la conductividad hidráulica, especialmente a medida que las tensiones van en aumento. El efecto estructural, en este caso, funcionaría como un colchón anti-evaporante.

El secado parejo en profundidad de estos suelos es especialmente probable cuando estos no tienen nivel freático. Como se observa en las Figuras 16, 17 y 18, las gradientes superficiales de los suelos son más notorias, principalmente para el suelo Osorno, bosque. Esto se explicaría debido a que

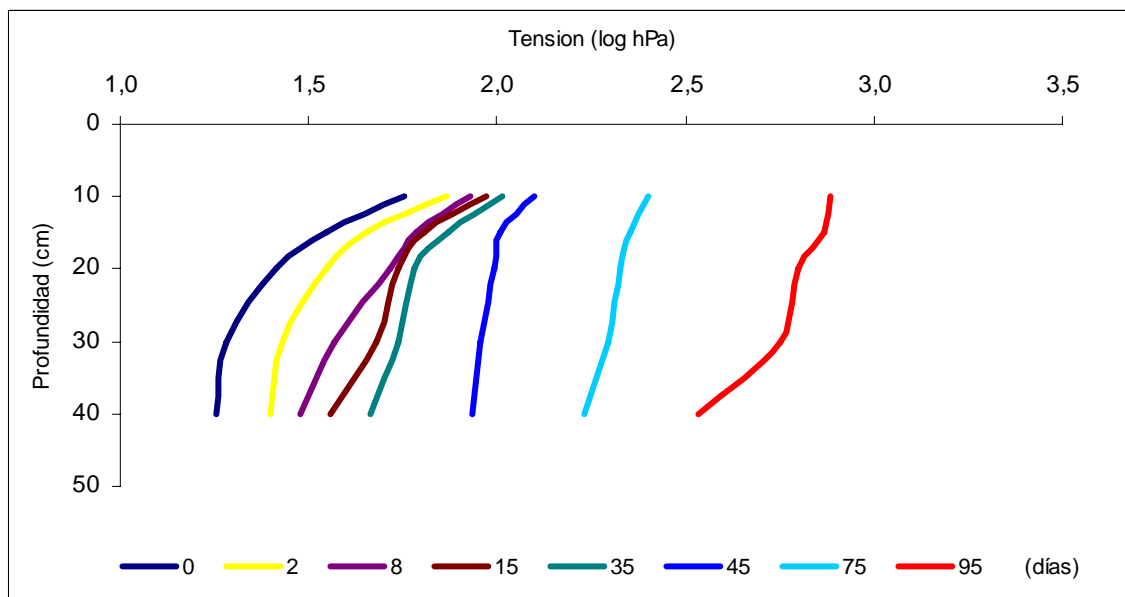
no hay una constante reposición del contenido de agua a partir de un nivel freático.

VYHMEISTER (1980), señala que un factor que podría favorecer el rápido y constante secado de estos suelos en profundidad es la pérdida por movimiento de vapor de agua. Este tipo de movimiento de agua se ve favorecido por el alto volumen de poros en estos suelos, por ser éstos muy sueltos se permite un fácil intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera.

**4.3.2 Suelos bajo uso de pradera.** En las Figuras 19, 20 y 21 se puede apreciar cómo varía la tensión del agua en el perfil del suelo al secarse el sector bajo pradera. Al inicio del experimento, al igual que el caso anterior, se aprecia que el secado superficial fue un poco más intenso en superficie, especialmente para Pemehue (Figura 20), donde se aprecia una diferencia un poco mayor de gradiente entre las estratas superiores y las inferiores. Para los suelos Osorno y Bramadero esta diferencia de gradiente es menos notoria. Al final del experimento, se aprecia un aumento importante de las tensiones en todo el perfil del suelo. La alta proporción de poros finos  $< 10 \mu\text{m}$  en la serie Bramadero y Osorno (un promedio entre superficie y profundidad de 72% y 66% de la porosidad total, respectivamente), aseguraría una mayor conductividad hidráulica no saturada, lo que favorece un secado más parejo en profundidad. Por otro lado, se aprecia que el aumento de las tensiones en la serie Pemehue es de menor magnitud respecto a los otros suelos. El aumento de la tensión es más apreciable en las estratas inferiores (a partir de los 15 cm), mientras que el secado superficial se acelera sólo al final del experimento. Se puede ver además que Osorno y Bramadero, pradera son los que alcanzan los valores más altos de tensiones al final de período de estudio (Figuras 19, 20 y 21).

