



*The Abdus Salam
International Centre for Theoretical Physics*



1867-64

College of Soil Physics

22 October - 9 November, 2007

Hydrological approach to soil and water conservation 7

Ildefonso Pla Sentis
*University of Lleida
Spain*

INFILTRATION

Ildefonso Pla Sentis

ipla@macs.udl.cat

INFILTRATION is the process of water entry to the soil through its upper surface by downward flow.

Water may reach the soil surface by flooding the surface, by sprinkling or as rain.

The relation between the rate of water supply to the soil surface and the rate of infiltration through it determines the distribution of such water between runoff and storage in the root zone.

The knowledge of the infiltration process as it is affected by the soil's dynamic properties and by the supply of water is very important for an efficient soil and water management and conservation, especially when the water supply is through RAINFALL

VERTICAL INFILTRATION into an initially dry (unsaturated) soil occurs under the influence of a combination of matric (suction) and gravity gradients.

The resulting infiltration rate (units of velocity: length/time) is a consequence of both the hydraulic conductivity and the hydraulic gradients in the soil surface zone, but it is also affected by the conditions in lower parts of the soil profile

The influence of the matric (suction) gradient decreases with time until it becomes negligible in the upper part of the soil profile, leaving the constant gravitational gradient as the only force moving the water downward

Therefore, in a uniform soil without sealing and after prolonged ponding, the flux of water tends to approach the hydraulic conductivity

As a consequence, the infiltration rate under atmospheric pressure (also called infiltrability) generally decreases from an initially high value in a dry soil, to a much lower constant value termed final infiltration rate or steady state infiltrability.

The cumulative infiltration, which is a term used for the time integral of infiltration rate, has a curvilinear time dependence slope up to a constant value

The decrease of infiltration rate of a soil with time is not only due to the decrease of the hydraulic gradient (the matric or suction component), but also to other factors like:

- Structural deterioration and sealing of the soil surface**
- Swelling of clays**
- Entrapment and compression of soil air...**

These factors are generally more important when the supply of water is through natural rainfall

Numerous empirical and theoretically based expressions have been developed to describe the time dependence of the infiltration rate and of the total (cumulative) quantity of water infiltrated in the soil.

The Philips solution to the general flow equation:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial D(\Theta)}{\partial z} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} + K(\Psi_M)$$

where: $D(\Theta) = K(\Psi_M) \cdot \frac{\partial \Psi_M}{\partial \Theta}$

for downward vertical flow leads to (assuming flooding conditions):

$$I \text{ (cumulative infiltration)} = St^{1/2} + At$$

$$I \text{ (infiltration rate)} = dI = \frac{1}{2} St^{-1/2} + A$$

Where:

S (sorptivity) embodies the influence of the soil-water relations (matric suction and conductivity) in the wetting process

A represents the effect of gravity

S and **A** depend on Θ (volumetric soil moisture) and on the soil surface conditions

RAIN INFILTRATION

The decrease of the infiltration rate with time during a rainstorm may be attributed to:

-A decrease in the vertical hydraulic gradient with wetting of the soil profile

-Surface sealing by raindrop action

The high energy load of the raindrops is responsible for surface sealing on bare soil.

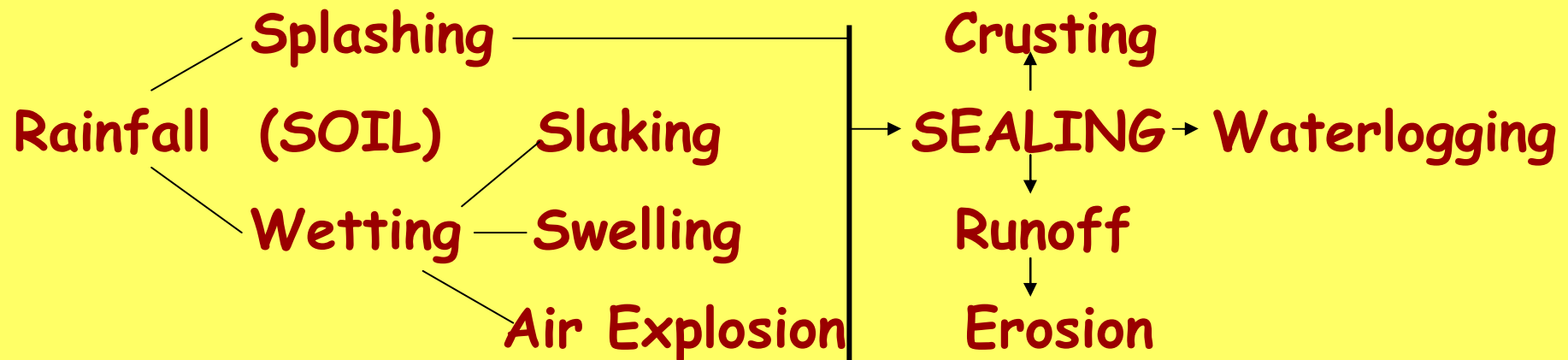
The potential for seal development depends considerably on the particle size distribution

The formed seal acts as a bottleneck, and because of its high hydraulic resistance, this causes infiltration into the underlying soil to occur at a matric potential (suction) which generally results in unsaturated flow conditions

As the hydraulic conductivity of the seal decreases, the matric potential, and as a consequence the (suction) gradient across the seal increases, which partially offsets the decreased conductivity of the surface seal

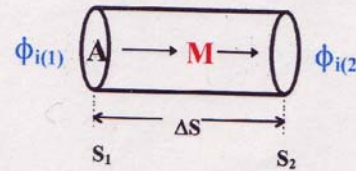
The effect of the seal on the infiltration of water in the soil is a decrease on the initial and final infiltration rates and on the length of time necessary to reach the final or steady infiltration rate

The rate of formation of a seal and its water transmission properties are determined by physical, mechanical and climate factors



Besides the raindrops beating action, the percolation of rainfall water, decreasing the electrolyte concentration of the surface soil solution contributes to the dispersion of clays which block the pores and decrease even further the saturated hydraulic conductivity of the upper soil layer

FLOW OF WATER IN A POROUS MATERIAL (SOL)



General flow equation:
 $Q_i = -A t K_i (\Delta\phi_i / \Delta S)$
 $\Delta\phi_i = \phi_{i(2)} - \phi_{i(1)}$

$J_i = Q_i / A t$: Flow density

K_i : Conductivity of the material M for fluid "i"

i : Heat (Fourier's law); i : Electricity (Ohm's law); i : Gas (Fick's law)

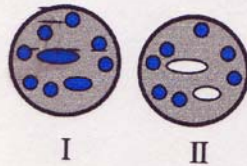
i : Water (Darcy's law)

$$J_{H_2O} (V/At : m^3/m^2 \text{ sec} = m/\text{sec}) = -K_{H_2O} (m/\text{sec}) \cdot \Delta\Psi_H / \Delta S (m/m)$$

Ψ_H : Hydraulic potential; $\Delta\Psi_H / \Delta S$: Hydraulic gradient in the flow direction; K_{H_2O} : Hydraulic Conductivity

$$K_{H_2O} = (K \cdot \rho_{H_2O} \cdot g) / \eta_{H_2O}$$

K : Intrinsic permeability of the soil; ρ_{H_2O} : Water density
 g : Gravity; η_{H_2O} : Water viscosity; θ : Volumetric moisture

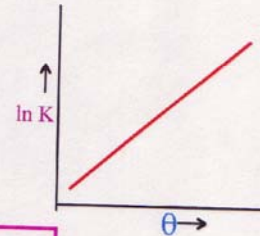


$$\theta_I > \theta_{II}$$

$$K_I > K_{II}$$

$$K_I > K_{II}$$

$$\eta_I < \eta_{II}$$



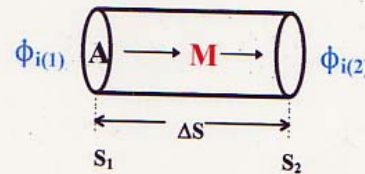
$$K(\theta) = K(\text{sat}) \exp(a\theta)$$

Non-saturated horizontal flow: $J_{H_2O} = q = -K(\theta) \cdot \delta M / \delta x$

$$q = -K(\theta) \cdot (\delta M / \delta \theta) \cdot (\delta \theta / \delta x) = -D(\theta) \cdot \delta \theta / \delta x$$

M : Matric potential; $D(\theta)$: Diffusivity

FLOW OF WATER IN A POROUS MATERIAL (SOL)



General flow equation:
 $Q_i = -A \ t \ K_i (\Delta\phi_i / \Delta S)$
 $\Delta\phi_i = \phi_{i(2)} - \phi_{i(1)}$

$J_i = Q_i / A \ t$: Flow density

K_i : Conductivity of the material M for fluid "i"

i : Heat (Fourier's law); i : Electricity (Ohm's law); i : Gas (Fick's law)

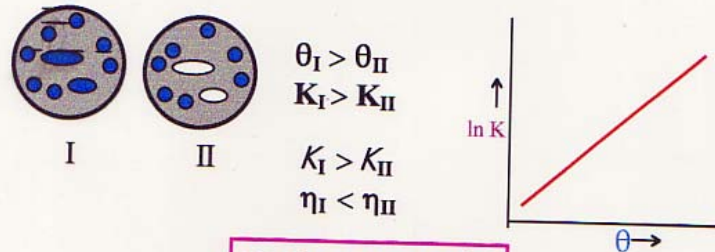
i : Water (Darcy's law)

$$J_{H_2O} (V/At : m^3/m^2 \text{ sec} = m/\text{sec}) = -K_{H_2O} (m/\text{sec}) \cdot \Delta\Psi_H / \Delta S (m/m)$$

Ψ_H : Hydraulic potential; $\Delta\Psi_H / \Delta S$: Hydraulic gradient in the flow direction; K_{H_2O} : Hydraulic Conductivity

$$K_{H_2O} = (K \cdot \rho_{H_2O} \cdot g) / \eta_{H_2O}$$

K : Intrinsic permeability of the soil; ρ_{H_2O} : Water density
 g : Gravity; η_{H_2O} : Water viscosity; θ : Volumetric moisture



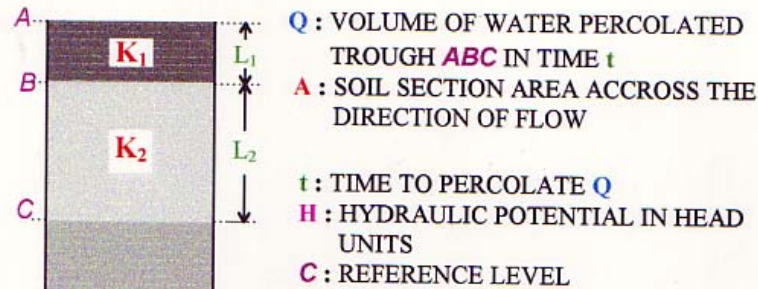
$$K(\theta) = K(\text{sat})^{\exp(a\theta)}$$

Non-saturated horizontal flow: $J_{H_2O} = q = -K(\theta) \cdot \delta M / \delta x$

$$q = -K(\theta) \cdot (\delta M / \delta \theta) \cdot (\delta \theta / \delta x) = -D(\theta) \cdot \delta \theta / \delta x$$

M : Matric potential; $D(\theta)$: Diffusivity

HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF LAYERED SOILS



$$K_{AC} = K_S = -Q / A t i_S \quad i_S = (H_C - H_A) / (L_1 + L_2)$$

$$K_{AB} = K_1 = -Q / A t i_1 \quad i_1 = (H_B - H_A) / L_1$$

$$K_{BC} = K_2 = -Q / A t i_2 \quad i_2 = (H_C - H_B) / L_2$$

$$H_C = 0; H_A = L_1 + L_2; H_C - H_A = -(L_1 + L_2); H_B - H_A = H_B - (L_1 + L_2); H_C - H_B = -H_B$$

$$K_2 L_S = K_1 i_1 = K_2 i_2 = -Q / A t$$

$$K_S \cdot (-(L_1 + L_2) / (L_1 + L_2)) = K_1 \cdot ((H_B - (L_1 + L_2)) / L_1)$$

$$K_S \cdot (-(L_1 + L_2) / (L_1 + L_2)) = K_2 \cdot (-H_B / L_2); H_B = (K_S L_2) / K_2$$

$$-K_S = (K_1 ((K_S L_2 / K_2) - (L_1 + L_2)) / L_1$$

$$K_S L_1 = K_1 (L_1 + L_2) - (K_S K_1 L_2 / K_2); K_S = (K_1 K_2 (L_1 + L_2)) / (K_2 L_1 + K_1 L_2)$$

$$K_S = (L_1 + L_2) / ((L_1 / K_1) + (L_2 / K_2))$$

For **n** layers: $K_{(1, \dots, n)} = (L_1 + L_2 + \dots + L_n) / ((L_1 / K_1) + (L_2 / K_2) + \dots + (L_n / K_n))$

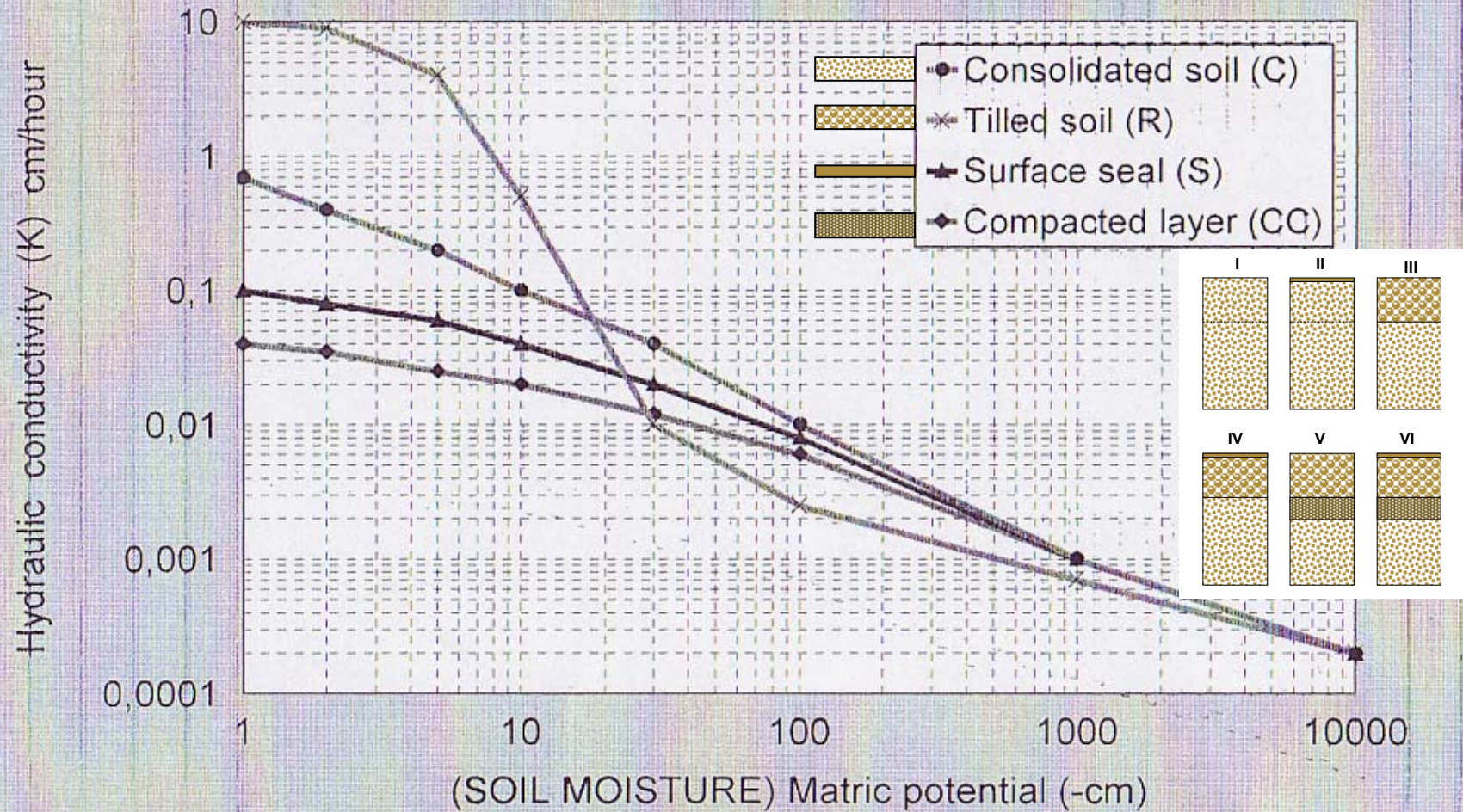
Example: $L_1 = 0,5 \text{ cm}; K_1 = 0,01 \text{ cm/hour} \quad L_2 = 10 \text{ cm}; K_2 = 5,00 \text{ cm/hour}$

$$K_S (L_1 + L_2) = (0,5 + 10) / ((0,5 / 0,01) + (10 / 5)) = 10,5 / (50 + 2) = \underline{0,20 \text{ cm/hour}}$$

$$K_S (\text{Weighted Mean}) = ((0,01 \times 0,05) + (10 \times 5)) / (0,5 + 10) = \underline{4,76 \text{ cm/hour}}$$

