

Cátedra de Edafología

Facultad de Agronomía, Zootecnia y Veterinaria
Universidad Nacional de Tucumán



Guía de estudio

El agua del suelo

2024



Facultad de
Agronomía,
Zootecnia
y Veterinaria
UNT



EL AGUA DEL SUELO

MSc. Ing. Agr. Francisco Alberto Sosa
Ing. Agr. Juan Fernández de Ullivarri

1. INTRODUCCIÓN

El presente material de estudio constituye una revisión de los conceptos básicos del agua en el suelo, abarcando temas como las propiedades moleculares del agua, estática y dinámica del agua en el suelo, y sus implicancias agronómicas. Se desarrollan conceptos teóricos con algunos ejemplos numéricos y prácticos orientados al manejo agronómico. Muchos de los términos empleados pertenecen a otras guías de estudio, en estos casos se remitirá al lector a la guía correspondiente para una mejor comprensión del tema. El desarrollo matemático de algunas fórmulas puede encontrarse en el Anexo al final del texto, de igual forma se detalla bibliografía para un estudio más profundo de cada tema.

El agua es uno de los componentes fundamentales en la productividad de los ecosistemas en general y por lo tanto en los ecosistemas agrícolas. En el suelo se hace mención al “agua del suelo” y no al “agua en el suelo” debido a que tiene características de solución-suspensión (ver guía de Físico química), presenta sustancias orgánicas e inorgánicas en solución y partículas coloidales en suspensión.

Como se vió en Física de Suelos, el medio edáfico constituye un sistema trifásico, en el que según la proporción de la fase líquida sobre el total se pueden diferenciar dos estados del suelo:

Suelos saturados: prácticamente todos los poros del suelo están llenos de agua y el contenido hídrico es máximo. Son las capas de suelo que se encuentran por debajo del nivel freático, mientras que las que están sobre el nivel freático pueden encontrarse saturadas por poco tiempo luego de una lluvia o riego.

Suelos Insaturados: la fase gaseosa está presen-

te y el contenido hídrico puede variar desde muy húmedo hasta muy seco.

Muchos procesos físicos, químicos y biológicos del suelo, están condicionados por el balance hídrico que ocurre en el mismo. Por ejemplo, la meteorización, los procesos formadores, temperatura, evaporación, reacciones redox, aireación, actividad biológica, pH, etc. De igual manera, la mayoría de las prácticas culturales que se realizan en actividades agropecuarias son afectadas por el contenido hídrico del suelo como siembra, riego, drenaje, tránsito, preparación de suelo, contaminación de acuíferos, etc.

El agua fluye y puede ser retenida con distintos niveles de energía en los poros del suelo generándose un equilibrio dinámico con la fase gaseosa del suelo. Las plantas necesitan vencer ese nivel energético para absorber agua, por otro lado, las raíces también necesitan respirar por lo que un exceso de agua puede generar condiciones desfavorables (ver guía de Aireación del suelo).

2. ESTRUCTURA DEL AGUA Y FUERZAS QUE SE DESARROLLAN

2.1. ESTRUCTURA MOLECULAR DEL AGUA

La capacidad del agua para influenciar tantos procesos está determinada principalmente por la estructura de su molécula, que contiene un átomo de oxígeno unido covalentemente a dos átomos de hidrógeno de menor tamaño.

El agua presenta una característica fundamental, que es la forma en que se unen sus dos átomos de hidrogeno con el oxígeno en un ángulo de $104,5^\circ$ (Figura 1).

Esta unión hace que la molécula de agua sea asimétrica, otorgándole un carácter *bipolar* con un

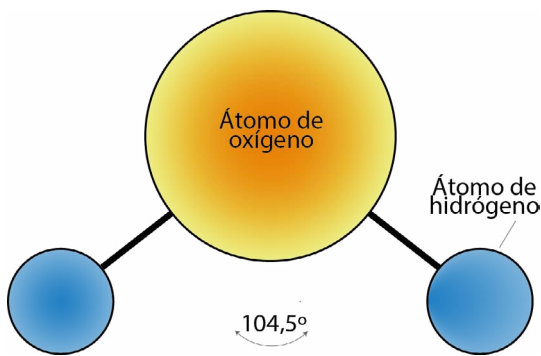


Figura 1: Unión asimétrica de los átomos de hidrógeno y oxígeno en la molécula de agua.

sector electropositivo (H^+) y otro electronegativo (OH^-) lo que convierte al agua en un solvente universal.

Las moléculas de agua, al tener esta característica de polaridad, se unen unas con otras a través de puentes hidrógeno formando polímeros (Figura 2). Estas uniones débiles determinan el efecto de cohesión que es una fuerza que atrae y mantiene unidas a moléculas iguales (agua en nuestro caso).

Esta configuración permite además la atracción electrostática a moléculas de distinta naturaleza (adhesión) como a la superficie de los coloides y la hidratación de los iones (solvatación).

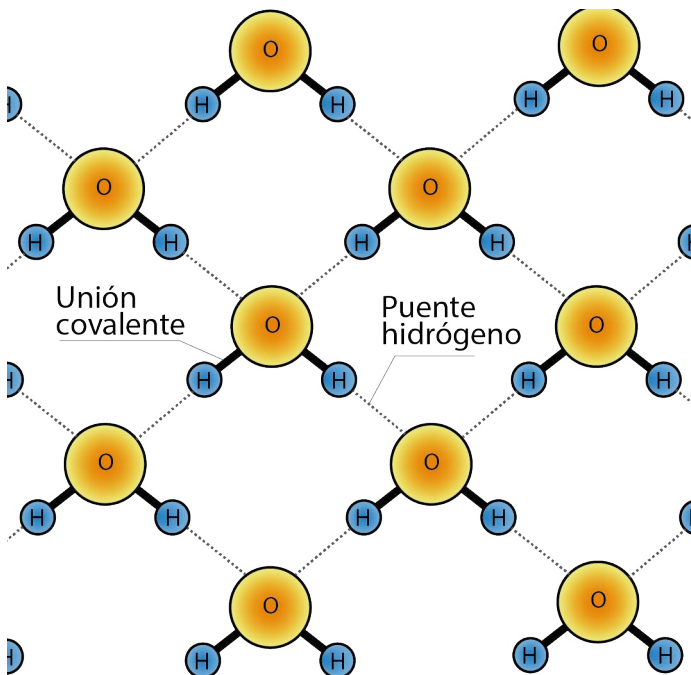


Figura 2: Polímeros formados por uniones puente hidrógeno entre moléculas de agua.

Esta configuración de moléculas de agua explica una serie de propiedades de la misma:

- Densidad baja: 1gr/cm^3 a $4\text{ }^\circ\text{C}$ ($0,98\text{ gr/cm}^3$ a $50\text{ }^\circ\text{C}$)
- Peso molecular bajo: a pesar del cual el agua es líquida y no gaseosa a temperatura ambiente.
- 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 ($72,8\text{ mN/m}$ a $20\text{ }^\circ\text{C}$)

2.2. FUERZAS QUE SE DESARROLLAN EN EL SENO DEL LÍQUIDO Y EN LA INTERFASE

2.2.1. TENSIÓN SUPERFICIAL (FUERZAS DE COHESIÓN)

La tensión superficial del agua es la cantidad de energía necesaria para aumentar la superficie del agua definida por unidad de área (J/m^2). También puede definirse como la fuerza por unidad de longitud que ejerce una superficie de un líquido sobre una línea cualquiera situada sobre ella (borde de sujeción) (N/m). (Anexo 2.2.1).

Las moléculas de agua contenidas en un recipiente desarrollan fuerzas de cohesión que las mantienen unidas, tomando la forma del recipiente que las contiene. En el seno del líquido cada molécula es atraída en todas las direcciones con igual fuerza de cohesión, mientras que las moléculas de agua que están en la interfase agua-aire (en la superficie del líquido) son atraídas con mayor fuerza por la fase líquida que por la gaseosa (Figura 3). Este desbalance de fuerzas genera la tensión superficial, lo que da lugar a que la superficie, en la interfase agua aire, se comporte como una membrana elástica. Esto explica que una aguja "flote" en el agua o ciertos insectos puedan desplazarse sobre la misma (Figura 4). Además, también explica que un objeto completamente sumergido, se desplace

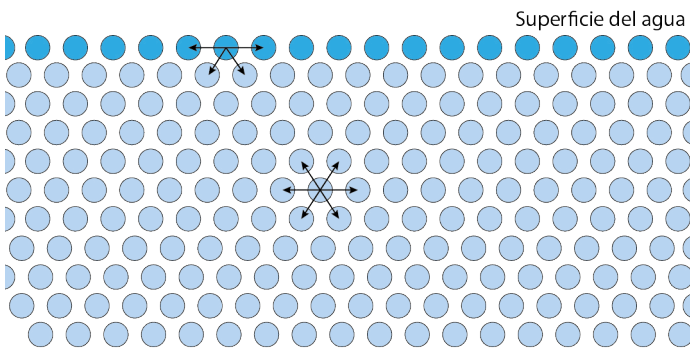


Figura 3: Fuerzas de cohesión que actúan en la superficie del agua para generar la tensión superficial.



Figura 4: Insecto parado sobre la superficie del agua por efecto de la tensión superficial.

con mayor facilidad que uno situado en la interfase.

El agua a 20 °C tiene una tensión superficial de 72,8 mN/m, que es alta comparada con la del alcohol etílico (22,3 mN/m) aunque mucho más baja que la del mercurio (465 mN/m).

2.2.2. FUERZAS DE ADHESIÓN

La configuración molecular del agua permite la atracción electrostática a las superficies sólidas cargadas (Ver Guía Físico química). En el caso del suelo, el agua moja la superficie de las partículas formando un ángulo de contacto.

Si las fuerzas de adhesión entre el sólido y líquido son más grandes que las fuerzas de cohesión del líquido, se formará un ángulo de contacto que tenderá a ser agudo y el líquido mojará al sólido. El mercurio es un líquido que no moja la superficie del sólido (ángulo obtuso) como consecuencia de su elevada fuerza de cohesión.

Las fuerzas de adhesión permiten que algunas moléculas de agua sean retenidas por las partículas del

suelo, estas a su vez retienen por fuerzas de cohesión otras moléculas permitiendo al suelo retener agua y regular su movimiento. También estas fuerzas le otorgan “Plasticidad” a ciertas partículas (ver Guía Física del Suelo).

2.2.3. CAPILARIDAD

El ascenso de un líquido en una porción de fibra ejemplifica el fenómeno de capilaridad. Las fuerzas que permiten este movimiento son la atracción del agua por el sólido (fuerzas de adhesión) y la tensión superficial del agua (fuerzas de cohesión).

Si se tiene un recipiente con agua y se coloca en ella un tubo de vidrio fino se va a producir un ascenso del agua. Cuanto menor sea el diámetro del tubo, mayor será la altura de ascenso. Las moléculas de agua son atraídas por las paredes del tubo (adhesión) y comienzan a mojar el sólido en respuesta a esa fuerza. Al mismo tiempo las fuerzas de cohesión entre las moléculas de agua generan tensión superficial generando una superficie curva llamada “menisco” en la interfase líquido aire del tubo.

Las moléculas de agua debajo del menisco tienen un menor nivel energético (P2) y son presionadas por la presión atmosférica del agua libre (P1) permitiendo el ascenso capilar hasta que el peso de la columna de agua en el tubo iguale a la diferencia de presión entre el agua libre y en el menisco (Figura 5).

Si el líquido moja el sólido, el menisco será cóncavo y el ángulo de contacto agudo, por el contrario un líquido que no moja el sólido formará un menisco convexo y ángulo de contacto obtuso, es lo que ocurriría con una superficie cerosa (apolar) y el agua (Figura 6).

En el caso de que el líquido moje el capilar, las fuerzas que permiten el ascenso están determinadas por la tensión superficial (TS), el contacto entre el menisco y el tubo (circunferencia del tubo = $2 \pi \cdot r$), y el ángulo de contacto ($\cos \alpha$).

Las fuerzas que contrarrestan el movimiento ascendente están determinadas por la densidad del líquido (d), el volumen de agua sobre la superficie libre ($h \cdot \pi \cdot r^2$) y la aceleración de la gravedad (g) (Anexo 2.2.3.).

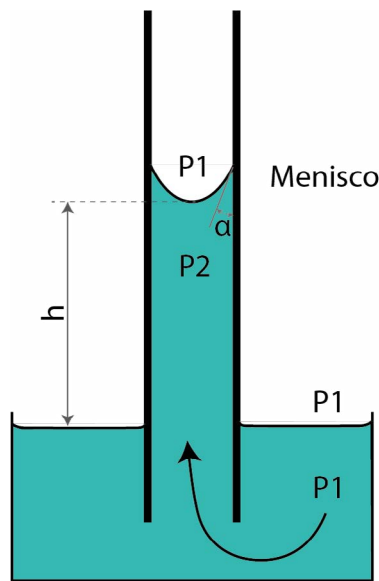


Figura 5: Capilaridad en un tubo de vidrio.

Cuando consideramos al suelo en el proceso, la presión capilar hace referencia a la fuerza con la que está retenida el agua y la que se debería aplicar para extraer agua del mismo. Cuando se invierte trabajo, la presión capilar es negativa (succión). Si los poros del suelo son muy pequeños la presión capilar será elevada y las plantas deberán realizar una succión muy alta para tomarla.

La capilaridad también explica el ascenso del agua del suelo a partir de una napa freática, este ascenso capilar va a estar definido por el espacio poroso del suelo sobreyacente. Si la textura es gruesa (poros grandes), para que la napa tenga influencia en la superficie, no puede encontrarse más allá de los 50 - 60 cm de profundidad. En una textura fina (poros pequeños), la napa freática tiene influencia en superficie hasta cuando se encuentra a 220 - 230 cm de profundidad, debido a que el ascenso capilar es mayor.

La velocidad de ascenso capilar en el suelo es menor a la esperada teniendo en cuenta su espacio poroso, esto se debe a que en el suelo los poros no son rectos ni uniformes ni continuos retrasando el proceso.

La capilaridad en el suelo ocurre en todas las direcciones ya que los meniscos se forman en los poros,

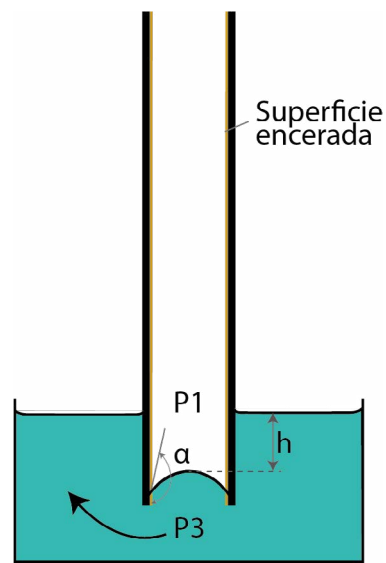


Figura 6: Capilaridad en un tubo de vidrio encerado.

por lo tanto, interviene tanto en el ascenso de agua desde una capa freática, como en el descenso luego de una lluvia o su movimiento lateral en un riego por surcos o por goteo.

3. ESTADO DE ENERGÍA DEL AGUA DEL SUELO

Procesos como retención, movimiento, absorción por la planta y evaporación del agua del suelo entre otros, están determinados por relaciones energéticas.