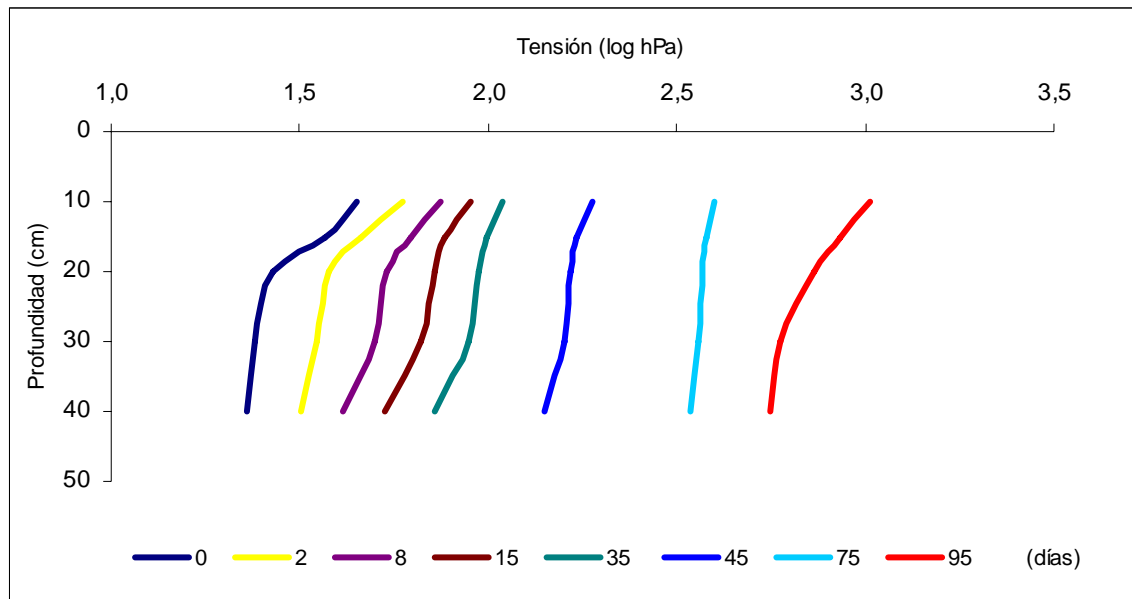


**FIGURA 19: Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Osorno, pradera (Tratamiento sin nivel freático, SNF).**



**FIGURA 20: Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Pemehue, pradera (Tratamiento sin nivel freático, SNF).**





**FIGURA 21: Variación de la tensión del agua durante el secado del suelo Serie Bramadero, pradera (Tratamiento sin nivel freático, SNF).**

Como se mencionó anteriormente, el secado parejo en profundidad en estos suelos es especialmente probable cuando estos no tienen nivel freático. La gradiente superficial más notoria en el suelo Pemehue podría explicarse porque no existe una constante reposición del contenido de agua desde las estratas inferiores a las superiores. Otro factor que puede afectar que no se produzca un rápido y constante secado de este suelo en profundidad podría ser la escasa pérdida por movimiento de vapor de agua y la lenta transmisión de agua líquida a través de los microporos. La pradera de la serie Pemehue presenta una baja proporción de macroporos en superficie (29 % de poros  $>10\mu\text{m}$  respecto a la porosidad total), además de la menor proporción de microporos en profundidad (61 % de poros  $<10\mu\text{m}$  respecto a la porosidad total), en comparación a los otros suelos, lo que perjudica la conducción de vapor y transmisión líquida, respectivamente. Otro factor que puede haber favorecido el lento secado de este suelo es que no haya alcanzado altos niveles

