



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS Y FORESTALES
CURSO MANEJO Y CONSERVACIÓN DE SUELOS

MATERIAL TEÓRICO
INGENIERIA FORESTAL

UNIDAD DIDÁCTICA D7
Fertilidad Física

2018

PROPIEDADES FISICAS DE LOS SUELOS

I. OBJETIVOS DE LA PRACTICA

- Introducir a los alumnos en los conceptos utilizados en la física de suelos.
- Definir algunos parámetros que permiten calcular y conocer las variables que intervienen en los procesos que afectan la fertilidad física del suelo.

II. INTRODUCCION

Los suelos agrícolas no sólo constituyen el soporte y fuente de alimentación de las plantas cultivadas, sino que además son objeto de acciones de origen mecánico (paso de vehículos y máquinas agrícolas) y naturales (humectación-deseccación, impacto de la gota de lluvia, etc.) que afectan su calidad productiva.

Si consideramos al suelo como el resultado de la alteración, reestructuración y organización de las capas superiores de la corteza terrestre, bajo la acción de fuerzas biológicas (flora y fauna), climáticas, humanas y de los intercambios de energía que en ellas se manifiestan, podríamos definirlo como "un medio poroso, constituido por un conjunto de partículas minerales que se encuentran agregadas en unidades estructurales mediante cationes estabilizantes y materia orgánica coloidal". Los poros que dejan entre sí estas unidades están ocupados por una mezcla de aire, agua y vapor de agua.

El suelo está lejos de ser un ente estático, ya que en él se producen numerosos procesos de naturaleza física, química y biológica. Al estar constituido por elementos que se encuentran en tres fases diferentes, sólida, líquida y gaseosa, es necesario que haya un equilibrio entre las mismas que asegure el crecimiento de la vegetación y de las plantas cultivadas. La incorrecta utilización del terreno de labor así como de los equipos mecánicos que actúan sobre el suelo, conducen a efectos negativos sobre el crecimiento y desarrollo del cultivo, consumo de energía, facilidad de erosión, etc.; si a esto le sumamos una escasa profundidad efectiva del suelo, con un drenaje deficiente, falta de estructura, periodos de sequía, etc., la fertilidad de este

suelo compromete la productividad del mismo. Es conocido el hecho de que un análisis químico puede revelar la existencia de grandes cantidades de nutrientes y, sin embargo, que el suelo sea improductivo a causa de sus propiedades físicas.

Entre las tres fases existentes en el suelo se definen distintos parámetros que expresan los volúmenes relativos de cada una de ellas. En la **Figura 1** se puede ver una representación esquemática de un volumen aparente de suelo y los pesos de las tres fases que lo constituyen.

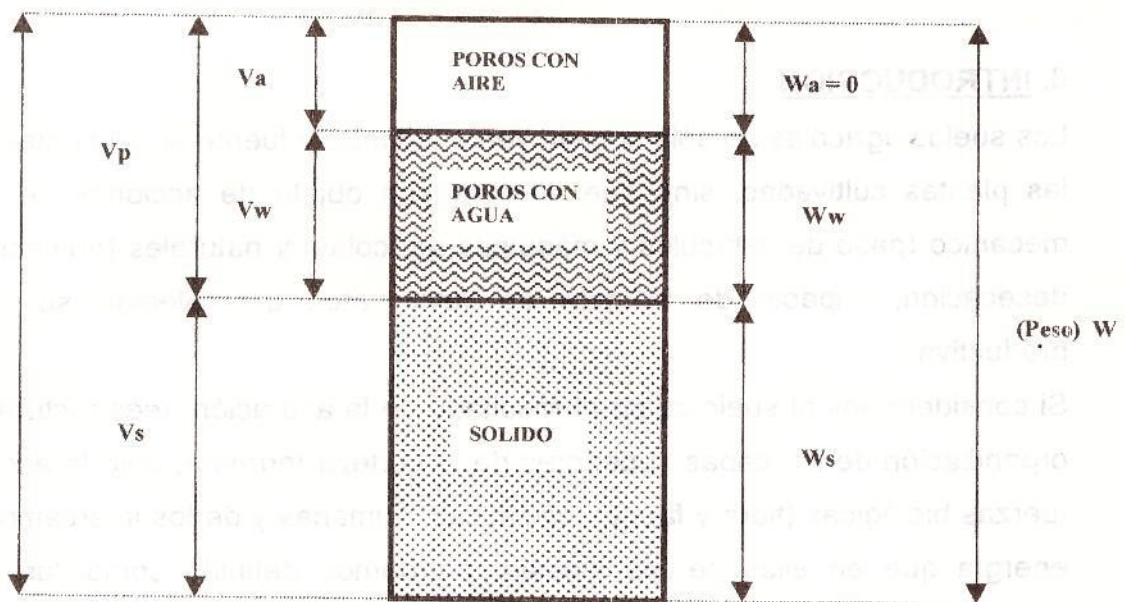


Figura 1: esquema de un volumen aparente de suelo mostrando las tres fases en que se encuentran sus elementos.

Los **parámetros** que se deducen a partir de los volúmenes relativos de cada una de las tres fases del suelo, permiten cuantificar y explicar **procesos** que están presentes en las actividades agrícolas. Estos son:

- Compactación
- Estados de consistencia del suelo
- Esfuerzo cortante
- Resistencia al deslizamiento metal -suelo
- Resistencia a la penetración

III. ALGUNOS PROCESOS Y LAS VARIABLES QUE PERMITEN CUANTIFICARLOS

Debido al carácter introductorio de esta práctica, sólo consideraremos los procesos de compactación y de resistencia a la penetración, así como las variables y equipos que permiten conocerlos.

1) COMPACTACION se entiende por compactación el proceso mediante el cual se genera una variación de volumen del suelo bajo la acción de fuerzas de compresión que pueden ser de origen mecánico (tránsito agrícola) o por fenómenos naturales (humectación-decayación, impacto de las gotas de lluvia, etc.).