La capacidad de las moléculas de agua para moverse depende de su energía libre. 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 es la que poseen almacenada los cuerpos en reposo, generalmente se relaciona su masa y posición, y 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 del agua en cada punto es muy importante para conocer la dirección y la velocidad con que se mueve.

3.1. FUERZAS QUE AFECTAN LA ENERGÍA POTENCIAL DEL AGUA DEL SUELO

Tres son las fuerzas que afectan el estado energético:

1. Adhesión o adsorción del agua sobre fracción sólida del suelo, determina la fuerza matricial.
2. Atracción del agua por los iones y otros solutos generando las fuerzas osmóticas.
3. Fuerza gravitacional que determina el movimiento del agua hacia abajo.

Desde un punto de vista energético el agua del suelo puede estar

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

4. POTENCIAL HÍDRICO TOTAL

El potencial hídrico del suelo (Ψ) mide el estado de energía libre del agua del suelo. Puede expresarse en unidades de Energía por unidad de masa o volumen siendo el *Megapascal* la unidad más corriente de uso.

Se define 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.

En el “estado de referencia” el agua se encuentra pura, libre y a presión atmosférica, y presenta un Ψ igual a 0.

La diferencia de nivel energético del agua desde un punto a otro (por ejemplo, una capa de suelo seco

y otra húmeda) determina la dirección y la velocidad del movimiento del agua en el suelo y en las plantas.

En un suelo húmedo, la mayoría de las moléculas de agua no están muy cerca de la superficie del sólido por lo tanto las fuerzas capilares (succión) no son muy elevadas. En esta condición las moléculas de agua no están retenidas con fuerza y tienen cierta libertad de movimiento es decir su nivel energético es elevado, similar al del agua pura.

En un suelo seco, por el contrario, la mayoría de las moléculas de agua se encuentran retenidas en poros más pequeños con mayor fuerza capilar (succión) estas moléculas tienen menor libertad de movimiento y su nivel energético es mucho menor que en un suelo húmedo. Si ambos suelos se ponen en contacto el agua se moverá del suelo húmedo (con mayor energía libre) hacia el suelo seco (menor energía libre).

Desde un punto de vista práctico el agua contenida en la planta debe tener menor energía libre ($\lll\Psi$) para que el agua retenida en el suelo pueda ser absorbida. Cuando la raíz consume agua se genera una nueva zona con menor energía libre respecto al suelo húmedo circundante y el flujo continúa. Si el suelo está muy seco o presenta cantidades importantes de sales en solución (Ver guía de Físico-Química) la energía libre en el suelo puede ser menor respecto a la planta y producirse una plasmólisis.

El potencial hídrico total del agua del suelo (Ψ_{HT}) esta determinado por: potencial gravitatorio (ψ_g) – potencial mátrico (ψ_m) – potencial presión (ψ_p) – potencial osmótico (ψ_o) (1).

$$\Psi_{HT} = \psi_g + \psi_m + \psi_p + \psi_o \quad (1)$$

4.1. POTENCIAL GRAVITATORIO

Representa la energía generada por la fuerza de atracción terrestre, su valor dependerá únicamente de la posición del punto considerado respecto al nivel de referencia (nivel donde se considera que $\psi_g = 0$).

$\psi_g (+)$: por encima del nivel de referencia. El agua es atraída por la gravedad.

$\psi_g (0)$: en el nivel de referencia.

ψ_g (-): por debajo del nivel de referencia. Si se quiere extraer agua hay que invertir trabajo proporcional a la atracción gravitatoria.

resultado de las fuerzas capilares y osmóticas.

$$ST = SM + SO \quad (2)$$

Donde

SM: Succión matriz. Representa los valores absolutos del ψ_m

SO: Succión osmótica. Representa los valores absolutos de ψ_o

4.2. POTENCIAL MÁTRICO¹

Representa la energía de retención del agua por las partículas del suelo (matriz), es decir la presión capilar anteriormente descrita. El agua retenida en el suelo tiene una energía libre menor al agua pura, por lo que el potencial mátrico es **siempre negativo** y actúa en suelos insaturados. En suelos saturados el potencial mátrico es cero.

El potencial mátrico depende de las propiedades del suelo, principalmente del radio de los poros intervinientes; a menor tamaño de poro, mayor presión capilar y el potencial mátrico tomará valores más negativos. Se puede medir con el instrumental descripto al final de esta guía.

4.3. POTENCIAL PRESIÓN POSITIVO

Representa la energía debida al peso de una columna de agua (presión hidrostática) en un punto considerado. Opera solamente debajo de la zona saturada (capa freática) y toma siempre **valores positivos** o cero en suelos insaturados.

Potencial presión no depende de ninguna propiedad del suelo, depende de la presión hidrostática o carga hidráulica.

4.4. POTENCIAL OSMÓTICO

Representa la disminución de energía libre en el agua como consecuencia de la solvatación de solutos. El potencial osmótico es **siempre negativo** y es de gran importancia en suelos salinos.

4.5. SUCCIÓN TOTAL DEL SUELO

Hace referencia a la deficiencia de presión (menor energía) del agua del suelo que se genera como

1. También denominado "Potencial presión negativo"

Como se mencionó anteriormente la unidad de medida más comúnmente empleada para referir el potencial hídrico del suelo es MPa.

Equivalencias

- 0,1 MPa = 0,99 atm = 100 kPa = 1 bar
- 0,033 MPa = 0,3 atm = 33 kPa = 0,33 bar
- 1,5MPa = 15 atm = 1500 kPa = 15 bar

5. CONTENIDO Y CAPACIDAD HÍDRICA DEL SUELO

5.1. CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO

Es la cantidad de agua presente en el suelo en un determinado momento. Se puede asumir que el agua del suelo presenta una densidad de 1 gr/cm³. El contenido hídrico se puede expresar de tres maneras: humedad específica o gravimétrica, humedad volumétrica o lámina.

5.1.1. HUMEDAD ESPECÍFICA O GRAVIMÉTRICA

Es la masa de agua en relación a una masa de suelo seco. Se determina pesando una muestra de suelo húmeda, secando hasta peso constante y luego pesando nuevamente (3). La diferencia representa la masa de agua. Se simboliza como θ_g (%)

$$\theta_g (\%) = \frac{MH - M_{ss}}{M_{ss}} \cdot 100 \quad (3)$$

Donde:

MH: Masa de suelo húmedo

M_{ss}: Masa de suelo seco

MH - M_{ss}: Masa del agua

Ejemplo: MH = 115 gr y M_{ss} = 100 gr

$$\theta_g (\%) = \frac{(115 - 100)}{100} \cdot 100 = 15 \%$$

En este caso hay 15 gr de agua en 100 gr de suelo seco

5.1.2. HUMEDAD VOLUMÉTRICA

Volumen de agua en relación a un volumen de suelo seco. Para su cálculo se utiliza densidad aparente del suelo (gr/cm^3) (4) (Ver guía de Física de Suelos). También puede determinarse con instrumentos que miden la humedad del suelo en un volumen de lectura constante (Sondas de neutrones, FDR, TDR, etc.). Se simboliza como θ_v (%)

$$\theta_v (\%) = \theta_g (\%) \cdot DA (\text{gr} \cdot \text{cm}^{-3}) \quad (4)$$

Donde:

DA: Densidad aparente

Ejemplo: $\theta_g (\%) = 15 \%$; $DA = 1,3 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3}$

$$\theta_v (\%) = 0,15 \frac{\text{gr H}_2\text{O}}{\text{gr ss}} \cdot 1,3 \frac{\text{gr ss}}{\text{cm}^3 \text{ ss}} = 0,195 \frac{\text{gr H}_2\text{O}}{\text{cm}^3 \text{ ss}} = 19,5 \%$$

$19,5 \%$ = $19,5 \text{ gr H}_2\text{O}$ en 100 cm^3 de suelo seco

5.1.3. LÁMINA

El término lámina o L se expresa en milímetros (mm) y es la altura alcanzada por un volumen de agua en una superficie de 1 m^2 . Por lo tanto, 1 mm corresponde a 1 lt por metro cuadrado.

Por ejemplo, 100 lt de agua ($0,1 \text{ m}^3$), aplicados sobre un recipiente con una base de 1 m^2 , generará una columna de altura $0,1 \text{ m} = 10 \text{ cm} = 100 \text{ mm}$.

En el caso del suelo, podemos considerar un volumen en el cual encontramos las 3 fases (sólido, gaseoso y líquido = agua del suelo), si pudiéramos extraer el agua del suelo en un volumen de la misma superficie obtendríamos 2 volúmenes (sólido + gaseoso) y agua (Figura 7).

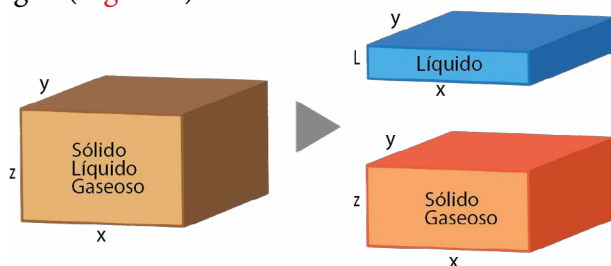


Figura 7: Representación esquemática de un volumen de suelo con sus tres fases al cual se le extrae la fase líquida.

$$\text{Volumen del suelo} = x \cdot y \cdot z (\text{cm}^3)$$

$$\text{Volumen del líquido} = x \cdot y \cdot L (\text{cm}^3)$$

Como vimos anteriormente:

$$\theta_v (\%) = V \text{ agua} / V \text{ suelo seco} \rightarrow \theta_v (\%) = \frac{\text{gr H}_2\text{O}}{\text{gr ss}}$$

$$\theta_v (\%) = \frac{x \cdot y \cdot L}{x \cdot y \cdot z} = \frac{L (\text{cm})}{z (\text{cm})}$$

$$L (\text{cm}) = \theta_v (\%) \cdot z (\text{cm})$$

$$L (\text{mm}) = L (\text{cm}) \cdot 0,1 (\text{mm}/\text{cm}) \quad (5)$$

Donde x, y, z son dimensiones del volumen de suelo considerado siendo z la profundidad (cm); L altura alcanzada por el volumen de agua presente en el suelo (cm).

Las expresiones 5 y 6 nos permiten relacionar el contenido hídrico del suelo con otros aportes o consumos que se expresan en mm, como por ejemplo lluvia, riego, evapotranspiración.

Ejemplo:

$\theta_v (\%)$: 19,5 %

Profundidad (z): 100 cm

$$L (\text{mm}) = 19,5 \% \cdot 100 \text{ cm} \cdot 0,1 \text{ mm}/\text{cm} = 195 \text{ mm}$$

Si partimos de θ_g la expresión quedaría:

$$L (\text{mm}) = \theta_g (\%) \cdot DA (\text{gr} \cdot \text{cm}^{-3}) \cdot \text{profundidad (cm)} \cdot 0,1 \text{ mm}/\text{cm} \quad (6)$$

$$L (\text{mm}) = 15 (\%) \cdot 1,3 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot 100 \text{ cm} \cdot 0,1 \text{ mm}/\text{cm} \quad (6) = 195 \text{ mm}$$

5.1. CAPACIDAD HÍDRICA DEL SUELO

La capacidad hídrica del suelo hace referencia a la relación existente entre el contenido hídrico y el potencial hídrico del suelo expresado como succión (MPa ó KPa). Se representa con una curva que relaciona contenido hídrico volumétrico (θ_v) en equilibrio con una succión matriz o succión total específica (KPa) (Figura 8). Cuando el suelo está saturado la succión tiende a 0 (no hay formación de menisco sector derecho de la Figura 8), a medida que el suelo se va secando va aumentando la succión (sector izquierdo de la Figura 8). Los valores de succión que aparecen en el eje Y representan constantes hídricas del suelo que se verán más adelante.

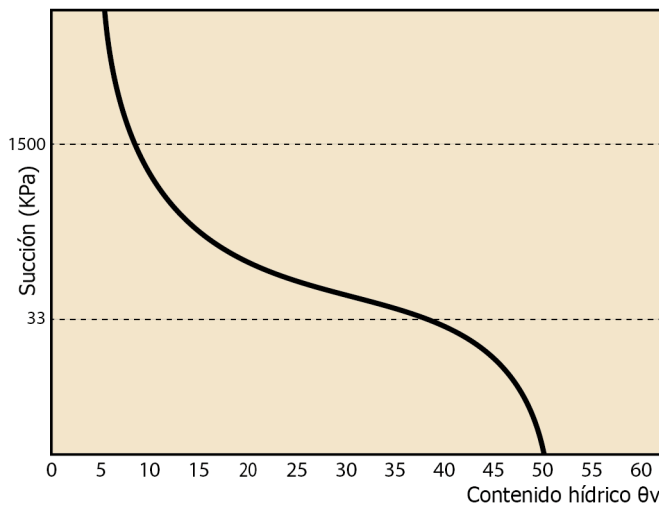


Figura 8: curva de capacidad hídrica.

Como vimos anteriormente, existe una relación inversa entre la energía de retención (succión) y la cantidad de agua retenida en el suelo, también se puede notar la continuidad de la curva indicando una continuidad en el tamaño de poros y una disminución gradual de la succión con el incremento del contenido hídrico.

5.2.1. FACTORES QUE INFLUENCIAN LA FORMA DE LA CURVA DE CAPACIDAD HÍDRICA

5.2.1.1. Textura

A una misma succión, un suelo arcilloso retiene mayor cantidad de agua que un suelo franco o arenoso. De la misma forma, para un determinado contenido hídrico el agua estará retenida con mayor energía (succión) en un suelo de textura más fina. Los mayores contenidos de arcilla implican una mayor proporción de poros más pequeños que pueden retener agua con mayor energía (Figura 9).

5.2.1.2. Estructura

Un suelo bien estructurado presenta una mayor porosidad total y por lo tanto una mayor capacidad hídrica que un suelo menos estructurado o compactado (Figura 10). Por otro lado, la estructuración genera poros estructurales grandes que retienen el agua edáfica

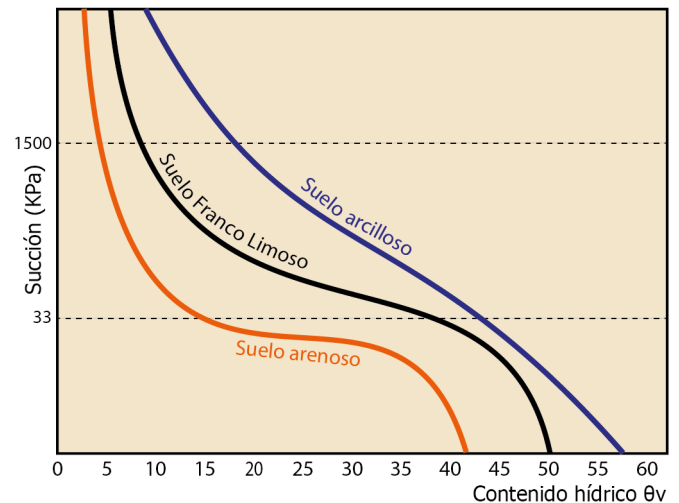


Figura 9: Curva de capacidad hídrica para suelos de distinta textura.