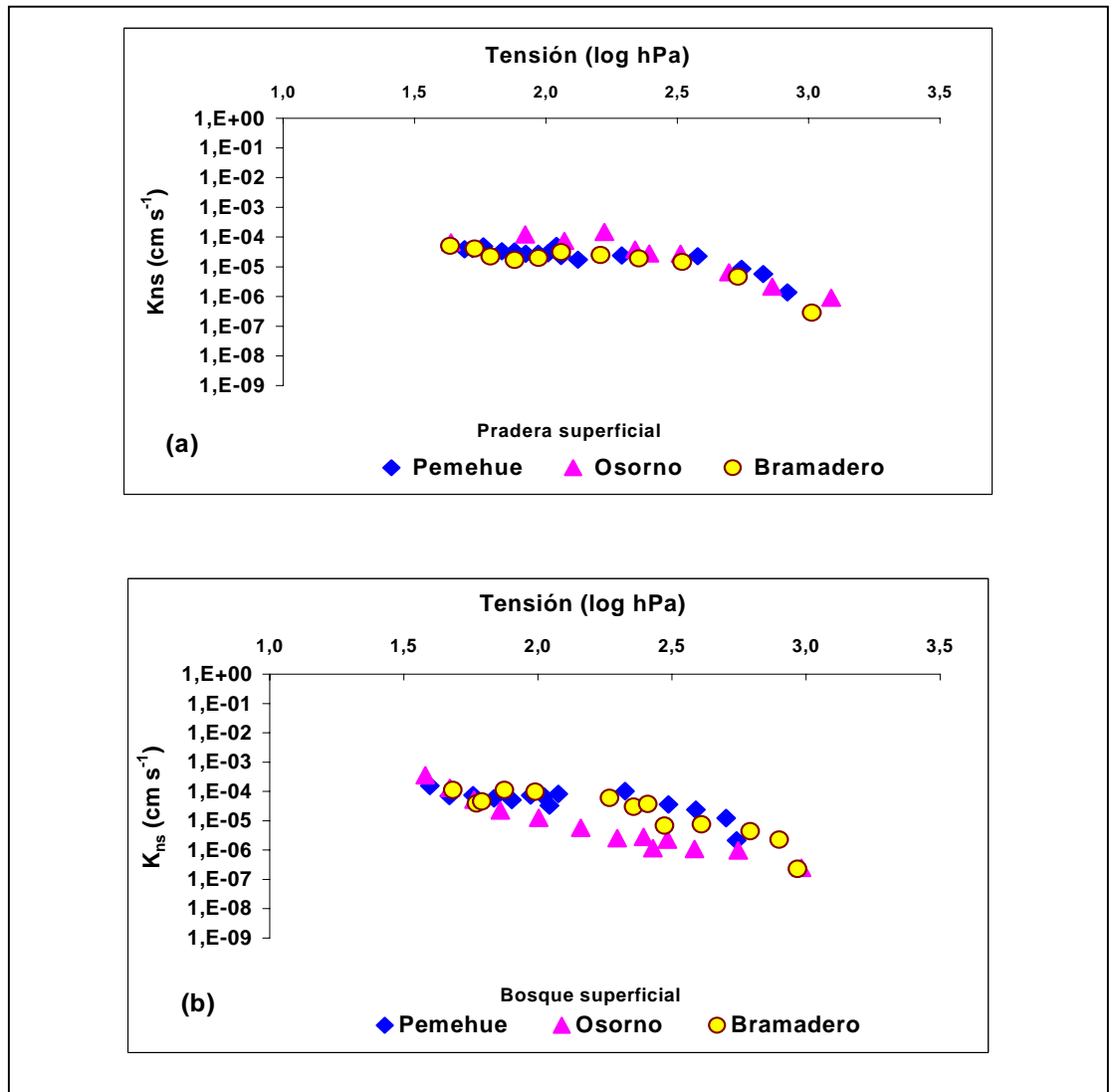
térmicos, por poseer un alto contenido de agua. Como sabemos, estos son muy sueltos y deberían permitir un fácil intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera.

#### **4.4 Conductividad hidráulica en fase no saturada.**

Como ya se mencionó, la conductividad hidráulica depende de las propiedades del suelo y los fluidos. Las características del suelo que afectan a la conductividad son la porosidad total, la distribución, tamaño y la geometría de los poros. Por su lado, los atributos de los fluidos que afectan a la conductividad son la viscosidad y densidad, además de la gradiente hidráulica.

En las Figuras 22a y 22b se observa la conductividad hidráulica en fase no saturada para los suelos estudiados (pradera y bosque en superficie, respectivamente). La conductividad hidráulica en fase no saturada para una misma tensión cambia ligeramente de un suelo a otro en el uso bajo bosque, no presentando diferencias en el sector bajo pradera. A medida que las tensiones aumentan se aprecia que la conductividad hidráulica en pradera superficial para los tres suelos es bastante similar, no observándose diferencia entre ellos (Figura 22a).

La serie Osorno, pradera en torno a pF 2,0 posee una ligera mayor conductividad, posiblemente por la presencia de ciertos rangos de tamaños de poros. El bosque Osorno superficial (Figura 22b), debido a su mayor cantidad de macroporos, posee una mayor conductividad hidráulica a bajas tensiones, pero esta cae rápidamente al secarse el suelo. Ellies (1975), citado por VYHMEISTER (1980), señala que en aquellos rangos de tensiones en los cuales la conductividad hidráulica disminuye o aumenta fuertemente, se estaría indicando la ausencia o presencia de determinados tamaños de poros. Para bosque superficial (Figura 22b) se puede apreciar que la conductividad hidráulica de la Serie Osorno decrece en mayor medida que los otros suelos y



**FIGURA 22: Conductividad hidráulica en fase no saturada ( $K_{ns}$ ) bajo uso de (a) pradera y (b) bosque. Suelo superficial (0 - 15 cm).**