Desde un punto de vista agronómico resulta de interés realizar un estudio detallado del espacio poroso del suelo, ya que del volumen de poros dependen tanto los fenómenos de transferencia de calor, gases, agua y solutos, como las propiedades mecánicas de resistencia a la penetración y de resistencia a la rotura. Es decir, el interés de la porosidad se debe a que relaciona el volumen de suelo que exploran las raíces con el volumen disponible para el agua y el aire que requieren en su desarrollo. Para cuantificarla puede utilizarse el llamado **método capilar** (Thomasson, 1978) fundamentado en valores arbitrarios del diámetro de poros. Así, los poros más pequeños, cuyo tamaño es igual o menor a $30\mu\text{m}$ retienen en contra de la gravedad el agua que utilizará el cultivo en su desarrollo, mientras que los poros más grandes con tamaños superiores a $30\mu\text{m}$, junto con las grietas y las fisuras existentes en el terreno, permiten el intercambio gaseoso, el desarrollo radicular y el drenaje del suelo cuando este se encuentra saturado.

Este modelo resulta útil para explicar la retención o la circulación del agua en el suelo, pero no a los efectos de prever la evolución de este espacio poroso bajo las acciones propias que conducen a la implantación y desarrollo de un cultivo.

Otro modelo, utilizado por la Escuela francesa, propone clasificar los poros según su origen (Stengel, 1979):

- a) la **porosidad textural** que depende de la forma de agrupamiento de las partículas elementales del suelo, es decir es inherente a la granulometría (mineralógica y orgánica) y está constituida por los poros más pequeños (intraagregados)

b) la **porosidad estructural**, relacionada con los antecedentes climáticos, biológicos y mecánicos que ha sufrido el suelo. Comprende los poros y grietas interagregados.

Mientras la **porosidad textural** es importante en cuanto a la capacidad de retención de agua del suelo y es poco susceptible de alteración a las presiones normales de trabajo mecánico en el campo, la **porosidad estructural** delimita el espacio que exploran las raíces, el necesario intercambio gaseoso y el flujo saturado de agua.

De lo anteriormente dicho, se deduce la necesidad de un equilibrio adecuado en todo el perfil del suelo entre las unidades estructurales, la estabilidad de las mismas, los poros, las grietas y las fisuras para garantizar el crecimiento del cultivo y asegurar un drenaje rápido, una adecuada aireación y un contenido de humedad apropiado. Cuando el suelo está compactado este equilibrio se rompe; dicho en otras palabras, **cuando el volumen total de poros en relación al volumen total del suelo no es el adecuado** para asegurar el crecimiento óptimo del cultivo.

Los agentes responsables de la compactación del suelo son los procesos naturales y la acción del hombre, a través de las operaciones de mecanización de los cultivos.

Variables que permiten cuantificar el estado de compactación del suelo:

- 1.1) densidad aparente
- 1.2) porosidad
- 1.3) permeabilidad y difusión

1.1) La densidad aparente del suelo, d_a , es el cociente entre la masa del suelo, incluida el agua que contenga, **M**, y el volumen que ocupa, **V**. Se expresa en Mg/m^3 , kg/m^3 o g/cm^3 .

$$d_a = \frac{M}{V} = \frac{m_s + m_w}{V} \quad 1$$

m_s = masa de suelo seco

m_w = masa de agua contenida en ese suelo

El contenido de humedad del suelo es la cantidad de agua que posee expresada en porcentaje del peso de suelo seco. Su determinación se hace

desechando en estufa a 105 - 110°C una muestra de suelo hasta que alcance un peso constante.

Si W_1 es el peso del suelo fresco y W_2 el peso del suelo una vez desecado, el contenido de humedad, H , expresado en tanto por ciento de suelo seco es:

$$H (\%W/W) = \frac{W_1 - W_2}{W_2} 100 = \frac{W_w}{W_s} 100 \quad 2$$

En donde W_w es el peso del agua y W_s es el peso de la tierra seca

Interesado expresar la densidad aparente del suelo como densidad aparente seca, das , es decir una vez que se ha removido su contenido de humedad. De la **Figura 1** se deduce que el peso total del suelo es:

$$W = W_s + W_w = W_s(1 + H) \quad 3$$

Y la masa total del suelo viene dada por:

$$M = W/g = m_s(1+H) \quad 4$$

Por lo tanto, la densidad aparente seca es:

$$das = \frac{m_s}{V} \quad 5$$

Y entre da y das existe la relación:

$$da = das(1+H) \quad 6$$

H , es el contenido de humedad expresado en tanto por uno: ($\%H/100$)

El contenido de humedad del suelo también se expresa por el cociente entre el volumen ocupado por el agua y el volumen total del suelo:

$$H(\%V/V) = \frac{V_w}{V} 100 \quad 7$$

Ambas formas de expresar el contenido de humedad están relacionadas entre sí mediante:

$$H (V/V) = H(W/W) \text{ das}$$

8

Por último, la densidad real, d_r , es la que corresponde a la fracción sólida y viene dada por el cociente entre la masa de partículas sólidas, m_s y el volumen que ocupan, V_s :

$$d_r = \frac{m_s}{V_s}$$

9

Equipos para obtener la densidad aparente del suelo

A) Cilindros Kopecki: son unos cilindros huecos de volumen conocido que tienen las paredes delgadas y con uno de los bordes biselados para facilitar su penetración en el terreno. Se ha comprobado experimentalmente que se reducen de un modo apreciable los efectos de la compactación inducida por el frotamiento del suelo con las paredes del cilindro, cuando este se introduce en la tierra, si la relación entre su diámetro y altura es 2:1. Una vez extraído el cilindro, se pesa la muestra que contiene y conocida la masa de suelo y el volumen del cilindro, la densidad aparente es el cociente de la primera por el segundo.

B) Métodos radiactivos para determinar *in situ* la densidad aparente: los rayos gamma que emiten los isótopos radiactivos son capaces de atravesar considerables distancias en el suelo antes de perder su energía al chocar con las partículas minerales o con las moléculas de agua. Por lo tanto, los cambios producidos en la energía de los fotones de la radiación gamma están relacionados con la densidad aparente del suelo y con su contenido de humedad.