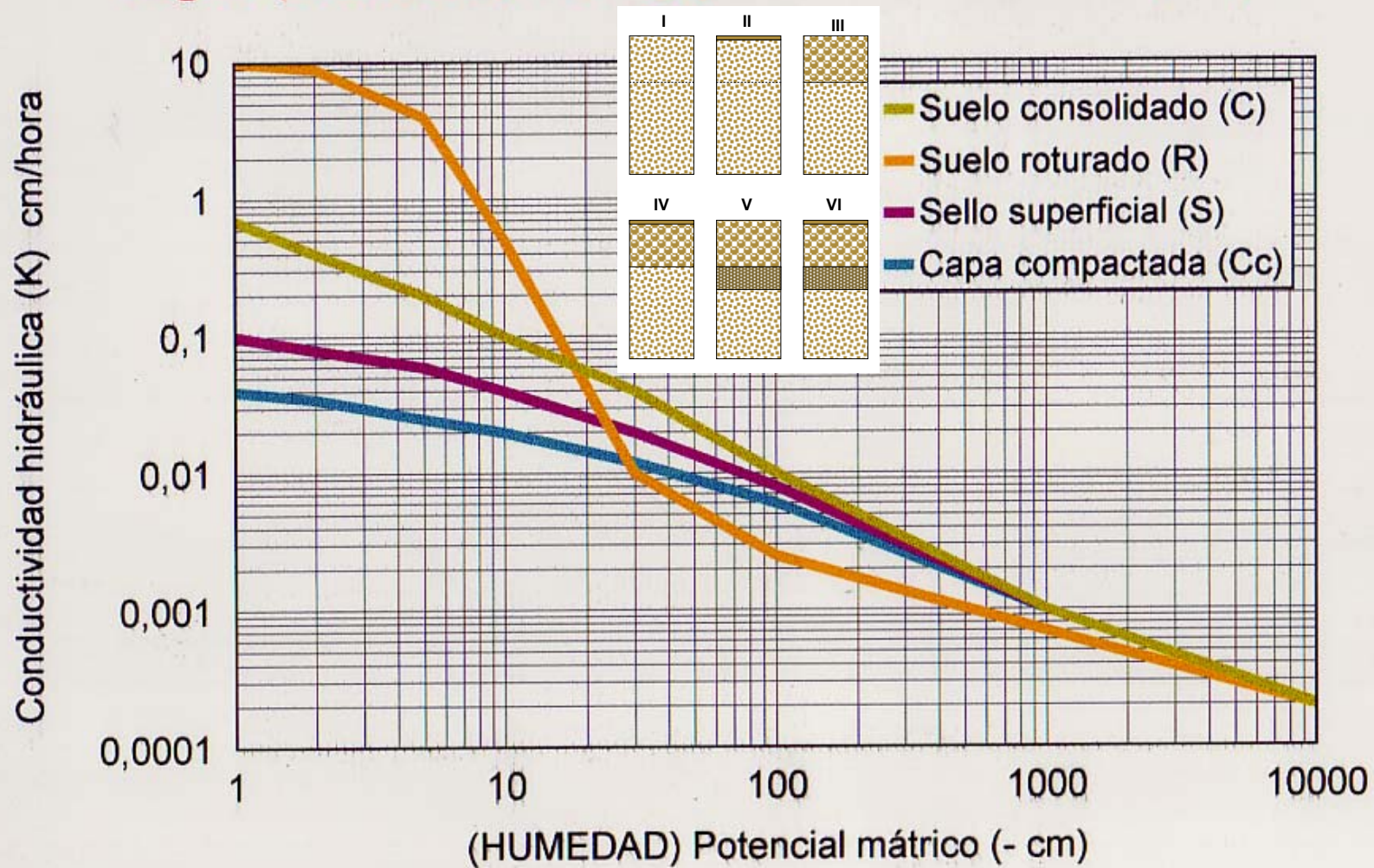
HYDRAULIC CONDUCTIVITY CHANGES WITH SOIL MOISTURE

log K (cm/hour) vs log matric potential (cm)

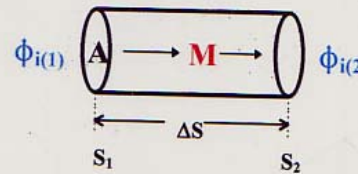


CAMBIOS EN LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA CON LA HUMEDAD

log K (cm/hora) vs log potencial mátrico (cm)



FLOW OF WATER IN A POROUS MATERIAL (SOL)



General flow equation:
 $Q_i = -A t K_i (\Delta\phi_i / \Delta S)$
 $\Delta\phi_i = \phi_{i(2)} - \phi_{i(1)}$

$J_i = Q_i / A t$: Flow density

K_i : Conductivity of the material M for fluid "i"

i : Heat (Fourier's law); i : Electricity (Ohm's law); i : Gas (Fick's law)

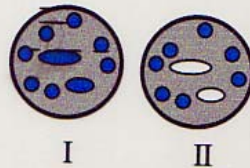
i : Water (Darcy's law)

$$J_{H_2O} (V/At : m^3/m^2 \text{ sec} = m/\text{sec}) = -K_{H_2O} (m/\text{sec}) \cdot \Delta\Psi_H / \Delta S (m/m)$$

Ψ_H : Hydraulic potential; $\Delta\Psi_H / \Delta S$: Hydraulic gradient in the flow direction; K_{H_2O} : Hydraulic Conductivity

$$K_{H_2O} = (K \cdot \rho_{H_2O} \cdot g) / \eta_{H_2O}$$

K : Intrinsic permeability of the soil; ρ_{H_2O} : Water density
 g : Gravity; η_{H_2O} : Water viscosity; θ : Volumetric moisture

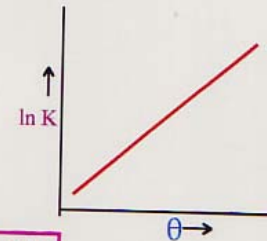


$$\theta_I > \theta_{II}$$

$$K_I > K_{II}$$

$$K_I > K_{II}$$

$$\eta_I < \eta_{II}$$



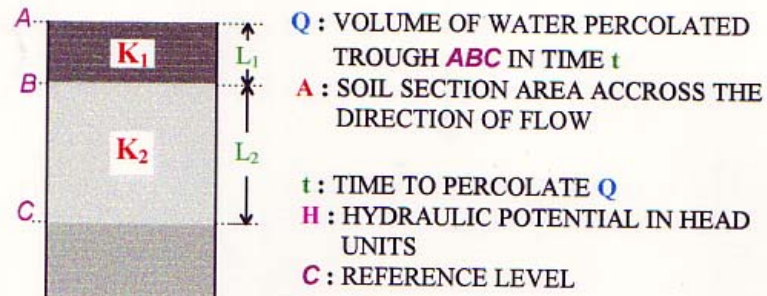
$$K(\theta) = K(\text{sat})^{\exp(a\theta)}$$

Non-saturated horizontal flow: $J_{H_2O} = q = -K(\theta) \cdot \delta M / \delta x$

$$q = -K(\theta) \cdot (\delta M / \delta \theta) \cdot (\delta \theta / \delta x) = -D(\theta) \cdot \delta \theta / \delta x$$

M : Matric potential; $D(\theta)$: Diffusivity

HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF LAYERED SOILS



$$K_{AC} = K_S = -Q / A t i_S \quad i_S = (H_C - H_A) / (L_1 + L_2)$$

$$K_{AB} = K_1 = -Q / A t i_1 \quad i_1 = (H_B - H_A) / L_1$$

$$K_{BC} = K_2 = -Q / A t i_2 \quad i_2 = (H_C - H_B) / L_2$$

$$H_C = 0; H_A = L_1 + L_2; H_C - H_A = -(L_1 + L_2); H_B - H_A = H_B - (L_1 + L_2); H_C - H_B = -H_B$$

$$K_2 L_S = K_1 i_1 = K_2 i_2 = -Q / A t$$

$$K_S \cdot (-(L_1 + L_2) / (L_1 + L_2)) = K_1 \cdot ((H_B - (L_1 + L_2)) / L_1)$$

$$K_S \cdot (-(L_1 + L_2) / (L_1 + L_2)) = K_2 \cdot (-H_B / L_2); H_B = (K_S L_2) / K_2$$

$$-K_S = (K_1 ((K_S L_2 / K_2) - (L_1 + L_2)) / L_1$$

$$K_S L_1 = K_1 (L_1 + L_2) - (K_S K_1 L_2 / K_2); K_S = (K_1 K_2 (L_1 + L_2)) / (K_2 L_1 + K_1 L_2)$$

$$K_S = (L_1 + L_2) / ((L_1 / K_1) + (L_2 / K_2))$$

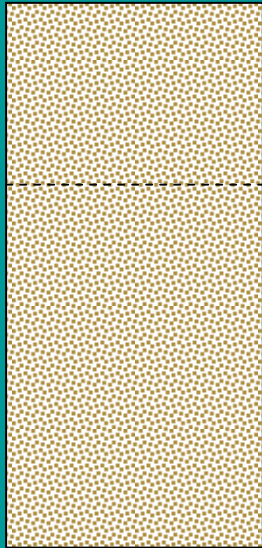
$$\text{For } n \text{ layers: } K_{(1, \dots, n)} = (L_1 + L_2 + \dots + L_n) / ((L_1 / K_1) + (L_2 / K_2) + \dots + (L_n / K_n))$$

$$\text{Example: } L_1 = 0,5 \text{ cm; } K_1 = 0,01 \text{ cm/hour } L_2 = 10 \text{ cm; } K_2 = 5,00 \text{ cm/hour}$$

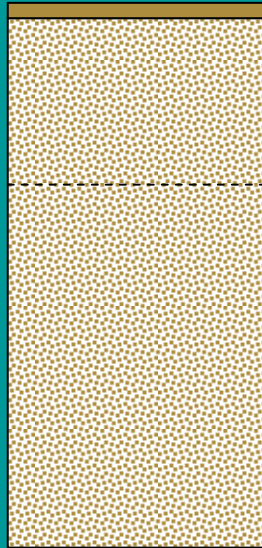
$$K_S (L_1 + L_2) = (0,5 + 10) / ((0,5 / 0,01) + (10 / 5)) = 10,5 / (50 + 2) = \underline{0,20 \text{ cm/hour}}$$

$$K_S \text{ (Weighted Mean)} = ((0,01 \times 0,05) + (10 \times 5)) / (0,5 + 10) = \underline{4,76 \text{ cm/hour}}$$