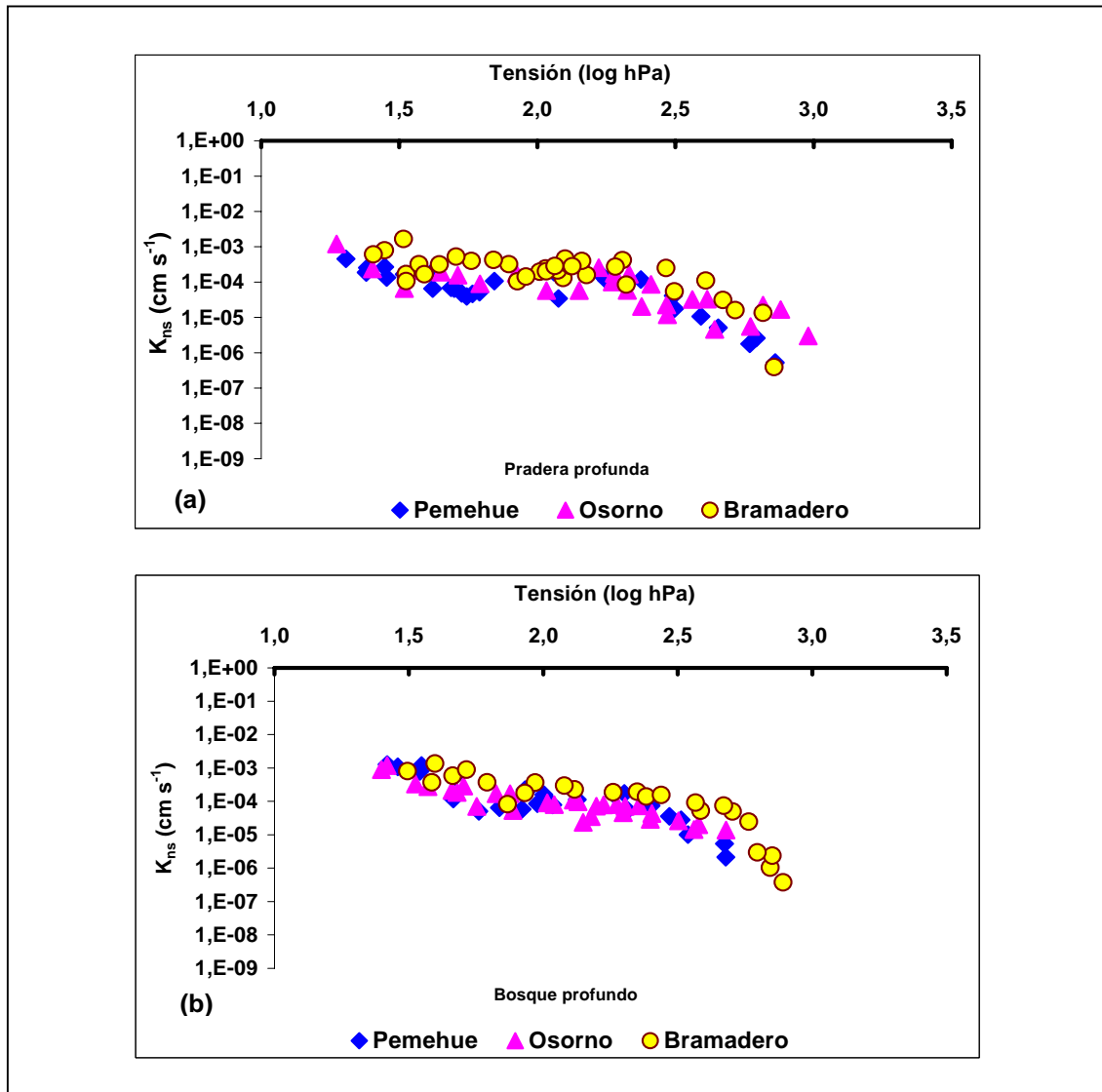
queda por debajo de los suelos Pemehue y Bramadero. A medida que se secan los suelos y aumenta la fuerza de retención de agua, la conductividad hidráulica desciende bruscamente, cosa que no ocurre en los suelos de porosidad más fina.

En suelos que presentan mayor porosidad gruesa, a tensiones bajas la sección media de los poros conductores es alta en comparación con suelos que presentan menor porosidad de este tipo. A medida que estos suelos se secan, los poros más grandes dejan de conducir. Como los suelos de textura más fina tienen una gran cantidad de poros pequeños, la sección conductora a tensiones altas es más grande (ELLIES y VYHMEISTER, 1981).

Los suelos de textura media, como en el caso de los Andisoles, mantienen, aún a altas tensiones, una alta conductividad hidráulica. Esta alta conductividad se refleja en el secado profundo y parejo en estos suelos en períodos secos (VYHMEISTER 1980).