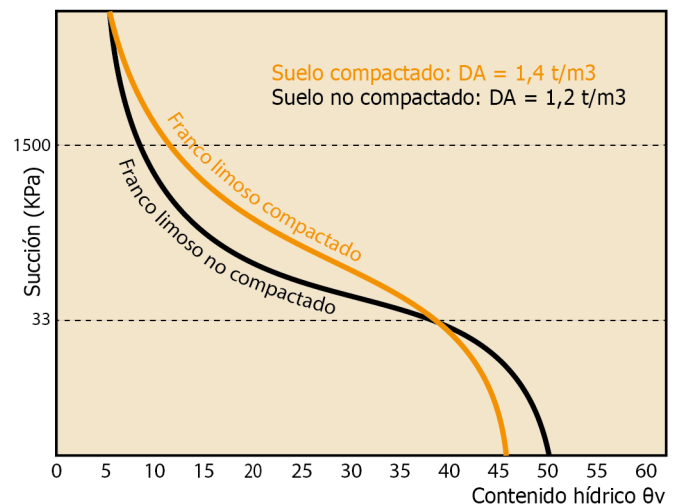


Figura 10: Influencia de la compactación en la forma de la curva de capacidad hídrica.

fica con menor succión permitiendo la entrada y movimiento del agua en suelo, asegurando un adecuado equilibrio entre las fases (aireación).

En contraste, un suelo compactado retendrá menos cantidad de agua total y tendrá una mayor proporción de poros medios y pequeños que generarán mayores succiones, menor entrada y movimiento de agua dentro del perfil. El efecto de la estructura es más notorio a succiones bajas (0-100 Kpa), a mayores succiones el efecto textural es más importante sobre la forma de la curva.

Otros factores que afectan la forma de la curva de capacidad hídrica son Temperatura e Histéresis que no se desarrollan en la presente guía.

6. CONSTANTES HÍDRICAS DEL SUELO

En un suelo con todos sus poros llenos de agua (suelo saturado) que se va secando (suelo insaturado) se producen gradualmente cambios en la succión (KPa) que modifican la relación suelo-agua-planta (Figura 8).

Con un fin práctico, relacionado al manejo del suelo, se establecen ciertas constantes que relacionan la curva de capacidad hídrica del suelo con las plantas y su capacidad para tomar agua del suelo. En otros términos, estas constantes representan niveles de humedecimiento del suelo en equilibrio con determinadas succiones, se debe tener presente que la curva de capacidad hídrica es continua (Figura 8) no existiendo límites definidos.

Las constantes hídricas del suelo permanecen poco variables en el tiempo y dependen del tipo de suelo. Por el contrario, el contenido hídrico del suelo varía continuamente en respuesta a los aportes (Riego, lluvia, ascenso capilar) y pérdidas (evaporación, transpiración, drenaje) de agua.

6.1. PRINCIPALES CONSTANTES

6.1.1. MÁXIMA CAPACIDAD DE AGUA (C_{Max})

Contenido hídrico del suelo cuando todos sus poros se encuentran llenos de agua (saturado), el contenido hídrico es equivalente a la porosidad total (Figura 11). El potencial mátrico (succión) es próximo a 0 Kpa (similar al agua libre). Si el drenaje lo permite el agua se moverá por los poros más grandes en respuesta al potencial gravitatorio (ψ_g).

6.1.2. CAPACIDAD DE CAMPO (CC)

Contenido hídrico del suelo en equilibrio con una succión de 10 a 50 Kpa según el tipo de suelo. Se toma 33 KPa para suelos medios.

Luego de una lluvia o riego el agua se moverá rápidamente en respuesta al potencial gravitatorio, 1 a 3 días después este rápido movimiento cesa y el agua

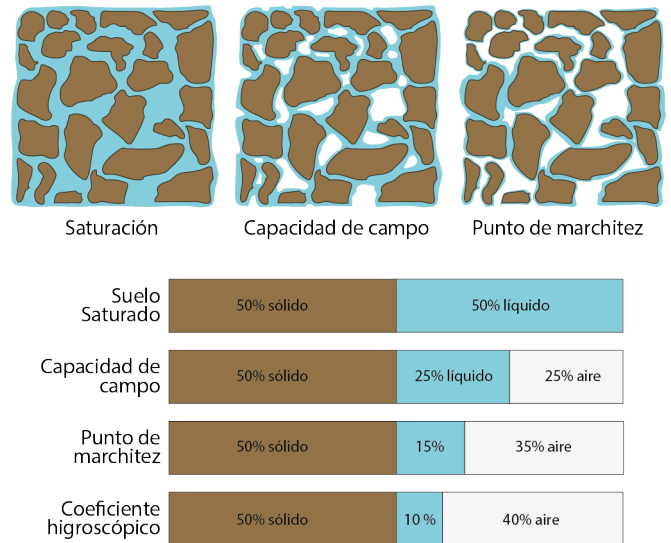


Figura 11: Representación de las constantes hídricas del suelo y su relación con la porosidad del suelo (los porcentajes representados son solo orientativos, ya que dependerán de propiedades del suelo que se vieron anteriormente).

queda retenida en respuesta al potencial mátrico, alcanzando “capacidad de campo” (Figuras 11 y 12).

En capacidad de campo, el agua gravitante ya se eliminó de los macroporos quedando ocupados por aire, los poros más pequeños retienen el agua con una succión de 10-50 KPa (Figura 13).

Capacidad de campo representa el máximo contenido hídrico disponible para las plantas, mayor cantidad de agua circulará rápidamente por los macroporos si el drenaje es adecuado, caso contrario ocupará los macroporos reduciendo la aireación y limitando la respiración radicular. En capacidad de campo la faci-

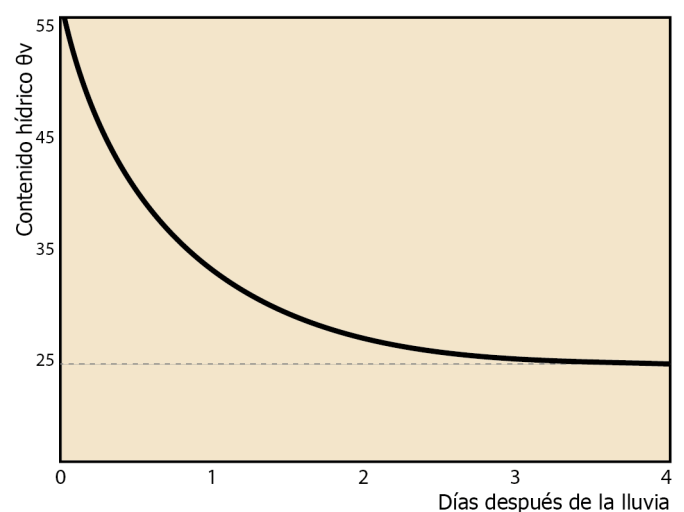


Figura 12: Contenido hídrico a capacidad de campo.

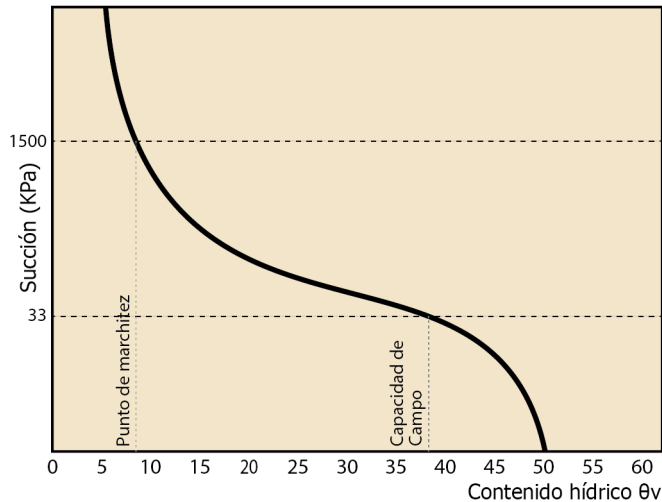


Figura 13: Constantes hídricas del suelo

lidad para la excavación o el laboreo es máxima. Además, los contenidos de agua y aire son los adecuados para la actividad microbológica aeróbica del suelo y el crecimiento de la mayoría de las plantas.

6.1.3. PUNTO DE MARCHITEZ PERMANENTE (PMP)

Contenido hídrico del suelo en equilibrio con una succión de 1500 Kpa. En este punto se considera que el agua edáfica está tan fuertemente retenida que las plantas no halófitas se marchitan permanentemente y no se pueden recuperar en un ambiente saturado de humedad (Figuras 11 y 13).

6.1.4. COEFICIENTE HIGROSCÓPICO MÁXIMO

Contenido hídrico del suelo en equilibrio con una succión de 3100 KPa. Representa la humedad adsorbida por el suelo en equilibrio con una humedad relativa del 98 % a 25 °C. Partículas con mayor superficie específica (más pequeñas) pueden retener una mayor cantidad de agua higroscópica (Figura 11)

6.1.5. AGUA ÚTIL (AU) O AGUA DISPONIBLE

Contenido hídrico del suelo entre Capacidad de Campo y Punto de Marchitez permanente. Representa la máxima cantidad de agua que el suelo le puede proveer al cultivo. Se expresa en unidades de contenido

hídrico (7).

Ejemplo:

CC θ_v : 32 %
PMP θ_v : 15 %
Profundidad: 100 cm

$$AU = CC - PMP = (32\% - 15\%) = 17\%$$

La lámina de agua útil (LAU) será:

$$L \text{ (mm)} = (CC - PMP) \cdot \text{profundidad (cm)} \cdot 0,1 \text{ (mm/cm)} \text{ (7)}$$

$$L \text{ (mm)} = (32\% - 15\%) \cdot 100 \text{ cm} \cdot 0,1 \text{ mm/cm} \text{ (6)} = 170 \text{ mm}$$

6.1.6. AGUA FÁCILMENTE UTILIZABLE (AFU)

Contenido hídrico que representa el 50 % del AU. Es la parte del agua útil más próxima a la capacidad de campo, situación en la que la planta deberá invertir menos energía para su absorción. Esta Constante puede variar según el cultivo y el método de riego.

6.2. ESTIMACIÓN DE LAS CONSTANTES HÍDRICAS

Las constantes hídricas varían con el tipo de suelo (Figuras 9 y 14). Las curvas de capacidad hídrica y las constantes hídricas pueden determinarse en laboratorio, las constantes hídricas pueden además estimarse a campo o, a partir de tablas según textura.

Las curvas de capacidad hídrica y las constan-

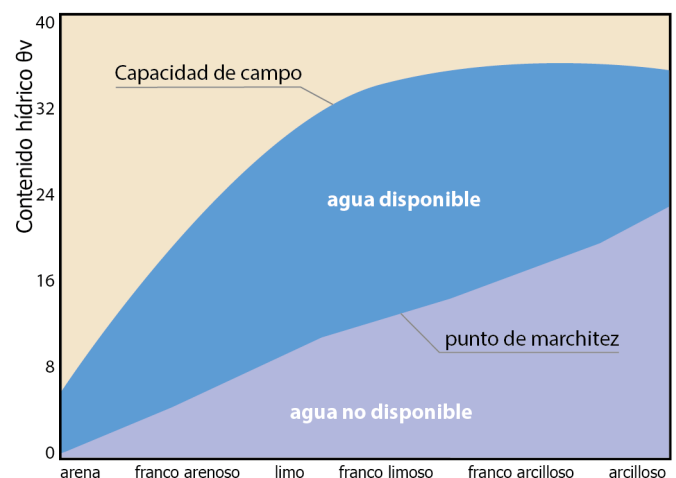


Figura 14: Constantes hídricas (CC, PMP y AU) para distintos tipos de suelos.

tes hídricas del suelo se pueden utilizar para estimar indirectamente la distribución del espacio poroso del suelo (Figuras 15, 16 y 17).

En estas curvas se puede determinar:

C_{max} = porosidad total (pt)

Poros de drenaje (PD) = C_{max} - CC

Poros de almacenaje (PA) = CC - PMP

Poros inútiles (PI) = PM

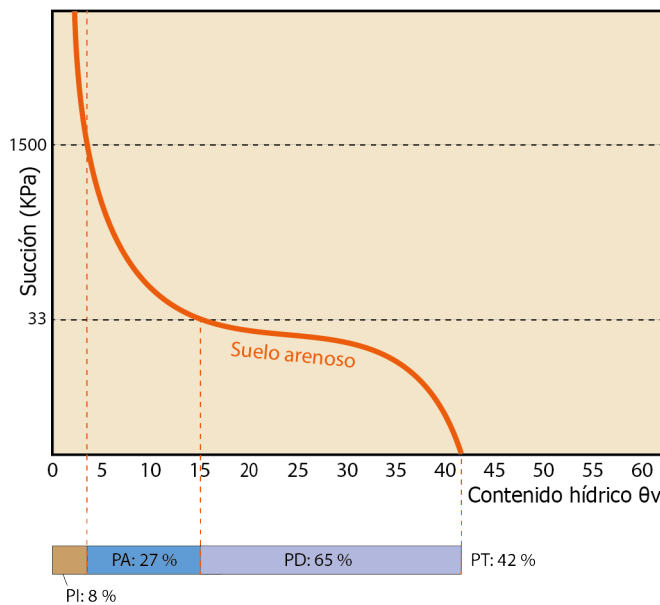


Figura 15: Espacio poroso estimado del suelo de acuerdo a constantes hídricas para un suelo arenoso.

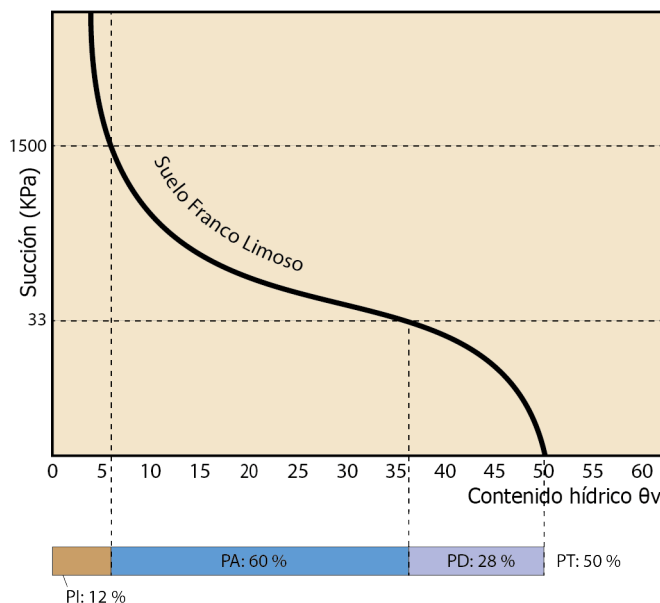


Figura 16: Espacio poroso estimado del suelo de acuerdo a constantes hídricas para un suelo franco limoso.