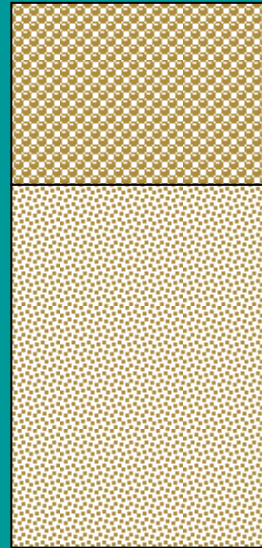
I



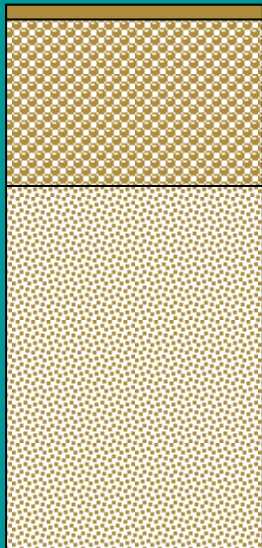
II



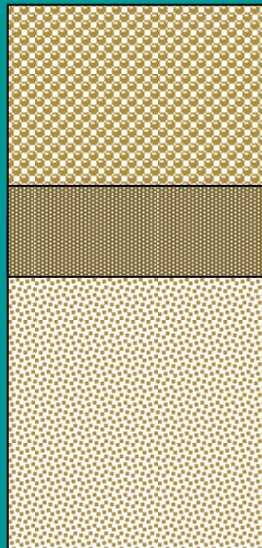
III



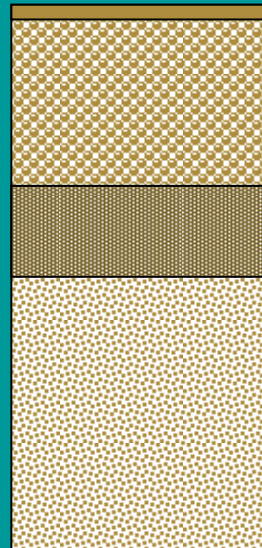
IV



V

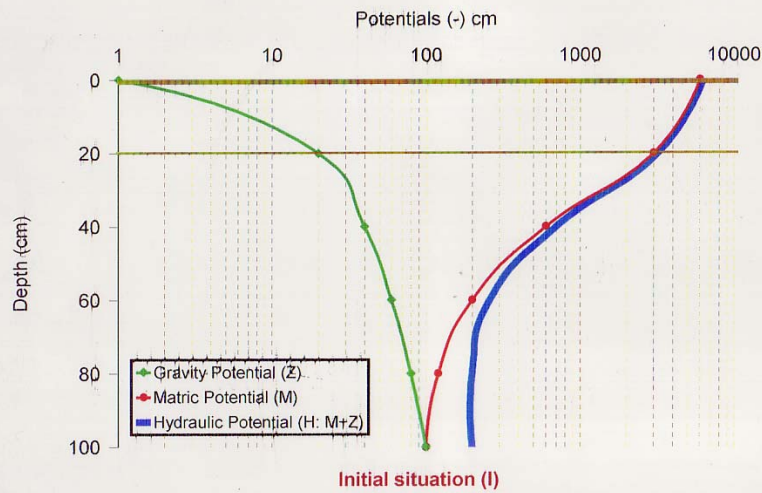


VI



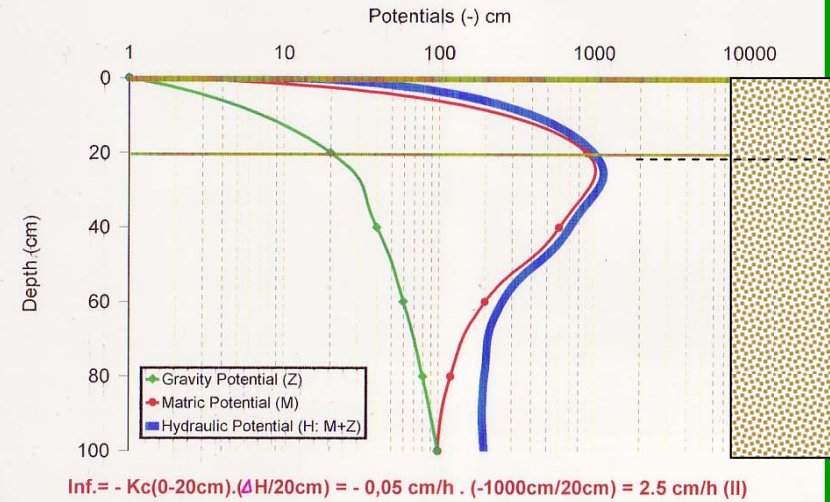
SOIL WATER INFILTRATION

Soil uniform consolidated without surface sealing

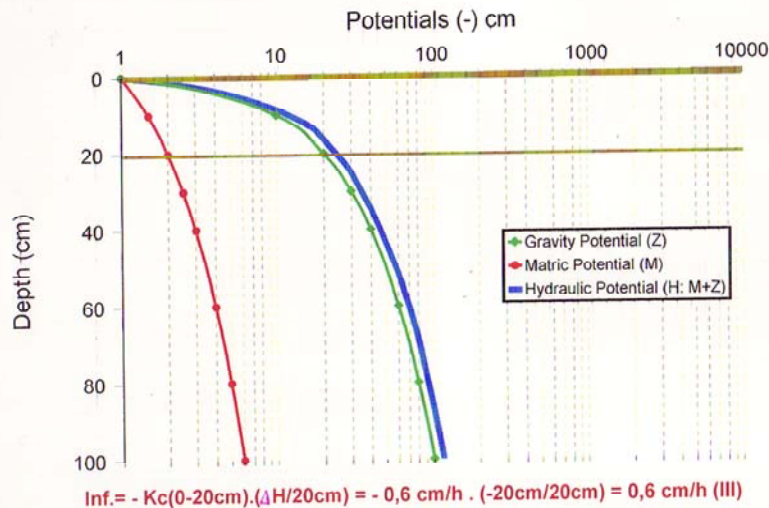


SOIL WATER INFILTRATION

Soil uniform consolidated without surface sealing

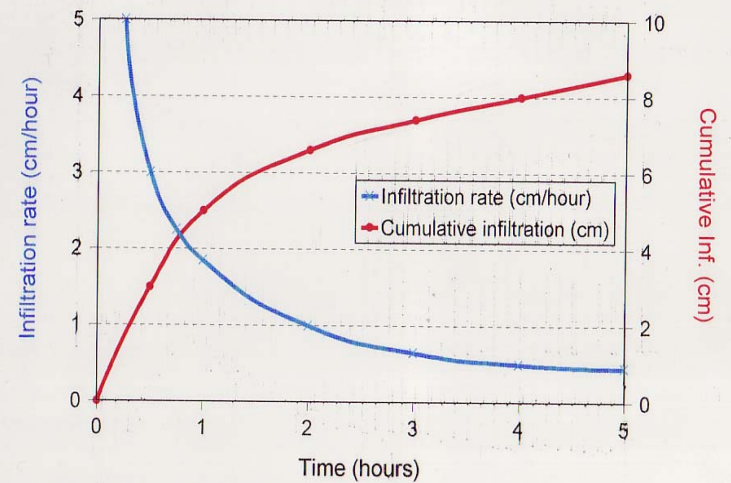


Soil uniform consolidated without surface sealing



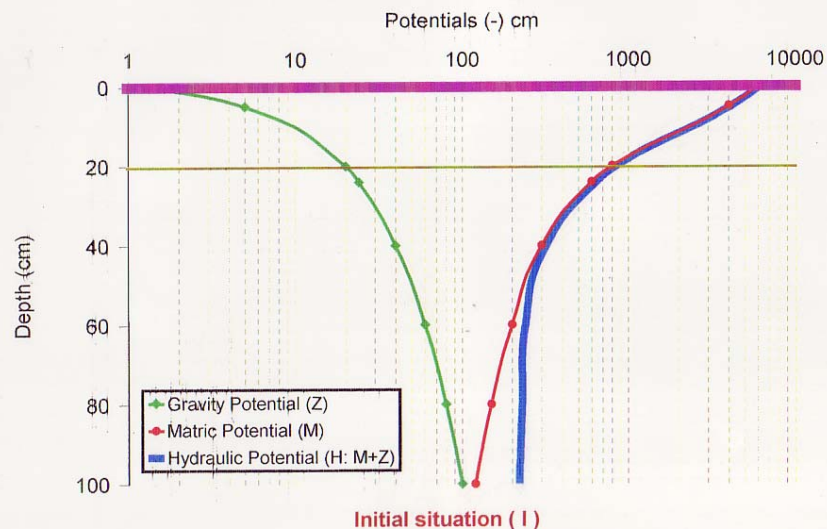
SOIL UNIFORM CONSOLIDATED WITHOUT SURFACE SEALING

Infiltration rates (cm/hour) and cumulative infiltration (cm) vs time



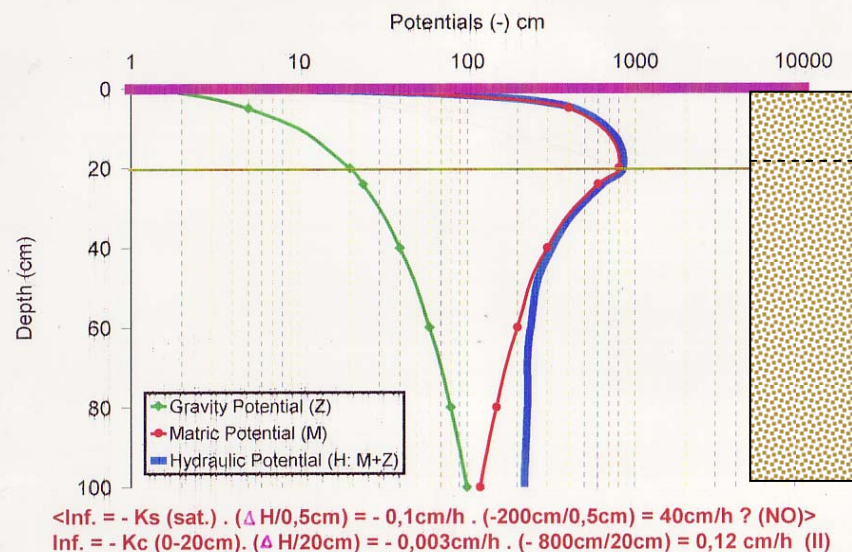
SOIL WATER INFILTRATION

Soil uniform consolidated with surface sealing (0-0,5cm)

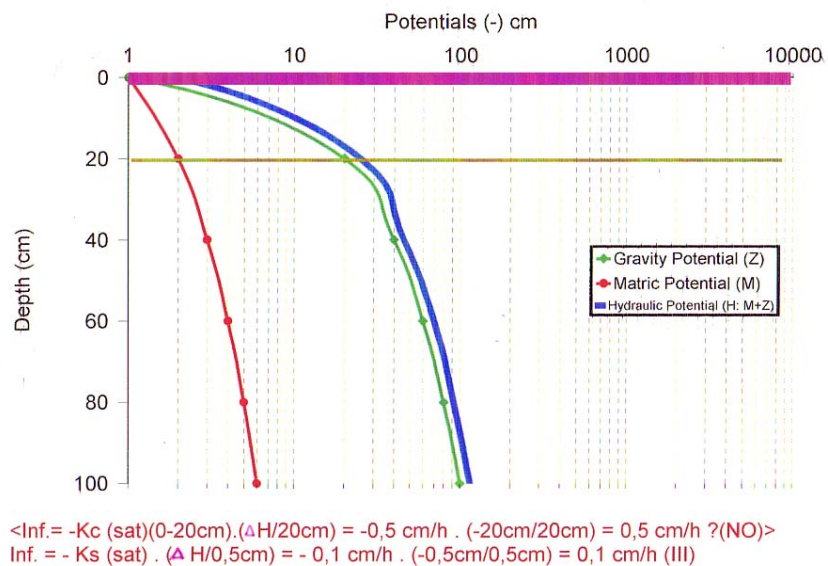


SOIL WATER INFILTRATION

Soil uniform consolidated with surface sealing (0-0,5cm)

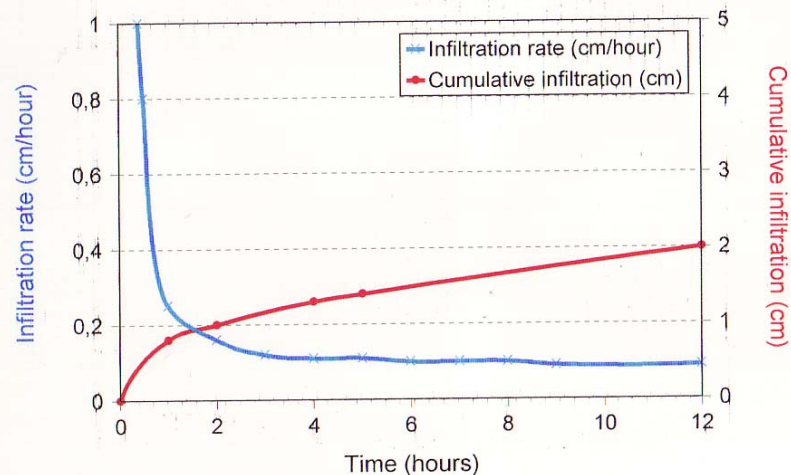


Soil uniform consolidated with surface sealing (0-0,5 cm)



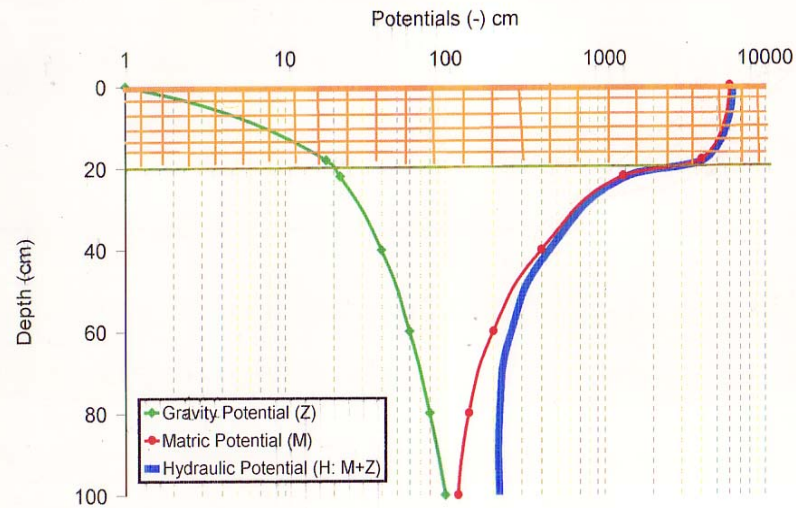
SOIL UNIFORM CONSOLIDATED WITH SURFACE SEALING

Infiltration rates (cm/hour) and cumulative infiltration (cm) vs time



SOIL WATER INFILTRATION

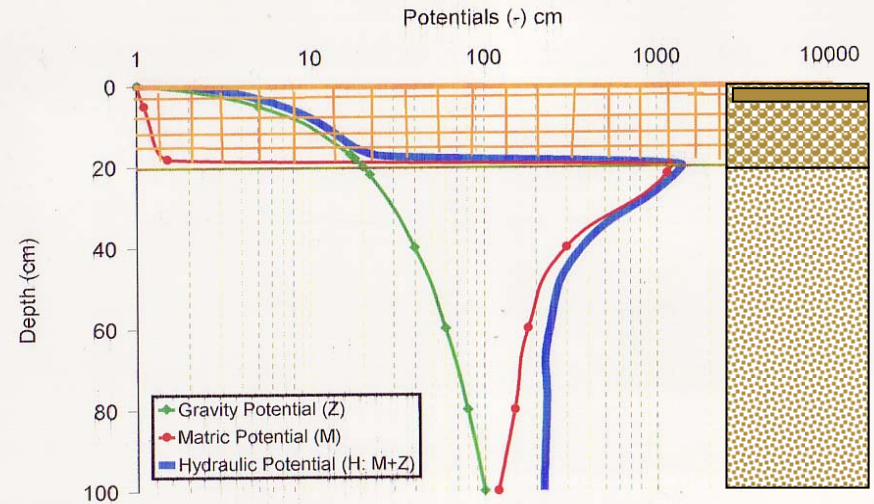
Tilled soil (0-20cm) without surface sealing



Initial situation (I)

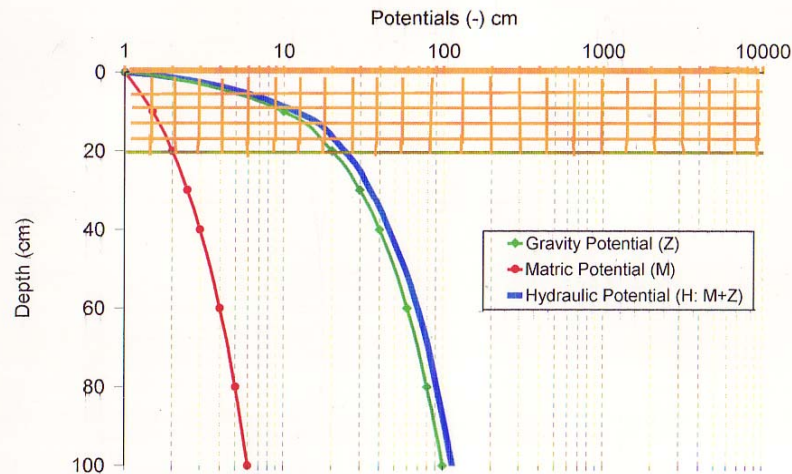
SOIL WATER INFILTRATION

Tilled soil (0-20cm) without surface sealing



Inf. = $-K_r(0-20\text{cm}) \cdot (\Delta H/20\text{cm}) = -1\text{cm/h} \cdot (-1400\text{cm}/20\text{cm}) = 70\text{ cm/h}$ (II)

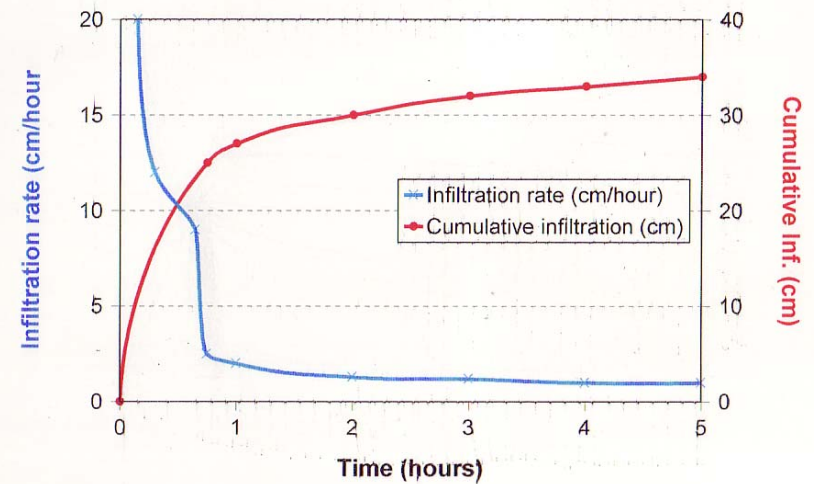
Tilled soil (0-20cm) without surface sealing



$\langle \text{Inf.} = -K_r(0-20\text{cm}) \cdot (\Delta H/20\text{cm}) = -10\text{cm/h} \cdot (-20\text{cm}/20\text{cm}) = 10\text{ cm/h} \text{ ?(NO)} \rangle$
 $\text{Inf.} = -K_c(\text{sat.}) \cdot (\Delta H/\Delta Z) = -0,6\text{ cm/h} \cdot (-1) = 0,6\text{ cm/h}$ (III)

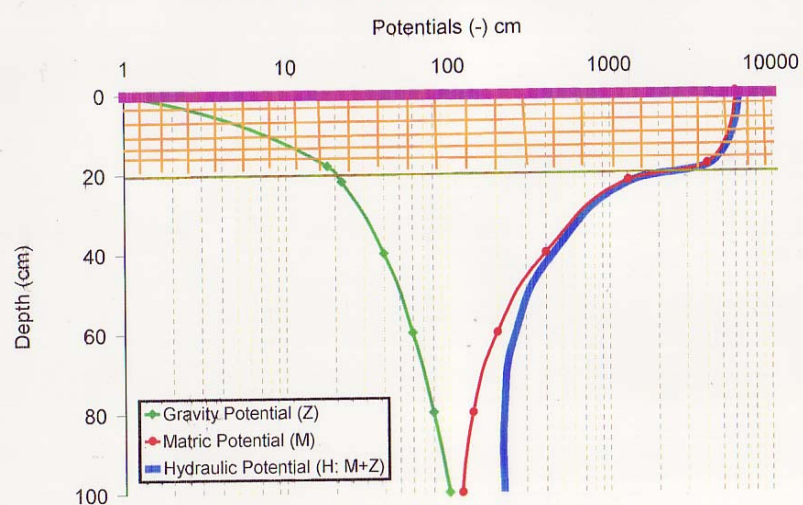
TILLED SOIL (0-20cm) WITHOUT SURFACE SEALING

Infiltration rates (cm/hour) and cumulative infiltration (cm) vs time



SOIL WATER INFILTRATION

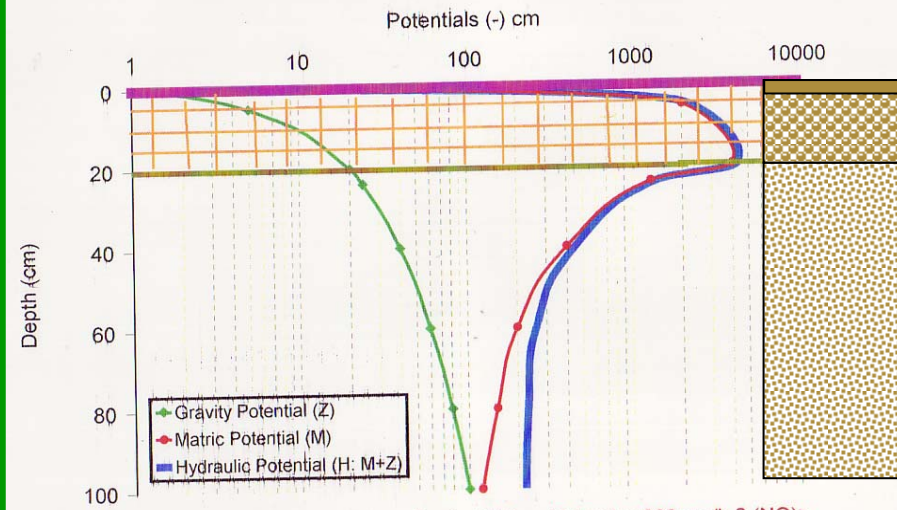
Tilled soil (0-20cm) with surface sealing