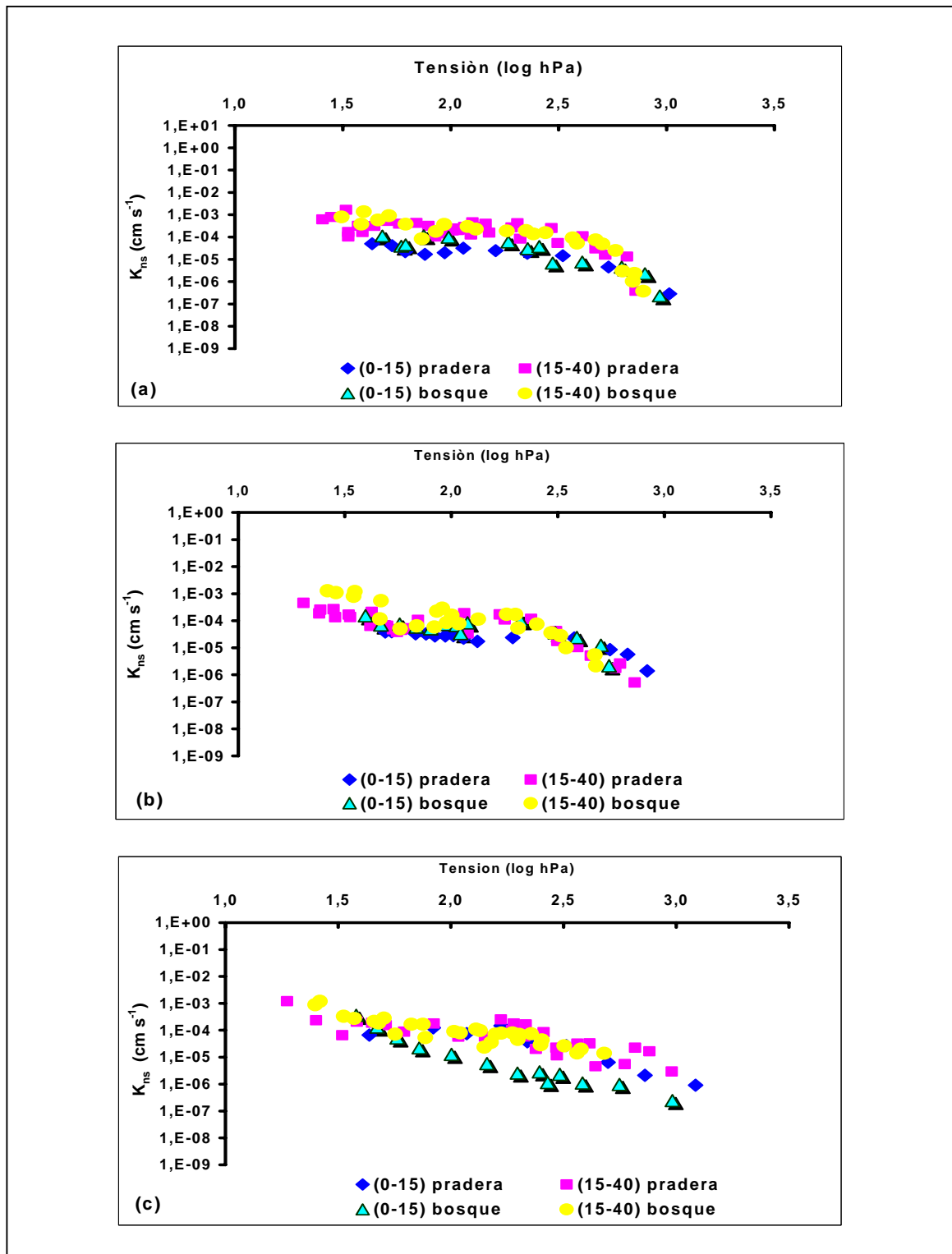
En las Figuras 23a y 23b, se presenta la conductividad hidráulica en fase no saturada de los suelos bajo distinto uso, pero en profundidades mayores a 15 cm. Al igual que el caso anterior, se aprecia que la conductividad hidráulica en fase no saturada para una misma tensión cambia ligeramente entre los suelos.

Para el rango de tensiones analizadas, la serie Bramadero presenta la mayor conductividad hidráulica en fase no saturada, tanto en pradera como en bosque. Esto podría explicarse porque, a medida que se secan los suelos, los poros más grandes dejan de conducir; sólo conducen los más pequeños, lo que concuerda con la mayor proporción de poros finos en la serie Bramadero. La alta porosidad de estos suelos y la distribución uniforme de sus poros explica el comportamiento más regular de la conductividad hidráulica en fase no saturada, aunque también se ha sugerido que la forma de los poros en estos suelos puede favorecer la alta conductividad (ELLIES y VYHMEISTER, 1981).



**FIGURA 23: Conductividad hidráulica en fase no saturada ( $K_{ns}$ ) bajo uso de (a) pradera y (b) bosque. Suelo subsuperficial (15 – 40 cm).**

Al comparar superficie con profundidad (Figura 24a, b y c) se observa que en superficie la conductividad hidráulica es menor. Sólo la Serie Pemehue presenta algunas variaciones dependiendo del rango de tensiones. En la Serie Bramadero las muestras superficiales poseen menor conductividad hidráulica en fase no saturada, aunque con pocas variaciones en el rango de tensiones



**FIGURA 24: Conductividad hidráulica en fase no saturada ( $K_{ns}$ ) para las Series (a) Bramadero, (b) Pemehue y (c) Osorno.**

estudiadas, mientras que la Serie Osorno posee una fuerte disminución de la conductividad hidráulica no saturada del bosque superficial.