Equipos de radiación gamma para determinar la densidad aparente: su funcionamiento se basa en la pérdida de energía y cambio de trayectoria de los rayos gamma cuando chocan con los electrones tanto de las partículas

minerales del suelo como los del agua, es decir que la medida obtenida es la de la densidad húmeda. Si la distancia entre la fuente emisora (cesio) y el detector de fotones (contador Geiger-Muller) se mantiene fija, el número de fotones que llegan al detector y su energía es proporcional a la densidad de suelo y al agua que contiene. Conocido el contenido de humedad del suelo, su densidad aparente seca se obtiene mediante la ecuación 6

Los equipos de radiación gamma disponibles responden a dos modos diferentes de funcionamiento: retrodispersión y atenuación.

Equipos de retrodispersión: los fotones que llegan al detector han sido desviados hacia él por los electrones de la fracción mineral del suelo. A mayor densidad del suelo, mayor número de fotones desviados hacia el detector (**Figura 2**)

Equipos de atenuación: los fotones que llegan al detector son aquellos que no han sufrido colisión alguna con el suelo y, por lo tanto, conservan una energía media similar a la que tenían en el momento de abandonar la fuente radiactiva. Constructivamente constan de dos barras verticales, separadas entre sí una cierta distancia, una con la fuente radiactiva y otra con el detector, que se introducen en el suelo a diferentes profundidades. A medida que aumenta la densidad del suelo disminuye el número de fotones que llegan al detector sin haber sufrido alguna colisión. Estos equipos son más precisos que los anteriores, pero, en cambio, son más complicados de calibrar (**Figura 3**).

Equipos para determinar la humedad del suelo con haces de neutrones: se basan en los cambios de energía que sufren los neutrones rápidos cuando chocan con los átomos de hidrógeno del agua del suelo. Los neutrones que parten de la fuente radiactiva (una aleación de americio y berilio) poseen una elevada velocidad que disminuye tras choques sucesivos con los átomos de hidrógeno del agua, los cuales tienen una masa similar a la de los neutrones. Estos neutrones lentos son captados por un detector que se coloca próximo a la fuente radiactiva (**Figura 4**).

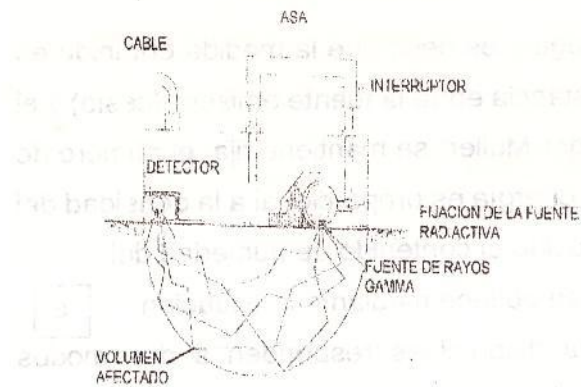


Figura 2: Equipo de rayos gamma por retrodispersión atenuación

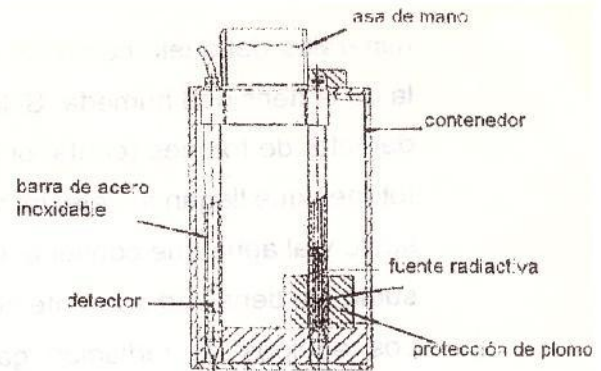


Figura3: Equipo de rayos gamma por atenuación

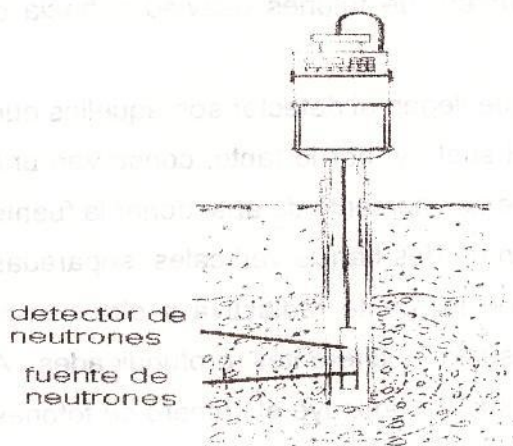


Figura 4: Sonda de neutrones

1.2) La Porosidad, n, es el cociente entre el volumen de poros y el volumen total del suelo (ver Figura 1), y se expresa indistintamente en tanto por uno o tanto por ciento.

$$n = \frac{V_p}{V} \quad 10$$

Tanto esta variable como el índice de poros, ó índice de vacío, tienen la ventaja de ser adimensionales. Generalmente se utiliza esta última, ya que refiere el volumen de poros al volumen de sólidos, y éste, al margen del nivel de compactación alcanzado, es siempre una magnitud constante. Siempre a partir del esquema de la Figura 1, el índice de vacío, e, queda definido por el cociente:

$$e = \frac{V_p}{V_s} \quad 11$$

Frente a la densidad aparente, estas variables expresan mejor los cambios que el proceso de compactación produce en el tamaño de los poros y en la distribución de los mismos.

A partir de la **Figura 5**, podemos deducir la relación que existe entre la porosidad, n , y el índice de poros, e .