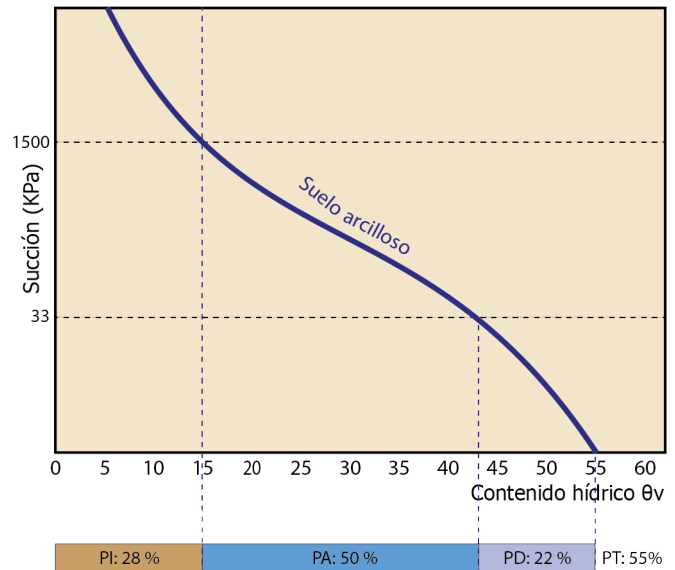


Figura 17: Espacio poroso estimado del suelo de acuerdo a constantes hídricas para un suelo arcilloso.

Otra utilidad de importancia agronómica es el manejo del riego de acuerdo al consumo de agua útil.

7. MOVIMIENTO DEL 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. La dinámica del agua del suelo estudia las leyes que rigen el movimiento. Su conocimiento es de importancia para la interpretación de la relación suelo-agua-planta, influye en muchas funciones ecológicas y en las prácticas de manejo, determina la cantidad de agua que infiltra y escurre, permite prever el movimiento del agua del suelo hacia las raíces, atmósfera u otras capas de suelo, brinda información relevante para el manejo y planificación de riego y drenaje.

Para que exista movimiento de agua en el suelo debe haber una diferencia o gradiente energético (diferencia de 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.

- Movimiento del agua líquida en suelos insaturados.
- Movimiento del agua en la fase de vapor.

7.1. MOVIMIENTO DEL AGUA EN SUELOS SATURADOS

Como se mencionó anteriormente los suelos saturados se encuentran por debajo del nivel freático, los suelos sobre el nivel freático pueden encontrarse saturados por poco tiempo luego de una lluvia o riego.

7.1.1. POTENCIALES QUE INTERVIENEN

En los suelos saturados, prácticamente todos los poros del suelo están llenos de agua, el contenido hídrico es máximo, al no haber interfase agua aire las fuerzas capilares son nulas y el potencial mátrico es igual a cero ($\psi_m=0$). El potencial presión (ψ_p), debido al peso de la columna de agua o carga hidráulica, toma valores definidos y será quien rija el movimiento del agua en esta condición. El potencial gravitatorio (ψ_g) siempre está presente ya que solo depende del nivel de referencia.

Por lo tanto, en suelos saturados los potenciales que definirán el movimiento del agua serán: ψ_p y ψ_g .

7.1.2. LEYES QUE EXPLICAN EL MOVIMIENTO DEL AGUA EN SUELOS SATURADOS

Como el suelo es un medio poroso, además de la diferencia de potencial o carga hidráulica, el movimiento del agua ocurrirá a través de sus poros y estará influenciado por la geometría de los mismos.

7.1.2.1. Ley de Poiseuille (Anexo 7.1.2.1.)

Esta ley se aplica al movimiento en flujo laminar en tubos rectos, lisos y uniformes; permite graficar la importancia del tamaño de tubo en el movimiento del agua; no se aplica directamente a los suelos donde los poros son tortuosos e interconectados. Para explicar el movimiento del agua en suelos saturados se aplica la **Ley de Darcy** válida también para flujo laminar, y que

responde a la ecuación de una recta.

7.1.2.2. Ley de Darcy

“En un suelo saturado el agua se mueve en dirección de la disminución de presión o carga hidráulica ($\Delta H = \Delta \Psi_{HT}$), con una velocidad directamente proporcional a la diferencia de carga hidráulica entre dos puntos y la conductividad del suelo al agua (k_{sat}); e inversamente proporcional a la distancia entre los dos puntos (L) (8)”.

$$v = -K_{sat} \cdot i \quad (8)$$

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

i : gradiente hidráulico

ΔH : diferencia de carga hidráulica

$$v = -K_{sat} \cdot \frac{\Delta H}{L}$$

Desarrollo de la Ley de Darcy

Si analizamos la **Figura 18**, donde 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. En este caso ambos puntos están al mismo nivel respecto al nivel de referencia por lo que el gradiente hidráulico estará solo determinado por la carga hidráulica o diferencia de potencial presión:

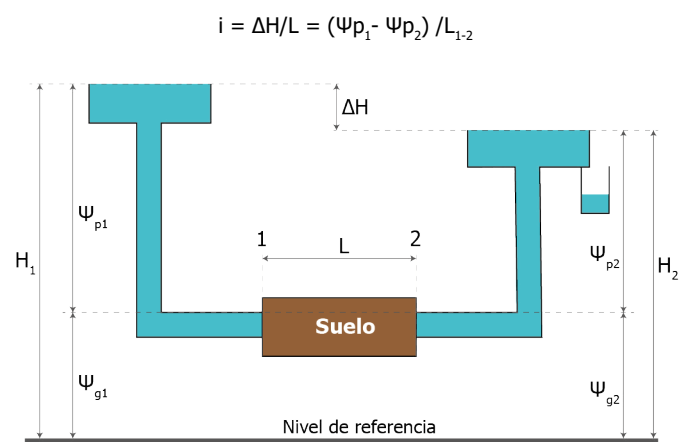


Figura 18: Movimiento del agua en suelo saturado.

La velocidad de flujo con la que el agua se mueva a través de la columna de suelo dependerá, del gradiente hidráulico (i) y de la conductividad hidráulica (K_{sat}) del suelo ($v = -k_{sat} \cdot i$) (8).

Otra forma de analizar el proceso sería: 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_{sat}) denominada conductividad hidráulica o coeficiente de permeabilidad de Darcy (9)

$$Q \text{ (m}^3\text{/s)} = K_{sat} \text{ (m/s)} \cdot A \text{ (m}^2\text{)} \cdot i \text{ (9)}$$

como $Q/A = v \text{ (m/s)}$ velocidad de flujo

$$v \text{ (m/s)} = K_{sat} \text{ (m/s)} \cdot i$$

$$v = -K_{sat} \cdot i$$

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

La carga hidráulica en un punto de un suelo saturado puede medirse utilizando un tubo denominado piezómetro o tubo piezométrico. Consiste de un tubo con su extremo inferior perforado por donde ingresa el agua hasta una altura determinada por carga hidráulica o potencial presión. Tomando un nivel de referencia se puede conocer la carga hidráulica en varios puntos y sus diferencias (gradiente hidráulico) determinarán la dirección del flujo. Su unidad de medida será en cm o metros de columna de agua.

Componentes de la ley de Darcy

Gradiente hidráulico (i): Es la pérdida de carga hidráulica por unidad de distancia $i = \Delta H / L$. Cuando la carga hidráulica se expresa en cm o m, el gradiente hidráulico es adimensional.

Conductividad hidráulica (K_{sat}): Es la relación entre la velocidad de flujo y el gradiente hidráulico. $k_{sat} = v/i$. Se expresa en unidades de velocidad como cm/s. La conductividad hidráulica es la pendiente de la recta (Figura 19).

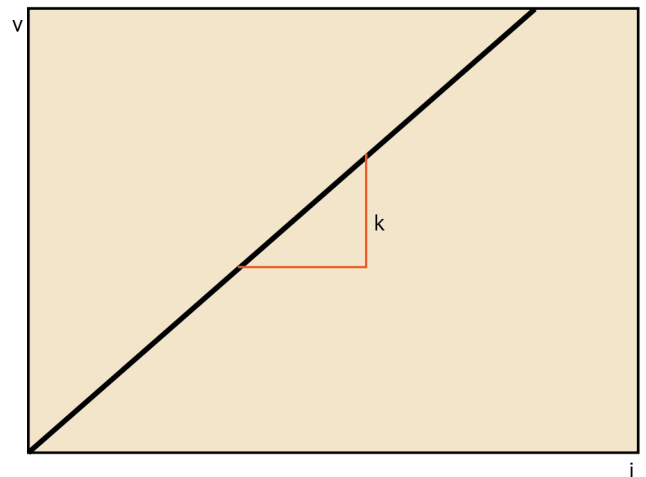


Figura 19: Representación gráfica de K_{sat} (pendiente de la recta)

K_{sat} puede tomar valores superiores a 0,07 cm/s = 25 cm/h = 6 m/día en suelos arenosos y menores a 0,00003 cm/s = 0,1 cm/h = 0,25 m/día en suelos de textura fina (Figura 20)

K_{sat} depende de:

Propiedades del suelo: textura, estructura, geometría del espacio poroso (tamaño, distribución y tortuosidad de los poros) y compactación. Como se puede ver con el ejemplo de la Ley de Poiseuille y en “Física de suelos” todas aquellas propiedades del suelo que resulten en poros de mayor tamaño tendrán k_{sat} mayor.

Propiedades del fluido: densidad y viscosidad. En el caso del suelo no se tienen en cuenta ya

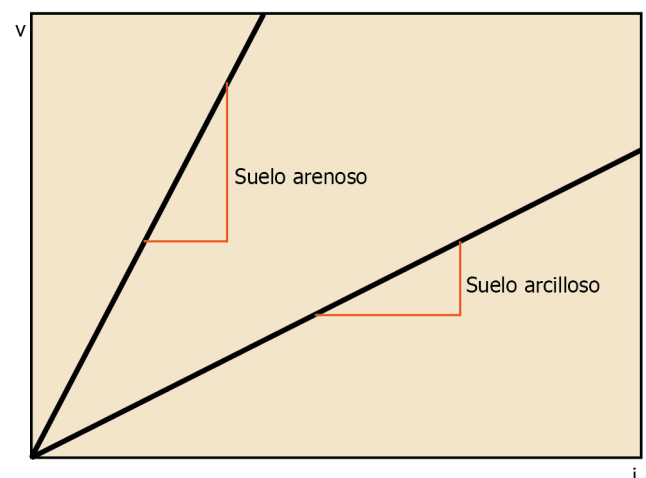


Figura 20: Representación gráfica de K_{sat} para diferentes texturas.

que se habla de la solución del suelo con temperaturas y viscosidades similares entre puntos cercanos.

Para un mismo suelo K_{sat} es constante o casi constante porque todos los poros del suelo están participando en el movimiento del agua.

7.2. MOVIMIENTO DEL AGUA EN SUELOS INSATURADOS

En los suelos bien drenados, las condiciones de saturación son muy breves (inmediatamente después de una lluvia o riego), durante la mayor parte del tiempo el agua se moverá en condiciones de insaturación en respuesta a diferencias de potencial mátrico y gravitatorio ($\psi_m + \psi_g$).

El movimiento del agua hacia las raíces, a la atmósfera (evaporación), a otras capas contiguas de suelo se producirá en insaturación.

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 potencial hídrico total (Ψ_{HT}).

El movimiento del agua en el suelo insaturado se rige también por la ley de Darcy, pero en este caso la conductividad hidráulica K_{insat} no es constante, sino variable. El movimiento se realiza a una velocidad (v) que dependerá del gradiente de potencial hídrico total ($\Delta\Psi_{HT}/L$) y de la conductividad del suelo en insaturación (K_i) (10)

$$v = k_{insat} \cdot \Delta\Psi_{HT} / L \quad (10)$$

El agua se moverá desde los sitios donde la película de agua que rodea a las partículas de suelo sea de mayor espesor (menor succión matriz) a los sitios donde las películas de agua tienen menor espesor

(mayor succión matriz) (Figura 21). Siguiendo este razonamiento se puede inferir que el agua se moverá con mayor facilidad cuando el suelo se encuentre húmedo (película de agua de mayor espesor y baja succión matriz) respecto a cuándo se encuentre seco (película de agua de menor espesor y alta succión matriz) (Figura 22).

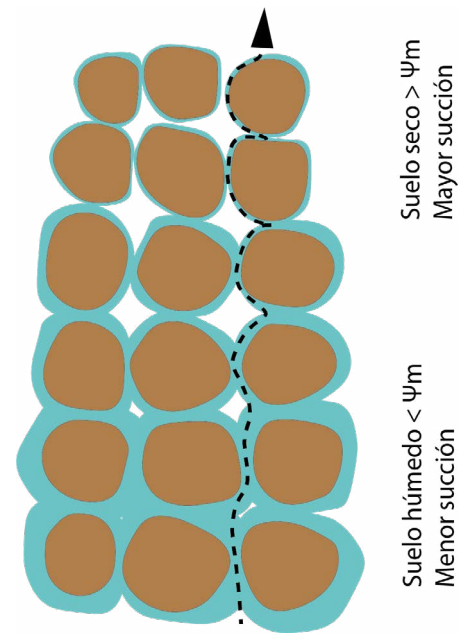


Figura 21: Representación esquemática del flujo de agua de una capa de suelo húmedo hacia una capa de suelo seco.

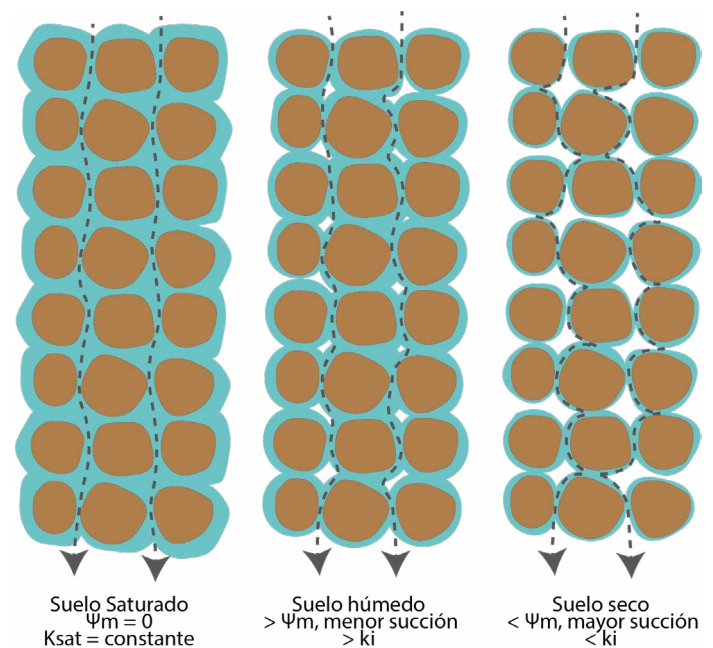


Figura 22: Representación esquemática del flujo de agua para distintos contenidos hídricos del suelo.

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 23).