Al existir una mayor conservación de la estructuración en los suelos, se está favoreciendo la conservación del sistema poroso. La mantención de la estructura provoca una conservación de la porosidad secundaria y primaria, las que favorecen a los movimientos en fase saturada, y no saturada respectivamente.

ELLIES *et al.*, (1996) señalan que al disminuir la capacidad de humectación los suelos estos se dispersan menos en el agua y la estabilidad de sus agregados aumenta, favoreciendo la conservación de la estructura, lo cual hace que los flujos sean más constantes. La importancia de la estructura en la distribución y el tamaño de los poros en términos de porosidad total, indica que en aquellos suelos que posean muchos más poros finos (como es el caso de los suelos Rojo Arcillosos), se verá afectada su conductividad de agua o aire a través del suelo, sólo por el hecho de la ausencia de una estructura o agregación bien desarrollada, la que en general es mejor en los Andisoles. Esta pérdida de la estructura hace que el secado en superficie sea más intenso en aquellos suelos donde el manejo agropecuario ha sido más intenso o degradante, lo que provoca una modificación de la estructura. Como consecuencia de esto disminuye la conductividad hidráulica y hay una mayor diferencia de gradientes entre superficie y profundidad.

La conductividad hidráulica para los suelos trumaos en un rango de tensión de pF 2,5 fluctúa en pradera entre  $1,9 \times 10^{-5}$  y  $3,6 \times 10^{-5} \text{ cm}^* \text{ s}^{-1}$ , y para bosque entre  $1,4 \times 10^{-5}$  y  $8,1 \times 10^{-5} \text{ cm}^* \text{ s}^{-1}$ . Estos valores de conductividad hidráulica son similares a los detectados por VYHMEISTER (1980), quién obtuvo a igual pF valores de  $2 \times 10^{-5} \text{ cm}^* \text{ s}^{-1}$  con muestras de suelo Andisol.

## 5 CONCLUSIONES

De los resultados del presente estudio se concluye lo siguiente:

Como era de esperar, bajo una vegetación arbórea, el espacio poroso del suelo es mayor que en una pradera y dominan las fracciones de poros gruesos.

La velocidad de avance del frente de agua evaluada a través de los cambios del potencial mátrico, es mayor en los suelos con cubierta bajo bosque, debido a la mayor proporción de poros de drenaje de éstos.

En suelos que tenían un nivel freático, existe un continuo ascenso de agua a la superficie. Este ascenso es menos marcado (mucho más lento) en los suelos sin un nivel freático.

La intensidad de secado es levemente mayor en muestras de suelos que provienen bajo una cubierta pratense.

Para los distintos suelos y usos, en presencia de una mayor proporción de poros de drenaje se traduce en una menor conductividad hidráulica en fase no saturada, asociado a un diámetro medio de poros mayor.



## 6 RESUMEN

El objetivo principal de esta investigación fue medir la conductividad hidráulica en fase no saturada en Andisoles. serie Bramadero, Pemehue y Osorno, localizados en la VII, IX y X Región de Chile, respectivamente, en diferentes tipos de uso, bosque y pradera.

Se midió la conductividad hidráulica en fase no saturada a distintas profundidades mediante la metodología de tensión mátrica y aplicación de la ley de continuidad.

Se monitoreó el avance del frente de agua en muestras de suelos con un nivel freático artificial durante 24 h después de haber simulado una lluvia de 30 mm. Con el mismo set de sensores se monitoreó la variación de la tensión durante un periodo de secado de 95 días.

Con el incremento de la porosidad de drenaje de los suelos, el frente de avance del agua tendió a ser mayor, especialmente en los suelos bajo cubierta de bosque.

En la medida que los suelos presentan una mayor proporción de poros de drenaje, la conductividad hidráulica en fase no saturada tiende a ser mayor cuando el suelo posee una baja tensión, pero ésta cae rápidamente debido a la desaturación de la porosidad gruesa.

## SUMMARY

The aim of this investigation was to measure the hydraulic conductivity of unsaturated Andisol, series Bramadero, Pemehue and Osorno, located in the VIIth, IXth and Xth Region of Chile, respectively, and with different uses (forest and pasture).

The unsaturated hydraulic conductivity was measured at different depths, integrating measurement of matric tension and the continuity law.

The advance of the water front was measured in samples of soil with an artificial water level during 24 h, after a simulated rain of 30 mm. With the same set of sensors, the variation of tension during a period of drying of 95 days, was measured.

With the increment of soil structure, the water front advance tended to be bigger, especially in soils covered with forest.

When soils have higher proportions of drainable pores, the unsaturated hydraulic conductivity tends to be bigger near to saturation, but it decreases rapidly due to coarse porosity saturation loss.

