

El Agua del Suelo

Contenido:

- **El agua del suelo**
- **Propiedades del agua**
- **Concepto energético del agua del suelo**
- **Clasificación del agua del suelo**
- **Potencial hídrico total**
- **Contenido hídrico del suelo**
- **Capacidad hídrica del suelo**
- **Constantes hídricas del suelo**
- **Movimiento del agua en el suelo**
- **Evaporación**
- **Capa freática**
- **El agua del suelo y las plantas**
- **Bibliografía**



Cátedra de Edafología
Facultad de Agronomía y Zootecnia
Universidad Nacional de Tucumán

www.edafologia.com.ar



EL AGUA DEL SUELO

Ing. Agr. José R. García
Ing. Agr. Francisco Sosa
Ing. Agr. Juan Fernández de Ullivarri

EL AGUA DEL SUELO

El agua es uno de los componentes fundamentales en la productividad de los ecosistemas en general y por lo tanto en los ecosistemas agrícolas. El agua del suelo debe ser considerada como retenida en los poros del suelo a diferentes niveles de energía, y que al contener sustancias orgánicas e inorgánicas disueltas constituye la solución del suelo. El estudio del agua del suelo nos permite comprender los procesos físicos, químicos y biológicos del suelo, es decir desde la meteorización, procesos formadores, estado energético en que se encuentra el agua, capacidad de retención de los suelos como también el movimiento y disponibilidad para la planta, evaporación, drenaje etc.

El agua del suelo está sujeta a niveles energéticos y toda planta, para poder absorberla, necesita superar estos niveles. Recordemos que la porosidad es el espacio vacío que queda en el suelo, donde el agua está disponible para las plantas.

PROPIEDADES DEL AGUA

El agua como molécula presenta una característica fundamental que es la forma en que se unen los protones con el oxígeno en un ángulo de 105° (Figura 1)

Esta unión hace que la molécula de agua sea asimé-

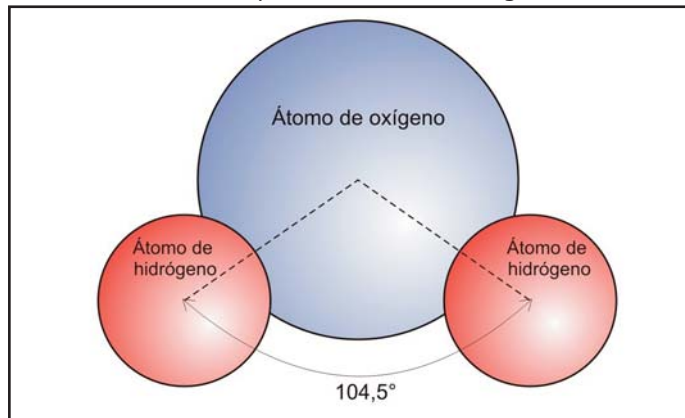


Figura 1: Molécula de agua.

trica, otorgándole un carácter bipolar, por lo tanto, va a existir un sector positivo (H^+) y un sector negativo (OH^-) lo que convierte al agua en un solvente universal.

Las moléculas de agua, al tener esta característica de polaridad, interactúan entre ellas formando polímeros (Figura 2), permitiendo la atracción electrostática a la superficie de los coloides y la hidratación de los iones.

Las partículas de agua se unen unas con otras a través de puentes de hidrógeno, que son uniones débiles, estas uniones de las moléculas de agua entre sí, determina el efecto de cohesión y la atracción de las mismas a la superficie de los sólidos, determina el efecto de adhesión. Esta unión de moléculas de agua explica una serie de propiedades de la misma:

- Densidad baja: 1gr/cm^3 a 4°C ($0,98\text{gr/cm}^3$ a 50°C)
- Peso molecular bajo: a pesar del cual el agua es líquida y no gaseosa a temperatura ambiente normal.
- Gran calor específico.
- Calor de mojadura o humedecimiento
- Alto punto de ebullición
- Compresibilidad casi despreciable: 1gr de agua = 1cm^3 de agua
- Tensión superficial alta: es la propiedad de mayor importancia en el estudio del agua del suelo ($72,8\text{ N/mm}$ a 20°C)

CONCEPTO ENERGÉTICO DEL AGUA DEL SUELO

TENSIÓN SUPERFICIAL

En un recipiente que contiene agua, la molécula del agua desarrolla, con respecto a sus vecinas, una serie de fuerzas de cohesión.

La tensión superficial es una propiedad que se desarrolla en la interfase líquido-gas, cada molécula de agua que está en el seno del líquido es atraída en todas las direcciones con igual fuerza de cohesión mientras las moléculas de agua que están en la interfase agua-aire son atraídas con mayor fuerza por la fase líquida que por la gaseosa. Este desbalance genera que la superficie se comporte como una membrana elástica.

Se puede decir que:

$$TS = \frac{F}{L} \quad (\text{dinas/cm o g/cm}^3) \quad \begin{array}{l} F = \text{fuerza} \\ L = \text{longitud} \end{array}$$

A su vez, este coeficiente de tensión superficial se puede expresar en términos de energía.

$$W = F \cdot d \quad \text{y} \quad F = TS \cdot L$$

$$\text{como } W = E$$

$$E = TS \cdot L \cdot d$$

$$\text{como } L \cdot d = A$$

$$E = TS \cdot A$$

entonces

$$TS = \frac{E}{A}$$

$W = \text{trabajo}$
 $d = \text{distancia}$
 $E = \text{energía}$
 $A = \text{área}$

El agua en sí misma, que aparenta ser una masa libre, en la interfase líquido-gas, tiene un nivel energético determinado. Valores Agua = $7,27 \cdot 10^{-2}\text{ N/mm}$; Alcohol = $2,2 \cdot 10^{-2}\text{ N/mm}$ y mercurio = $0,43\text{ N/mm}$.

ÁNGULO DE CONTACTO

En la naturaleza existen muchos tipos de líquidos, estos se diferencian en líquidos que mojan la superficie del sólido y aquellos que no lo hacen. El mercurio es un líquido que no moja la superficie del sólido (ángulo obtuso). El agua se comporta según la superficie del sólido.

En el caso del suelo, el agua moja la superficie de las

partículas a través de lo que se conoce como ángulo de contacto.

Si las fuerzas de adhesión entre el sólido y líquido son más grandes que las fuerzas de cohesión que inciden en el líquido, el ángulo de contacto tenderá a ser agudo y el líquido mojará al sólido (como en el caso del agua).

Cuando un líquido que moja está en contacto con un tubo cilíndrico estrecho (capilar o poro del suelo) su superficie libre tiene forma cóncava y recibe el nombre de menisco y es la que genera una presión negativa (depresión). (Figura 2)

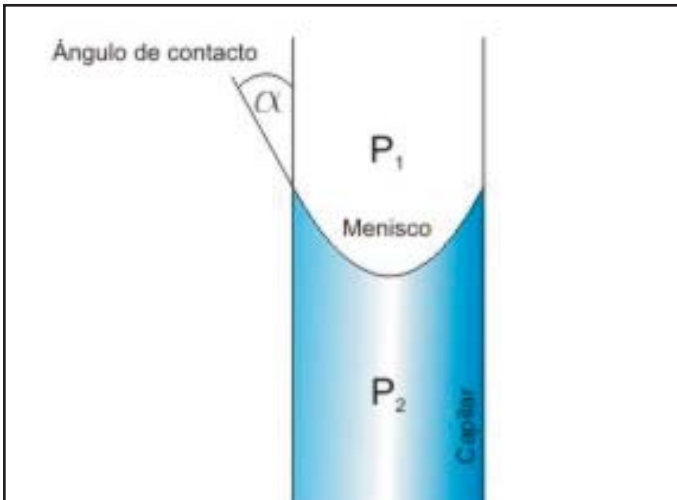


Figura 2: Formación de un menisco en un tubo capilar.

El efecto del ángulo de contacto y el desarrollo de la tensión superficial del líquido, van a desarrollar una de las propiedades fundamentales que explica por qué el agua puede ser retenida en el suelo a través del efecto de capilaridad o fuerzas capilares.

CAPILARIDAD

Cuando los líquidos están en contacto con un cuerpo sólido (en el suelo poros) hay que tener en cuenta tanto la atracción del agua por el sólido (adhesión o adsorción) y la tensión superficial la cual es debido, como dijimos, a la atracción de las moléculas entre ellas (cohesión). Esto va a generar el fenómeno de capilaridad. Si se tiene un recipiente con agua y se coloca en ella un capilar, en el mismo se va a producir un ascenso del agua hasta una altura determinada a través de la formación de un menisco cóncavo, en la interfase líquido-gas (agua y aire) en el tubo. Esto genera una presión menor o supresión abajo del menisco (P_2) y una presión más alta (P_1 o atmosférica) sobre el agua libre. Esta diferencia de presión hace que el agua ascienda en el tubo. Por lo tanto, el ascenso capilar se produce debido a este desbalance.

La altura de ascenso se producirá hasta que el peso de la columna equilibre la presión capilar (p_c). La presión que ejerce una columna de líquido de altura h está dada por su presión hidrostática

Cuando el menisco asciende por el tubo capilar a través de esta presión capilar, lo hace hasta una altura determinada, hasta que la presión capilar iguale a la presión hidrostática, que es la presión que ejerce el peso del agua, o sea que:

$$Ph = p_c$$

Como

$$Ph = \varphi \cdot g \cdot h$$

$$p_c = \frac{2 \cdot T \cdot \cos \alpha}{r}$$

Entonces

$$\frac{2 \cdot T \cdot \cos \alpha}{r} = \varphi \cdot g \cdot h$$

Despejando h nos queda

$$h = \frac{2 \cdot T \cdot \cos \alpha}{r \cdot \varphi \cdot g}$$

Ph = presión hidrostática
 p_c = presión capilar
 φ = densidad del líquido
 g = aceleración de la gravedad
 h = altura de la columna
 α = ángulo de contacto
 r = radio del capilar

Si consideramos (hipotéticamente) que el ángulo que se forma es cero. El coseno de $0=1$, por lo que es posible conocer la altura de ascenso del menisco en función de la tensión superficial, la densidad del líquido, la aceleración de la gravedad, y lo que queda por determinar es el radio del capilar.

Si se desea sacar agua del capilar hay que invertir trabajo porque el agua está retenida dentro del mismo debido a la presión capilar. Cuando se invierte trabajo, la presión capilar es negativa.

La velocidad con que asciende el agua dentro del capilar es inversamente proporcional al radio del mismo. Cuando el radio es más pequeño, la presión capilar va a ser más grande. Los poros inútiles son inútiles porque si la planta quiere sacarles el agua, tendrá que desarrollar un nivel energético muy grande, que en la realidad no puede hacerlo.