Initial situation (I)

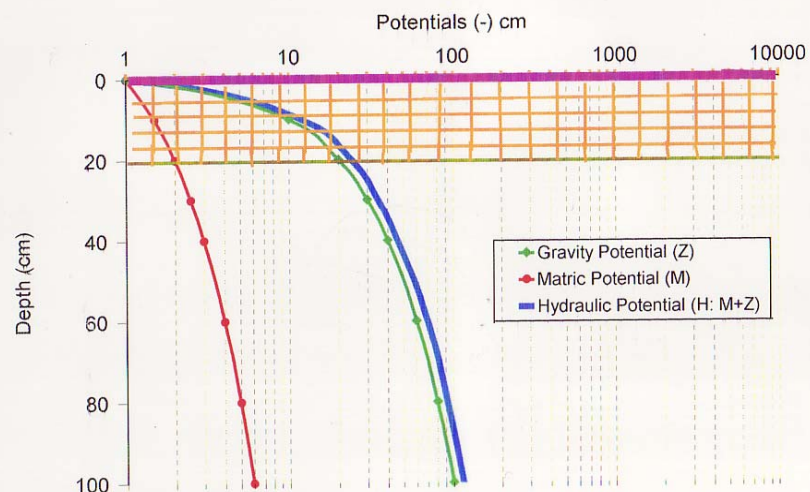
SOIL WATER INFILTRATION

Tilled soil (0-20cm) with surface sealing



$<Inf. = -Ks (sat.) \cdot (\Delta H/0,5cm) = -0,1 \text{ cm/h} \cdot (-1000cm/0,5cm) = 200 \text{ cm/h} ? (NO)>$
 $Inf. = -Kr (0-20cm) \cdot (\Delta H/20cm) = -0,001 \text{ cm/h} \cdot (-1400cm/20cm) = 0,07 \text{ cm/h} (II)$

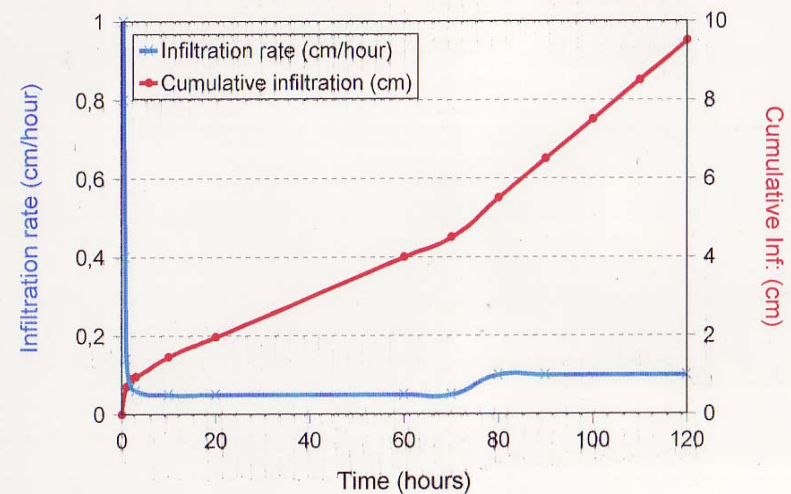
Tilled soil (0-20cm) with surface sealing



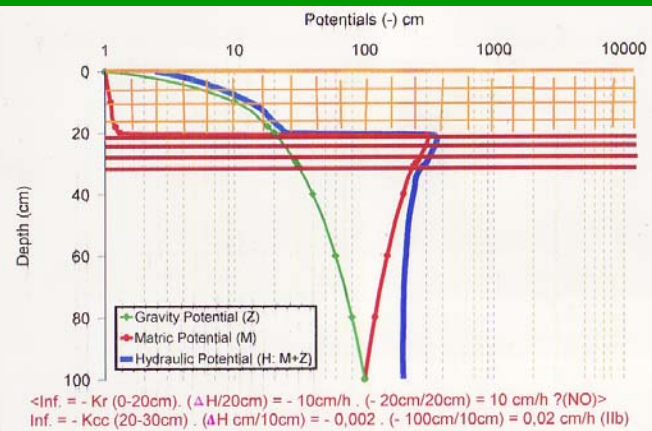
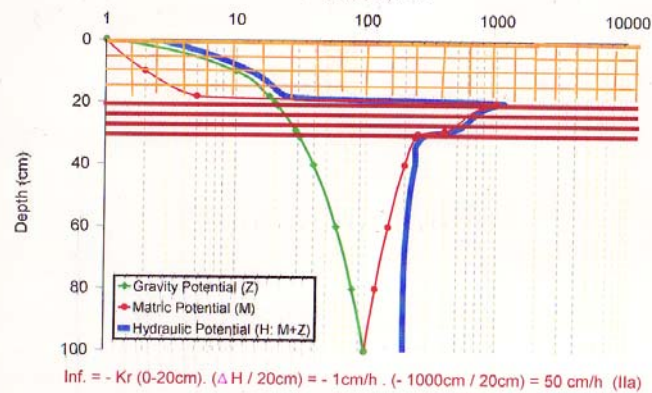
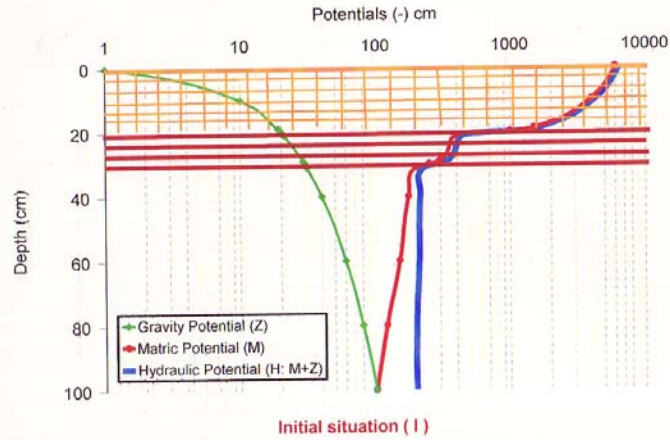
$<Inf. = -Kr(0-20cm) \cdot (\Delta H/AZ) = -10cm/h \cdot (-20cm/20cm) = 10 \text{ cm/h} ? (NO)> / <Inf. = -Kc(sat) \cdot (\Delta H/AZ) = -0,6 \text{ cm/h} \cdot (-1) = 0,6 \text{ cm/h} ? (NO)> / Inf. = -Ks(sat) \cdot (-0,5cm/0,5cm) = -0,1 \text{ cm/h} \cdot (-1) = 0,1 \text{ cm/h} (III)$

TILLED SOIL (0-20cm) WITH SURFACE SEALING

Infiltration rates (cm/hour) and cumulative infiltration (cm) vs time

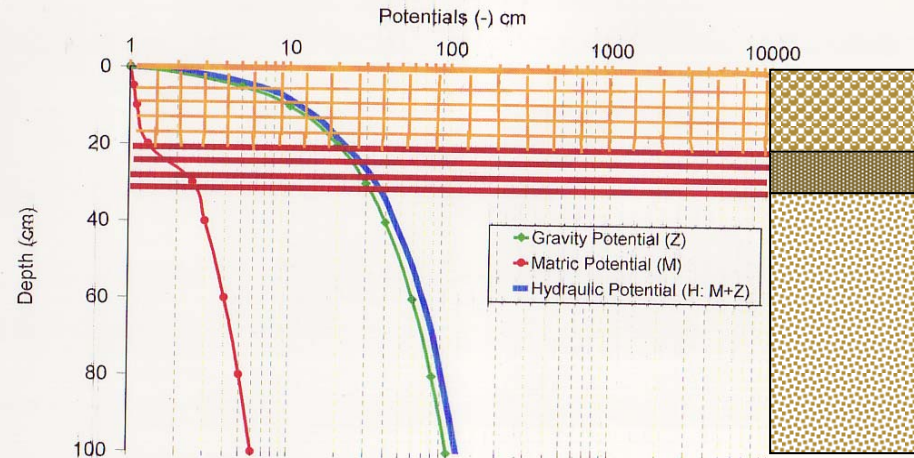


Tilled soil (0-20cm), with compacted layer (20-30cm) without surface sealing



SOIL WATER INFILTRATION

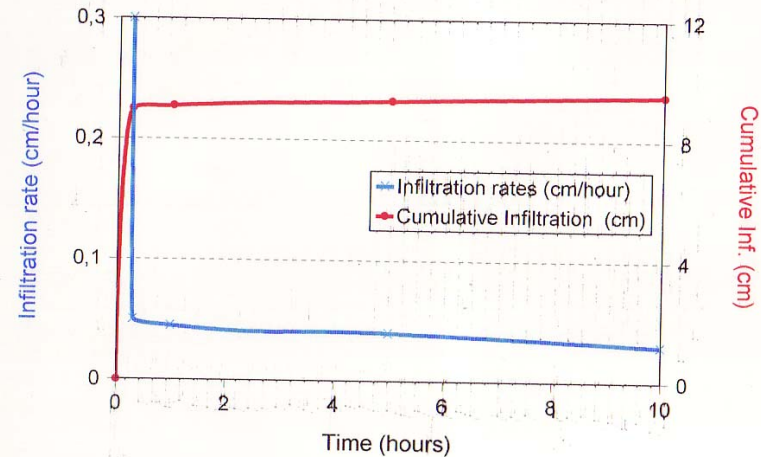
Tilled soil (0-20cm), with a compacted layer (20-30cm), without surface sealing



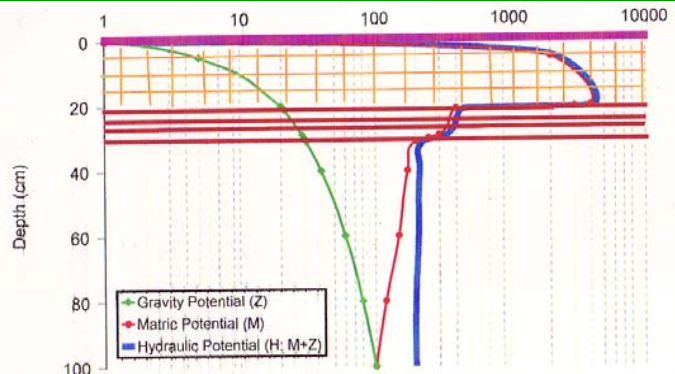
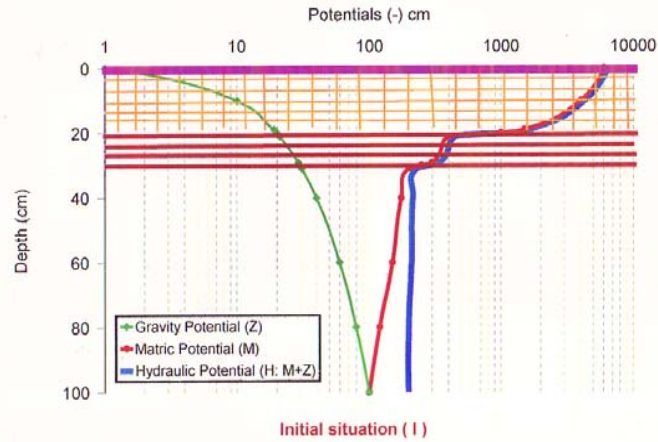
Inf. = - Kcc (sat.) . (ΔH / 10cm) = - 0,04cm/h . (-10cm / 10cm) = 0,04 cm/h (III)

TILLED SOIL (0-20cm) WITH A COMPACTED LAYER (20-30cm) WITHOUT SURFACE SEALING

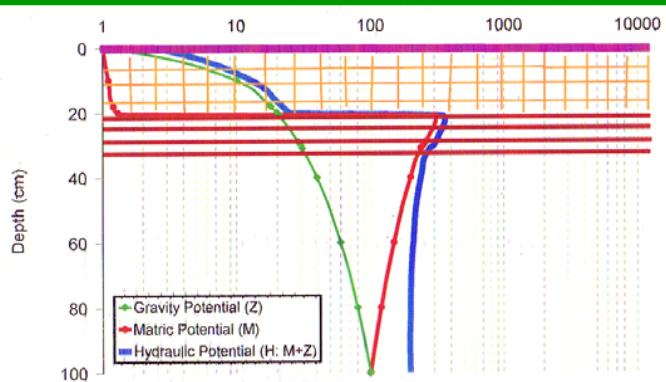
Infiltration rates (cm/hour) and cumulative infiltration(cm) vs time



Tilled soil (0-20cm), with compacted layer (20-30cm) and surface sealing



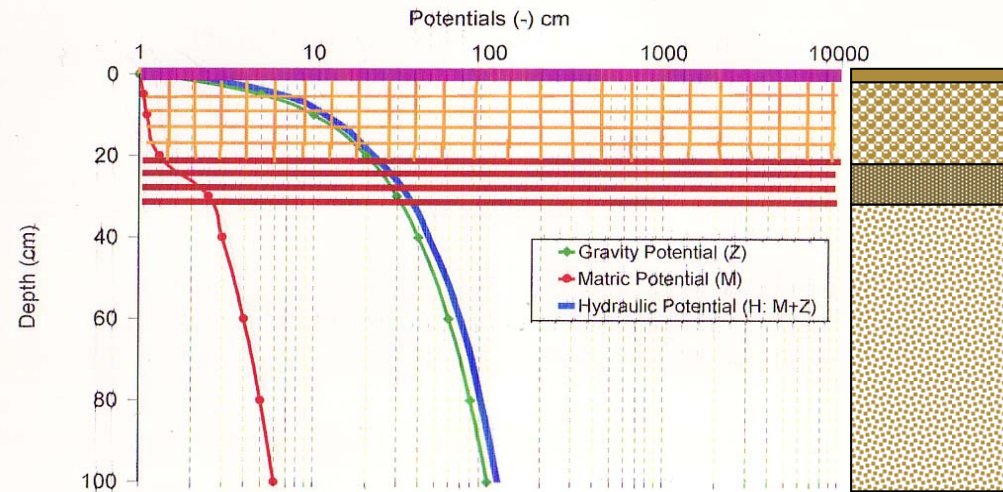
$\langle \text{Inf.} = -K_s(\text{sat.}) \cdot (\Delta H / 0,5\text{cm}) = -0,1 \text{ cm/h} \cdot (-1000\text{cm} / 0,5\text{cm}) = 200 \text{ cm/h} \text{ ?(NO)} \rangle$
 $\text{Inf.} = -K_r(0-20\text{cm}) \cdot (\Delta H / 20\text{cm}) = -0,001 \text{ cm/h} \cdot (-1400\text{cm} / 20\text{cm}) = 0,07 \text{ cm/h} \text{ (IIa)}$



$\langle \text{Inf.} = -K_s(\text{sat.}) \cdot (\Delta H / 0,5\text{cm}) = -0,1 \text{ cm/h} \cdot (-0,5\text{cm} / 0,5\text{cm}) = 0,1 \text{ cm/h} \text{ ?(NO)} \rangle$
 $\text{Inf.} = -K_{cc}(20-30\text{cm}) \cdot (\Delta H \text{ cm} / 10\text{cm}) = -0,002 \text{ cm/h} \cdot (-100\text{cm} / 10\text{cm}) = 0,02 \text{ cm/h} \text{ (IIb)}$

SOIL WATER INFILTRATION

Tilled soil (0-20cm), with compacted layer (20-30cm) and surface sealing



$\text{Inf.} = -K_{cc}(\text{sat.}) \cdot (\Delta H / 10\text{cm}) = -0,04 \text{ cm/h} \cdot (-10\text{cm} / 10\text{cm}) = 0,04 \text{ cm/h} \text{ (III)}$