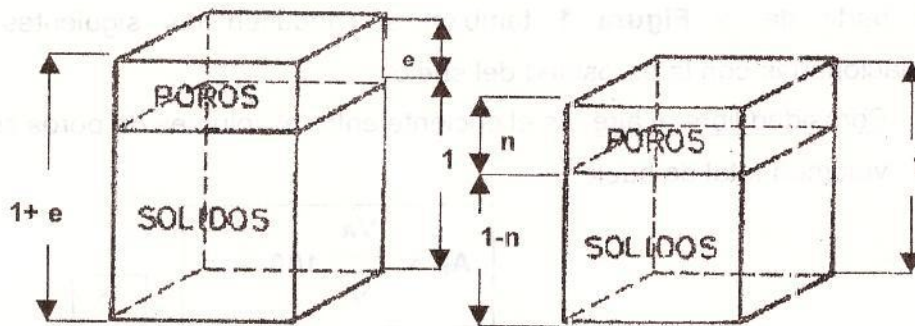


Figura 5: Relación entre la porosidad y el índice de poros

A partir de la ecuación **10** y sabiendo que $d_{as} = m_s/v$ y $d_r = m_s/v_s$, y haciendo la masa, m , igual a 1

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{V - V_s}{V} = \frac{m/d_a - m/d_r}{m/d_a} = 1 - \frac{d_a}{d_r}$$

$$n = 1 - d_a/d_r \quad 12$$

A partir de la ecuación **11**:

$$e = \frac{V_p}{V_s} = \frac{V - V_s}{V_s} = \frac{m_s/d_{as} - m_s/d_r}{m_s/d_r} = \frac{d_r}{d_{as}} - 1$$

$$e = d_r/d_{as} - 1 \quad 13$$

De las definiciones anteriores podemos establecer una relación entre n y e :

$$\frac{1}{n} = \frac{V}{V_p} = \frac{V_p + V_s}{V_p} = 1 + \frac{1}{e}$$

Luego,

$$n = \frac{e}{1 + e} \quad e = \frac{n}{1 - n} \quad 14$$

A partir de la **Figura 1** también se deducen las siguientes variables relacionadas con la porosidad del suelo:

- Porosidad libre al aire: es el cociente entre el volumen de poros con aire y el volumen total de suelo :

$$A_p = \frac{V_a}{V} 100 \quad 15$$

- Grado de saturación: en un suelo no saturado, es el cociente entre el volumen de poros con agua y el volumen total de poros:

$$X = \frac{V_w}{V_p} \quad 16$$

1.3) Permeabilidad y difusión: entre estas dos variables, la permeabilidad es más sensible a las variaciones en la configuración de los poros. Como el diámetro y la continuidad de los poros grandes se reducen con la compactación, también lo hace la permeabilidad de los gases y la de los líquidos.

El parámetro utilizado para medir cuantitativamente en el campo la facilidad con que el agua se mueve en el suelo se denomina tasa de infiltración, y está influenciada, principalmente, por las propiedades del suelo (distribución del espacio poroso) y el gradiente de humedad del mismo (disminuye al aumentar el contenido de agua). Se expresa como lámina de agua por unidad de tiempo, usualmente cm/hora.

En términos generales, la infiltración se puede definir como una manifestación del movimiento del agua en forma vertical y descendente en los horizontes

superficiales del suelo. La cantidad máxima que este puede absorber, en determinadas condiciones, se llama capacidad de infiltración.

Cuando el suelo está relativamente seco, el potencial matricial (ψ_m) en la superficie puede tender a cero o presentar valores negativos y crecientes con la profundidad. En esta situación, inicialmente la infiltración va a ser gobernada por las fuerzas de tensión de humedad, acompañadas por la fuerza de gravedad. Al progresar el tiempo de aplicación de agua, las fuerzas de tensión disminuyen y la fuerza de gravedad pasa a ser el factor dominante en el fenómeno. Así, es de esperar que la velocidad de infiltración sea más lenta hasta llegar a valores muy bajos que tienden a ser constantes. Esto se conoce como tasa básica de infiltración (Figura 6).

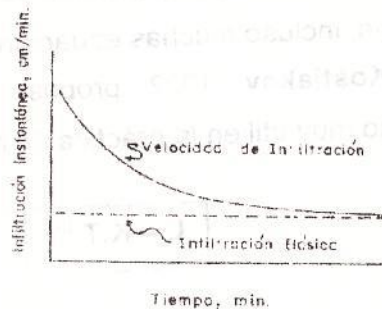


Figura 6. Relación de la Infiltración Instantánea con el tiempo y con la infiltración básica (Hillel, 1980).

Figura 6: relación de la infiltración instantánea con el tiempo y con la infiltración básica (Hillel, 1980)

El análisis de la infiltración revela que los factores cuantitativamente más significativos en el proceso son: el contenido de humedad previo a la penetración del agua (Figura 7), la formación de costras superficiales por degradación estructural (Figura 8) y la naturaleza física y disposición relativa de los horizontes del perfil.

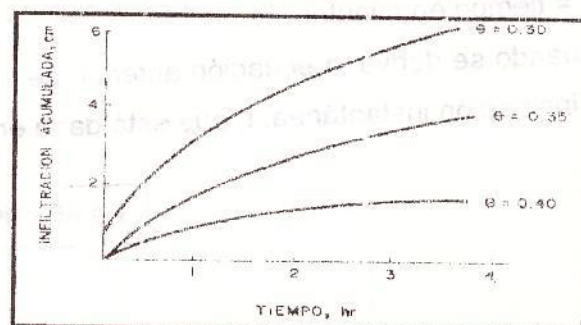


Figura 7: influencia del contenido de humedad del suelo (θ) sobre la infiltración.

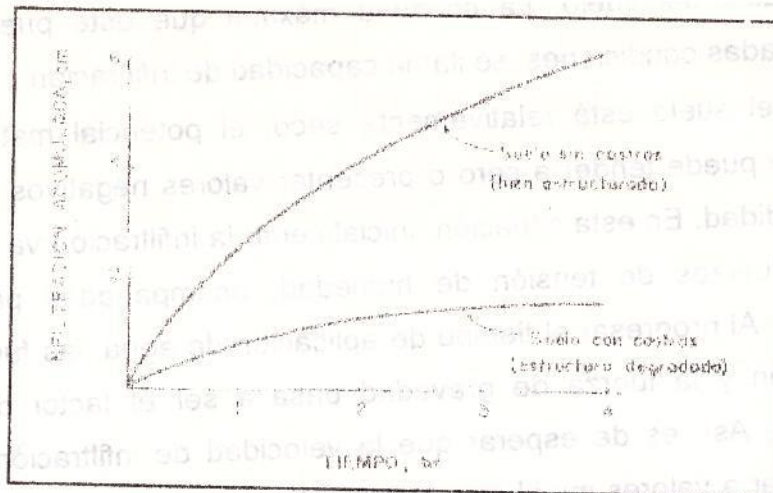


Figura 8: Influencia de la degradación estructural de la superficie del suelo sobre la infiltración.