La influencia que puede tener la napa freática en distintos suelos, a una profundidad determinada, va a depender del espacio poroso que tenga esa capa de suelo. Si es arenoso, para que la napa tenga influencia en la superficie, no puede encontrarse más allá de los 50-60cm de profundidad. Si es arcilloso, la napa freática tiene influencia en superficie hasta cuando se encuentra a 2,20-2,30m de profundidad, debido a la cantidad de poros pequeños que presenta.

ESTADO DE ENERGÍA DEL AGUA DEL SUELO

La retención de agua, el movimiento, la absorción por la planta y la evaporación, entre otros, siempre están relacionados con fenómenos de energía

La física clásica reconoce dos tipos de energía: cinética y potencial.

La energía cinética es despreciable dado que el agua del suelo se mueve muy lentamente

La energía potencial, la cual se debe a la posición, es la que principalmente determina el movimiento del agua del suelo. La diferencia en la energía potencial del agua entre dos puntos, da la tendencia a fluir dentro del suelo. El movimiento seguirá la tendencia universal desde un punto donde la energía potencial sea más alta a otro donde sea más baja. Conocer el estado energético es muy importante para determinar la dirección y la velocidad con que se mueve.

FUERZAS QUE AFECTAN LA ENERGÍA POTENCIAL DEL AGUA DEL SUELO

Tres son las fuerzas que afectan el estado energético:

- 1) La adhesión o adsorción, la atracción del agua por la fracción sólida del suelo determina la fuerza matricial.
- 2) La atracción del agua por los iones y otros solutos generando las fuerzas osmóticas.
- 3) La fuerza gravitacional lo que determina el movimiento del agua hacia abajo.

CLASIFICACIÓN DEL AGUA DEL SUELO

La clasificación más utilizada es aquella que tiene en cuenta la forma en que se encuentra el agua del suelo, según la cual el agua puede estar:

- Combinada químicamente (Ej.: Yeso)
- Adsorbida físicamente por niveles energéticos muy grandes
- Como agua capilar
- Como agua gravitante: la presión capilar con que es retenida dentro de los poros es tan baja porque el poro es tan grande, que cede a la atracción gravitatoria. El suelo no la almacena, no la retiene.

De todas estas formas en el agua del suelo se da relevancia al agua capilar y al agua gravitante, porque es el agua aprovechable por la planta en la relación suelo-planta.

POTENCIAL HÍDRICO TOTAL

Es definido como el trabajo requerido para transferir una unidad infinitesimal de agua, desde un estado de referencia (donde el potencial es tomado como cero) a la situación donde el potencial tiene un valor definido.

Si el potencial agua de la planta es capaz de realizar trabajo y vencer el potencial con que el agua está retenida, ésta es absorbida por la planta. Por otra parte una vez que el agua que rodea a la raíz es absorbida por la planta, la zona vecina a la raíz se seca, al secarse produce un estado energético diferencial con otro punto del suelo, y al generarse este estado el agua migra desde ese punto buscando el equilibrio.

El potencial hídrico total del agua del suelo le da el valor del nivel energético con que se encuentra retenida el agua en el suelo. A partir de allí conociendo ese nivel energético, se puede comprender porque el agua puede moverse dentro del suelo, porque la planta la puede tomar, etc.

Se le llama potencial porque representa energía en función de masa, de volumen o de peso.

Lo que determina siempre el potencial es un nivel de energía relativo porque no se analiza la energía libre absoluta que tiene el sistema, sino que se la compara con un nivel de referencia. Ese nivel de referencia se determina arbitrariamente donde el agua en ese punto cumple con los siguientes requisitos: es pura, es libre, está a presión atmosférica y temperatura conocida y a una ubicación o altura conocida.

Para poder determinar el estado energético específico del agua de un suelo, se dice que el nivel de referencia tiene un potencial hídrico total igual a cero.

El potencial hídrico total del agua del suelo (ψ_{HT}) esta determinado por:

- Potencial gravitacional (ψ_g)
- Potencial mátrico (ψ_m)
- Potencial presión (ψ_p)
- Potencial osmótico (ψ_o).

$$\psi_{HT} = \psi_g + \psi_m + \psi_p + \psi_o$$

El potencial hídrico total puede expresarse como:

- **Energía en función de masa (ergios/gramo; J/Kg.)**

$$\frac{E}{m} = g \cdot \Delta h$$

- **Energía en función de volumen (dinas/cm²; bares; Pascales)**

$$\frac{E}{V} = \varphi \cdot g \cdot \Delta h$$

Donde
 φ : densidad
g: gravedad

- **Energía en función de peso (cm de columna de agua)**

$$\frac{E}{P} = \Delta h$$

COMPONENTES DEL POTENCIAL HÍDRICO TOTAL

POTENCIAL GRAVITATORIO

Todo cuerpo sobre la superficie de la tierra es atraído por una fuerza gravitacional de acuerdo al peso del mismo.

$$P = F = m \cdot g$$

$$\varphi = \frac{m}{V} \text{ por lo tanto } m = \varphi \cdot V$$

$$\text{como } W = E = F \cdot d$$

$$\text{entonces } E = m \cdot g \cdot h$$

$$\text{reemplazando } E = \varphi \cdot V \cdot g \cdot h$$

Cuando un cuerpo es elevado desde el nivel de referencia hasta un punto en consideración, ha ganado energía potencial gravitatoria proporcional a su peso.

Si esta energía requiere ser referida como potencial gravitatorio:

- **Energía en función de masa**

$$\frac{E}{m} = \frac{\varphi \cdot V \cdot g \cdot h}{\varphi \cdot V} \quad P_p = g \cdot h$$

- **Energía en función de volumen**

$$\frac{E}{V} = \frac{\varphi \cdot V \cdot g \cdot h}{V} \quad P_p = g \cdot h \cdot \varphi$$

- **Energía en función de peso**

$$\frac{E}{P} = \frac{\varphi \cdot V \cdot g \cdot h}{\varphi \cdot V \cdot g} \quad P_p = h$$

El potencial gravitatorio puede tomar valores:

- **Positivos:** por encima del nivel de referencia. El agua es atraída por la gravedad.
- **Cero:** en el nivel de referencia
- **Negativos:** por debajo del nivel de referencia. Si se quiere extraer agua hay que invertir trabajo proporcional a la atracción gravitatoria.

El potencial gravitatorio es independiente de las propiedades del suelo, depende de la posición considerada.

POTENCIAL MÁTRICO (o Potencial presión negativo)

Es la porción del potencial hídrico total que puede ser atribuida a la atracción de las partículas del suelo, es decir a la matriz del suelo. En este potencial influyen las fuerzas de adsorción, las fuerzas capilares, y la interfase agua-aire. La presión capilar representa al potencial matriz. Las partículas del suelo se unen en agregados, constituyendo la porosidad del suelo. Esos poros del suelo van a desarrollar una presión capilar. Como el potencial matriz está dado por la matriz o porosidad del suelo, siempre es una supresión, es decir que el agua queda retenida. Hay que invertir trabajo para sacarla. **Es por eso que el potencial matriz es siempre negativo y actúa en suelos insaturados.**

El potencial matriz es diferente según el poro del suelo que contenga al agua. Si el poro es grande, la presión capilar que desarrolla el mismo es baja, por lo tanto el potencial matriz es bajo (menos negativo).

A medida que el radio del poro sea más pequeño, la presión capilar es mayor y también el potencial matriz (más negativo).

Para suelos saturados el potencial matriz es cero, no hay formación de menisco.

El potencial mátrico depende de las propiedades del suelo. Se determina con tensiómetro.

$$P_c = \frac{2 \cdot \pi \cdot \cos \alpha}{r} = \varphi \cdot g \cdot h$$

POTENCIAL PRESIÓN POSITIVO (o Potencial neumático)

Es la porción del potencial hídrico total que resulta de la presión hidrostática positiva debido al peso del agua en suelos saturados y en acuíferos. Es un componente que **opera solamente debajo de la zona saturada** (capa freática). En suelos saturados es la presión ejercida por la columna de agua en el punto considerado (presión hidrostática). Un aumento de presión sobre el agua libre

aumenta la capacidad de realizar trabajo, es por eso que el potencial presión es siempre positivo.

$$P_c = \varphi \cdot g \cdot h$$

$$P = F / S \text{ por lo tanto } F = P \cdot S$$

$$\text{Como } W = E = F \cdot d$$

$$\text{Entonces } E = P \cdot S \cdot h$$

$$\text{y como } V = S \cdot h$$

Tenemos que

$$E = P \cdot V$$

El potencial presión se puede expresar como:

- **Energía en función de volumen:**

$$\frac{E}{V} = \frac{P \cdot V}{V} \quad P_p = P_h = \varphi \cdot g \cdot h$$

- **Energía en función de masa:**

$$\frac{E}{m} = \frac{P \cdot V}{\varphi \cdot V} \quad P_p = P / \varphi$$

- **Energía en función de peso:**

$$\frac{E}{P} = \frac{P \cdot V}{\varphi \cdot g \cdot h} \quad P_p = \frac{P}{\varphi \cdot g}$$

El potencial presión no depende de ninguna propiedad del suelo, depende de la presión hidrostática o carga hidráulica. **En suelos insaturados el potencial presión es cero**

POTENCIAL OSMÓTICO

Es la porción del potencial hídrico total que puede ser atribuida a la atracción de los solutos que están contenidos en la solución del suelo. La presencia de solutos disminuye la energía potencial en relación al agua pura. Es por eso que **el potencial osmótico es siempre negativo** y es de gran importancia en suelos salinos.

$$P_o = K \cdot T \cdot C$$

Donde

K: Constante de Boltzman

T: Temperatura absoluta

C: Concentración del soluto

SUCCIÓN TOTAL DEL SUELO

$$ST = SM + SO$$

Donde

SM: Succión Matriz, representa los valores absolutos del potencial matriz

SO: Succión Osmótica, representa los valores absolutos del potencial osmótico

1 bar = 0.99 atm. = 1,02 X 10⁵ cm de agua = 100 kPa
0,3 atm = 33 kPa; 15 atm = 1500 kPa

CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO

Se expresa en forma:

- **Específica (We) o gravimétrica:**

We o gravimétrico (H%), se expresa en **gr agua/100 gr suelo**

$$We = \frac{PH - PS}{PS} \cdot 100$$

Donde
PH: Peso húmedo
PS: Peso seco
PH-PS: Peso del agua

- **Volumétrico (Wv):**

Wv (H%v) resulta de multiplicar We por la densidad aparente y se expresa en **gr de agua/100 cm³ suelo.**

$$Wv = We \cdot DA$$

- **Lámina:**

$$L \text{ (mm)} = H\%v \cdot \text{prof (cm)} \cdot 0,1$$

o bien

$$L \text{ (mm)} = H\% \cdot DA \cdot \text{prof (cm)} \cdot 0,1$$

CAPACIDAD HÍDRICA DEL SUELO

Se representa mediante una curva que indica el contenido hídrico volumétrico o específico en equilibrio con una succión matriz o succión total específica. (Figura 3)

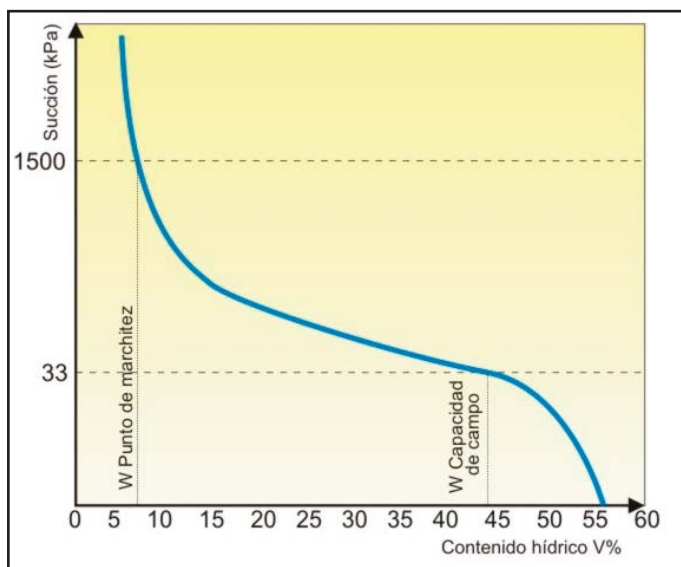


Figura 3: Curva de capacidad hídrica.

Cuando se habla de capacidad hídrica se relaciona el contenido hídrico volumétrico con un nivel energético determinado. Ese nivel energético se refiere a la capacidad de la planta de absorber o no esa humedad.

El contenido hídrico en el punto de marchitez se determina experimentalmente plantando un girasol en una maceta. Cuando el contenido hídrico está a capacidad de campo, se parafina la superficie del suelo de la maceta

para evitar la evaporación. El girasol va creciendo hasta que llega un momento en que se agota el agua que contiene ese suelo, esta es cada vez retenida con mayor nivel energético, llegando un momento en que esa retención está a un nivel tan alto de energía que la planta no puede tomar el agua. En el momento de marchitez permanente del girasol, se lleva una muestra de suelo al laboratorio y se determina el contenido hídrico en el punto de marchitez.

La capacidad máxima de retención de agua se obtiene cuando la succión tiene valor cero, este punto corresponde al máximo contenido hídrico, el espacio poroso está saturado. Volumétricamente el agua va a ser igual a la porosidad total. La succión matriz es cero porque no hay formación de menisco.

A través de la curva de capacidad hídrica puede conocerse la distribución de poros del suelo, y sirve, fundamentalmente, en la decisión de riego. Varía según:

- Textura
- Estructura
- Compactación
- Temperatura

INFLUENCIA DE LA TEXTURA Y LA ESTRUCTURA

Cuando la succión es baja (0-1 atm) es decir que el agua no está muy fuertemente retenida, el contenido hídrico depende fundamentalmente del estado estructural que tenga el suelo (Figura 4). A medida que el suelo se va secando, la succión comienza a aumentar, y el contenido hídrico depende más de la textura del suelo a través de la superficie específica. La presencia de arcillas provoca grandes variaciones en el trazado de la curva. El valor de contenido hídrico para una misma succión es mayor en suelos de textura fina que en suelos de textura gruesa (Figura 5).

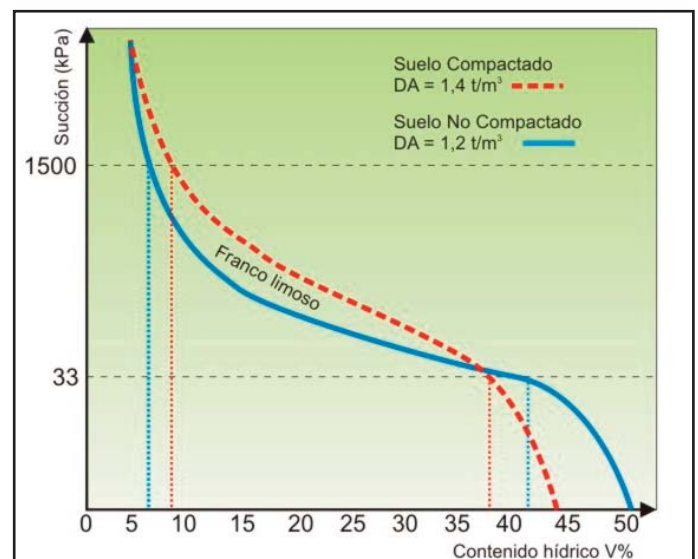


Figura 4: Influencia de la estructura en la forma de la curva de capacidad hídrica.

COMPACTACIÓN

Se pone en evidencia mediante el cálculo de la DA. La influencia fundamental de la compactación está en los

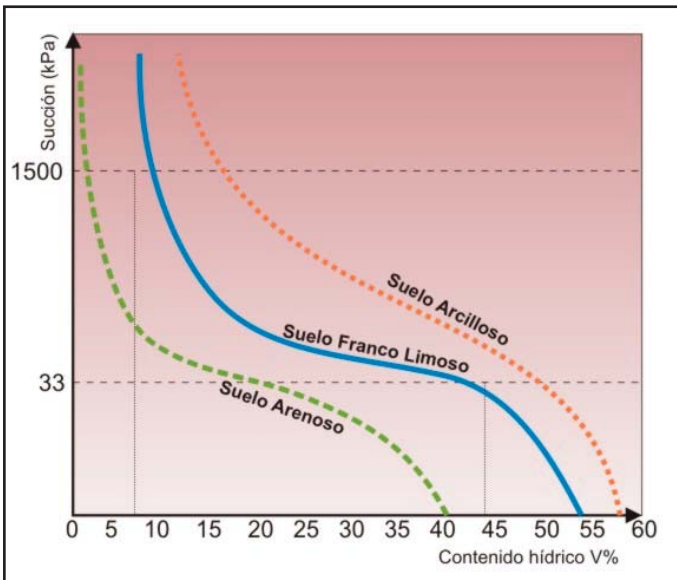


Figura 5: Influencia de la textura en la forma de la curva de capacidad hídrica.

poros de drenaje, hay una disminución de los mismos, y un aumento de los poros de almacenaje. Según esto, podría interpretarse que la compactación es beneficiosa por aumentar la proporción de poros de almacenaje, pero los poros de drenaje son importantes porque son los que ofrecen menos resistencia a la entrada del agua, ayudan a la permeabilidad del suelo y a la distribución proporcional de las fases sólida, líquida y gaseosa del mismo.

TEMPERATURA

Influye en la curva de capacidad hídrica a través de su acción sobre la tensión superficial. Disminuye con el aumento de la temperatura.

USOS DE LA CURVA DE CAPACIDAD HÍDRICA

Uso edafológico: distribución del espacio poroso, se efectúa la siguiente relación:

W_{max} o P_t	100% de los poros
$W_{max} - W_{cc}$	poros de drenaje
$W_{cc} - W_{pm}$	poros de almacenaje
$W_{pm} - 0$	poros inútiles

Uso agronómico: determinación del umbral de riego. Dentro de los valores de agua útil, un 60% corresponde al agua fácilmente utilizable y el resto a la difícilmente utilizable. A medida que el suelo se va secando, la planta comienza a sufrir síntomas de marchitamiento, en base a los cuales se realiza la reposición de humedad.

El umbral de riego se calcula según la fórmula

$$UR = (W_{cc} - W_{pm}) \cdot 40 / 100 + W_{pm}$$

COSTANTES HÍDRICAS DEL SUELO

Coefficiente higroscópico máximo (W_h): es el agua adsorbida por el suelo desde una atmósfera con

una humedad relativa especificada y a una temperatura también especificada. Cuando la humedad relativa corresponde a aproximadamente 98% a 25° C, la capacidad hídrica corresponde al punto higroscópico máximo y está en equilibrio con una Succión de 30,6 bares, pF : 4,5, 3100 Kpa. Mayor superficie específica más posibilidad de absorción agua higroscópica.

Punto de marchitamiento (W_m): Corresponde al contenido hídrico en que las plantas no halófilas se marchitan permanentemente en una atmósfera saturada de humedad. Normalmente W_m está en equilibrio con una Succión de 15 bares, pF : 4,2 ó 1500 Kpa.

Capacidad de Campo (W_{cc}): Es el contenido de agua que permanece en el suelo dos ó tres días después que ha sido saturado y el drenaje libre ha cesado a cubierta de la evaporación. En este punto la energía con que es retenida el agua es del orden de los 0,1 a 0,5 bares, pF : 2,7, 30 a 33 Kpa (según los suelos).

Máxima capacidad de agua (W_{mx}): Es el contenido hídrico del suelo cuando el espacio poroso está completamente lleno de agua. Corresponde a pF : 0 ó 0,001 bar, 0 Kpa.

Humedad utilizable (H_u): Es la diferencia entre los contenidos hídricos a W_{cc} y W_m .

Humedad fácilmente utilizable (H_f): Corresponde al 75% aproximadamente de H_u .

Equivalente de humedad (W_e): Corresponde al agua que retiene una columna de suelo a 1 cm. de espesor cuando es sometida a una aceleración centrífuga de 1000 veces la acción de la gravedad. En las condiciones en que se realiza la determinación corresponde al contenido hídrico en equilibrio con una succión de 0,5 bares ó el peso de una columna de agua a de 501 cm o pF : 2,7. Es un término obsoleto, que sin embargo aún se usa en algunos trabajos técnicos.

MOVIMIENTO DE AGUA EN EL SUELO

El movimiento del agua en el suelo se hace en forma líquida y en forma gaseosa. Dentro de la forma líquida, el movimiento puede ser en suelos saturados o en suelos insaturados. El estudio de las leyes que rigen el movimiento del agua del suelo constituye el objetivo del estudio de la Dinámica del agua del suelo. Su conocimiento es de importancia para la interpretación de la interacción suelo-agua-planta, influye en muchas funciones ecológicas y en las prácticas de manejo. Determina cuanta agua infiltra y cuanta escurre. Su conocimiento es importante para el manejo y planificación de riego y drenaje, así como para prever el movimiento del agua del suelo hacia las raíces, atmósfera u otras capas de suelo. Para que exista movimiento de agua en el suelo debe haber una diferencia o gradiente energético del potencial hídrico total entre los puntos que se están considerando. El agua dentro del suelo se mueve en función de este gradiente

Se reconoce en general tres formas de movimiento del

agua en el suelo:

1. Movimiento del agua líquida en suelos saturados.
2. Movimiento del agua líquida en suelos insaturados.
3. Movimiento del agua líquida en la fase de vapor.