TILLED SOIL (0-20cm) WITH COMPACTED LAYER (20-30cm) AND SURFACE SEALING

Infiltration rates (cm/hour) and cumulative infiltration (cm) vs time

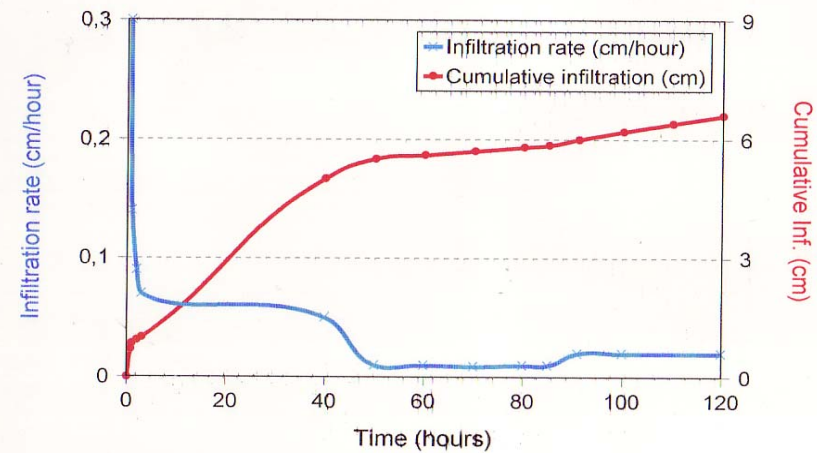
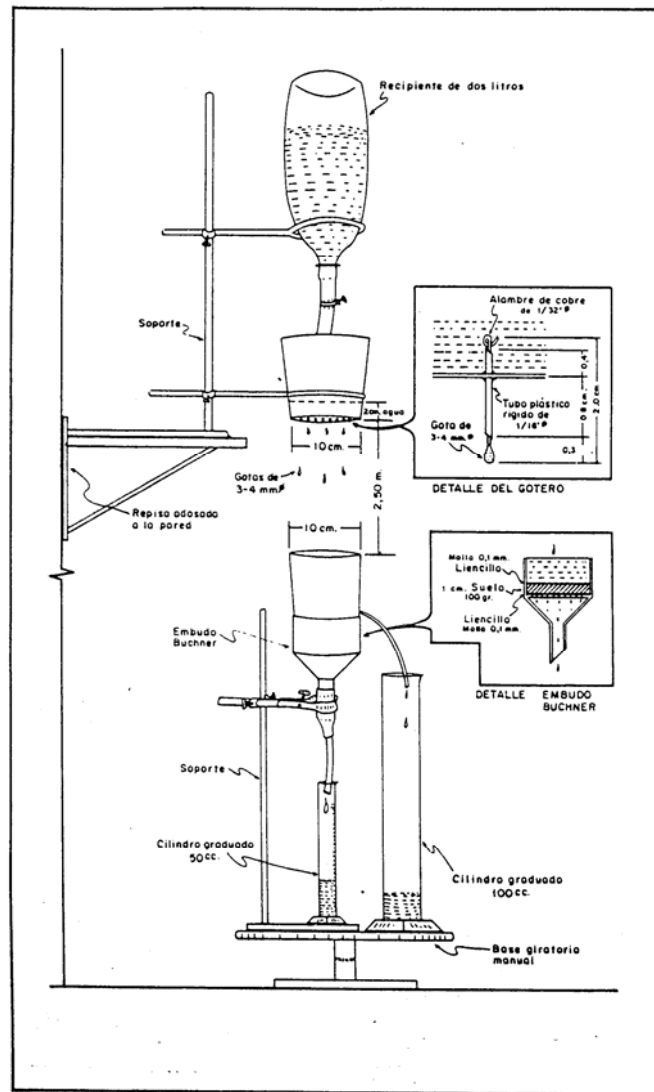
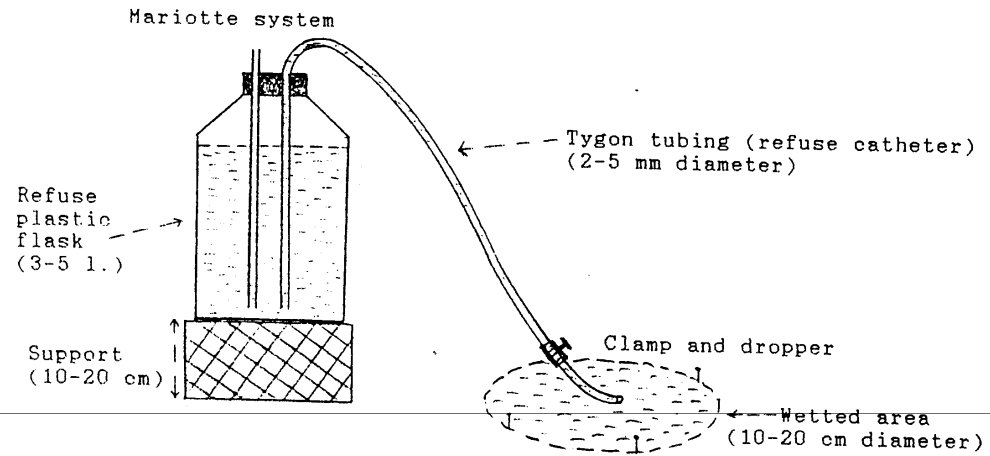


Figure 2b



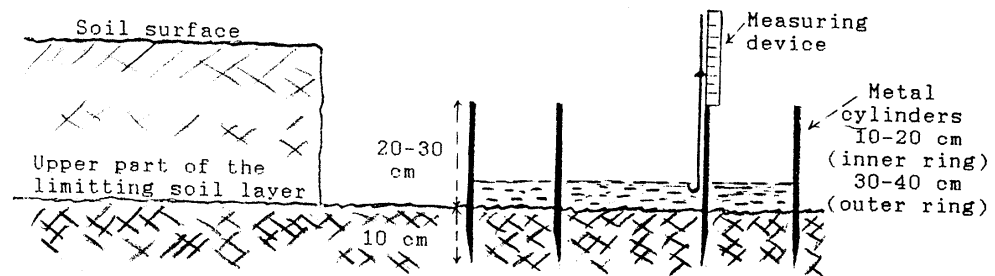
A SIMPLE LABORATORY EQUIPMENT FOR MEASURING THE SEALING SUSCEPTIBILITY OF SURFACE SOILS ("SEALING INDEX") CONSISTING OF A RAINFALL SIMULATOR AND A DEVICE FOR MEASURING THE PERCOLATION OF WATER THROUGH A LAYER OF SOIL AGGREGATES WITH OR WITHOUT RAINDROP IMPACT AND PROTECTIVE COVER

Figure 4a



DEVICE FOR FIELD MEASUREMENT OF INFILTRATION IN A SEALED SOIL

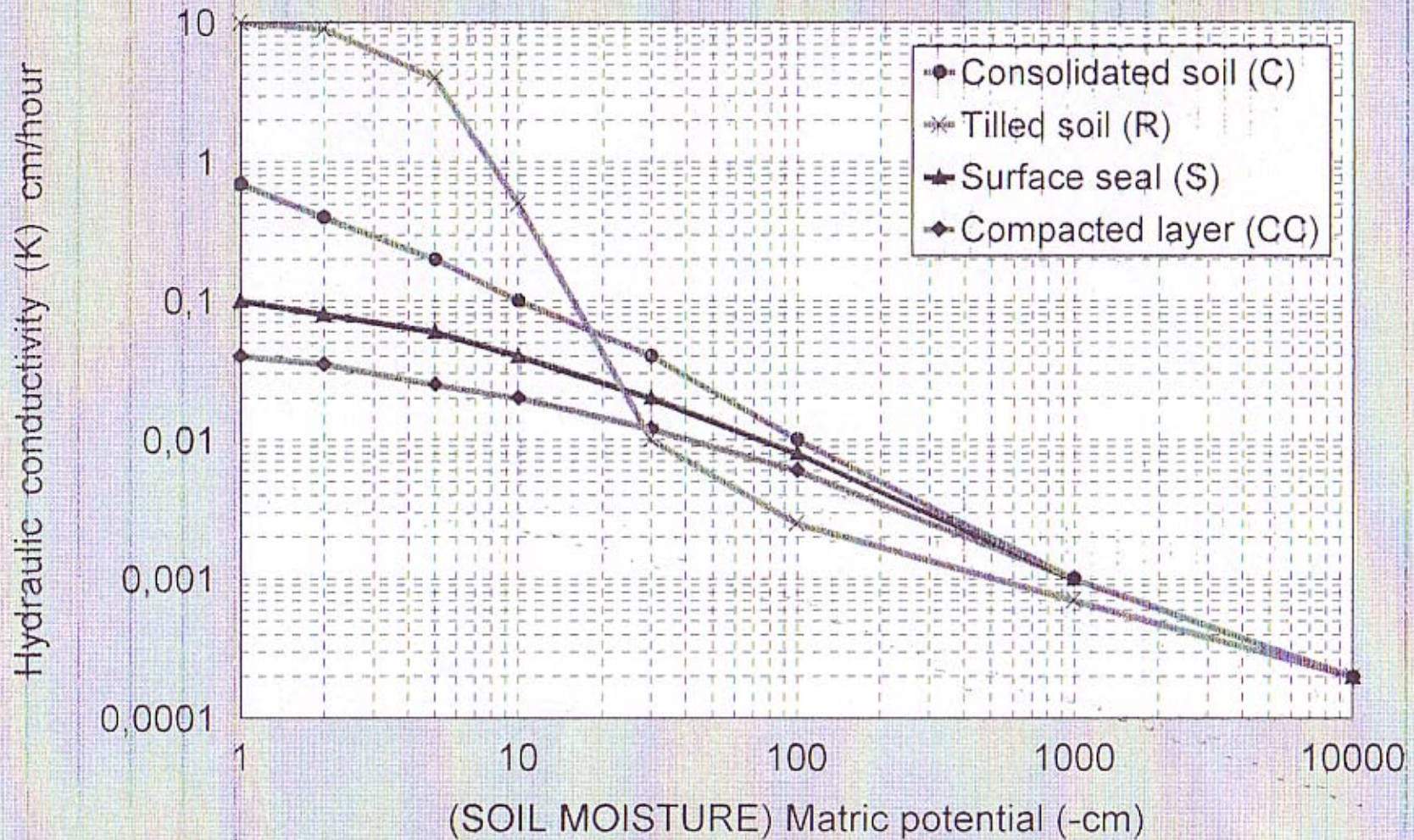
Figure 4b



DEVICE FOR FIELD MEASUREMENT OF SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF THE LIMITING LAYER

HYDRAULIC CONDUCTIVITY CHANGES WITH SOIL MOISTURE

log K (cm/hour) vs log matric potential (cm)



La velocidad de infiltración depende de las características del suelo superficial, de la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo y de velocidad de transmisión del agua a través del perfil el suelo.

Los factores que más influyen sobre la velocidad y capacidad de infiltración son la textura y estructura del suelo, el tipo de vegetación y cobertura, el contenido de agua del suelo, la temperatura del suelo y la intensidad de la lluvia.

El valor final mínimo de velocidad de infiltración se acerca al valor de la conductividad hidráulica saturada del suelo superficial

Infiltrómetros:

Son instrumentos para medir la velocidad de infiltración del agua en el suelo.

Los más utilizados son los infiltrómetros de doble anillo o de un solo anillo, y los permeámetros de disco o de pozo.

Infiltrómetros de anillo (doble o sencillo):

Consiste en enterrar parcialmente un anillo de 20-50 cm de diámetro en el suelo y colocar una lámina de agua de inundación constante o variable dentro de él.

Para mantener una carga constante generalmente se usa una fuente de agua con un frasco tipo Mariotte. En los de carga variable se permite que la carga vaya bajando con el tiempo a medida que el agua infiltra en el suelo.

Se mide cuanta agua penetra en el suelo por unidad de área y tiempo (lámina/tiempo). Esto se relaciona con la conductividad hidráulica.

El doble anillo, es con el objeto de buscar crear un flujo exclusivamente vertical del agua en el anillo interior, con lo que se simplifica el análisis de los datos

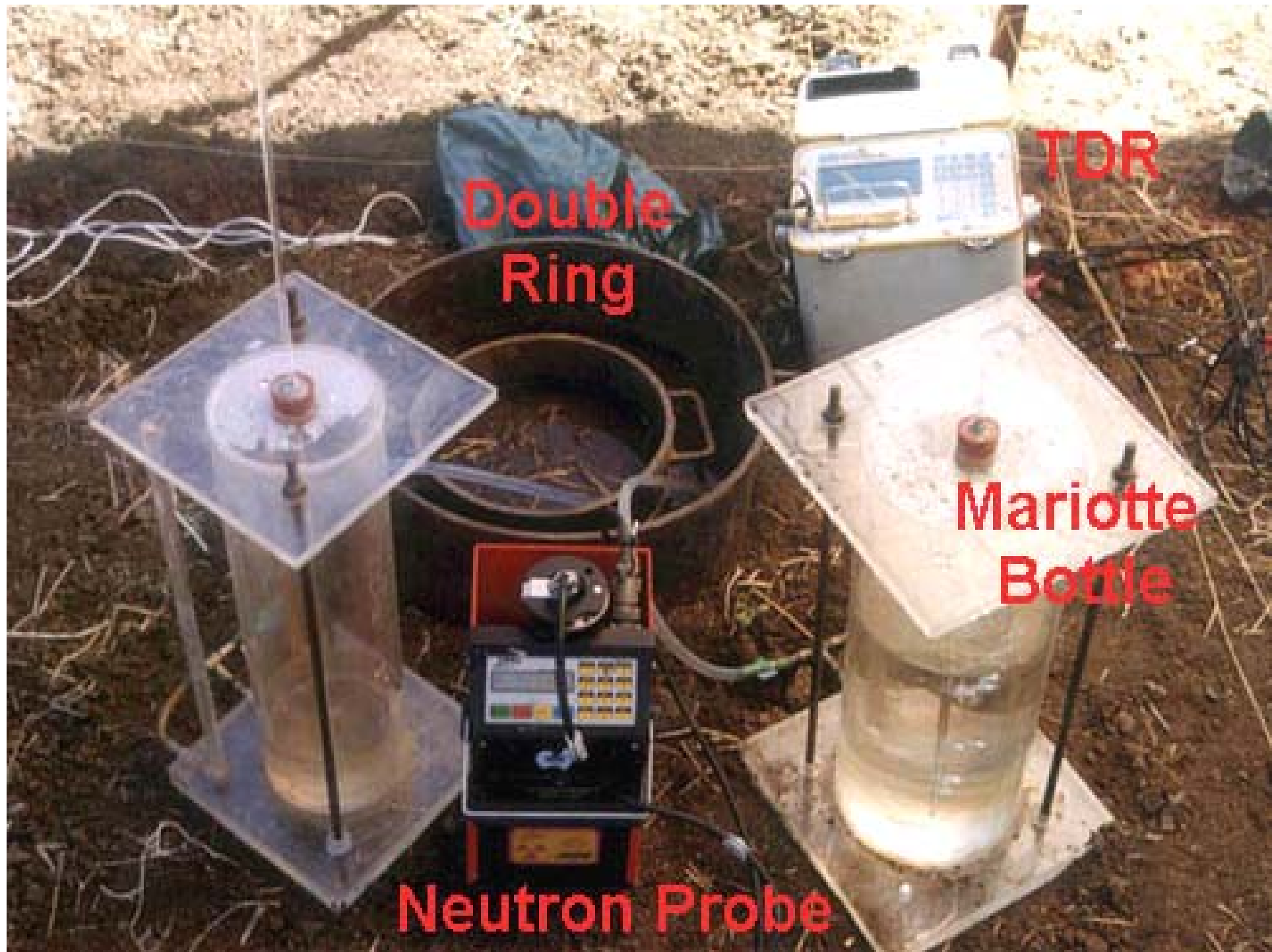




El infiltrómetro de doble anillo es un sencillo instrumento utilizado para determinar la velocidad de infiltración del agua en el suelo. Esta es la cantidad de agua que penetra en el suelo desde la superficie por unidad de área y de tiempo.