Cuando el contenido hídrico es alto (bajos valores de SM) las texturas gruesas (con menor PT pero alta proporción de PD) tienen mayor K_{insat} , ya que el agua se moverá por esos poros más grandes con más facilidad (Ley de Pouseuille) en respuesta al potencial gravitatorio principalmente. Sin embargo, a medida que el suelo se seca (aumentan los valores de SM) la macroporosidad (PD) de los suelos arenosos es ocupada por aire, PI y PA son escasos y se genera una discontinuidad en las películas de agua alrededor de las partículas lo que generará una merma sustancial de K_{insat} en comparación con suelos de textura más fina (poros más pequeños) que mantienen la capilaridad ya que sus poros (dominantemente PA y PI) mantienen la película de agua (capilaridad). (Figura 24)

8. INFILTRACIÓN, PERCOLACIÓN, REDISTRIBUCIÓN DEL AGUA EN EL PERFIL Y FORMACIÓN DE LA CAPA SECA

8.1. INFILTRACIÓN

Es un término utilizado para describir el ingreso de agua libre en el suelo, desde la superficie y en

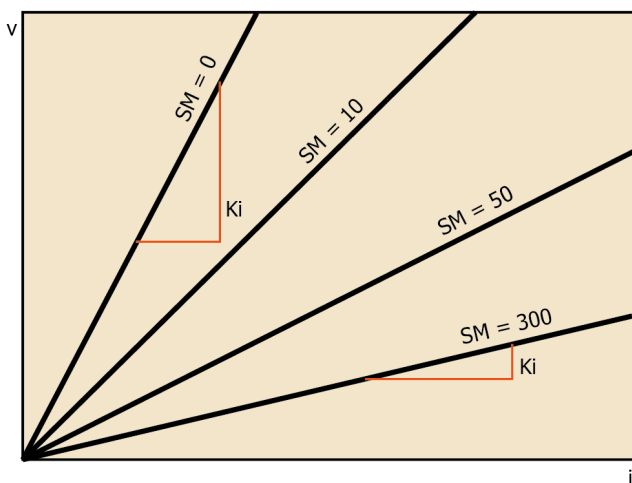


Figura 23: Conductividad hidráulica en insaturación para diferentes valores de succión matriz.

forma vertical. La infiltración (I) gobierna la cantidad de agua que puede ingresar y/o escurrir, producir erosión, quedar en superficie o ser almacenada en el suelo.

Esta propiedad permitirá estimar la cantidad de agua que ingresa al suelo luego de una lluvia o un riego. En riego por superficie permitirá determinar la variable “tiempo de riego”.

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

8.1.1. TASA DE INFILTRACIÓN O INFILTRABILIDAD (i)

Es el flujo de agua que pasa a través de la superficie y fluye hacia dentro del perfil en un tiempo dado (11).

$$i = \frac{V}{A \cdot t} = \frac{m^3}{m^2 \cdot \text{seg}} = \frac{m}{\text{seg}} = \frac{m}{h} \quad (11)$$

i: tasa de infiltración
V: volumen
A: área
t: tiempo

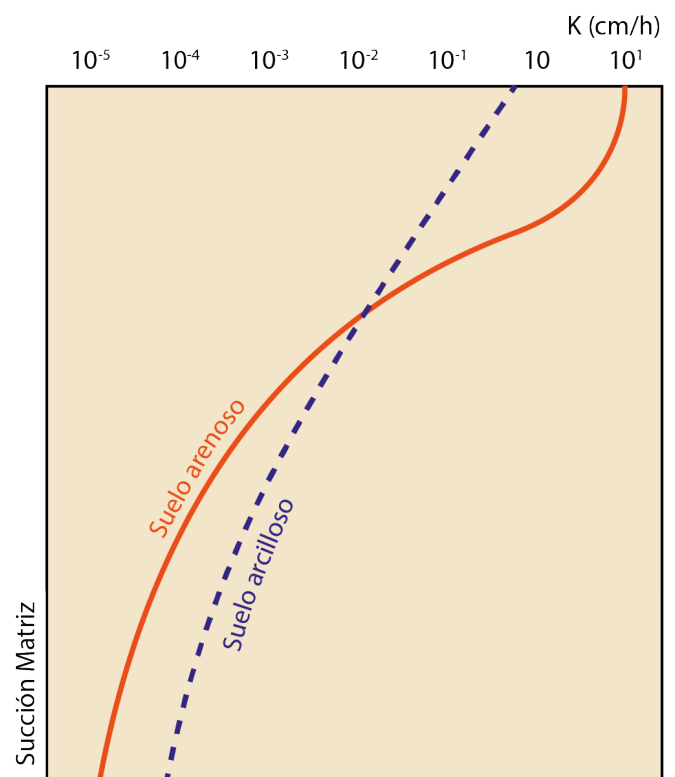


Figura 24: Conductividad hidráulica en insaturación a distintos valores de succión matriz para texturas diferentes.

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

Generalmente “ i ” es alta al inicio del proceso, cuando el suelo está seco y los macro poros superficiales permiten el rápido ingreso del agua por ψ_g , luego decrece asintóticamente hasta alcanzar un valor constante conocido como tasa de infiltración básica (I_b) en el cual la mayoría de los poros del suelo están ocupados por agua. El valor de la I_b puede ser similar al de la conductividad hidráulica en saturación (K_{sat}) (Figura 25).

Si el aporte de agua continua 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 (Guía de Física de suelos). En el caso de haber pendiente el exceso de agua escurre produciendo erosión o pérdida de suelo.

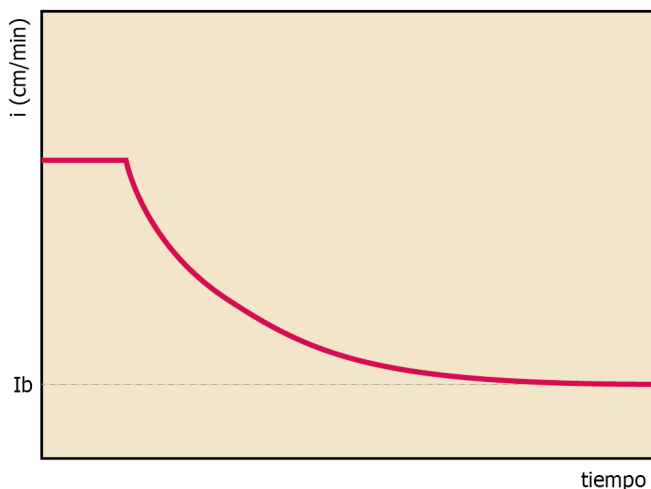


Figura 25: Tasa de infiltración (i) en función del tiempo.

8.1.2. METODOS DE DETERMINACIÓN DE i

8.1.2.1. 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. La diferencia es el caudal infiltrado, que al dividirlo por el área infiltrante (largo

x ancho de la zona de infiltración del canal), permite obtener la velocidad de infiltración.

8.1.2.2. Método del doble anillo

Consiste en enterrar dos cilindros, de distinto diámetro en forma concéntrica, el interno lleva una regla para registrar el nivel del agua infiltrado (Figuras 26 y 27).

En el cilindro central se coloca una tela o plástico para evitar que el agua agregada rompa los agregados superficiales. Se agrega agua en ambos cilindros, el externo cumple una función buffer y garantiza que el movimiento debajo del cilindro central se realice predominantemente en dirección vertical descendente. La lámina aplicada debe ser similar a la lámina objetivo



Figura 26: Infiltrómetro de doble anillo. Fuente Jitka Chromíková, CC BY-NC-ND 4.0

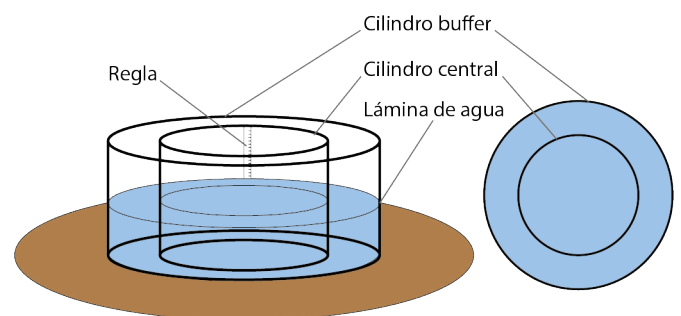


Figura 27: Esquema del infiltrómetro de doble anillo en perspectiva y en vista de planta.

(en el caso del riego gravitacional). Esta lámina ejerce una presión hidrostática que debe ser constante por lo que se debe reponer periódicamente el agua infiltrada o consumida. En una tabla se registran los datos de tiempos parciales (t_p) y acumulados (t_a) y láminas parciales (L_p) y acumuladas (L_a).

Al principio los tiempos parciales deben ser cortos porque i 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 (Tabla 1).

Tabla 1: Tabla de registro e datos con infiltrómetro de doble anillo.

t_p (min)	t_a (min)	L_p (cm)	L_a (cm)
0	0		
5	5		
5	10		
5	15		
5	20		
10	30		
10	40		
10	50		
10	60		
20	80		
20	100		
20	120		
20	140		
30	170		

Con los datos recolectados se generan las curvas de Infiltración instantánea (Figura 25) e infiltración acumulada (Figura 28) de donde se obtienen los parámetros para aplicar las ecuaciones de infiltración de las cuales las más utilizadas son de Phillips y Kostiakov (Anexo 8.1.2.2.). Donde la infiltración instantánea es la que se produce en un momento determinado (Figura 25) y la infiltración acumulada es lámina infiltrada de agua en función del tiempo (Figura 28). La curva es continua cuando el suelo es homogéneo.

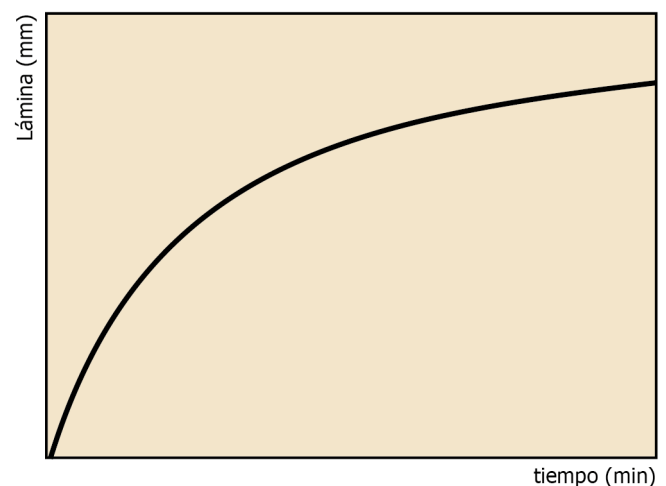


Figura 28: Lámina infiltrada acumulada en el tiempo.

La forma de la curva de infiltración estará determinada por las propiedades de suelo involucradas (textura, estructura, humedad del suelo) (Figura 29, 30 y 31) y las del agua (Temperatura, espesor de la lámina, etc).

8.2. PERCOLACIÓN

La infiltración es un fenómeno transicional que ocurre en la superficie del suelo. Una vez que el agua ingresa al suelo el movimiento descendente continua a través del proceso denominado percolación. Tanto en suelos saturados como insaturados el proceso ocurre y depende de las diferencias de potencial y conductividad hidráulica involucradas.

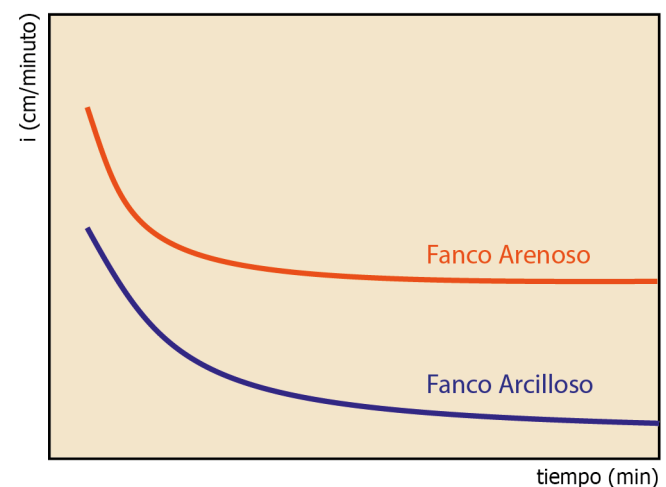


Figura 29: Velocidad de infiltración (i) en dos clases texturales contrastantes.

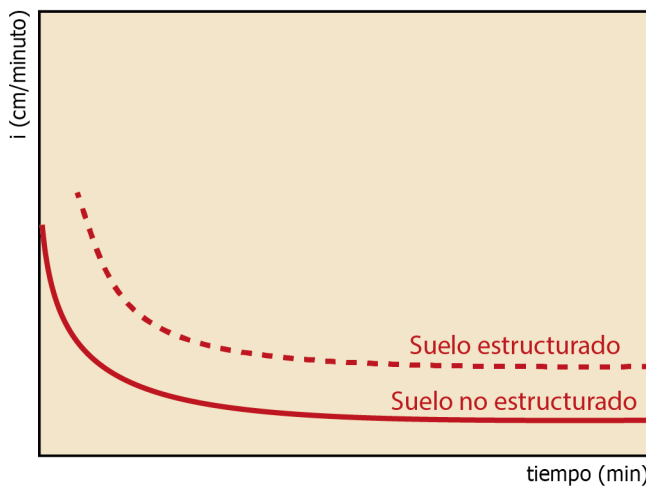


Figura 30: Velocidad de infiltración (i) en un suelo con buena estructuración y en un suelo mal estructurado.

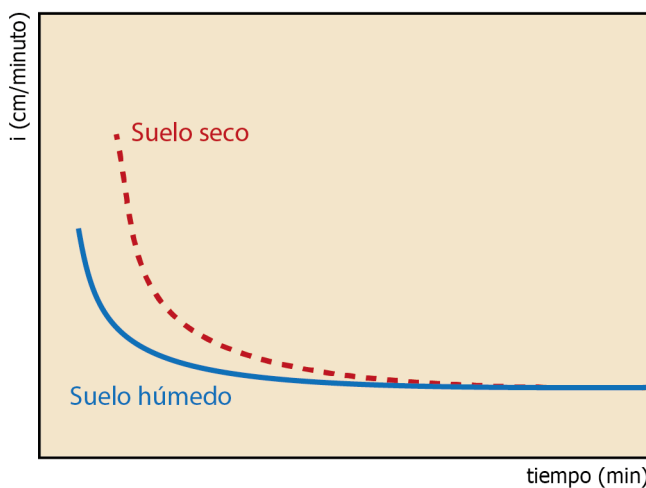


Figura 31: Velocidad de infiltración (i) en dos suelos con distintas condiciones de humedad.

Cuando movimiento del agua continúa fuera del perfil edáfico o de la zona de absorción radicular el proceso se denomina “percolación profunda” y constituye una vía de drenaje del suelo (ver guía de Morfología del suelo).

8.3. REDISTRIBUCIÓN DEL AGUA

Mientras el agua ingresa al suelo (infiltración) y se va moviendo en su interior (percolación) se pueden diferenciar tres zonas en el perfil de suelo: **zona de saturación, transmisión y humedecimiento** (Figura 32).

Se llama frente de humedecimiento al punto de contacto entre la zona de humedecimiento y el suelo seco, a campo se lo puede ver como la separación entre la zona humedecida más oscura y la zona seca de color más claro.

En la Figura 32 se grafica la variación del contenido hídrico en función de la profundidad. El contenido de humedad inicial es el que tenía el suelo antes de que comience la infiltración (por ejemplo, contenido hídrico en el punto de marchitez). El contenido hídrico en la zona de saturación va a ser la capacidad máxima (la mayor parte de los poros están con agua). El contenido hídrico en la zona de transmisión es el comprendido entre capacidad máxima y capacidad de campo. En la zona de humedecimiento el contenido hídrico varía hasta alcanzar el humedecimiento inicial.