POTENCIALES QUE INTERVIENEN

En suelos insaturados intervienen el Ψ_g y el Ψ_m . Como el Ψ_{HT} es una sumatoria de ambos, el movimiento del agua estará regido por aquel potencial que sea mayor que el otro. Cuando el Ψ_g supera ampliamente al Ψ_m , el agua se mueve hacia abajo. Si el Ψ_m comienza a tomar valores cada vez más negativos el que va a regir el movimiento va a ser el Ψ_m ; es decir que mayor es la cantidad de energía con que el agua es retenida y mayor la cantidad de agua en los poros pequeños.

Cuando Ψ_m sea cero, el suelo esta saturado y comienza a actuar el Ψ_p . En este punto el que rige el movimiento del agua es el Ψ_g , con dirección hacia abajo. Cualquiera sea el estado del suelo, el agua se va a mover muy lentamente, la condición es que el movimiento sea laminar, ya que si el flujo es turbulento parte de la energía se pierde en otras formas de energía.

LEY DE POISEVILLE

Se explica a los fines de ver la importancia que llega a tener el tamaño del tubo que conduce el agua.

$$Q = \frac{\pi \cdot r^4 \cdot \delta \cdot g}{\eta} \frac{\Delta H}{L}$$

Q = caudal en cm^3/seg
 r = radio del tubo
 δ = densidad
 g = aceleración de la gravedad
 η = viscosidad
 ΔH = pérdida de carga
 L = longitud entre dos puntos

La ley de Poiseville dice que el caudal Q está en proporción directa con el radio del tubo a la cuarta potencia. Considerando a la fuerza impulsora como constante, se tienen dos tubos, el primero con radio r_1 y el segundo con r_2 . Se desea establecer la siguiente igualdad:

$$Q_1 = n \cdot Q_2$$

Donde n representa la cantidad de tubos de radio r_2 por los que pasa el mismo caudal que pasa por un tubo de radio r_1 ; hay que calcular cuántos tubos de radio r_2 se necesitan para conducir el mismo caudal que se conduce por el tubo de radio r_1 al mismo valor de gradiente hidráulico. Si se analiza la igualdad planteada en términos de área:

$$\text{Área del tubo} = \pi \cdot r^2$$

entonces

$$\pi \cdot r_1^2 = n \cdot \pi \cdot r_2^2$$

por lo tanto

$$n = \frac{r_1^2}{r_2^2}$$

A través de esta relación se calcula cuántos tubos de radio r_2 son necesarios para tener la misma área que el tubo de radio r_1 . La relación de áreas es cuadrática, en cambio la relación de caudales está elevada a la cuarta potencia. Entonces, para igualar ambos caudales:

$$Q_1 = n^4 \cdot Q_2$$

Ejemplo numérico:

$$r_1 = 1 \text{ mm y } r_2 = 0,1 \text{ mm}$$

$$n = \frac{r_1}{r_2} = \frac{1}{0,1} = 10$$

$$Q_1 = 10^4 \cdot Q_2 = 10000 \cdot Q_2$$

Es decir que para una relación de radios de 10%, se necesitan 10000 tubos de radio r_2 para igualar el caudal que pasa por un tubo de radio r_1 .

Teniendo en cuenta el concepto de compactación es posible entender que cuando un suelo esta compactado, desaparecen los poros más grandes y el caudal de entrada de agua va a ser mucho menor.

La ley de Poiseville se aplica a tubos rectos, lisos y uniformes. Sin embargo, en el suelo los poros son tortuosos e interconectados por lo que esta ley no se aplica. Surge entonces la Ley de Darcy válida también para flujo laminar, y que responde a la ecuación de una recta.

MOVIMIENTO DE AGUA EN SUELOS SATURADOS

La ley de Darcy dice que:

El volumen de agua (V) que atraviesa una columna de suelo saturado en el tiempo (t), (es decir el caudal Q) es función del área de dicha columna (A), el gradiente hidráulico (i) y una constante (K) denominada conductividad hidráulica o coeficiente de permeabilidad de Darcy.

$$Q = K \cdot A \cdot i$$

como:

$$v = \frac{Q}{A} =$$

$$v = K \cdot i$$

$$v = -K \cdot i$$

Donde:

Q = caudal en m^3/s
 K = conductividad hidráulica en m/s
 A = área en m^2
 i = gradiente hidráulico
 v = velocidad de flujo en m/s

El signo negativo indica la dirección en que disminuye el gradiente hidráulico, es decir la dirección en que se produce el movimiento.

Carga Hidráulica

Si se tiene una columna de suelo conectada a una columna de agua, y se mantiene constante la cantidad de agua dentro de esa columna, el agua se moverá desde el punto 1 hacia el punto 2 como consecuencia del gradiente hidráulico (Figura 6).

La diferencia de carga hidráulica se establece entre el punto por donde el agua ingresa a la *columna de suelo* y el punto por donde sale. Es por esta diferencia de potencial que el agua se mueve desde el punto 1 hacia el 2. La distancia entre estos 2 puntos constituye L .

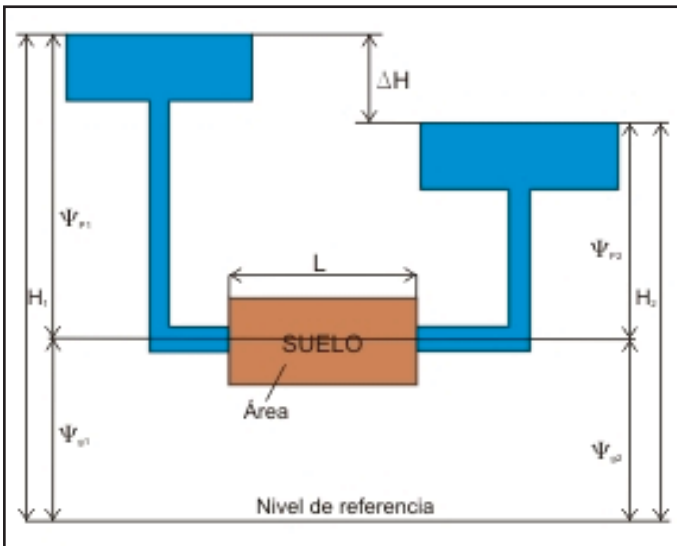


Figura 6: Diferencia de carga hidráulica.

Para medir experimentalmente el valor de la carga hidráulica se introduce en el suelo, hasta el punto en consideración, un tubo llamado piezómetro. El agua va a ascender por este tubo hasta la altura que se lo permita la carga hidráulica.

La carga hidráulica (H) o Ψ HT de un suelo saturado en determinado punto, es la elevación a la cuál el agua se estacionará, en un tubo abierto cuya base coincide con el punto en cuestión. La elevación será medida desde un arbitrario plano o nivel de referencia. La carga hidráulica se mide en cm.

Gradiente hidráulico (i)

Es la pérdida de carga hidráulica por unidad de distancia

$$i = \frac{\Delta H}{L}$$

Cuando la carga hidráulica se expresa en cm, el gradiente hidráulico es adimensional.

Conductividad hidráulica (K)

Es la relación entre la velocidad de flujo y el gradiente hidráulico. Se expresa en cm/seg.

$$K = \frac{v}{i}$$

La conductividad hidráulica es la pendiente de la recta (Figura 7)

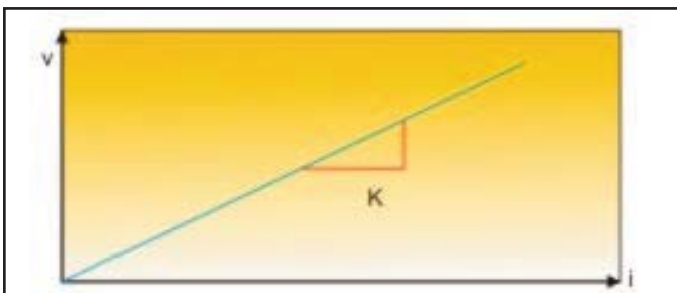


Figura 7: Representación gráfica de la conductividad hidráulica.

Los valores que puede tomar K son de 10^{-2} a 10^{-3} cm/s en suelos arenosos (el agua se mueve en razón de 10 m/día) y de 10^{-4} a 10^{-7} cm/s en suelos de textura fina (el agua se mueve a razón de 10 cm/día) (Figura 8)

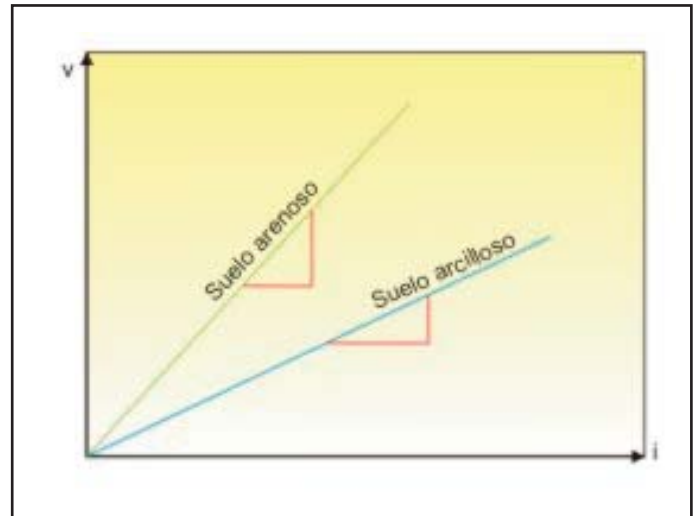


Figura 8: Conductividad hidráulica para diferentes texturas.

La conductividad hidráulica depende de:

- **Propiedades del suelo:** textura, estructura, geometría del espacio poroso (tamaño, distribución y tortuosidad de los poros) y compactación.
- **Propiedades del fluido:** densidad y viscosidad.

La conductividad hidráulica en suelos saturados es constante o casi constante porque todos los poros del suelo están participando en el movimiento del agua.

MOVIMIENTO DE AGUA EN SUELOS INSATURADOS

El movimiento del agua en suelos insaturados interesa para conocer la relación suelo-agua-planta, el movimiento del agua en la zona radicular, el almacenaje del agua, evaporación y la percolación profunda.