Existen diferentes modelos matemáticos, recopilados por Philip, 1969, sobre el fenómeno de la infiltración, incluso muchas ecuaciones se originaron a partir de los datos de campo. **Kostiakov**, 1932, propuso una ecuación totalmente empírica que ha resultado muy útil en la práctica de riegos dada su simplicidad:

$$L = K.T^{(n)}$$

Donde:

L = lámina infiltrada (mm)

K = parámetro que representa la cantidad de infiltración en el primer minuto (momento inicial), depende de la estructura y de las condiciones que tiene el suelo al inicio de la aplicación del agua.

n = es un parámetro indicativo de cómo la tasa de infiltración decrece con el tiempo de aplicación del agua y, por consiguiente, depende de los cambios que puedan ocurrir en la estructura del suelo como efecto del humedecimiento.

T = tiempo en minutos

Cuando se deriva la ecuación anterior, se obtiene la **velocidad de infiltración** o infiltración instantánea, **I**, que está dada en cm/hora

$$I = 60.n K.T^{(n-1)}$$

2) **RESISTENCIA A LA PENETRACION:** constituye una medida física que nos da una idea del grado de dureza del suelo, para las condiciones específicas que se encuentra en un determinado momento. No existe una relación directa entre los valores de la densidad aparente del suelo y los de su resistencia a la penetración, sino que esta relación depende tanto del tipo de suelo como de su contenido de humedad (para poder comparar distintos niveles de compactación del suelo, el contenido de humedad del mismo debe ser constante).

Los aparatos que se utilizan para determinar la resistencia a la penetración se denominan **penetrómetros** (si miden sobre escala numérica) o **penetrógrafos** (si registran gráficamente dicha variable) y los resultados se expresan por la presión (fuerza por unidad de superficie) necesaria para introducir la punta cónica del equipo de medida hasta una cierta profundidad del suelo.

Los equipos manuales incluyen una serie de dispositivos o elementos comunes:

- captador de esfuerzos (mecánico, electrónico o hidráulico)
- cuantificador (escala numérica, indicador digital, registrador, etc.)
- varilla soporte
- elemento de penetración (semiesfera, placa, punta cónica, etc.)

De todos los sistemas diseñados para caracterizar la resistencia a la penetración, el más utilizado es el penetrómetro normalizado por ASAE de punta cónica de 30° y que utiliza dos tipos de puntas cónicas definidas por el diámetro de la base del cono, de 20.27 mm y 12.83 mm (**Figura 9**).

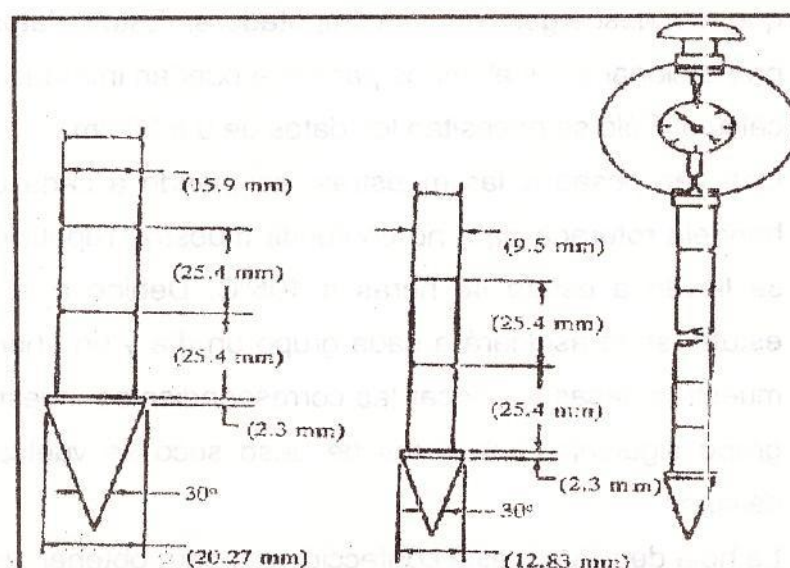


Figura 9: penetrómetro normalizado por ASAE

Se define el índice de cono, a una profundidad p , como el valor medio de la resistencia a la penetración dividida por la superficie de la base del cono.

Se ha encontrado una estrecha relación entre el índice de cono y el crecimiento radicular y, según diferentes investigadores, se establece como una limitante para el desarrollo de las raíces valores de 30 - 35 bar.

BIBLIOGRAFIA DE CONSULTA

- Baver, L.D.; Gardner, W.H.; Gardner, W. R. 1972. Física de suelos. Mexico D.F., Uthea. 529 p
- Hillel, D. 1980. Applications of Soil Physics. New York, Academic Press. 383 p.
- Ortiz- Cañavate, J.; Hernanz Martos, J.L. 1989. Técnica de la mecanización Agraria. Capítulo 4. Ediciones Mundi Prensa. Madrid.
- Sánchez-Girón V. 1996. Dinámica y Mecánica de Suelos. Ediciones Agrotécnicas, S.L. Madrid. 426p.

INFILTRÓMETRO y PERMEÁMETRO DE DISCO

Rodolfo C. Gil*

Este instrumento está diseñado para medir las propiedades hidráulicas del suelo en condiciones de campo. Presenta la ventaja de poder hacer mediciones rápidas, directamente de una superficie reducida del suelo con un mínimo o nulo disturbio. Su alto grado de sensibilidad a los cambios estructurales le confieren versatilidad para ser utilizado en una amplia gama de condiciones de suelo. Estas características, además de su facilidad de operación, diseño simple y materiales de alto impacto, lo hacen muy útil tanto para trabajos de investigación como para la elaboración de diagnósticos y recomendaciones en lotes de productores.