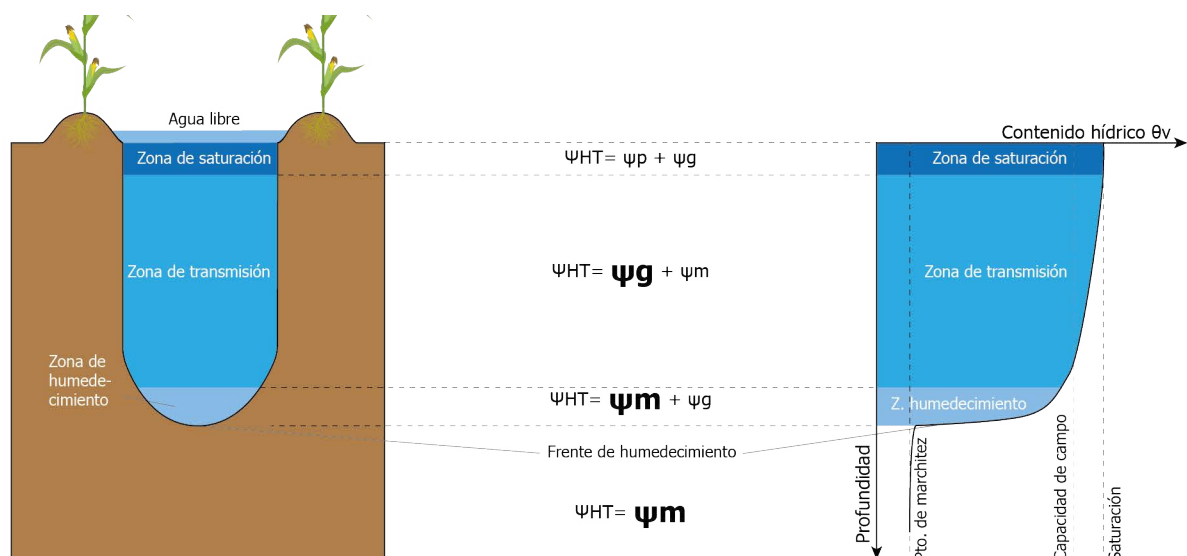


Figura 32: Redistribución del agua en el perfil del suelo.

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 (k_i) es bajo (t_0). Hay un movimiento del agua que tiene una determinada velocidad de flujo que lleva a que en el tiempo t_1 tengamos un nuevo frente de humedecimiento en el cual la diferencia de humedad entre las zonas húmeda y seca es menor por lo que la diferencia de potencial es menor.

En el tiempo t_2 se genera un nuevo frente de humedecimiento donde las diferencias de humedad y de potencial son mínimas; 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 33).

8.4. FORMACIÓN DE LA CAPA SECA

Cuando el suelo está húmedo en superficie, el agua se evapora de acuerdo a factores climáticos (Figura 34a) (Ver Evaporación del agua del suelo).

Este proceso genera entonces una diferencia de

potencial entre la superficie del suelo y el suelo inmediatamente por debajo, de acuerdo a la ley de Darcy, este gradiente hidráulico y K_{insat} permitirán el movimiento del agua hacia la superficie donde continuara evaporando (Figura 34b). El proceso sigue en el tiempo y la superficie del suelo se continúa secando al igual que la capa subyacente (Figura 34c). Al cabo de un cierto tiempo la superficie del suelo se encuentra completamente seca lo que reduce considerablemente K_{insat} y el agua deja de moverse en estado líquido. Se forma así una Capa Seca (Self Mulching) que evita (por su baja K_{insat}) el movimiento del agua de las capas profundas del suelo (Figura 34d). De esta forma, aunque $\Delta\Psi_{HT}$ entre la atmósfera y el suelo por debajo de la capa seca sea alta, su baja K_{insat} no permite el movimiento en estado líquido. En este caso se “corta la capilaridad”.

El espesor y el tiempo de formación de la capa seca dependerá de la intensidad del proceso de secado de la superficie del suelo (cuanto más rápido sea el secado, menor espesor tendrá la capa y viceversa) y de las propiedades del suelo (K_{insat} , i).

Como ejemplo se puede mencionar un suelo arenoso donde el secado superficial es rápido y su K_{insat} baja, se formará rápidamente (horas) una capa seca de pocos cm de espesor. Cuando el proceso de secado es lento y K_{insat} alta (suelos pesados o poco estructurados) la capa seca puede tener varios cm de espesor y formarse en mayor tiempo (Días).

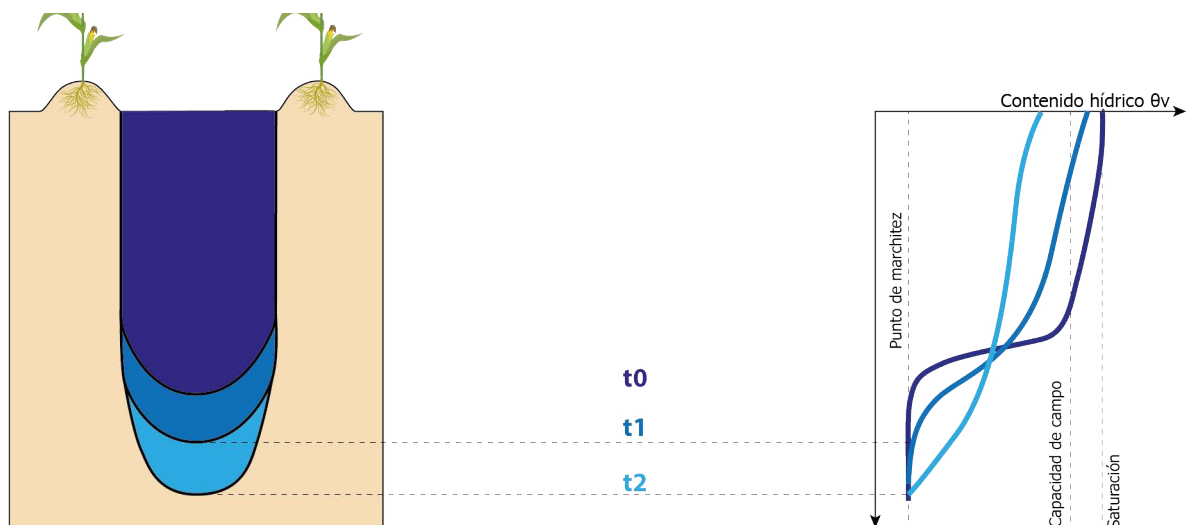


Figura 33: Variaciones en los contenidos de Humedad edáfica en el tiempo luego de que ha cesado el aporte de agua.

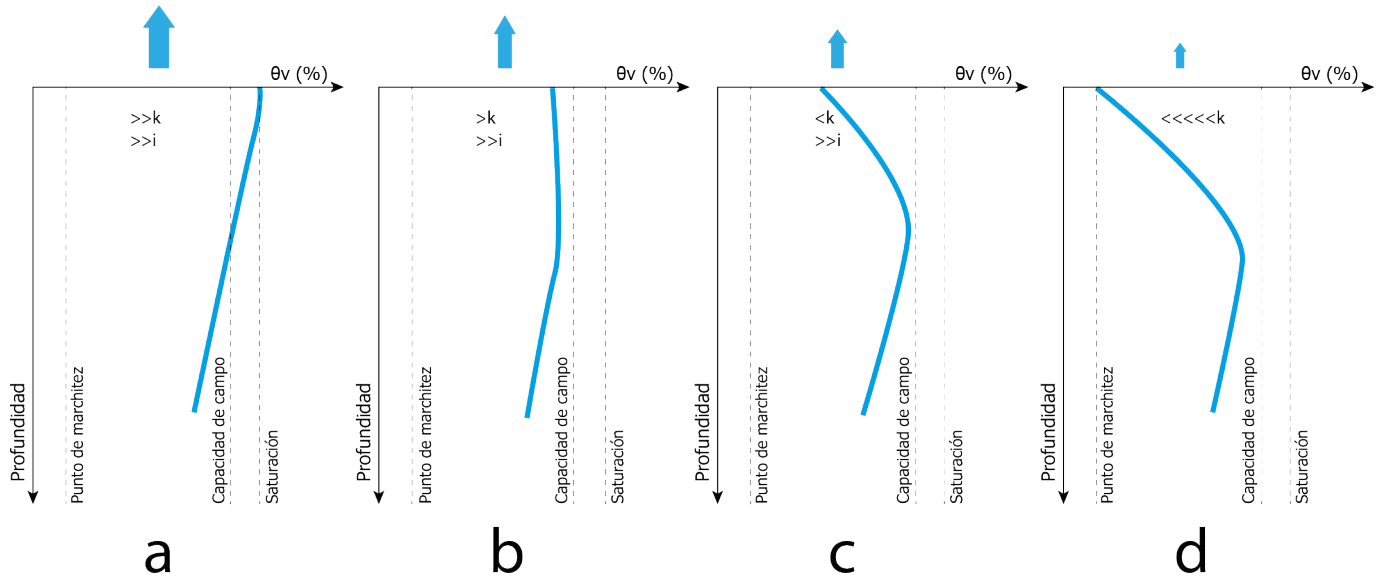


Figura 34: Formación de la capa seca en superficie.

Los mecanismos antes descriptos (redistribución en profundidad y formación de la capa seca) evitan que los suelos pierdan agua en profundidad (percolación profunda) y en superficie (evaporación). De esta manera pueden almacenar agua en los periodos entre lluvias o riego (según su capacidad de retención de almacenaje de agua) (Figura 35).

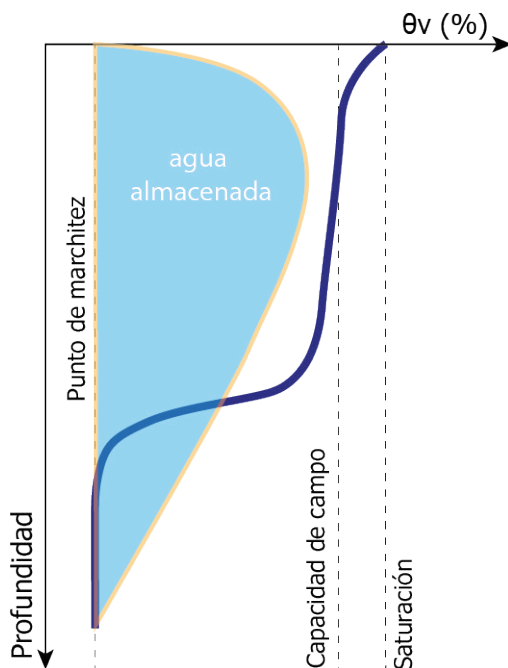


Figura 35: Humedad almacenada en el suelo luego de la formación de la capa seca en superficie y el cese de la redistribución en profundidad.

8.5. RELACIÓN INFILTRACIÓN-REDISTRIBUCIÓN

En suelos de textura contrastantes y una misma lámina de agua, la velocidad de infiltración y 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 por su K_{insat} más baja.



La velocidad de infiltración y la profundidad de humedecimiento serán menores en un suelo Arcilloso, pero la redistribución será mayor a consecuencia de su mayor K_{insat} .

9. MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA FASE DE VAPOR

En el suelo se pueden presentar dos tipos de movimiento del agua en fase de vapor: interno (que ocurre dentro del suelo a través de los poros) y externo (entre la superficie del suelo y la atmósfera, lo que se denomina evaporación).

El vapor de agua en el suelo se mueve fundamentalmente mediante el proceso de difusión en respuesta a un gradiente de presión de vapor entre los puntos considerados (similar al gradiente que se explicó en movimiento del agua en fase líquida). Este movimien-

to puede existir conjuntamente con el movimiento de agua en la fase líquida.

El movimiento del vapor de agua en el suelo se rige por la Ley de Fick (12).

$$v = -D_o \cdot \frac{\Delta c}{\Delta x} \quad (12)$$

Donde

D_o: coeficiente de difusión

Δc: diferencia de la concentración de vapor de agua

Δx: distancia entre los puntos en consideración

El coeficiente de difusión “D_o” de vapor de agua en el suelo es menor que el de la atmósfera y depende de la cantidad de poros que participan en el movimiento y de la tortuosidad de los mismos.

Al analizar la diferencia de la concentración de vapor de agua (Δc) se deben tener en claro algunos conceptos:

- La concentración o cantidad de vapor de agua en la atmósfera del suelo es la humedad. Esta humedad puede ser absoluta y hace referencia a la cantidad de vapor de agua contenido en un volumen de aire (gr/m³), o puede ser relativa (HR) y se define como la cantidad de vapor de agua que contiene el aire (humedad absoluta) en función del máximo que puede contener a esa temperatura, a mayor temperatura mayor cantidad de vapor de agua que puede contener ese volumen de aire antes de saturarse.
- Determinar la concentración del vapor de agua es complicado, en su lugar se puede utilizar la presión parcial de las moléculas de vapor de agua en el aire del suelo que es una variable más fácil de medir. En un determinado volumen si se aumenta la temperatura aumenta la cantidad de moléculas de vapor de agua y aumenta su presión parcial (Tabla 2).

Tabla 2: Presión parcial de vapor de agua en saturación para distintas temperaturas.

Temperatura (°C)	Presión parcial del vapor de agua en saturación (mmHg - mb - Kpa)
20	17,5 - 22,4 - 2,24
40	55,3 - 72,8 - 7,28
100	760 - 1000 - 100

Por lo tanto Δc va a estar determinada principalmente por la temperatura del suelo y, en segundo

lugar, por la cantidad de agua al estado líquido en el suelo.

La atmósfera del suelo siempre presenta una elevada HR, por ejemplo, una capa de suelo que se encuentra en su punto higroscópico máximo (3100 Kpa) tendrá HR superior al 90 %, mientras que una capa en capacidad de campo (33 Kpa) tendrá HR cercana al 100 %. Si estas capas son contiguas y están a la misma temperatura el agua en la fase líquida se moverá desde la capa a capacidad de campo hacia la que está en el punto higroscópico máximo. El agua en la fase de vapor se moverá en la misma dirección (Figura 36), pero a una velocidad mucho más lenta, ya que Δc de la ley de Fick no será elevada (12).

Sin embargo, si la temperatura de ambas capas es distinta se genera un diferencial de presión parcial de vapor de agua que explica las transferencias de vapor en suelos de zonas con mayor temperatura a zonas de menor temperatura, generando flujos descendentes durante el día y ascendentes durante la noche.

Si bien la cantidad de vapor de agua en la capa arable de un suelo a capacidad de campo es muy baja (10-20 l/ha) en relación al agua líquida (600.000 l/ha), su movimiento puede ser de importancia en climas desérticos donde el enfriamiento nocturno de la superficie puede producir un gradiente respecto a capas profundas y un movimiento ascendente del vapor de agua que al encontrarse con superficies frías condensa aportando pequeñas cantidades de agua a plantas xerófitas.

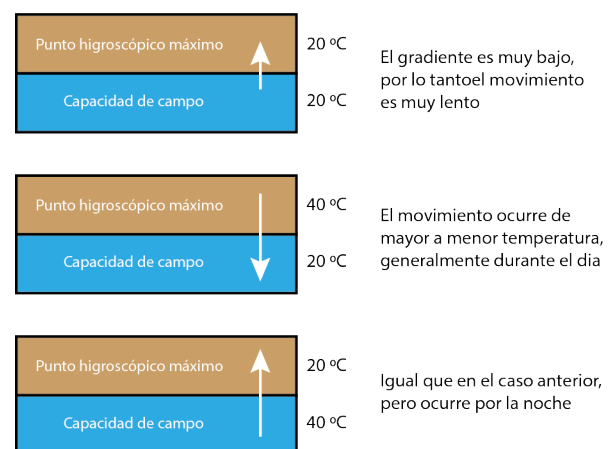


Figura 36: Movimiento del vapor en dos capas de humedad contrastantes y con diferentes temperaturas.