Los procesos de flujo en suelos insaturados son complicados y difíciles de describir en términos cuantitativos, dado que en ellos se producen cambios en el estado energético durante el movimiento. Los cambios involucran variación en el contenido hídrico, succión matriz y conductividad hidráulica.

A medida que el agua se va moviendo hay cambios en el contenido hídrico y en la Succión matriz de un punto con respecto a otros, por lo tanto también hay variaciones en el Ψ HT.

En suelos insaturados los valores de conductividad hidráulica son variables y dependen del contenido hídrico y de la succión matriz dado que el agua se mueve desde lugares más húmedos donde la succión matriz es baja hacia lugares más secos donde la succión matriz es alta.

En suelos insaturados también rige la ley de Darcy, con la diferencia de que la conductividad hidráulica (K) no es constante sino variable. A medida que el suelo se va secando la conductividad hidráulica es menor y menor es la pendiente de la recta (gráfico de velocidad vs gradiente hidráulico) (Figura 9).

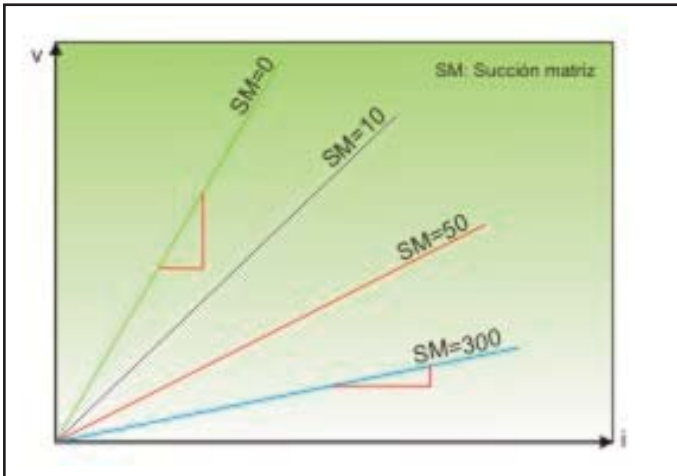


Figura 9: Conductividad hidráulica en insaturación para diferentes valores de succión matriz.

A bajos valores de succión matriz (SM) las texturas más gruesas tienen mayor K por que mayor es la cantidad de poros de drenaje que conducen con mayor facilidad el agua. Sin embargo, a medida que el suelo se seca (aumentan los valores de SM) las texturas más finas tienen mayor K por que mayor es la cantidad de poros (de almacenaje e inútiles) que participan en el movimiento a esos valores de SM (Figura 10)

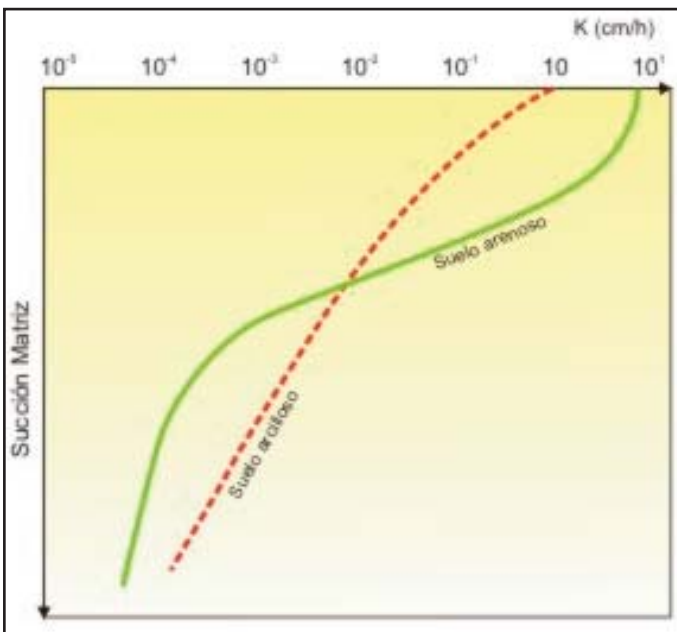


Figura 10: Conductividad hidráulica en insaturación para diferentes valores de succión matriz para texturas diferentes.

ASCENSO DE AGUA DESDE UN NIVEL FREÁTICO

Se tiene un suelo que a determinada profundidad presenta una capa freática y esa capa freática (CF) se apoya sobre una capa de suelo impermeable o semipermeable (hidroapoyo) que presenta una muy baja K en relación a las otras capas del perfil. La diferencia entre impermeable o semipermeable esta dada por el valor que presenta K en esa capa.

Si se considera la CF como nivel de referencia (NR) y se evita la evaporación de ese perfil de suelo, se llega a una condición de equilibrio (Figura 11)

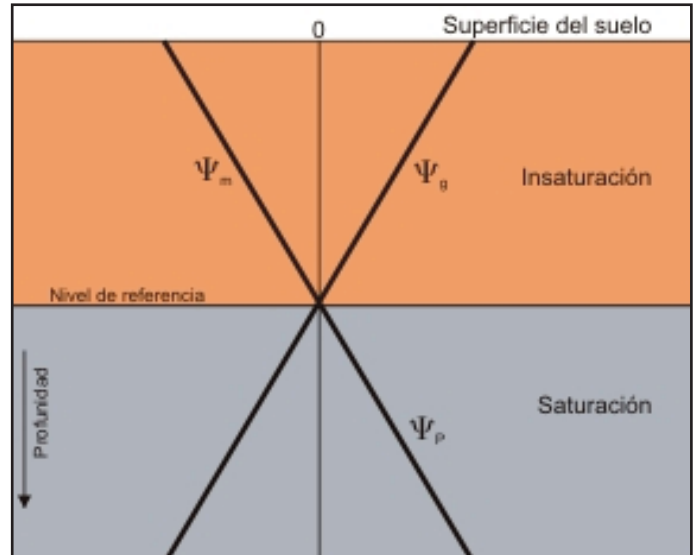


Figura 11: Potenciales que actúan en distintas condiciones de humedad del suelo.

Como no hay fuerza impulsora no hay movimiento de agua. Esta situación de equilibrio se utiliza para determinar el tiempo (t_0) del potencial matriz, donde el potencial hídrico total (Ψ_{HT}) se hace cero.

Cuando se retira la cubierta y comienza el proceso de evaporación en el suelo hay pérdida de agua es decir disminuye el contenido hídrico y aumenta la SM. En un tiempo t_1 el valor de Ψ_m se hace más negativo. La diferencia entre cada uno de los puntos del espesor de la capa insaturada indica que a medida que se asciende, desde la capa freática, el suelo esta más seco. En este caso el Ψ_m no esta en equilibrio con el Ψ_g , se genera una fuerza impulsora producida por el Ψ_m y comienza a aparecer un gradiente hidráulico (Figura 12). Aplicando la Ley de Darcy hay una velocidad de flujo de transporte de agua en función del valor de K que tenga ese suelo. A medida que el suelo se va secando el valor de K va disminuyendo (se produce un incremento de gradiente pero una disminución de K).

En un tiempo t_2 el gradiente hidráulico es mayor entre el nivel de referencia y la superficie del suelo, el suelo esta cada vez más seco entonces la K es cada vez más baja.

En el tiempo t_n el gradiente es muy grande y la K muy baja lo que provoca que se corte la capilaridad y se forme la capa seca en superficie. A partir de ese momento el movimiento de agua deja de ser en fase líquida y pasa a ser movimiento en fase de vapor (Figura 12).

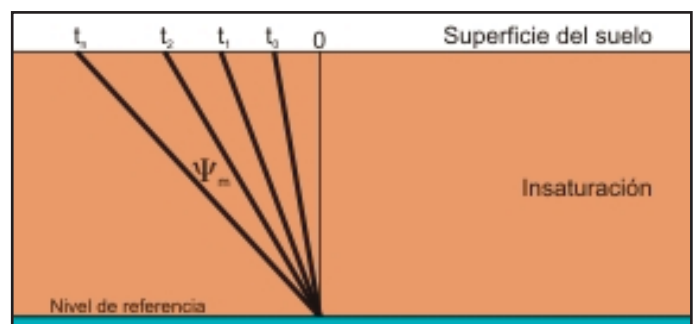


Figura 12: Potencial mátrico a distintos tiempos luego de retirada la cubierta de evaporación.

La formación de esta capa seca es una de las formas que tiene el suelo para conservar el agua dentro del perfil. Esta capa tiene entre 10 y 20 cm de profundidad según como se realizó la evaporación y la conducción del agua dentro del perfil del suelo. La capa seca tendrá menor espesor cuando el proceso de evaporación sea muy intenso. En cambio, tendrá mayor espesor cuando el proceso antes mencionado sea más lento debido a que la fuerza de evaporación del agua del suelo a la atmósfera es baja y el agua se mueve lentamente en el suelo. Si el proceso es muy intenso el movimiento o velocidad de flujo del agua es bajo, el tiempo en que se repone el agua en superficie es menor y por lo tanto la conductividad hidráulica se hace baja y se corta la capilaridad.

INFILTRACIÓN DEL AGUA EN EL SUELO

Es un término utilizado para describir la entrada de agua en el suelo, desde la superficie y en forma vertical. La infiltración (I) gobierna la cantidad de agua que puede penetrar y/o escurrir, producir erosión o quedar en superficie o ser almacenada en el suelo. Es útil conocer la infiltración de un suelo en la práctica de riego para saber la cantidad de horas que se debe dejar la lámina de agua o dicho de otra forma conocer el tiempo que demorará esa lámina en infiltrar en el suelo.

Como ya se estudió en el capítulo de morfología, el relieve se define en base a la relación infiltración y escurrimiento.

VELOCIDAD O TASA DE INFILTRACIÓN

Es el flujo de agua que pasa a través de la superficie y fluye dentro del perfil en un tiempo dado.

$$i = \frac{V}{A \cdot t}$$

Donde:
i = velocidad de infiltración (m/s o m/h)
V = volumen en m³
A = área en m²
t = tiempo en seg. o en horas

La infiltración del suelo y su variación con el tiempo depende del estado inicial de humedad, textura, estructura y de la uniformidad del perfil de suelo.

Generalmente la infiltración es alta al inicio del proceso, cuando el suelo está seco y luego decrece asintóticamente hasta alcanzar un valor constante conocido como infiltración básica (I_b). El valor de la I_b puede asimilarse al de la conductividad hidráulica en saturación (K_s) (Figura 13).

Sí se considera un suelo seco y se produce un evento de lluvia de intensidad de agua determinada, toda el agua que cae infiltra en cierto tiempo hasta *t*₁, que es cuando la infiltración comienza a disminuir. Transcurrido un tiempo *t*₂ determinado llega al valor de la I_b.