Double
Ring

TDR

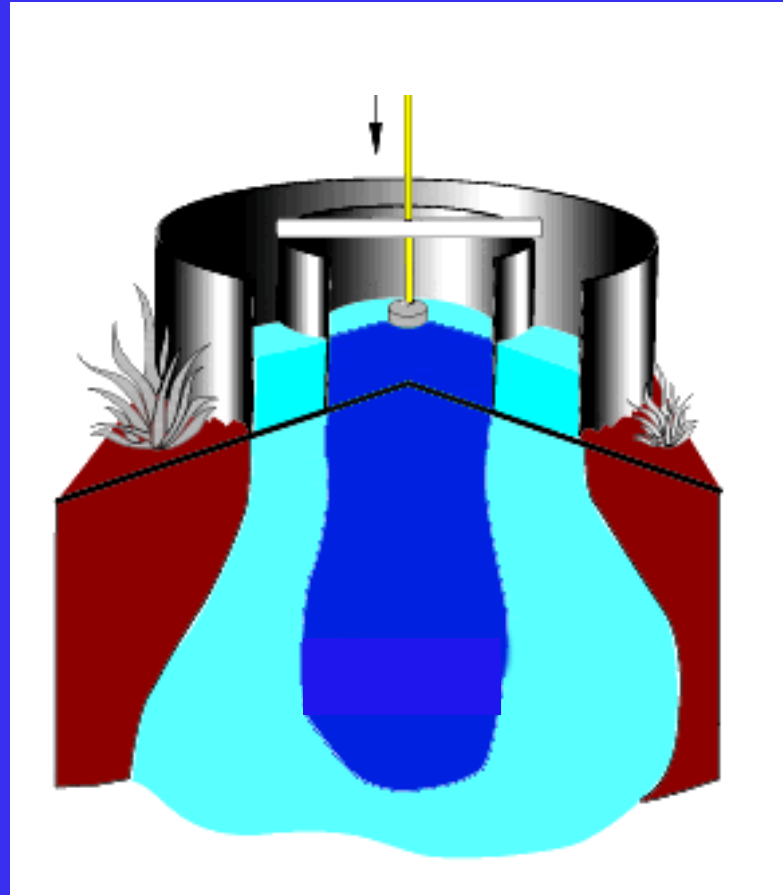
Mariotte
Bottle

Neutron Probe

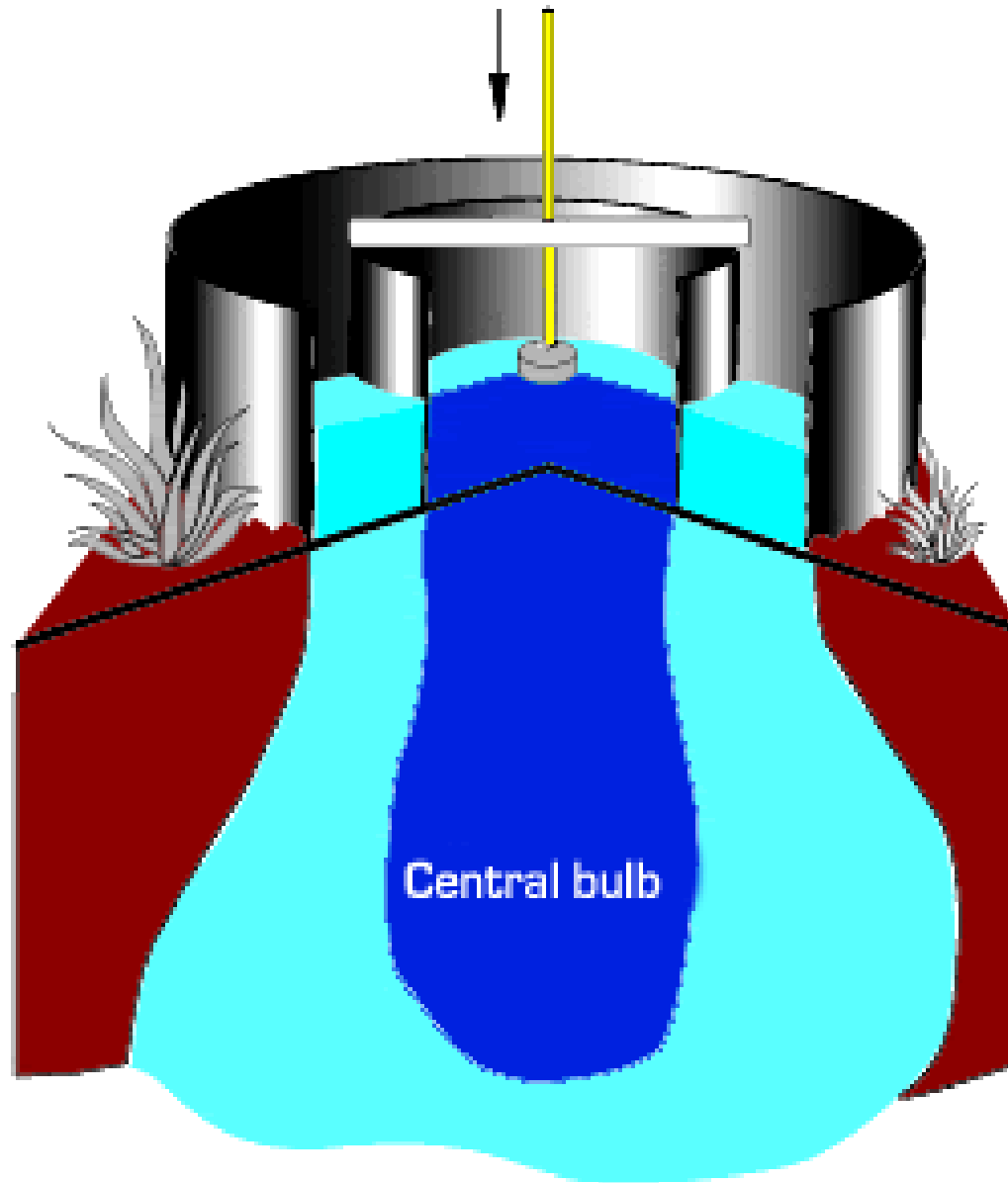


Measuring Infiltration Rate

INFILTRACIÓN CON DOBLE CILINDRO



Infiltrrometer principle













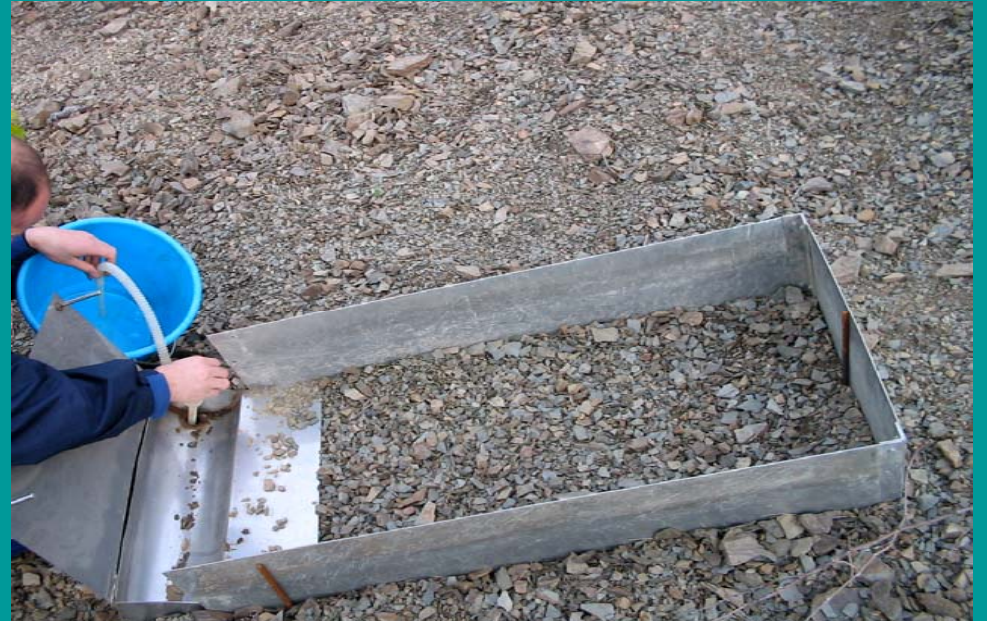
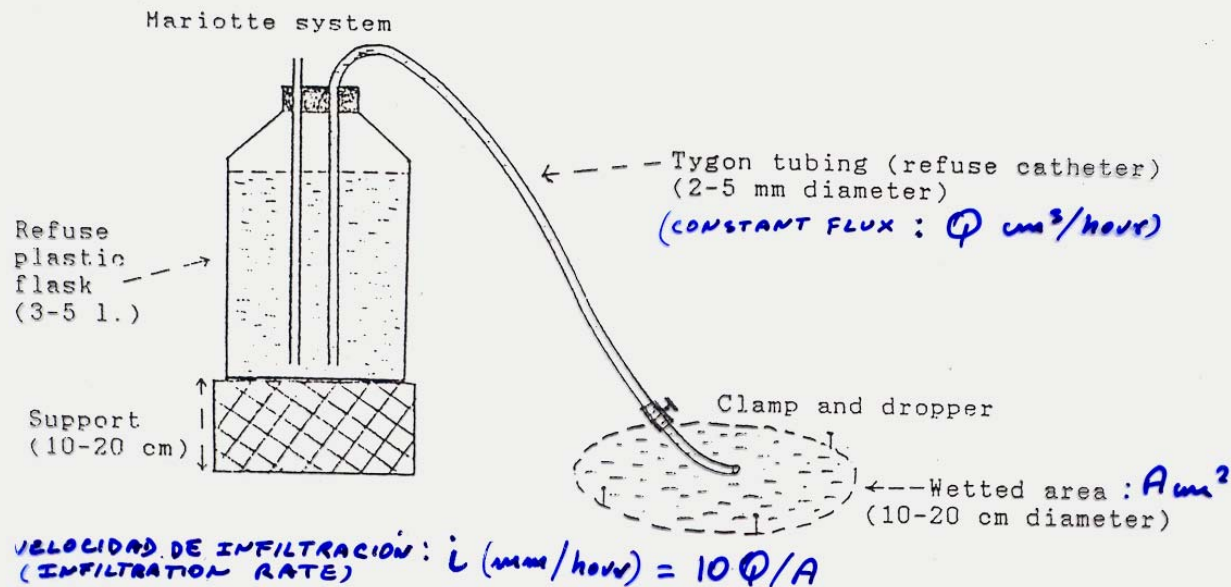
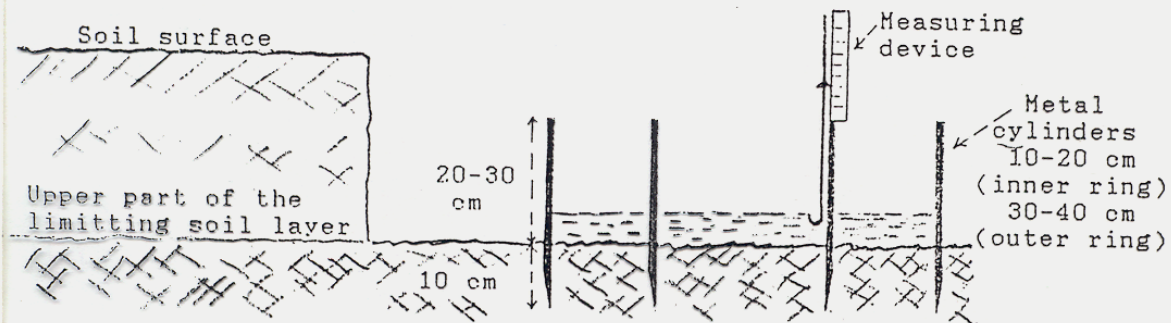


Figure 4a



DEVICE FOR FIELD MEASUREMENT OF INFILTRATION IN A SEALED SOIL

Figure 4b



DEVICE FOR FIELD MEASUREMENT OF SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF THE LIMITING LAYER











Infiltrómetros de tensión o de disco

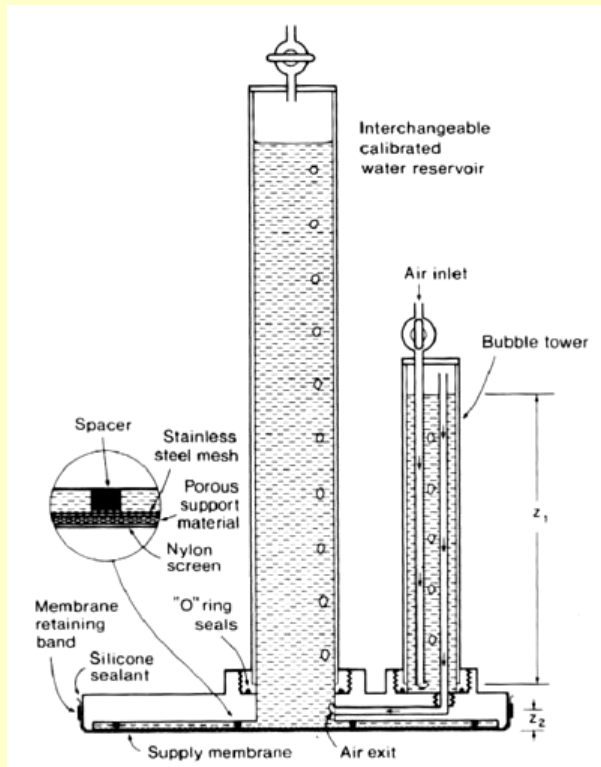
Miden conductividad hidráulica del suelo desde saturación hasta una tensión de 20 a 30cm (Potencial mátrico de 0 a -20 o -30 cm).

Esto se logra manteniendo una pequeña presión negativa (tensión) en el agua a medida que infiltra en el suelo a través de un disco poroso. Con ello se puede lograr que el agua no entre en los poros más grandes entre agregados o producto de raíces o lombrices.

Con ello estos infiltrómetros pueden servir tanto para medir la conductividad hidráulica (K) saturada como la K no saturada pero en un rango muy limitado de tensiones.

El equipo consiste de un disco con una membrana porosa de 10-40 cm de diámetro, un depósito de agua graduado para medir el flujo, y una columna de agua que controla el potencial del agua que llega a la membrana el cual se puede ajustar.

Hay muchas dificultades prácticas para la utilización de estos equipos en la mayoría de los suelos, por lo reducido del diámetro del disco, y por el requerimiento de tener una superficie lisa y uniforme bajo el disco.

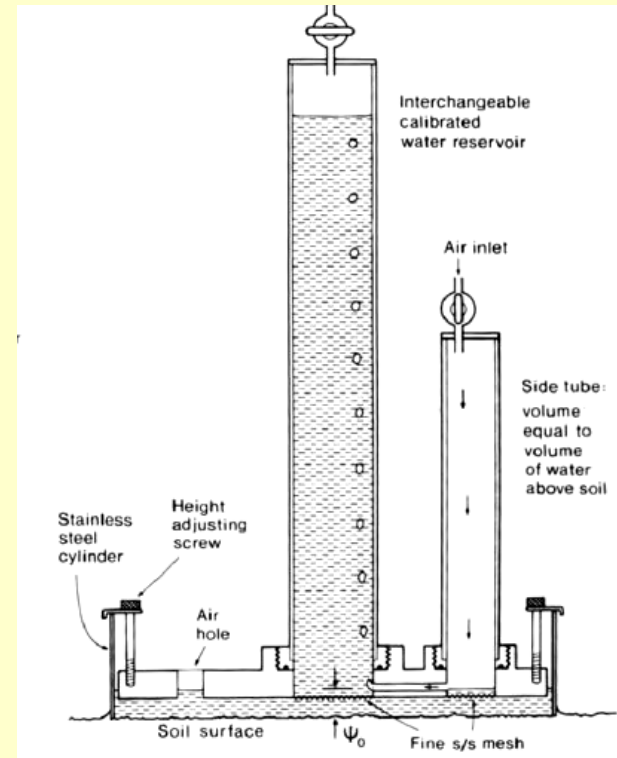


K no saturada

$$Q^* = 2\pi a + 4$$

$$a = \alpha r / 2$$

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h)$$



K saturada

Q : Flujo (sin dimensiones)

a: Radio del disco (cm)

α: Parámetro de la función de conductividad hidráulica de Gardner (1/cm)

K(h): Conductividad hidráulica (cm/hora) a tensión h(cm)

Ks: Conductividad saturada

MÉTODO DEL POZO (por debajo del nivel freático)

Para determinar la conductividad hidráulica saturada se hace un pozo por debajo del nivel freático, y se extrae el agua hasta un determinado nivel por debajo de él. Se mide la velocidad en que se eleva dicho nivel hasta alcanzar nuevamente el nivel equilibrio.

$$K = C \, dy/dy$$

K: Conductividad hidráulica

y: Profundidad del nivel del agua en el pozo por debajo del nivel freático en el tiempo t

C: Factor que depende del radio (r) del pozo, de la presencia o profundidad de una capa impermeable por debajo del fondo del pozo abierto y la profundidad (y), todos medidos en relación a la profundidad (H) del agua en el pozo en equilibrio con el nivel freático (H/r, s/H, y/H)