9.1. EVAPORACIÓN DEL AGUA DEL SUELO

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua y difunde a la atmósfera. Este proceso requiere energía provista, principalmente, por la radiación solar y en menor medida por la temperatura ambiente del aire circundante. La diferencia de presión de vapor entre la superficie evaporante (suelo) y la atmósfera, constituye la fuerza impulsora del proceso. A medida que el aire circundante aumenta su humedad relativa, se saturará y el proceso se hará más lento e incluso se detendrá, si no hay transferencia de ese aire saturado a la atmósfera. El reemplazo de este aire húmedo por uno más seco permitirá que se mantenga el gradiente y el proceso continúe, este reemplazo depende de la velocidad del viento.

Por lo tanto, radiación solar, temperatura del aire, humedad relativa y velocidad del viento, son factores climáticos que se deben considerar al analizar el proceso evaporativo.

En zonas semiáridas y subhúmedas, más de la mitad del agua precipitada puede volver a la atmósfera por evaporación directa del suelo, estas pérdidas también pueden ser muy importantes en zonas áridas bajo riego y en zonas húmedas en períodos de altas temperaturas entre lluvias.

Esta pérdida de agua puede mermar el potencial productivo de una zona (menor cantidad de agua

transpirada) y la recarga de acuíferos y cursos superficiales de agua.

Al analizar el proceso evaporativo del agua del suelo a partir de un suelo húmedo que se va secando se pueden distinguir tres fases (Figura 37)

- **Fase 1:** El suelo se encuentra muy húmedo (luego de una lluvia o riego). En esta fase la evaporación es máxima (satisface la demanda atmosférica) y constante; el proceso depende de los factores climáticos.
- **Fase 2:** La superficie del suelo comienza a secarse y la tasa de evaporación cae en función a la capacidad del suelo de proveer agua a la superficie. Aquí intervienen propiedades del suelo relacionadas al movimiento del agua en insaturación (Diferencia de potenciales, K_i , etc.).
- **Fase 3:** En la cual la superficie del suelo se encuentra seca y la tasa de evaporación es mínima (Capa seca).

Si se compara un suelo húmedo que se está secando con un tanque de evaporación, en la primera etapa (Fase 1) donde el proceso está determinado solo por los factores climáticos, las tasas de evaporación serán similares; cuando la superficie del suelo se seque la evaporación mermará considerablemente respecto al taque (Figura 38) (comienzan a limitar el proceso los factores edáficos).

Si bien los conceptos referidos a evapotranspiración de los cultivos se desarrollan en otras asigna-

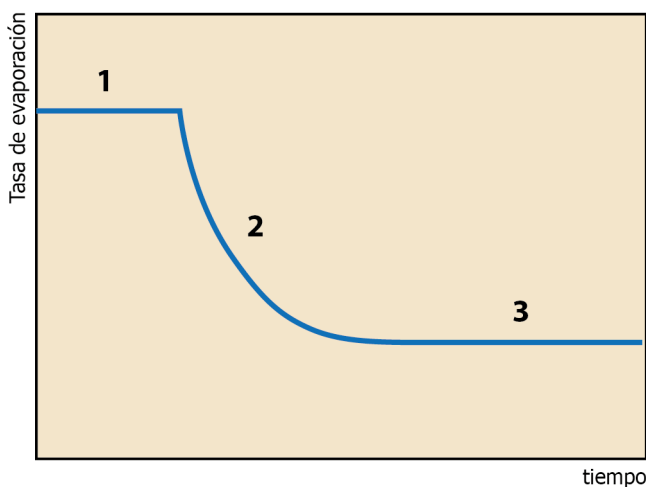


Figura 37: Fases del proceso evaporativo del agua en un suelo húmedo que se está secando.

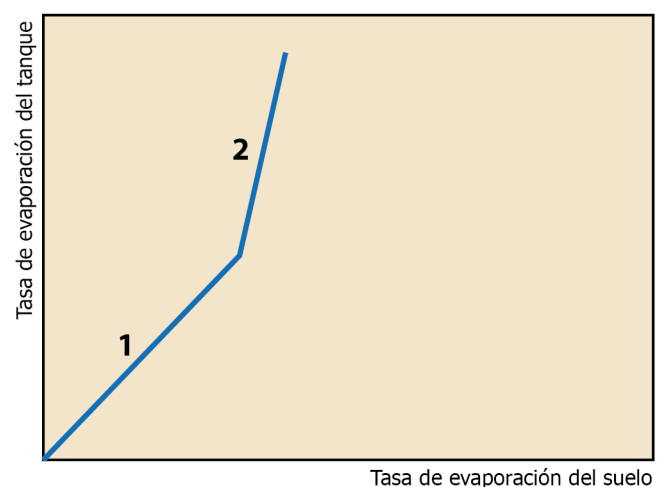


Figura 38: Relación entre las tasas de evaporación del suelo y un tanque evaporímetro.

turas, es conveniente recordar que transpiración es la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Casi toda el agua absorbida del suelo se pierde por transpiración y solamente una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales, este proceso permite que se realicen todas las funciones vitales de la planta y es determinante de la productividad.

El concepto de evapotranspiración engloba a transpiración y evaporación que ocurren en simultáneo y son difíciles de separar.

En nuestra asignatura nos interesa que el Agua Util del suelo sea transpirada por la planta y no evaporada de la superficie del suelo (salvo en suelos con problemas de drenaje o de bajas temperaturas), en vista de esto se mencionan algunas prácticas agronómicas que permitirán aportar en ese sentido y que serán desarrolladas más ampliamente en otras materias:

- **Residuos de Cosecha:** la caña de azúcar cosechada en verde aporta RAC (residuo agrícola de cosecha) que evita la radiación directa y calentamiento del suelo disminuyendo la cantidad de agua evaporada. Otro ejemplo lo constituye la siembra directa y las rotaciones con cultivos que aporten altas cantidades de RAC (maíz, sorgo, etc.). Los cultivos de servicio con una importante cobertura (centeno, trigo, etc.) pueden aportar en el mismo sentido.
- **Las coberturas orgánicas o de síntesis:** por ejemplo, el mulching plástico utilizado en algunos cultivos hortícolas pueden, entre otras ventajas agronómicas, reducir considerablemente las pérdidas de agua por evaporación.
- **Labranza conservacionista:** prácticas como siembra directa o labranzas mínimas que dejen los residuos vegetales en superficie son deseables por la cobertura del suelo.
- **Otras prácticas:** manejos de suelos que permitan una mayor relación infiltración/escorrentamiento como labranzas profundas en suelos compactados, aplicación de enmiendas orgánicas o químicas, sistematización de campos

(generación de terrazas y cultivo en curvas de nivel), fertilización, barbechos limpios (control de malezas en el período de descanso para evitar el consumo de agua de las mismas), etc.

10. NAPA FREÁTICA

La napa freática, nivel freático, acuífero libre, manto freático, tabla freática ó agua subterránea superficial es la superficie generada por puntos donde la presión hidrostática (del agua) es igual a la presión atmosférica. En general, el nivel freático tiene un relieve similar al de la superficie, aunque más suavizado y puede llegar a aflorar al exterior formando depósitos de agua libre. Generalmente debajo de la napa freática hay una capa de suelo, arcilla o rocas de permeabilidad muy lenta que actúa como semi-permeable o impermeable, y recibe el nombre de hidroapoyo (**Figura 39**).

El suelo o material sobre el hidroapoyo se encuentra saturado hasta en nivel freático. La zona representada por los materiales que se encuentran sobre el nivel freático se denomina “Zona Vadosa”, a su vez en esta zona se pueden distinguir una zona Insaturada y una “Franja Capilar” inmediatamente sobre el nivel freático (**Figura 40**), en esta franja el agua asciende por capilaridad llenando los poros y su presión es menor a la atmosférica (succión matriz), el espesor de esta franja varía en forma inversa al tamaño de los poros.

En el punto A de la perforación de la **Figura 41** la presión atmosférica es igual a la presión hidrostática (nivel freático). Sobre el nivel freático (en B franja capilar) la presión es inferior a la presión atmosférica (succión matriz) por lo tanto hay un ascenso de agua

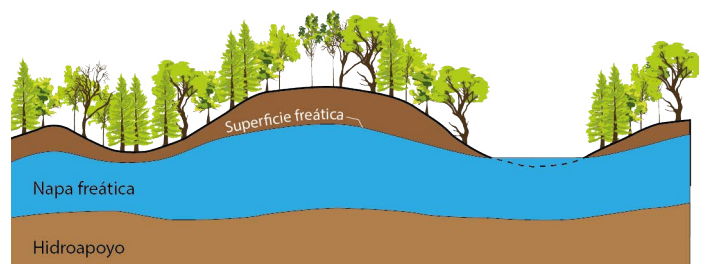


Figura 39: Esquema del nivel freático con relieve similar a la superficie del suelo.

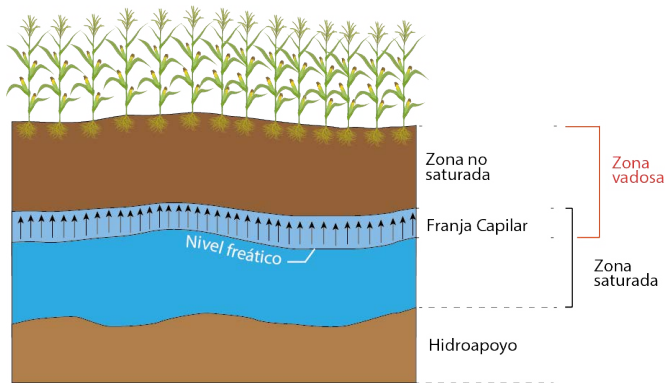


Figura 40: Hidroapoyo, nivel freático, franja capilar y zona vadosa.

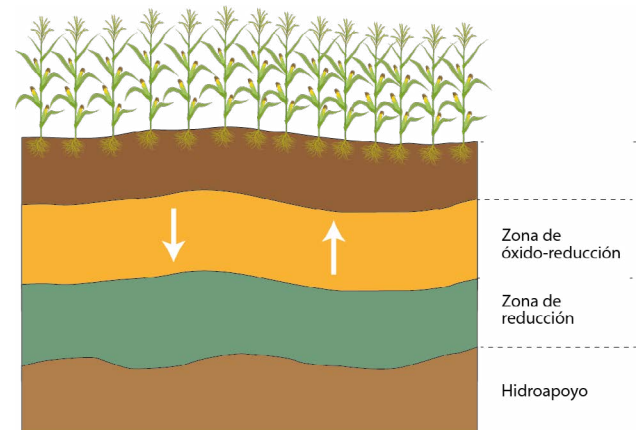


Figura 42: Zonas generadas por una napa freática permanente.

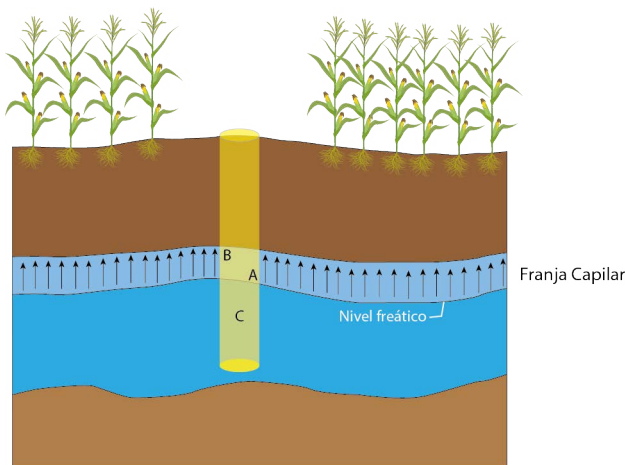


Figura 41: Esquema de potenciales en el nivel freático, franja capilar y zona saturada.

en contra de la gravedad (capilaridad). Por debajo del nivel freático (en C) la presión hidrostática es mayor a la atmosférica ya que soporta el peso de la columna AC (potencial presión)

La profundidad del nivel freático es variable pudiendo aflorar en superficie o encontrarse a varias decenas incluso cientos de metros debajo de la superficie.

Las napas que se encuentran cercanas a la superficie pueden ser temporarias o permanentes.

10.1. NAPA 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 42) (Ver guía de morfología).

La zona de fluctuación indica el nivel en el que oscila la napa freática entre la época de recarga (aporte

de agua por lluvia, deshielo, riego, etc.) hasta donde desciende en el período de descarga (época seca, drenaje, evapotranspiración, etc.) Esa fluctuación es estacional y periódica.

10.2. NAPA FREÁTICA TEMPORARIA

Generalmente se presenta durante un corto período de tiempo, en el cual la recarga hídrica supera la evapotranspiración y existe una capa del suelo o material de permeabilidad lenta que actúe como impermeable o semipermeable, como un horizonte Bt. Se encuentra dentro de la zona no saturada (Figura 43).

10.3. NAPA FREÁTICA COLGANTE

Dentro de la zona no saturada puede encontrarse una capa impermeable o semipermeable que genere

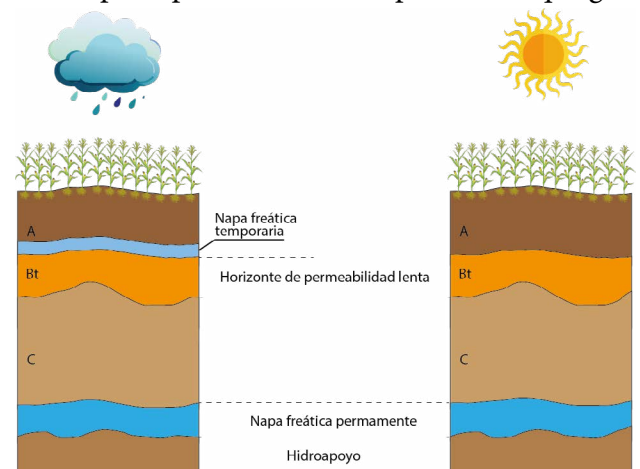


Figura 43: Napa freática temporaria.

una capa freática colgante normalmente de dimensiones reducidas y sin importancia regional (Figura 44).

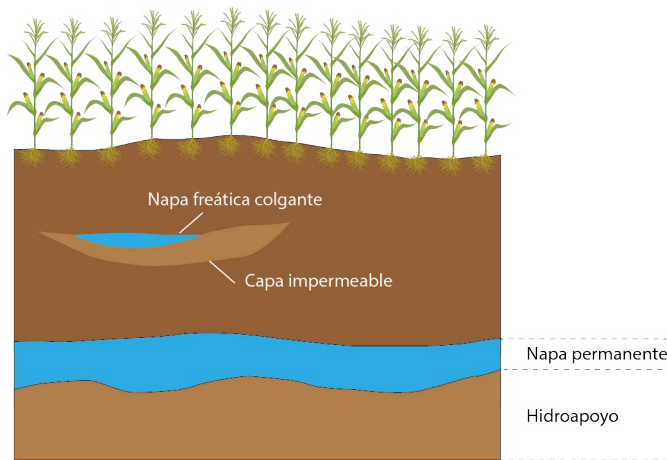


Figura 44: Napa freática colgante.