Si la lluvia continúa con igual intensidad, el resto de agua que no infiltra en el perfil encharca la superficie del suelo (si no hay pendiente), destruyendo los agregados por acción del aire entrampado. En el caso de haber pendiente el exceso de agua escurre produciendo erosión o pérdida de suelo.

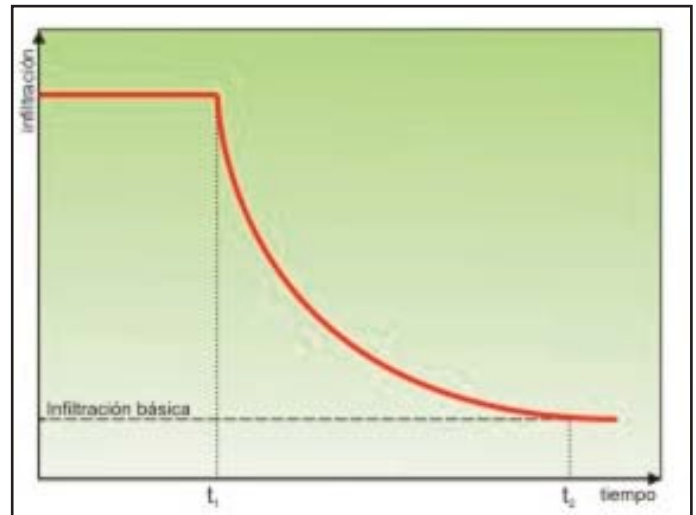


Figura 13: Infiltración en función del tiempo.

MÉTODOS DE DETERMINACIÓN

Método del surco: Se hace un canal en el suelo y se mide el caudal de agua que entra en un punto 1 y el caudal de agua que sale por otro punto 2. Conociendo la longitud del canal y el tiempo que demora el agua en pasar del punto 1 al 2 es posible conocer la infiltración por diferencia de caudales.

Método del doble anillo: es el más utilizado. Consiste en enterrar dos cilindros, de distintos diámetros uno dentro del otro, en los primeros 5-10 cm de suelo. El cilindro externo de 50 cm de diámetro y el interno de 30 cm en el cilindro central se coloca una regla para medir la lámina (Figura 14)

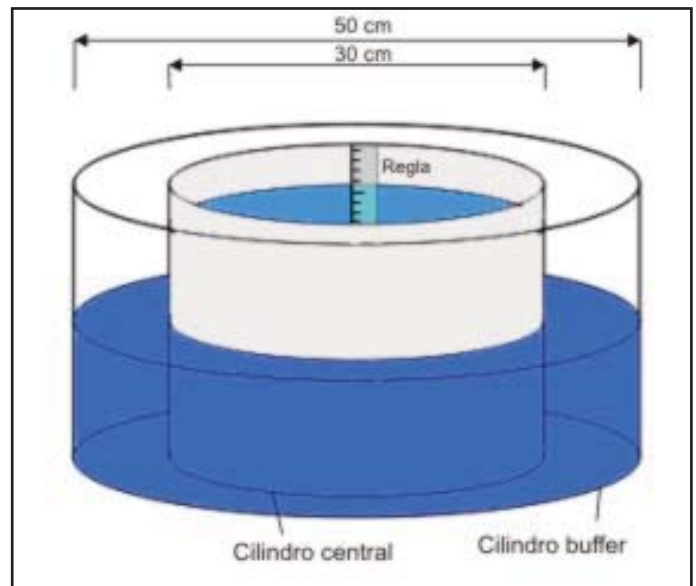


Figura 14: Infiltrómetro doble anillo.

Entre los dos cilindros se coloca agua para garantizar que el agua que se mueve en el cilindro central sea vertical únicamente. La función del cilindro externo es favorecer ese movimiento vertical por eso se llama cilindro buffer y la función del cilindro central es conocer el volumen de agua que se infiltra en un tiempo conocido. Se

coloca una lámina de agua en ambos cilindros de una altura determinada según sea el objetivo de la determinación de la infiltración. Si el objetivo es para riego de no más de 100 mm, la lámina debe ser de 10 cm. Esta lámina ejerce presión hidrostática. El método exige que la lámina sea constante en el tiempo. Si se va infiltrando hay que reponer el agua. Si se deja consumir la lámina varia la presión hidrostática que actúa en superficie y puede haber errores en los resultados obtenidos.

En una tabla se registran los datos de tiempos parciales (tp) y acumulados (ta) y láminas parciales (Lp) y acumuladas (La).

Al principio los tiempos parciales deben ser cortos porque la infiltración es rápida, si son largos en una próxima lectura la lámina puede haber infiltrado en su totalidad. A medida que avanza el experimento se hacen lecturas a tiempos parciales cada vez más distanciados.

La lectura consiste en hacer diferencias de la lámina que se infiltra y acumular ese valor con el anterior. Si se repone agua nuevamente hasta los 10 cm se hace una marca en la tabla indicando en que lectura se hizo la reposición.

Este es el mecanismo básico. Luego se aplica una fórmula que puede ser la fórmula de Phillips o la de Kostiakov. La fórmula de Kostiakov es la siguiente:

$$I = k.t^{(n-1)}$$

Donde:
 k = comportamiento de la estructura en el momento del humedecimiento
 n = comportamiento de la estructura
 a = medida que pasa el tiempo

Se dice que se llega a un valor confiable de lámina en el tiempo cuando las lecturas de láminas parciales a iguales tiempos parciales sean constantes, es decir cuando no hay variación de lámina a iguales periodos de tiempo. En ese momento la curva de infiltración ha llegado a un valor de **infiltración básica**.

Infiltración instantánea: es la infiltración que se produce en el perfil del suelo en un momento determinado.

Infiltración acumulada: se representa en terminas de lamina de agua en función del tiempo (Figura 15). La curva es continua, tal como esta representada, cuando el suelo es homogéneo.

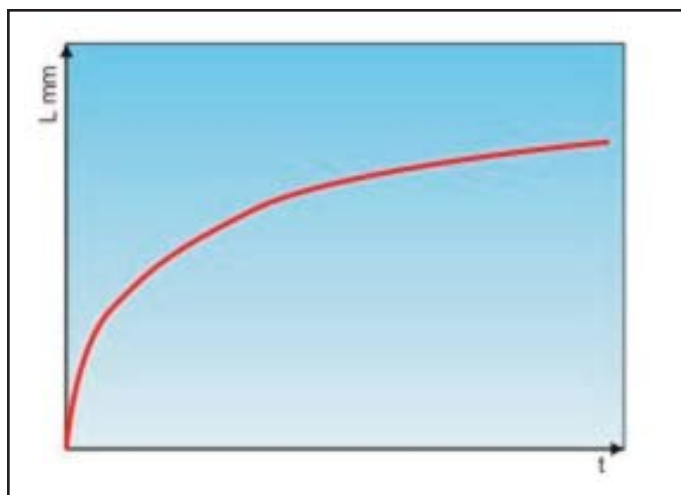


Figura 15: Lámina infiltrada acumulada en el tiempo.

Variaciones de la curva de infiltración: la curva de infiltración va a variar según el contenido de humedad del suelo. (Figura 16)

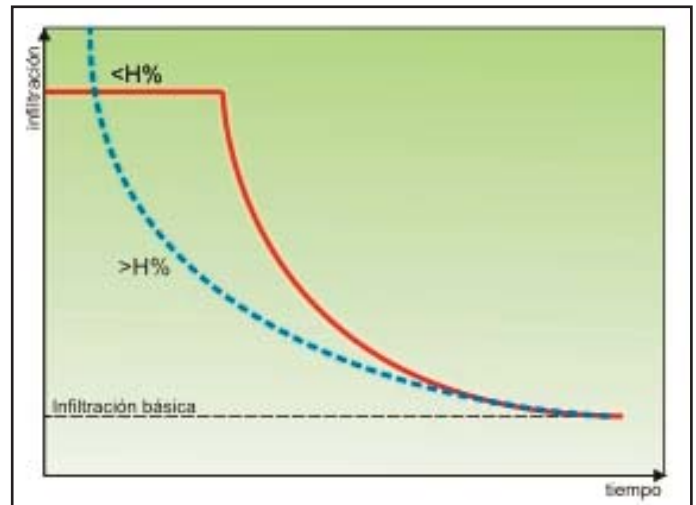


Figura 16: Lámina infiltrada para dos contenidos de humedad inicial de un suelo.

Se llega siempre al mismo valor de infiltración básica cuando se trata de un mismo suelo.

REDISTRIBUCIÓN DEL AGUA

Si se coloca una lámina de agua en un suelo, calculada según la profundidad hasta la que se desea humedecer, se van a diferenciar tres zonas durante el proceso de infiltración (Figura 17).

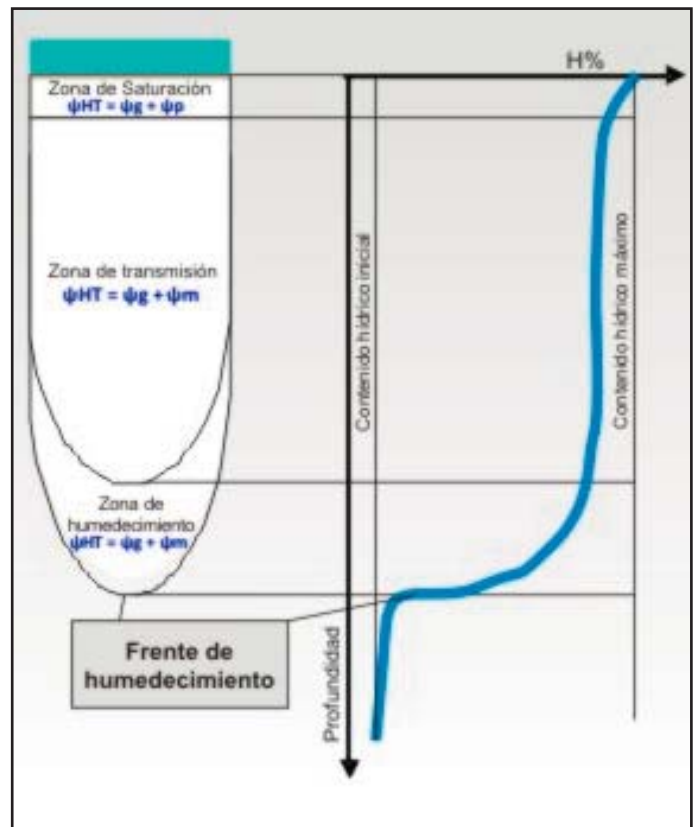


Figura 17: Frente de humedecimiento y distintas zonas que se desarrollan ante la aplicación de una lámina de riego.