## 7 BIBLIOGRAFIA

BAVER, L.y GARDNER, W.R., 1973. Física de suelos.1º Ed. en español, Ed. UTEHA. México. 525p.

BECHER, H. 1970. Eine Methode zur Messung der Wasserleitfähigkeit von Böden im ungesättigten Zustand. Diss. Techn. Univ.Hannover. 125 p.

CRAIG, R. 1978. Soil Mechanics. 2<sup>da</sup> Ed. In english. Van Nostrand Reinhold Company. New York. U.S.A. 318 p.

DIRKSEN, CH.1999. Soil physics measurements. Catena Verlag. Reiskirchen. Germany. 154 p.

ELLIES, A. y VYHMEISTER,E.,1981. Algunos aspectos hídricos del horizonte superficial de tres tipos de suelos del sur de Chile. Agro Sur. 9(2): 94 – 100.

ELLIES, A., GREZ., R., y RAMIREZ, C., 1996. Efecto de la materia orgánica sobre la capacidad de humectación y las propiedades estructurales de algunos suelos de la zona centro sur de Chile. Agro Sur. 24(1): 48 – 58.

ELLIES, A., GREZ., R., y RAMIREZ, C., 1997. La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta para el diagnóstico de la estructura del suelo. Agro Sur. 25(1): 51 – 56.

FORSYTHE, W. 1974. Manual de laboratorio de física de suelos. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, Costa Rica. 212 p.

- GAVANDE, K. H. 1972. Física de suelos. Principio y aplicaciones. Ed. Limusa. Wiley, México, 351 p.
- HARTGE, K. H. 1971. Die physikalische Untersuchung von Böden. Eine Labor und Praktikumsanweisung. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart. 168 p.
- HARTGE, K. H. 1978. Einführung in die Bodenphysik. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart. 364 p.
- HARTGE, K. H. y ELLIES, A. 1990. Changes in soil structure as caused by land use after clearing virgin forest. Z. f. Bodenkunde und Pflanzenernährung. 153: 389-393.
- HILLEL, D., 1982. Introductions to Soil Physics. Academic Press. EEUU. 364 p.
- IVERSEN, B., MOLDRUP, P., SCHJONNING, P. y LOLL, P. 2001. Air and water permeability in differently textured soil at two measurement scales. Soil Science. Vol. 166, N° 10. 643 – 659.
- KOHNKE, H. 1968. Soil Physics. Mc Graw-Hill Book Company. San Francisco 224 p.
- KOOREVAAR, P., MENELIK, G., y DIRKSEN, C., 1983. Elements of soil Physics. Departament of Soil Science and Plant Nutrition, Wageningen, The Netherlands. 228 p.
- MURAOKA, T. y TZI, E. 2000. Mejoramiento del uso del agua en la agricultura: El papel de las técnicas nucleares. Centro de Energía Nuclear na Agricultura – Universidad de Sao Paulo. Piracicaba, Sao Paulo – Brasil. 195 p.

PACHEPSKY, Y., RAWLS, W., y TIMLIN, D. 2000. A one-parameter relationship between unsaturated hydraulic conductivity and water retention. *Soil Science*. Vol. 165. N° 12. 911 – 920.

TAYLOR, S.A. 1972. *Physical Edaphology. The Physics of Irrigation and Non irrigated Soil*. W.H. Freeman & Co. San Francisco. U.S.A. 349 p.

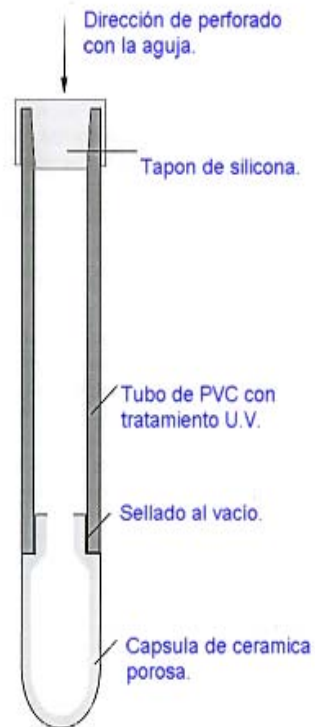
TSCHAPEK, M., 1969. *El agua en el suelo*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid. 479 p.

VYHMEISTER. E.1980. Algunos aspectos hídricos del horizonte superficial de tres tipos de suelos del sur de Chile. Tesis Ing. Agr. Valdivia. Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias. 43p.

WALLACH, R., DA SILVA, F., y CHEN, Y. 1992. Unsaturated hydraulic characteristics of composted agricultural wastes, tuff, and their mixtures. *Soil Science*. Vol. 153. N° 6. 434 – 441.

WILLIAM, A., GARDNER, W, J. y GARDNER, W, H. 1991. *Soil Physics*. John Wiley and Sons. 5<sup>ta</sup> ed. New York. 250 p.