PRINCIPIO:

Cuando una fuente de agua, tal como un disco mojado, es apoyada sobre la superficie del suelo, el movimiento del agua hacia el interior del perfil, es dominado por las características de su sistema poroso. El flujo de agua es gobernado por un factor hidráulico, un factor gravitacional y un factor de capilaridad del suelo. En un suelo no saturado el movimiento del agua está dado por: la *conductividad hidráulica* y la *sortividad*.

* **Conductividad Hidráulica (K):** es una medida de la habilidad de un suelo de conducir agua bajo un gradiente de potencial hidráulico. Describe la conductividad hidráulica de un medio poroso. (longitud/tiempo)

* **Sortividad (S):** es una medida de la habilidad que tiene un suelo de absorber agua durante el proceso de humedecimiento. En general cuanto mayor es el valor de S, mayor será el volumen de agua que puede ser absorbida y en forma más rápida. (longitud/tiempo^{1/2})

* **Infiltración (I):** se refiere a la entrada del agua al perfil del suelo a través de la superficie del mismo. Este proceso es controlado por muchos factores, uno de los cuales es la estructura de la superficie. La ecuación que relaciona la infiltración acumulada en un tiempo transcurrido (Philip 1957), toma la forma:

$$I(t) = S_1 t^{1/2} + S_2 t + S_3 t^{3/2} + \dots + S_n t^{n/2} + K_0 t \quad (1)$$

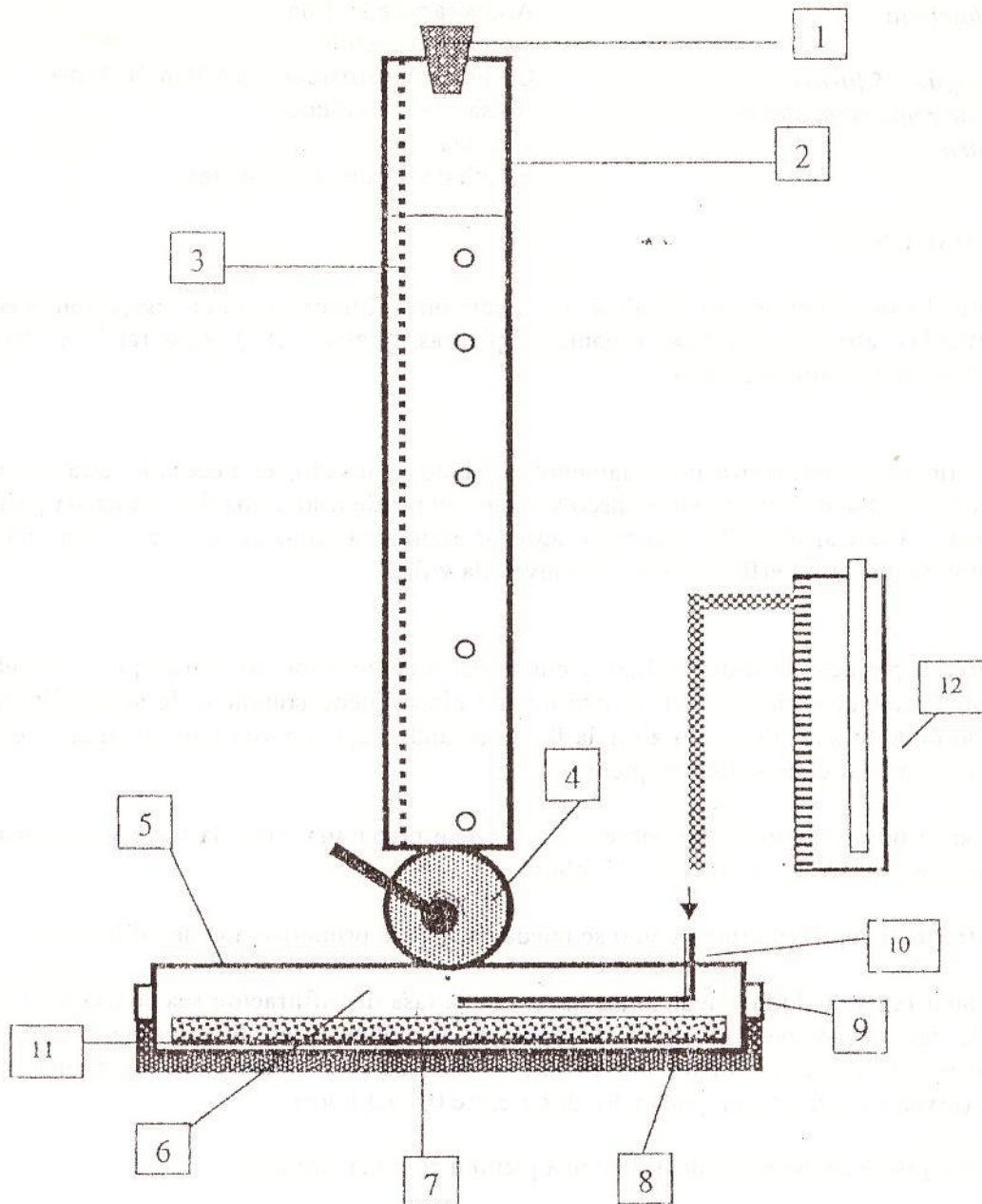
En la cual, la sortividad, S_1 , describe la absorción de agua por el suelo como resultado del gradiente de potencial mátrico. Para cortos periodos de tiempo:

$$I(t) = S_1 t^{1/2} + K t \quad (2)$$

Las ecuaciones (1) y (2) indican que cuando el suelo está seco, la tasa de infiltración inicial es alta debido a la sortividad (por ej.: alto gradiente de potencial mátrico entre el suelo y la lámina de agua aplicada), pero a medida que transcurre el tiempo la velocidad de infiltración alcanza una tasa constante o "estacionaria", a menudo llamada *Infiltración básica*, y que se asemeja mucho al valor de Conductividad Hidráulica saturada.