Se llama frente de humedecimiento al punto de contacto entre la zona de humedecimiento y el suelo seco.

Si se grafica la variación del contenido hídrico en función de la profundidad en cm el contenido de humedad inicial es el que tenía el suelo antes de que el agua infiltre que puede ser por ejemplo contenido hídrico al punto de marchitez. El contenido hídrico en la zona de saturación va a ser la capacidad máxima. El contenido hídrico en la zona de transmisión es el comprendido entre la capacidad máxima y la capacidad de campo. La zona de humedecimiento el contenido hídrico varía hasta alcanzar el humedecimiento inicial o contenido hídrico al punto de marchitez. Esta es la variación del contenido hídrico en profundidad cuando se está produciendo la infiltración del agua en el suelo.

En la zona de saturación: $\psi_{HT} = \psi_g + \psi_p$

En la zona de transmisión: $\psi_{HT} = \psi_g + \psi_m$

El que gobierna el movimiento del agua es el potencial gravitatorio. El potencial matricio es bajo por que la variación del contenido hídrico entre la máximo contenido hídrico y el contenido a capacidad de campo es baja.

En la zona de humedecimiento: $\psi_{HT} = \psi_g + \psi_p$

En este caso el que gobierna el movimiento de agua del suelo es el potencial matricio porque la variación en el contenido hídrico es grande entre capacidad de campo y el contenido hídrico inicial.

Analizando la ley de Darcy, hay gradientes diferenciales en cada zona y en el frente de humedecimiento por lo tanto la velocidad de flujo va a ser promedio en función del valor de Conductividad hidráulica en cada una de esas zonas.

Una vez que toda el agua ha infiltrado comienza el proceso de redistribución. El suelo deja de tener la configuración de las tres zonas y se habla específicamente del frente de humedecimiento.

Suponiendo que no haya evaporación, y aplicando la ley de Darcy en el frente de humedecimiento, la distancia entre suelo seco y suelo húmedo es muy pequeña pero la diferencia de potencial entre ambas zonas es muy grande por lo tanto el gradiente hidráulico es grande y el valor de conductividad hidráulica en bajo. Hay un movimiento del agua que tiene una determinada velocidad de flujo que lleva a que en el tiempo t_1 tengamos una nueva área de humedecimiento.

En el tiempo t_2 esta nueva área tiene un contenido hídrico menor con respecto al suelo seco lo determina que el gradiente hidráulico sea menor por que la diferencia de potencial es menor; por lo tanto la velocidad de flujo es menor. Este mecanismo se repite determinando que en el tiempo t_n la velocidad de flujo sea muy baja (Figura 18).

Este es mecanismo que tienen los suelos para evitar la pérdida de agua en profundidad y bajo condiciones de evaporación natural, con el tiempo se llega a tener a determinada profundidad una gran cantidad de agua almacenada o retenida en el perfil del suelo que esta en relación a la capacidad de almacenaje del mismo. (Figura 19)

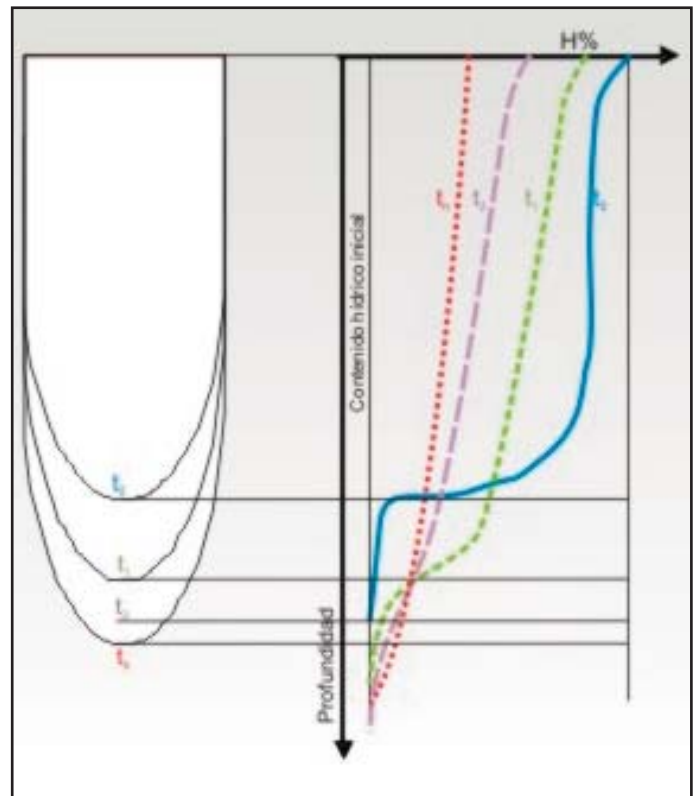


Figura 18: Redistribución del agua luego de que ha cesado el aporte superficial.

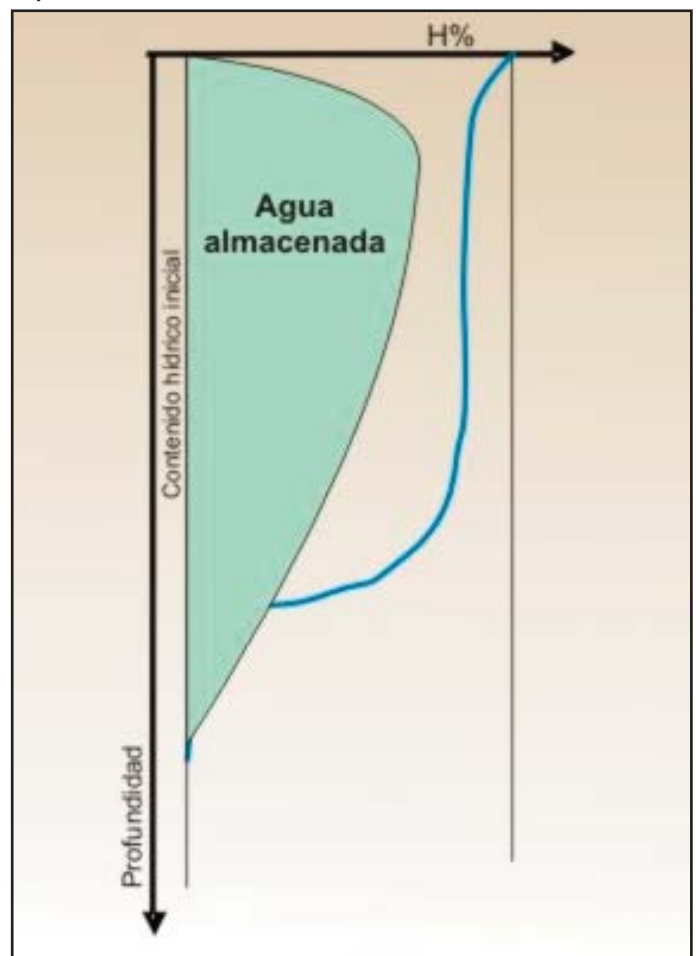


Figura 19: Humedad almacenada en el suelo luego de la formación de la capa seca en superficie y el cese de la redistribución en profundidad.

Este agua almacenada es una función de:

- Ascenso desde el nivel freático.
- Formación de la capa seca en superficie.
- Redistribución del agua en superficie.

El espesor de la capa de agua almacenada depende de la lámina que se aplica. En términos generales la redistribución decrece en el tiempo debido a la disminución de la conductividad hidráulica como consecuencia del decrecimiento de gradiente de potencial hídrico entre la zona seca y la zona húmeda.

Si se considera la relación Infiltración-Redistribución para dos suelos de texturas contrastantes y una misma lamina de agua aplicada tendremos que:

La velocidad de infiltración y la profundidad de humedecimiento serán mayores en un suelo **Arenoso** debido al predominio de poros de drenaje (poros grandes), una vez que comience la redistribución esta será menor que en suelo de textura más fina, dado que conductividad hidráulica es muy baja. En consecuencia la redistribución del agua en suelos de textura gruesa es menor que en suelos de textura más fina.

La velocidad de infiltración y la profundidad de humedecimiento serán menores en un suelo **Arcilloso**, pero la redistribución será mayor a consecuencia que a igual valor de succión matriz la conductividad hidráulica será mayor que el de textura arenosa.

MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA FASE DE VAPOR

Este tipo de movimiento del agua puede existir conjuntamente con el movimiento de agua en la fase líquida.

La presión parcial del vapor de agua esta en función de la cantidad de agua y de la temperatura. Se denomina humedad relativa a la cantidad de agua que contiene el aire en función del máximo que puede contener en condiciones de saturación.

Cuando el agua del suelo esta en el punto higroscópico máximo esta retenida a una succión de 31 bares, está adsorbida físicamente a la partícula sólida del suelo. En este punto la humedad relativa del aire del suelo es del 90%. Cuando el suelo esta en capacidad de campo el agua del suelo esta retenida a una succión de 0,3-0,5 bares y la humedad relativa es del 99,98%.

El agua en la fase líquida se moverá desde la capa que esta a Capacidad de campo hacia la que esta en el punto higroscópico máximo. El agua en la fase de vapor se moverá en la misma dirección pero a una velocidad mucho más lenta.

La ley de Fick establece que:

$$V = -D_o \frac{\Delta c}{\Delta x}$$

Donde:
D_o = coeficiente de difusión.
Δc = diferencia de la concentración de vapor de agua.
Δx = diferencia en la distancia entre los puntos en consideración.

El coeficiente de difusión **D_o** depende de:

- **E_o**: cantidad de poros que participan en el movimiento. Se determina el movimiento cuando es aproximadamente del 30%.
- **T**: tortuosidad igual a √2.

Por lo tanto tenemos que:

$$V = -D_o \frac{E_o}{T} \frac{\Delta c}{\Delta x}$$

$$V = -0,2 \frac{0,3}{\sqrt{2}} \frac{\Delta c}{\Delta x}$$

Valores de presiones parciales según la temperatura

Temperatura (°C)	Presión parcial del vapor de agua en saturación
20°C	17,5 mmHg ó 22,4 mb
40°C	55,3 mmHg ó 72,8 mb
100°C	760 mmHg ó 1000 mb

A medida que aumenta la temperatura, la presión parcial o receptividad de las moléculas de vapor de agua aumenta tal como se muestra en la Tabla 1

Tabla 1: Valores de presiones parciales según la temperatura.

Temperatura (°C)	Presión parcial de vapor de agua en saturación
20	17,5 mmHg o 22,4 mb
40	55,3 mmHg o 72,8 mb
100	760 mmHg o 1000 mb

Supongamos los casos de capas del suelo que se muestran en la Figura 20.