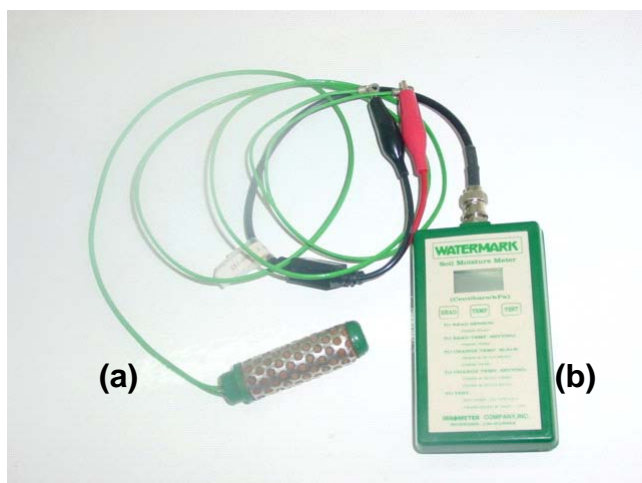
## ANEXOS



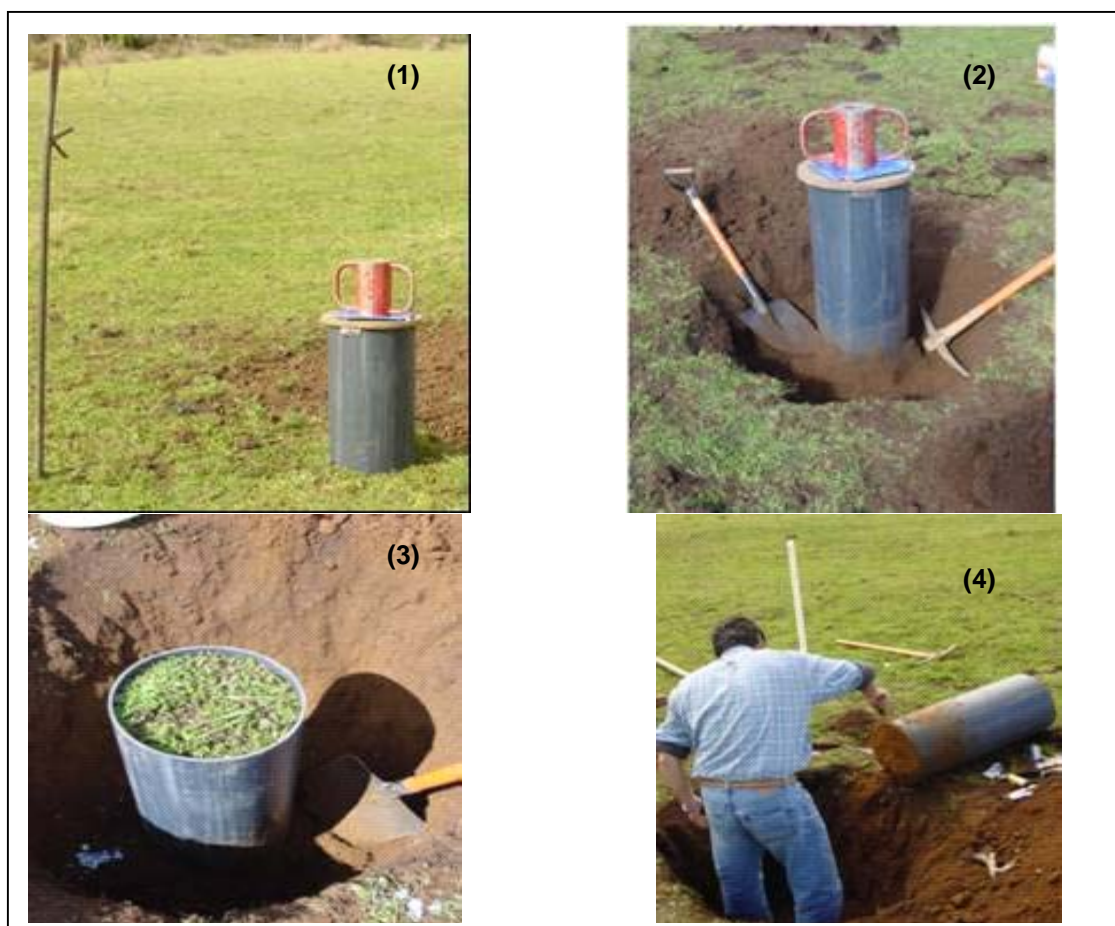
**ANEXO 1: Tensiómetro de tubo (medidor de potencial mátrico).**



**ANEXO 2: lector electrónico del tensiómetro de tubo (sensor de aguja para registrar grado de vacío).**



**ANEXO 3: Sensor de tensión (a) y medidor electrónico (b) Watermark.**



**ANEXO 4: Secuencia en la toma de muestras.**



**ANEXO 5: Estudio 1: Muestras con nivel freático.**