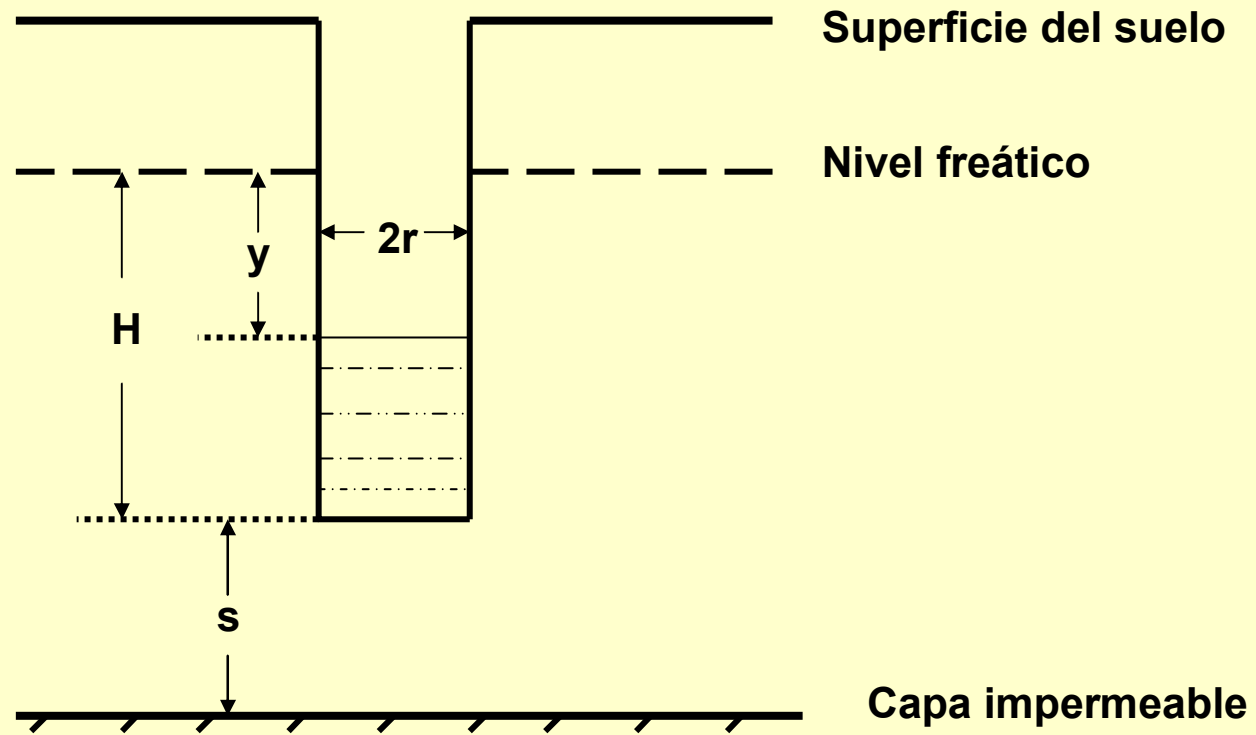
H: Profundidad del pozo por debajo del nivel freático en equilibrio

s: Profundidad de la capa impermeable por debajo del fondo del pozo abierto

Fórmulas alternativas: $K = 4,63 / (20 + H/r)(2 - y/H) \cdot (r/y) \cdot (dy/dt)$ si $s > 0,5H$

$$K = 4,17 / (10 + H/r)(2 - y/H) \cdot (r/y) \cdot (dy/dt) \text{ si } s = 0$$

MÉTODO DEL POZO (Auger Hole)



MÉTODO DEL POZO (INVERTIDO) (por encima del nivel freático)

En un pozo abierto por encima del nivel freático se vierte agua hasta cierto nivel y se mide la velocidad de descenso de dicho nivel.

La conductividad hidráulica se puede calcular aproximadamente:

$$K = \frac{r \ln \left[\frac{1 + 2H_0/r}{1 + 2H/r} \right]}{2(t - t_0)}$$

H_0 y H son las profundidades del nivel de agua en el pozo al inicio (t_0) y después de un tiempo t

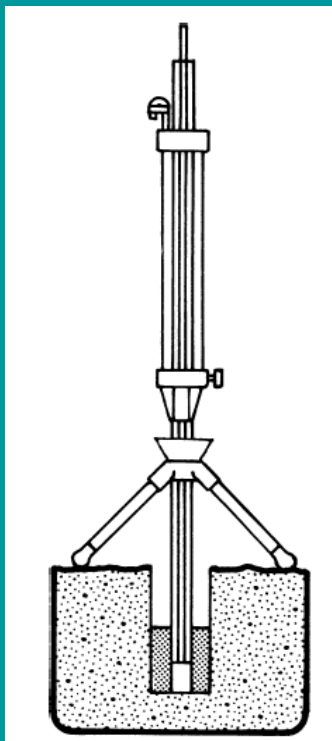
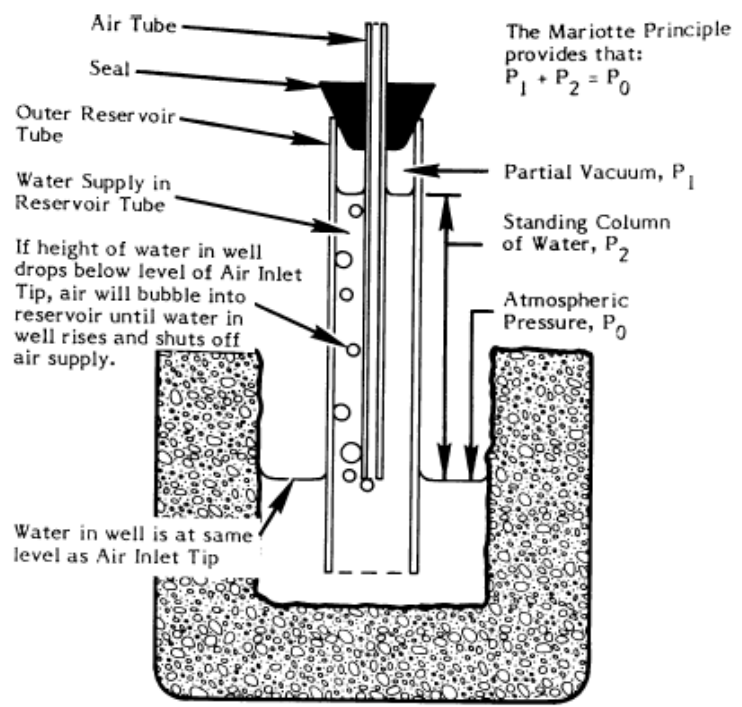
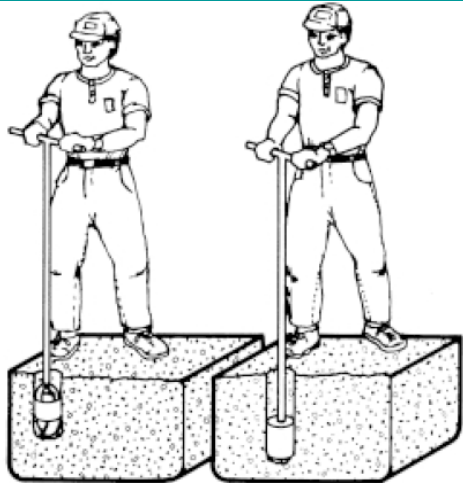
r : Radio del pozo

El permeámetro Guelph es un permeámetro de pozo con carga constante que hace uso del principio Mariotte. Con él se mide la penetración a velocidad constante de agua en suelo no saturado desde un pozo cilíndrico, en el cual se mantiene una carga constante de agua.

Cuando se mantiene una carga constante de agua en un pozo cilíndrico en el suelo, se forma rápidamente un “bulbo” de suelo saturado con dimensiones específicas que dependen del tipo de suelo, del radio del pozo y de la la carga de agua en el pozo. La forma del bulbo esta incluida en el valor de C utilizado en los cálculos.

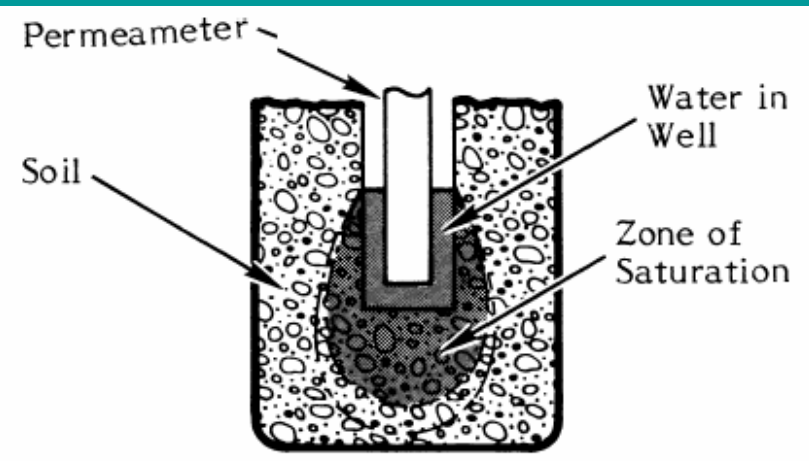
Las mediciones, dependiendo del tipo de suelo se hacen en $\frac{1}{2}$ - 2 horas, y requieren alrededor de 2,5 litros de agua. Las mediciones pueden hacerse desde los 15-75 cm por debajo de la superficie del suelo.

Permeámetro Guelph



$$K_{fs} = \frac{C_1 Q_1}{2\pi H_1^2 + \pi a^2 C_1 + 2\pi \frac{H_1}{\alpha^*}}$$

$$C_1 = \left(\frac{H/a}{2.074 + 0.093(H/a)} \right)^{0.754}$$



Permeámetro Guelph

a: Radio del pozo en cm

C: Factor dependiente de H/a

H: Altura del agua en el pozo en cm

K_{fs} : Conductividad hidráulica saturada en cm/sec

α : Parámetro de ajuste de la pendiente de la curva que relaciona C y H/a (1/cm)

Table 1. Soil texture-structure categories for site-estimation of α^* (adapted from Elrick et al., 1989)

Soil Texture - Structure Category	α^* (cm ⁻¹)
Compacted, structureless, clayey or silty materials such as landfill caps and liners, lacustrine or marine sediments, etc.	0.01
Soils which are both fine textured (clayey or silty) and unstructured; may also include some fine sands.	0.04
Most structured soils from clays through loams; also includes unstructured medium and fine sands. The category most frequently applicable for agricultural soils.	0.12
Coarse and gravelly sands; may also include some highly structured soils with large and/or numerous cracks, macropores, etc.	0.36

GENERALIZED CALCULATIONS - C-FACTOR

The C Factor is a numerically derived shape factor, which is dependent on the well radius a and head H of water in the well. Fig. 46 below shows the "C" curves for three classes of soil. Empirical equations adapted from (Zang et al., 1998) were used to calculate the "C" values.

The upper curve, C_1 , is used for conditions where the estimated α^* value is $\geq 0.12 \text{ cm}^{-1}$, the middle curve, C_2 , for $\alpha^* = 0.04 \text{ cm}^{-1}$, and the lower curve, C_3 , for $\alpha^* = 0.01 \text{ cm}^{-1}$.

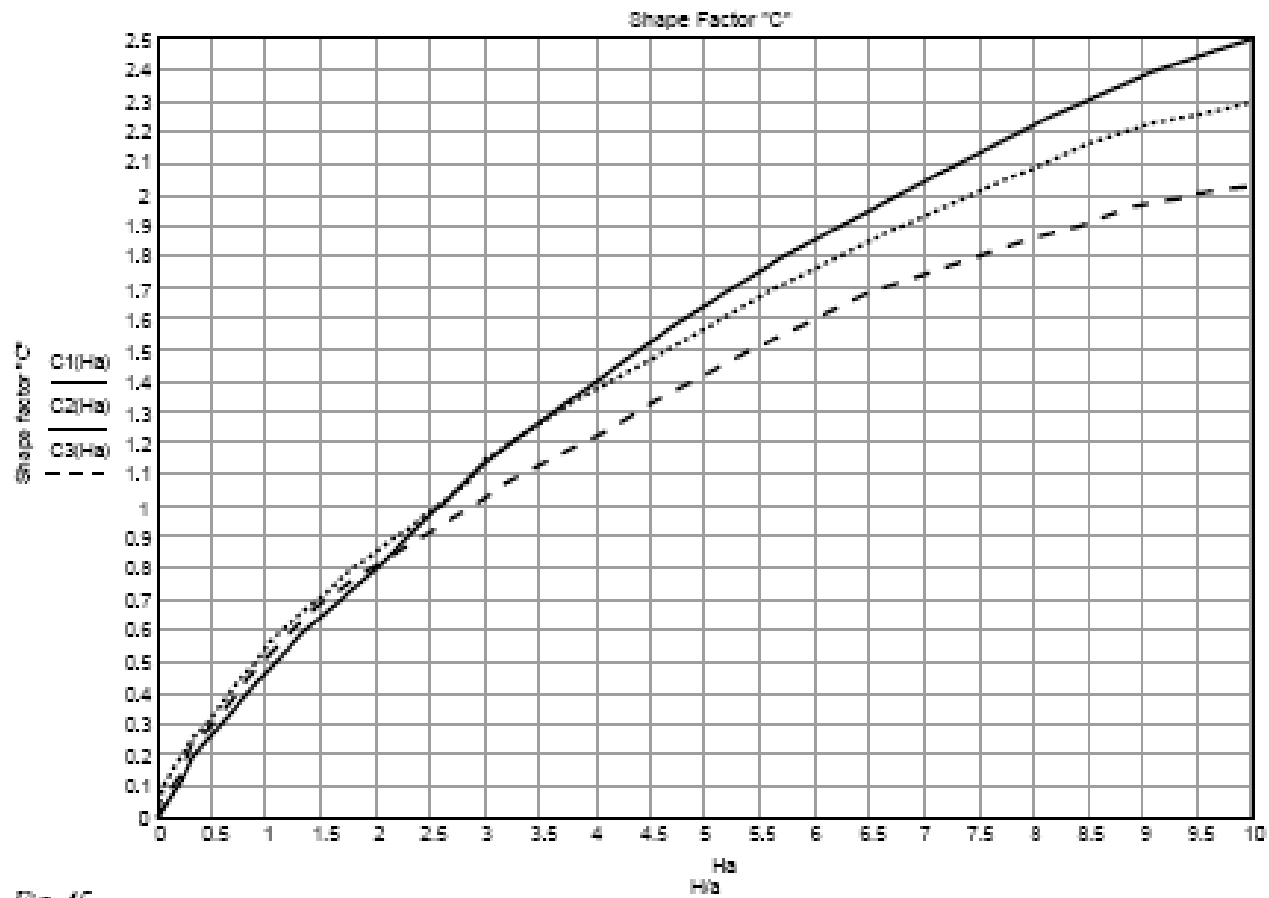


Fig. 45

La necesidad de reproducir bajo condiciones controladas los efectos de la precipitación, y en especial del impacto de las gotas de lluvia sobre las propiedades físicas del suelo superficial, y las consecuencias que ello provoca en la infiltración, escorrentía y erosión, condujeron desde hace años al desarrollo de diferentes mecanismos y aparejos que tratan de simular la lluvia natural

En condiciones tropicales, donde las lluvias son más agresivas e irregulares, es particularmente importante estudiar y evaluar en forma cuantitativa, la distribución del agua que llega a través de la lluvia a la superficie del suelo, identificando y evaluando al mismo tiempo los factores influyentes, y las consecuencias de su modificación mediante prácticas de manejo, o tratamientos. Esa distribución es la que determina problemas tales como aguachinamiento, escorrentía, erosión, almacenamiento de agua en el suelo, etc.

Simuladores de lluvia, con características apropiadas, pueden servir para estos fines.



ENERGÍA CINÉTICA DEL AGUA EN EL SUELO

$$EC = 1 / 2 m v^2$$

Si velocidad de flujo: $v = 3,6 \text{ m / hora } (10^{-3} \text{ m/sec})$

$m = \text{un gramo}$

$$EC = 5 \cdot 10^{-3} \text{ ergios/gramo} = 5 \cdot 10^{-4} \text{ pascales} = 5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}$$







Simuladores de lluvia: *Mecanismos y aparejos, de diferente tamaño y sistemas de producción de gotas, que tratan de simular la lluvia natural, y reproducir bajo condiciones controladas los efectos de la precipitación, y en especial del impacto de las gotas de lluvia sobre las propiedades físicas del suelo superficial, y las consecuencias que ello provoca en la infiltración, escorrentía y erosión*

Principios de las mediciones con simuladores de lluvia:

Determinación de agua infiltrada a intervalos de 1 a 10 minutos, por diferencia entre caída y escurrida en cada intervalo, todo ello calculado en forma de lámina de acuerdo a la superficie de suelo en las bandejas.

El suelo erosionado en cada intervalo de tiempo se pesa después de eliminación de agua por decantación y secado en estufa, utilizando los mismos frascos de vidrio en que se recoge la escorrentía.