Figura 20: Movimiento del agua en la fase de vapor según la temperatura de las distintas capas de suelo.

Determinar la concentración del vapor de agua para la fórmula de velocidad es bastante complicado, es más

fácil medir presiones parciales de vapor de agua.

Para pasar de gradiente de concentración a gradiente de presiones parciales se procede de la siguiente manera:

$$\frac{\Delta c}{\Delta x} = 0,70 \cdot 10^{-3} \text{ mg/cm}^3 \cdot \frac{\Delta p}{\Delta x}$$

Entonces la fórmula de velocidad queda:

$$V = -0,2 \frac{0,3}{\sqrt{2}} \cdot 0,70 \cdot 10^{-3} \text{ mg/cm}^3 \cdot \frac{\Delta p}{\Delta x}$$

EVAPORACIÓN

Es la pérdida fundamental de agua en el suelo. Proporcionalmente, el agua perdida por transpiración es mayor, pero depende del estado del cultivo que se está analizando. Al comienzo del cultivo va a ser mayor la pérdida por evaporación que por transpiración, pero cuando el cultivo cierra (cubre toda la superficie) el proceso se revierte, la evaporación es menor porque el suelo tiene cobertura. Se calcula que en las regiones áridas, del total de agua que cae casi un 50% se pierde por evaporación debido a que la vegetación es muy escasa.

La evaporación es un proceso que siempre ha resultado digno de análisis en el sentido de que el manejo de los cultivos podría ser más eficiente si se pudiera gobernar la evaporación o la evapotranspiración. La planta no es eficiente en función de la cantidad de agua que transpira, por eso en mejoramiento se trata de introducir genes que tengan la misma eficiencia con la mínima transpiración.

Esto apunta a que cuando se evalúa una práctica agronómica, puede hacerse mediante análisis de la producción y también del uso eficiente del agua en función de cada cultivo. Lo que se obtiene es la eficiencia del cultivo en función de los mm de agua **evapotranspirada**. De acuerdo al resultado obtenido se decide la manera de encarar el cultivo, ya sea por Labranza Convencional o por Siembra Directa.

La lluvia efectiva es aquel porcentaje de la lluvia total caída que puede ser aprovechada por la planta y almacenada en el suelo. El resto se pierde por escurrimiento y/o **percolación profunda**. La cantidad de agua que puede almacenar el suelo depende de:

- Infiltración.
- Capacidad de almacenaje del suelo.
- Condiciones ambientales que llevan a la formación de la capa seca.
- Capacidad del perfil para redistribuir el agua.

Tres condiciones son necesarias para la evaporación (Jones, 1991)

- 1) El continuo suministro de calor latente de evaporación el cual es aproximadamente 590 cal/g a 15° C. Puede ser suministrado por el suelo mismo o por la radiación.
- 2) Tiene que existir un gradiente de presión de vapor

entre la atmosfera y el suelo. El vapor debe ser transportado por difusión y/ movimiento convectivo.

Estas dos condiciones son influenciadas por factores meteorológicos generando lo que podemos englobarlo como evapabilidad de la atmósfera.

El valor de la pérdida depende de:

Factores Meteorológicos

- Radiación
- Humedad del aire
- Temperatura del aire
- Velocidad del viento

3) Esta tercera condición para la evaporación es el continuo suministro de agua a la superficie del suelo que esta gobernado por:

Propiedades del suelo

- Potencial hídrico total (ψ_H)
- Conductividad hidráulica (K)
- Velocidad con que el agua se repone en superficie

Si se grafica la evaporación en función del tiempo cuando el suelo está evaporando, la curva tiene al principio un valor constante y luego cae asintóticamente (Figura 21)

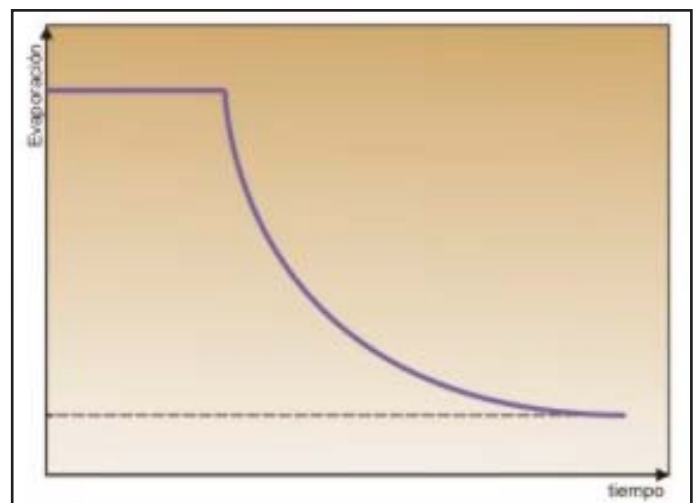


Figura 21: Evaporación del suelo en función del tiempo.

Bajo condiciones constantes de evaporación, rigen el proceso los factores meteorológicos. La curva entra en el sector decreciente de evaporación cuando el proceso es gobernado por los factores del suelo, y ocurre cuando este comienza a secarse.

Si se grafica la evaporación de un tanque de agua, en función de la evaporación del suelo saturado con agua, en un primer momento evaporará en ambos toda el agua que requiera la atmósfera. Cuando el suelo se va secando, su evaporación será menor (Figura 22).

Se considera que la transpiración no es pérdida porque es agua utilizada en el funcionamiento de la planta para obtener un rendimiento. En cambio la evaporación si es una pérdida. Lo que se desea es lograr gobernar el proceso evaporatorio del suelo, y es lo que lleva a tomar

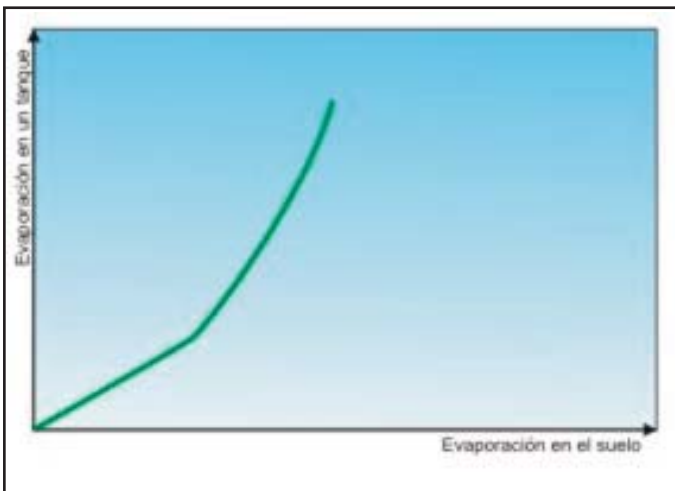


Figura 22: Relación entre la evaporación de un tanque de agua y la evaporación de un suelo.

la decisión sobre determinadas prácticas agronómicas.

La práctica más utilizada para evitar la evaporación del suelo es la del barbecho. La primera condición para realizar dicha práctica es evitar el enmalezamiento mediante el uso de herbicidas, durante el proceso de captación del agua. Esto es porque las malezas transpiran y así se pierde agua.

Otra práctica es evitar el calentamiento de la superficie del suelo por medio del rastrojo, cultivando mediante siembra directa. La eficiencia del rastrojo se empieza a notar cuando hay cierta cantidad del mismo en superficie. La cantidad mínima es de 2000 kg/ha.

CAPA FREÁTICA

Es el nivel de puntos en el suelo donde la carga hidráulica o presión hidrostática se iguala a la presión atmosférica, y esto es igual a cero. Generalmente debajo de la napa hay una capa que actúa como semipermeable o impermeable, y recibe el nombre de hidroapoyo.

Las napas que se encuentran cercanas a la superficie se definen como acuíferos libres o napas freáticas no confinadas, y pueden ser temporarias o permanentes.

Las napas o acuíferos que se encuentran a mayor profundidad se denominan confinados o semiconfinados, se encuentran entre capas de menor permeabilidad. Un acuífero es confinado cuando está entre dos capas impermeables de suelo. Es semiconfinado cuando una capa es impermeable (la inferior) y la otra es semipermeable (la superior).

El acuífero semiconfinado puede tener influencia sobre el acuífero libre porque la conductividad hidráulica de la capa semipermeable no es tan baja, deja pasar agua desde el acuífero semiconfinado al libre.

Los acuíferos se ponen en evidencia mediante el tubo piezométrico. Si es libre el nivel de agua sube hasta el nivel del pelo de la napa de agua. Si es semiconfinado sube hasta más allá del pelo de la napa pero no llega hasta la superficie, por tal motivo a los acuíferos semiconfinados se los llama pozos semisurgentes. Si el acuífero es confinado, el nivel de agua sube por encima de la superficie, por un efecto de presiones, y por tal motivo se lo llama pozo surgente.

CAPA FREÁTICA PERMANENTE

Fluctúa a lo largo del tiempo. En el perfil del suelo se distinguen dos zonas: Una de reducción o gley y otra de óxido-reducción o pseudogley. Se evidencia la presencia de moteados en la zona de óxido reducción (Figura 23).



Figura 23: Zonas generadas por una capa freática permanente y fluctuante en el tiempo.

La zona de fluctuación indica el nivel hasta donde asciende la napa en la estación húmeda, y el nivel hasta donde desciende en la estación seca. Esa fluctuación es estacional y periódica.

CAPA FREÁTICA TEMPORARIA

Generalmente se presenta durante un corto período de tiempo, en el cual la precipitación supera la evapotranspiración, y si existe una capa del suelo que actúe como impermeable, como lo es el horizonte Bt.

EL AGUA DEL SUELO Y LAS PLANTAS

FACTORES QUE DETERMINAN LA CANTIDAD DE AGUA DISPONIBLE PARA LAS PLANTAS

- Potencial matriz
- Compactación
- Potencial osmótico
- Profundidad del suelo
- Estratificación o capas del suelo

MECANISMOS POR LOS QUE LAS PANTAS ABSORBEN EL AGUA DEL SUELO

- Velocidad de flujo
- Extensión del sistema radicular (la soja concentra el 70% de su sistema radicular en los primeros 30 cm de suelo. El 30% restante entre los 30 y los 180 cm de profundidad)
- Distribución de raíces
- Contacto suelo-raíz

BIBLIOGRAFÍA

- **BRADY, N.C. and WEIL, R.R.** 2002. The nature and properties of soil.
- **CONTI, M.** 2000. 2º Edición. Principios de Edafología.
- **FOTH, H.D.** 1986. Fundamentos de la ciencia del suelo
- **HILLEL, D.** 1998. Environmental soil physics.

www.edafologia.com.ar