10.4. ASCENSO DE AGUA DESDE UN NIVEL FREÁTICO

Al analizar los potenciales de un perfil, que a determinada profundidad presenta una napa freática sobre una capa impermeable o semipermeable (hidroapoyo de baja K_{sat}), tomando como Nivel de referencia (NR) el Nivel Freático y considerando que no se produce evaporación se alcanza una condición de equilibrio (Figura 45), en la cual el potencia hídrico total es igual a 0 ($\Psi_{HT} = 0$).

Cuando se retira la cubierta y comienza el proceso de evaporación en la superficie del suelo, hay pérdida de agua, disminuye el contenido hídrico y aumenta

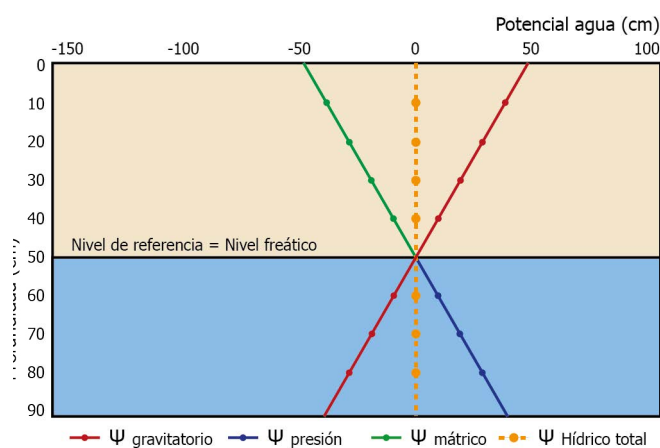


Figura 45: Configuración del Ψ_{HT} en suelo con napa freática próxima a la superficie cubierta de evaporación.

la succión matriz. Se genera una diferencia de potencial entre la superficie y NR que genera movimiento de agua ascendente del agua. A medida que el proceso continúa, se genera una mayor diferencia de potencial entre la superficie y el NR, pero al encontrarse más seco el suelo en superficie K_{insat} es menor. Una vez que se forma la capa seca (corte de capilaridad) K_{insat} tiende a cero y cesa el movimiento en fase líquida (aun cuando la diferencia de potencial entre la superficie y NR se alta) y continua en fase de vapor (Figura 46).

10.5. RELACIONES CON LA MORFOLOGÍA DEL SUELO

La zona que se encuentra saturada debajo del Nivel freático presenta un ambiente reductor donde los compuestos de Fe y Mn se reducen y movilizan generando áreas decoloradas y con colores verde azulados (gley). Cuando la freática desciende, en forma estacional, por ejemplo, se generan condiciones oxidantes de los compuestos de Fe y Mn que precipitan generando áreas de colores rojizo o negro (moteados, ver guía de morfología y guía de aireación) características de condiciones Pseudogley.

11. DETERMINACIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

Los métodos para determinación de humedad de suelos pueden clasificarse en directo e indirectos.

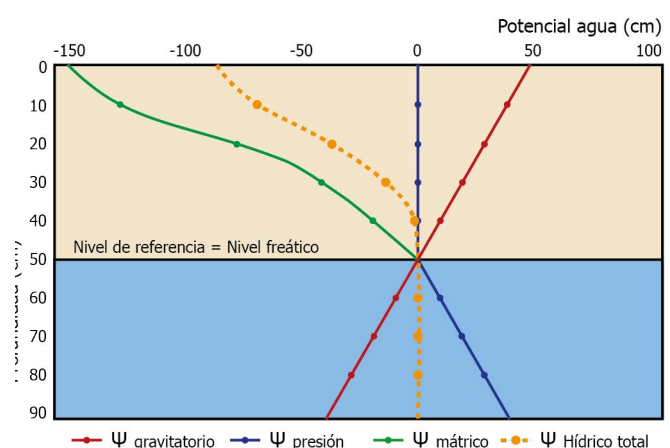


Figura 46: Configuración del Ψ_{HT} en suelo con napa freática próxima a la superficie evaporante.

En esta guía se describe brevemente las metodologías, para mayor detalle remitirse a la bibliografía.

11.1. MÉTODO DIRECTO

El método gravimétrico descrito anteriormente (contenido hídrico), es el único método que mide directamente la humedad y se utiliza como patrón que permite calibrar los métodos indirectos. Este método requiere de barrenos o palas para la extracción de la muestra, balanza para el peso húmedo y seco, y horno, estufa, microondas, etc. para el secado de la muestra. Es un método destructivo e implica extraer muestras de suelo (muestras simples perturbadas). Para su interpretación es necesario contar con una curva de capacidad hídrica (ver curva de capacidad hídrica).



11.2. MÉTODOS INDIRECTOS

Son métodos que miden a través de otra propiedad del suelo la humedad del mismo.

11.2.1 POTENCIAL AGUA DEL SUELO

- **Tensiómetros:** son instrumentos que miden directamente la succión total del suelo, que a los fines agronómicos, puede resultar de mayor utilidad en el manejo del riego. También existen platos de tensión de laboratorio. En ambos casos operan a bajas tensiones entre 0 - 80 KPa.
- **Psicometría y termocuplas:** se enfría una cápsula porosa de cerámica donde condensa una gota de agua, luego se deja estabilizar la temperatura y el agua se evaporará a una velocidad inversamente proporcional a la humedad relativa del aire circundante que está relacionado con el potencial agua del suelo. Se usan a campo y en laboratorio.
- **Membrana de presión:** es un aparato de laboratorio que permite someter las muestras de suelo hasta tensiones de -10.000 Kpa. Una vez

sometida la muestra a una determinada presión se determina su contenido hídrico gravimétrico. Este aparato permite obtener varios puntos de tensión en corto tiempo, junto con los platos de tensión permiten generar las curvas de capacidad hídrica.

11.2.2 CONSTANTE DIELECTRICA DEL SUELO

Estos métodos se basan en la permitividad eléctrica del suelo, que es un parámetro físico que describe como es afectado el medio por un campo eléctrico. Los valores de permitividad relativa del aire y del agua toman valores de 1 y 80 respectivamente, mientras los suelos tienen valores de 2-7. Los dos principales métodos dieléctricos son:

- **Reflectometría en el dominio del tiempo (TDR):** mide el tiempo de ida y vuelta de un pulso electromagnético que se propaga en una guía en forma de sonda que se inserta en el suelo. La presencia de agua en el suelo afecta la velocidad de propagación de una onda electromagnética (la hace más lenta).
- **Reflectometría de dominio de frecuencia (FDR):** este método considera al suelo como un condensador cuya capacitancia varía según el contenido de humedad del suelo. Pueden medir el tiempo de carga del condensador (capacitancia) o la frecuencia de resonancia.

11.2.3 RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

Se utilizan materiales porosos como nylon, fibra de vidrio o placas de yeso cuya humedad se encuentra en equilibrio con el suelo y la resistividad de estos materiales permite conocer en contenido hídrico del suelo. A mayor contenido hídrico menor resistividad eléctrica.

11.2.4 MÉTODOS RADIOACTIVOS

Una sonda de neutrones contiene una fuente radioactiva que emite una cierta cantidad de neutrones rápidos que, al impactar contra los átomos de hidróge-

no del agua, se vuelven más lentos. Un detector dentro de la sonda mide la proporción de neutrones rápidos que salen y neutrones lentos que regresan. Esta relación se usa entonces para estimar el contenido de la humedad en el suelo (a mayor contenido hídrico más choques y mayor cantidad de neutrones lentos detectados).

11.2.5 TELEDETECCIÓN

Técnicas basadas en una relación entre el contenido de agua del suelo y otra propiedad del suelo, por ejemplo, la constante dieléctrica, que puede ser detectada por medio de la radiación electrónica emitida o reflejada desde el suelo.

11.2.6 TACTO

La determinación de la humedad del suelo por medio del tacto ha sido utilizada por muchos años se puede obtener una estimación bastante aproximada de la humedad en el suelo. Toma un poco de tiempo y algo de experiencia lograr esto, pero es un método comprobado.

11.2.7 ESTADO HÍDRICO DE LA PLANTA

Se pueden medir a través del Potencial agua del tallo, hoja, etc.; de la conductancia estomática; de la temperatura del follaje; de la humedad de partes de la planta y de los índices espectrales (NDVI, IR, ARVI, etc.).

12. BIBLIOGRAFÍA

- Hillel, D. 2004. Introduction to Environmental Soil Physics. Elsevier Science (USA).
- Consentino, J. D. 2013. Capítulo 9 Agua del Suelo en Practicas Edafológicas con fines didácticos pág. 79-94. 1ra edición (ed. Consentino, J.D. FAUBA 2013).
- Conti, M. 2000. 2º Edición. Principios de Edafología.
- Weil, Raymond & Brady, Nyle. (2017). The Nature and Properties of Soils. 15th edition. ISBN: 978-0133254488.

13. CLASES EN YOUTUBE

- Clase 1: Propiedades del agua, capilaridad, potencial hídrico total, curva de capacidad hídrica.



- Clase 2: Movimiento del agua en el suelo, ley de Darcy. Infiltración, percolación, capa seca



ANEXO

2. ESTRUCTURA DEL AGUA Y FUERZAS QUE SE DESARROLLAN

2.2.1. TENSIÓN SUPERFICIAL (FUERZAS DE COHESIÓN)

La tensión superficial se mide normalmente en mN/m ó J/m² y representa la fuerza que se requiere para romper una película de 1 m de longitud. El agua a 20 °C tiene una tensión superficial de 72,8 mN/m comparada con 22,3 para el alcohol etílico y 465 para el mercurio. Se puede decir:

$$TS \cdot 2 \pi r \cos \alpha = d \cdot h \pi r^2 \cdot g \quad (1)$$

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

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

$$E = TS \cdot L \cdot d \quad \text{como} \quad L \cdot d = A \text{ (área)}$$

$$E = TS \cdot A \quad \text{por lo tanto}$$

$$TS = \frac{E}{A} \left(\frac{J}{m^2} \right)$$

2.2.3. CAPILARIDAD

En el caso de que el líquido moje el capilar, las fuerzas que permiten el ascenso están determinadas por la tensión superficial (TS), el contacto entre el menisco y el tubo (circunferencia del tubo = 2 πr), y el ángulo de contacto (cos α).

Las fuerzas que contrarrestan el movimiento ascendente están determinadas por la densidad del líquido (d), el volumen de agua sobre la superficie libre (hπr²) y la aceleración de la gravedad (g).

El equilibrio se alcanzará cuando ambas fuerzas se igualen:

$$TS = \frac{F}{L}$$

F: Fuerza

L: Longitud

Se puede ver que una reducción del radio en un 50 % afectará en forma más que proporcional las

fuerzas descendentes generando un mayor ascenso capilar (h).

$$h = \frac{2 TS \cdot \cos \alpha}{r \cdot d \cdot g} \quad (2)$$

Si tomamos como ejemplo al suelo, las fuerzas de adhesión son muy elevadas, por lo que en ángulo de contacto tiende a 0 y su coseno a 1. En condiciones estándar de temperatura TS, d y g pueden considerarse constantes simplificando (2) en (3).

$$h = \frac{0,15 \text{ (cm}^2\text{)}}{r \text{ (cm)}} \quad (3)$$

Si expresamos estas fuerzas en función del área (4, 5 y 6) obtenemos la "Presión capilar" P_c y la "Presión hidrostática de la columna de agua".

$$\frac{TS \cdot 2 \pi r \cos \alpha}{\pi r^2} = \frac{d \cdot h \pi r^2 \cdot g}{\pi r^2} \quad (4)$$

$$\frac{TS \cdot 2 \cos \alpha}{r^2} = d \cdot h \cdot g \quad (5)$$

$$P_c = P_h \quad (6)$$

Cuando consideramos al suelo en el proceso la presión capilar hace referencia a la fuerza con la que está retenida el agua y la que se debería aplicar para extraer agua del mismo. Cuando se invierte trabajo, la presión capilar es negativa (succión). Si los poros del suelo son muy pequeños la presión capilar será elevada y las plantas deberán realizar una succión muy alta para tomarla.

7. MOVIMIENTO DEL AGUA EN SUELOS SATURADOS

7.1.2.1. Ley de Poiseuille

Esta ley solo se aplica al movimiento en flujo laminar de fluidos a través de tubos rectos, lisos y uniformes (7). Este no es el caso del suelo, pero tiene

importancia didáctica para que el lector intuya la importancia del efecto del diámetro del poro sobre la circulación del fluido y sus relaciones.

$$Q = \frac{d \cdot r^4 \cdot \delta \cdot g}{\eta} \frac{\Delta H}{L} \quad (7)$$

Q: caudal (m³/s)
r: radio del tubo (m)
δ: densidad (kg/m³)
g: aceleración de la gravedad (m/s²)
η: viscosidad dinámica (kg/m.s)
ΔH: pérdida de carga (m)
L: longitud entre 2 puntos (m)

ΔH/L = i (gradiente hidráulico o fuerza impulsora)

La ley de Poiseville establece que el caudal Q está en proporción directa con el radio del tubo a la cuarta potencia. Considerando a la fuerza impulsora como constante, si se tienen dos tubos, el primero con radio r₁ y el segundo con r₂. Se desea establecer la siguiente igualdad.

$$Q_1 = n \cdot Q_2$$

Donde n representa la cantidad de tubos de radio r₂ por los que pasa el mismo caudal que pasa por un tubo de radio r₁; hay que calcular cuántos tubos de radio r₂ se necesitan para conducir el mismo caudal que se conduce por el tubo de radio r₁ al mismo valor de gradiente hidráulico. Si se analiza la igualdad planteada en términos de área, siendo el área de un tubo π · r². Entonces:

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

A través de esta relación se calcula cuántos tubos de radio r₂ son necesarios para tener la misma área que el tubo de radio r₁. La relación de áreas es cuadrática, en cambio la relación de caudales está elevada a la cuarta potencia. Entonces, para igualar ambos caudales:

Ejemplo numérico

$$\begin{aligned} Q_1 &= n^4 \cdot Q_2 \\ r_1 &= 1 \text{ mm y } r_2 = 0,1 \text{ mm} \\ n &= r_1 / r_2 = 1 / 0,1 = 10 \\ Q_1 &= 10^4 \cdot Q_2 = 10.000 \cdot Q_2 \end{aligned}$$

Es decir que para una relación de radios de 10 %, se necesitan 10.000 tubos de radio r₂ para igualar el caudal que pasa por un tubo de radio r₁.

Esta ley permite graficar la importancia del tamaño de poro en el movimiento del agua en el suelo, y relacionarla con otros temas de la asignatura. Por ejemplo, al analizar la compactación de un suelo (Física de suelos) cuando un suelo esta compactado, tienden a perderse los poros más grandes (estructurales) y el caudal de entrada de agua al perfil del suelo se verá reducido significativamente.

Esta ley no se aplica directamente a los suelos, medio en el cual los poros son tortuosos e interconectados.

8. INFILTRACIÓN, PERCOLACIÓN, REDISTRIBUCIÓN DEL AGUA EN EL PERFIL Y FORMACIÓN DE LA CAPA SECA

8.1.2. METODOS DE DETERMINACIÓN DE i

8.1.2.2. Método del doble anillo

La fórmula de Kostiakov (8) es la siguiente:

$$I_b = k \cdot t^{(n-1)} \quad (8)$$

k: representa el comportamiento de la estructura en el momento del humedecimiento
n: representa el comportamiento de la estructura a medida que transcurre el tiempo
t: tiempo