*Ing. Agr. M.Sc. Técnico Investigador del Instituto de Suelos. CIRN. INTA Castellar

ESQUEMA DEL PERMEAMETRO DE DISCO



- | | |
|----------------------------------|-------------------------|
| 1. Tapón de recarga | 7. Placa |
| 2. Reservorio de agua recargable | 8. Membrana porosa |
| 3. Escala milimetrada | 9. Banda sujetadora |
| 4. Válvula de apertura y cierre | 10. Capilar de burbujeo |
| 5. Disco transparente | 11. Difusor |
| 6. Cámara | 12. Vaso de Tensión |

EQUIPO NECESARIO

Disco permeámetro

Nivel de burbuja

Llana

Bidón de agua (5 litros)

Planillas de registro de datos

Cronómetro

Cepillo

Equipo complementario:

Anillo enrasador

Arena tamizada fina

Espátula o cuchillo

Cilindro muestreador (di= 5cm; h=3cm)

Bolsas de polietileno

Balanza

Estufa de secado de muestras

PROCEDIMIENTO:

1. Prepare el sitio donde se van a realizar las mediciones. Elimine toda la vegetación existente y partículas gruesas (residuos orgánicos, piedras, gravas, etc.) asegurándose de dejar la superficie lo más limpia posible.
2. Si el sitio no se encuentra perfectamente nivelado y alisado, es necesario establecer una superficie de buen contacto entre disco y suelo. Se puede usar arena fina tamizada para este propósito. Colocar el anillo enrasador, agregar arena fina tamizada y enrasar con una regla asegurando que la superficie quede bien nivelada y firme.
3. Prepare el permeámetro-disco. Llenar con agua el contenedor. Asegurar que la membrana este bien mojada y observar en el interior del disco quede completo de agua, eliminando toda burbuja de aire. Para ello abrir la llave, dejando bajar un volumen de agua. Cerrar la llave y completar el nivel del recipiente.
4. Colocar el permeámetro-disco sobre la superficie preparada, abrir la llave y comenzar las anotaciones en cuanto se observe el burbujeo.
5. Registrar el tiempo tan pronto como se pueda durante la primera etapa de infiltración.
6. Continuar registrando las mediciones hasta que la tasa de infiltración sea constante, es decir cuando las variaciones de altura de agua en la columna en función del tiempo sean prácticamente idénticas. El tiempo en que se alcanza esta constante depende del tipo de suelo (textura y estructura), pudiendo durar entre 0,5 a 3 horas.
7. Para el registro de datos puede usarse una planilla como la adjunta.
8. Una vez completada la medición, retirar el permeámetro-disco, dejar transcurrir un tiempo (30 minutos) y extraer una muestra del suelo con el cilindro muestreador en el centro de sitio de medición; enrasarlo bien, colocarles las dos tapas y sellarlo con la cinta aislante. Esto permitirá el cálculo de la *densidad aparente* y la *porosidad total*.
9. Tomar una muestra del suelo circundante al sitio de observación para la determinación de la *humedad inicial*.

CALCULOS:

Ejemplo de Planilla de Registro y Cálculos del Permeámetro-Disco

Lectura (cm)	Tiempo (min)	Tiempo, t (hora)	t. Parcial (hora)	tiempo ^{1/2} h ^{1/2}	l.parcial (cm)	l.acum. (cm)	Vel.Inf. (cm/h)
4.1	0.00	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00
6	0.50	0.008	0.008	0.091	0.25	0.25	29.41
7.6	1.00	0.017	0.008	0.129	0.21	0.45	24.77
10.5	2.00	0.033	0.017	0.183	0.37	0.83	22.45
13	3.00	0.050	0.017	0.224	0.32	1.15	19.35
15	4.00	0.067	0.017	0.258	0.26	1.41	15.48
16.5	5.00	0.083	0.017	0.289	0.19	1.60	11.61
22.1	10.00	0.167	0.083	0.408	0.72	2.32	8.67
26	15.00	0.250	0.083	0.500	0.50	2.83	6.04
29	20.00	0.333	0.083	0.577	0.39	3.21	4.64
31.1	25.00	0.417	0.083	0.645	0.27	3.48	3.25
32.4	30.00	0.500	0.083	0.707	0.17	3.65	2.01
34	40.00	0.667	0.167	0.816	0.21	3.86	1.24
35.4	50.00	0.833	0.167	0.913	0.18	4.04	1.08
36.7	60.00	1.000	0.167	1.000	0.17	4.21	1.01
38	70.00	1.167	0.167	1.080	0.17	4.37	1.01

$$l.parcial = (L_n - L_{n-1}) \cdot a / A$$

L_n y L_{n-1} : lecturas a t_n y t_{n-1}

$$\text{Velocidad de Inf} = l_n / (t_n - t_{n-1})$$

INFILTRACION (I)

La lámina de agua que infiltró (I) en el suelo en un tiempo (t), es la cantidad de agua que ha entrado en el suelo en ese tiempo, en un área de la sección transversal.

La *Infiltración parcial* (I_n) se calcula a partir de cada una de las lecturas registradas usando la siguiente relación:

$$I_n = [(L_n - L_{n-1}) \cdot a] / A$$

L_n y L_{n-1} son una lectura y su inmediata anterior en los tiempos t_n y t_{n-1} respectivamente;
 a es la superficie interna del reservorio de agua ($a = 15.8 \text{ cm}^2$)

A es la superficie del disco, de la capa de arena ó de la superficie del bulbo de mojadura.

La *Infiltración acumulada* (I_a), es la suma de cada uno de los valores de I_n , hasta un tiempo t_n

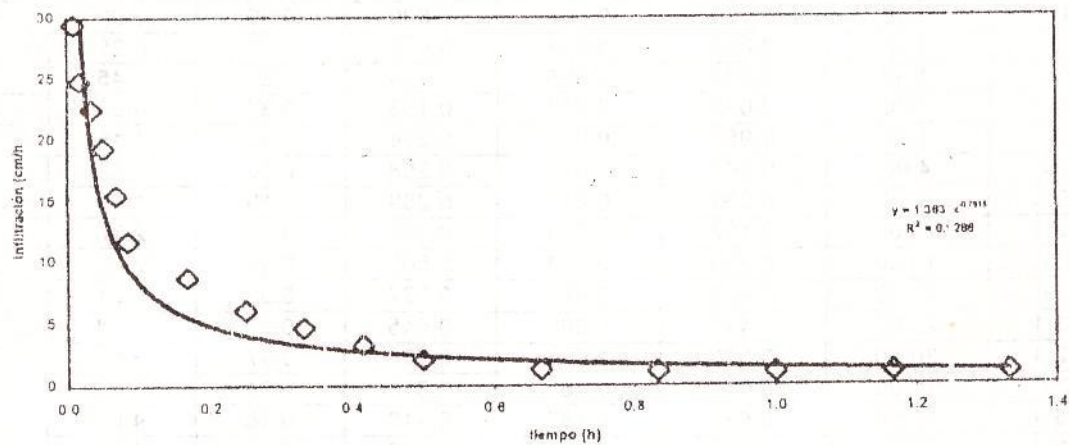
$$I_a = I_n + I_{n+1}$$

La *Velocidad de Infiltración o Infiltración instantánea* (I_i), en un momento determinado será la relación entre la I_n y t_n , (gráfico 1), es decir:

$$I_i = (L_n - L_{n-1}) \cdot a / (t_n - t_{n-1}) \cdot A$$

Nota: para el cálculo de A , en suelos de textura media a fina conviene considerar la superficie de la capa de arena o del bulbo de mojadura. Para el cálculo de éste último no considerar el diámetro de la zona saturada (superficie brillante).

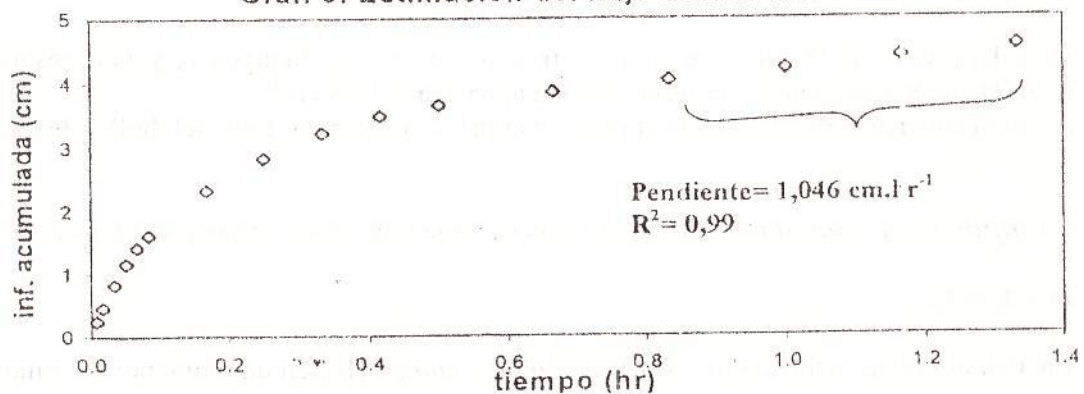
Graf.1: Velocidad de infiltración



FLUJO ESTACIONARIO (K).

Se puede estimar a partir de las mediciones de $I_a(t)$ en la etapa final. Es la pendiente de la sección lineal de la I_a graficada en función del tiempo (t) (Gráfico3). Presenta unidades de longitud/tiempo. Es equivalente a la *Conductividad Hidráulica Saturada*.

Graf. 3: Estimación del flujo estacionario



CUIDADOS:

Es necesario remojar la membrana del disco durante mas de 10 minutos antes de comenzar las mediciones.

La membrana debe ser chequeada periódicamente asegurando que se encuentre lo suficientemente tirante sobre el disco. Para ello retire la banda sujetadora y vuelva a colocarla, estirando y arrastrando el borde de la membrana. Evite que queden pliegues.

Asegurar que el conjunto permeámetro-disco no presente fugas de aire

Entre las recargas no conviene retirar el equipo del lugar, a fin de mantener un correcto contacto placa-suelo.

MEDICIONES EN FLUJO NO SATURADO

Conectando el *Vaso de Tensión* al capilar de aireación del disco se pueden generar diferentes tensiones, generalmente entre $-0,1 \times 10^{-3}$ y $1,0 \times 10^{-3}$ Mpa (10 a 100 mm ce agua). De esta manera se puede separar la contribución de los macroporos en el movimiento del agua (rango de diámetro equivalente de poro entre 3,0 y 0,3 mm).

Tabla 2: Ejemplo de mediciones de infiltración con tensión -20 mm.

Lectura (cm)	Tiempo (min)	Tiempo, t (hora)	tiempo 1/2 h ^{1/2}	I.parcial (cm)	I.acum. (cm)
1.3	0.00	0.000	0.000	0.00	0.00
1.6	1.00	0.017	0.129	0.04	0.04
1.9	2.00	0.033	0.183	0.04	0.08
2.2	3.00	0.050	0.224	0.04	0.12
2.5	4.00	0.067	0.258	0.04	0.15
2.7	5.00	0.083	0.289	0.03	0.18
3.5	10.00	0.167	0.408	0.10	0.28
4.3	15.00	0.250	0.500	0.10	0.39
5.1	20.00	0.333	0.577	0.10	0.49
6	30.00	0.500	0.707	0.12	0.61
6.7	40.00	0.667	0.816	0.09	0.70
7.2	50.00	0.833	0.913	0.06	0.76
7.5	60.00	1.000	1.000	0.04	0.80

SORTIVIDAD (S_0)

La sortividad (S_0) se puede calcular a partir de las mediciones de $I f(t)$ realizadas durante la primera etapa de la infiltración. Para calcular S_0 graficar la I_a sobre el eje de ordenadas (y), en función de la raíz cuadrada del tiempo, $t^{1/2}$ sobre el eje de abscisas (x). La pendiente de la porción lineal es la Sortividad y presenta unidades de longitud/tiempo^{1/2}. (Gráfico. 2).

Graf. 3: Estimación de la Sortividad. Ejemplo para tensión -20 mm