SIMULADORES DE LLUVIA PARA EL ESTUDIO DE RELACIONES SUELO-AGUA BAJO AGRICULTURA DE SECANO EN LOS TROPICOS*

ILDEFONSO PLA SENTIS**

* Se reconoce el apoyo financiero proporcionado por CONICIT para la realización de este trabajo

** *Instituto de Edafología, Facultad de Agronomía, Universidad Central de Venezuela. Maracay.*

COMPENDIO

En agricultura de secano, y especialmente en los trópicos, con lluvias concentradas e intensas, las interacciones del agua de lluvia con el suelo superficial son determinantes en la distribución de dicha agua entre infiltrada y escurrida, con todas las consecuencias en cuanto a erosión, drenaje superficial, y almacenamiento de agua en el suelo. Los estudios de dichas interacciones bajo condiciones naturales están limitadas por la dificultad de lograr las diferentes combinaciones de características de precipitación y condiciones de la superficie del suelo que nos permitan, en un tiempo y a costos razonables, alcanzar conclusiones y formular diagnósticos aplicables a diferentes situaciones. Esto puede lograrse, con ciertas limitaciones, mediante el uso de los llamados simuladores de lluvia, los cuales permiten, hasta cierto punto, reproducir a voluntad lluvias de diferentes características. En el trabajo se presentan tres modelos de simuladores de lluvia desarrollados o adaptados por el autor para ser utilizados uno en condiciones de laboratorio, otro en invernadero, y un tercero en el campo, cuya utilidad ha sido probada en varios estudios realizados durante los últimos años. El de laboratorio, es utilizado para determinar un índice de sellado y encostramiento de la superficie del suelo por efecto del impacto de las gotas de lluvia sobre agregados de suelo desnudo. El de invernadero se utiliza fundamentalmente para el estudio de los efectos de lluvias de diferente intensidad, duración, escorrentía y pérdida de suelo por erosión en muestras de suelo con diferente agregación natural u obtenida a través de tratamientos con acondicionadores, colocadas a diferentes pendientes. El simulador de lluvia de campo, permite realizar mediciones de infiltración, escorrentía y erosión de agua de lluvia, con diferente energía cinética acumulada, directamente en el campo, en diferentes pendientes, bajo condiciones variables de roturación, y cobertura del suelo superficial.

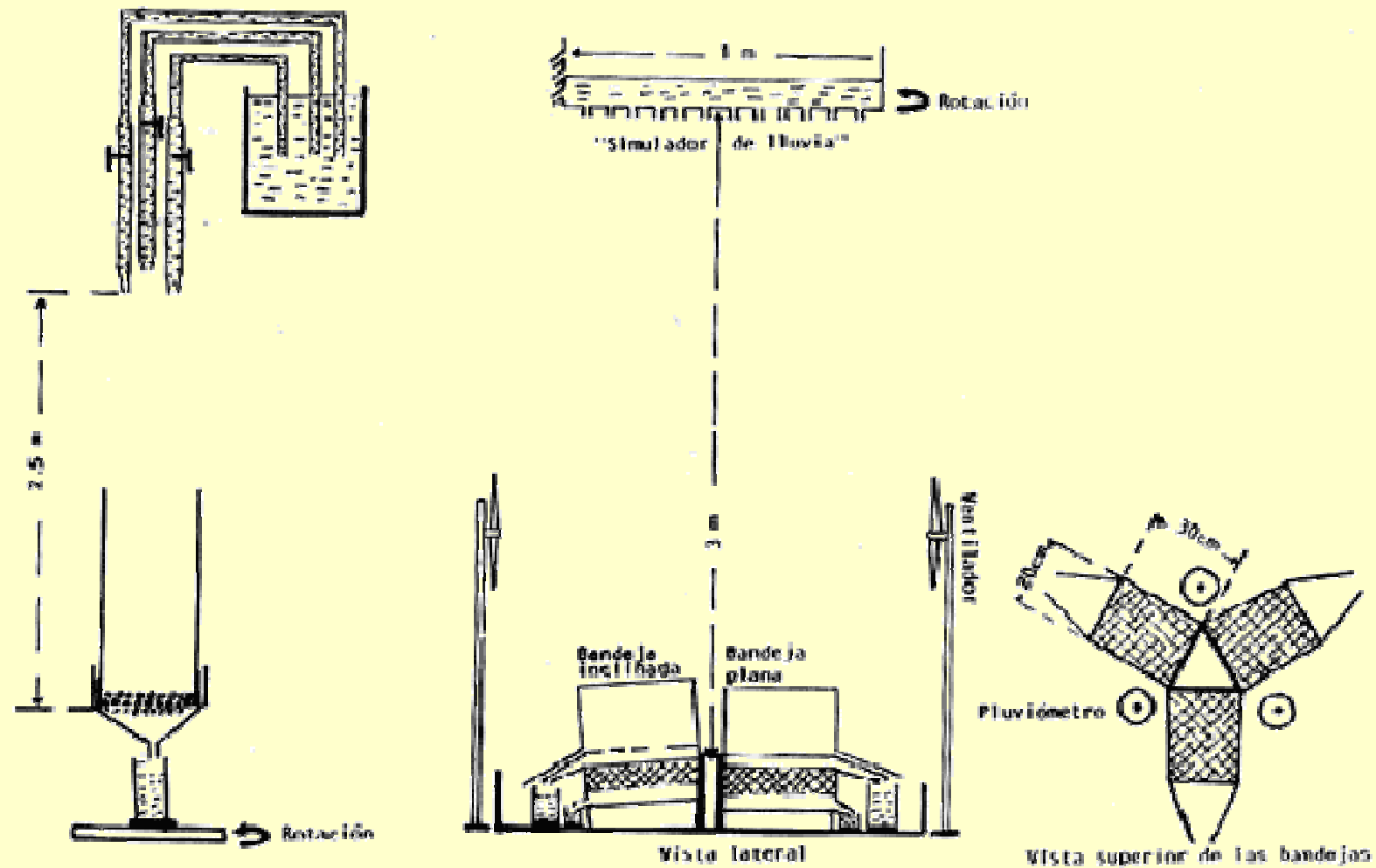


FIGURA 1. Simuladores de lluvia fijos utilizados en el laboratorio e invernadero.

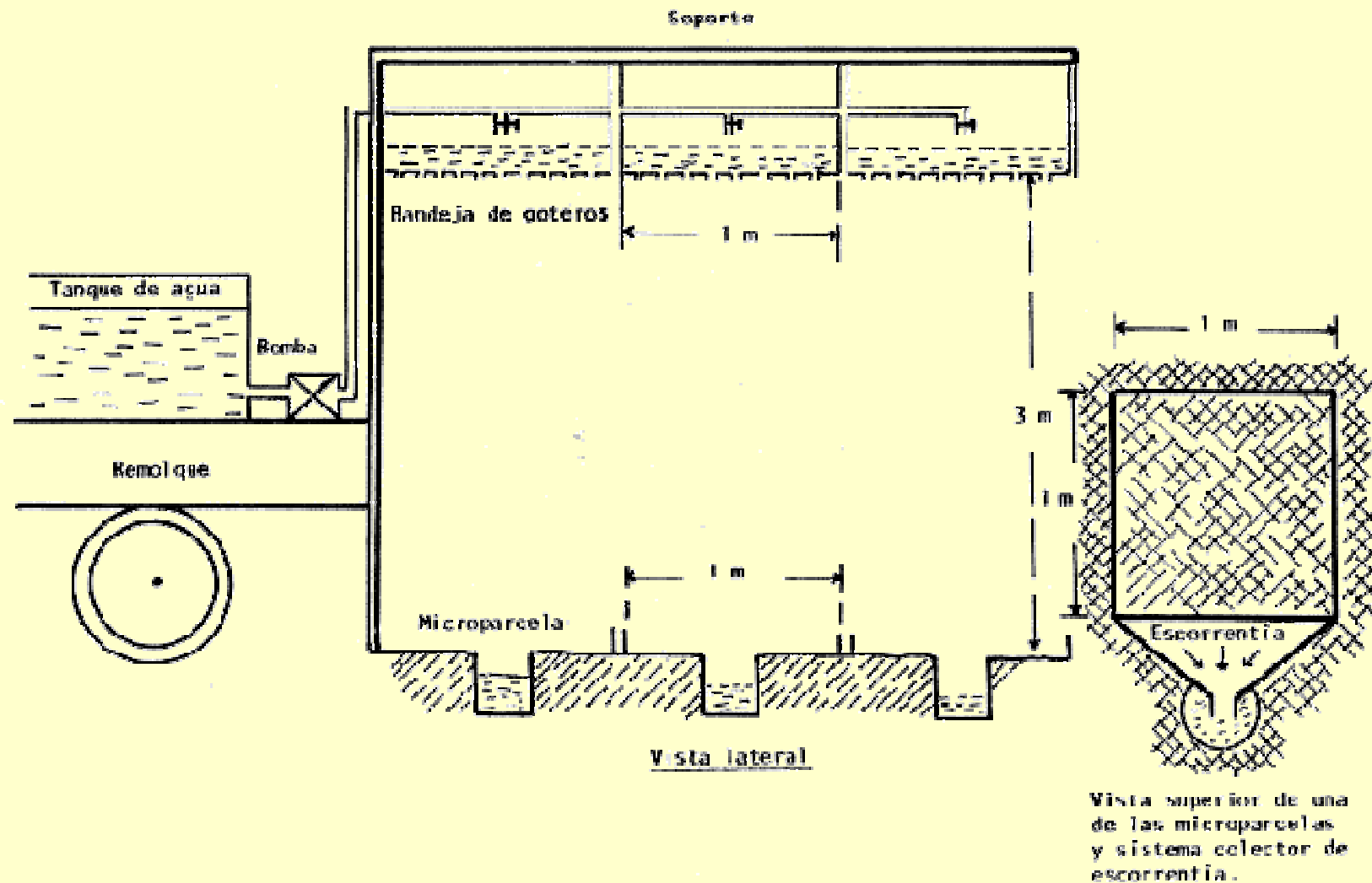
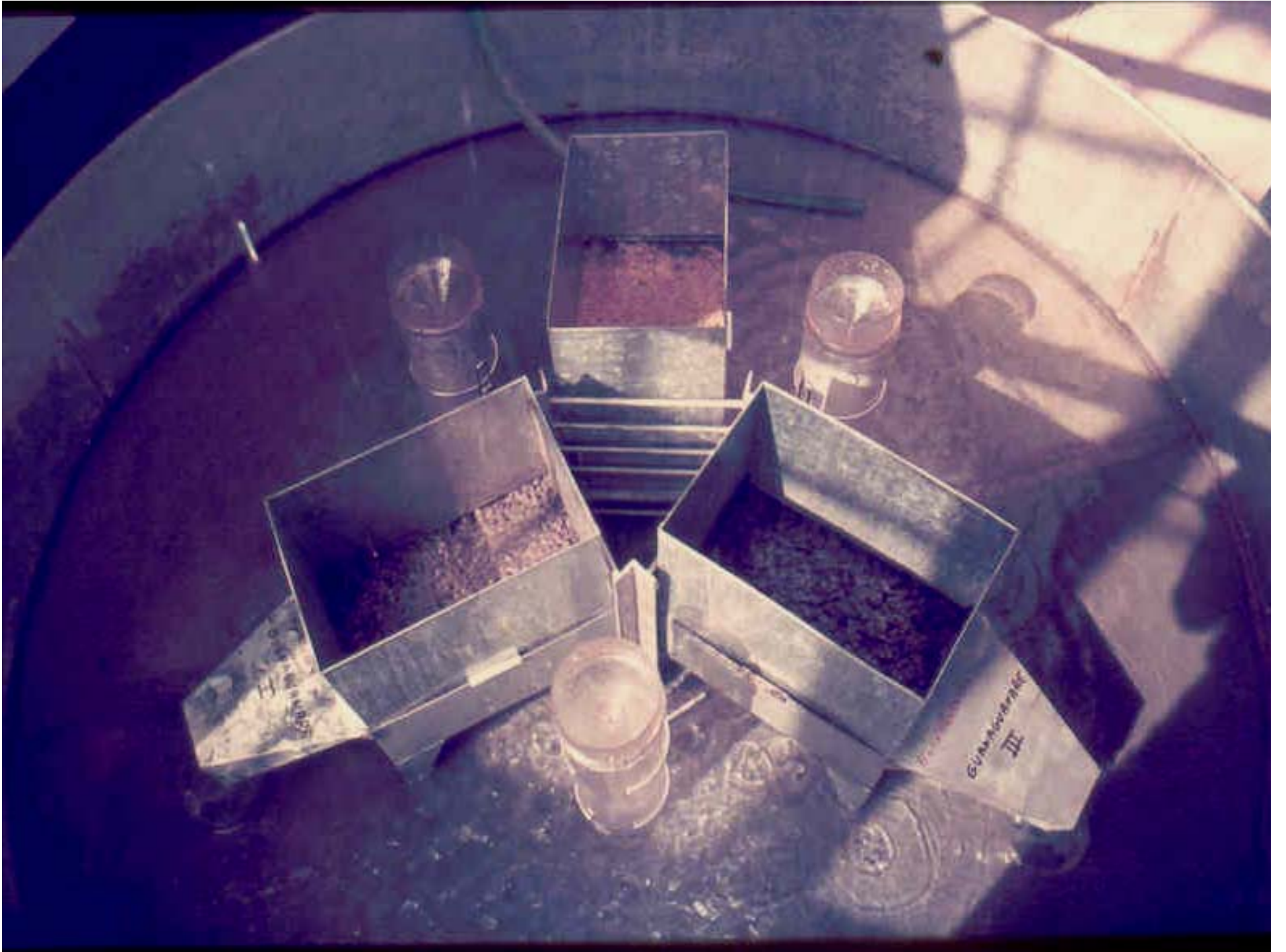


FIGURA 2. Simulador de lluvia portable utilizado en condiciones de campo.

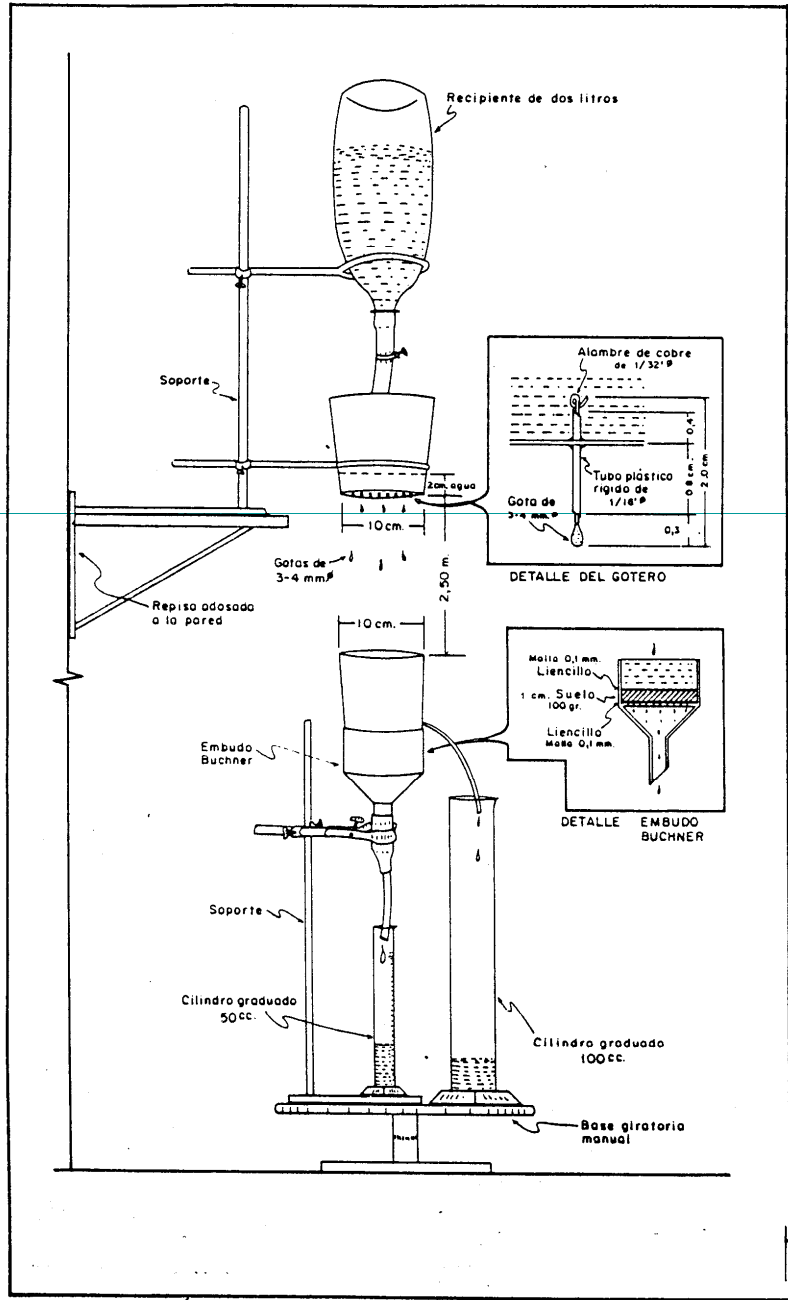


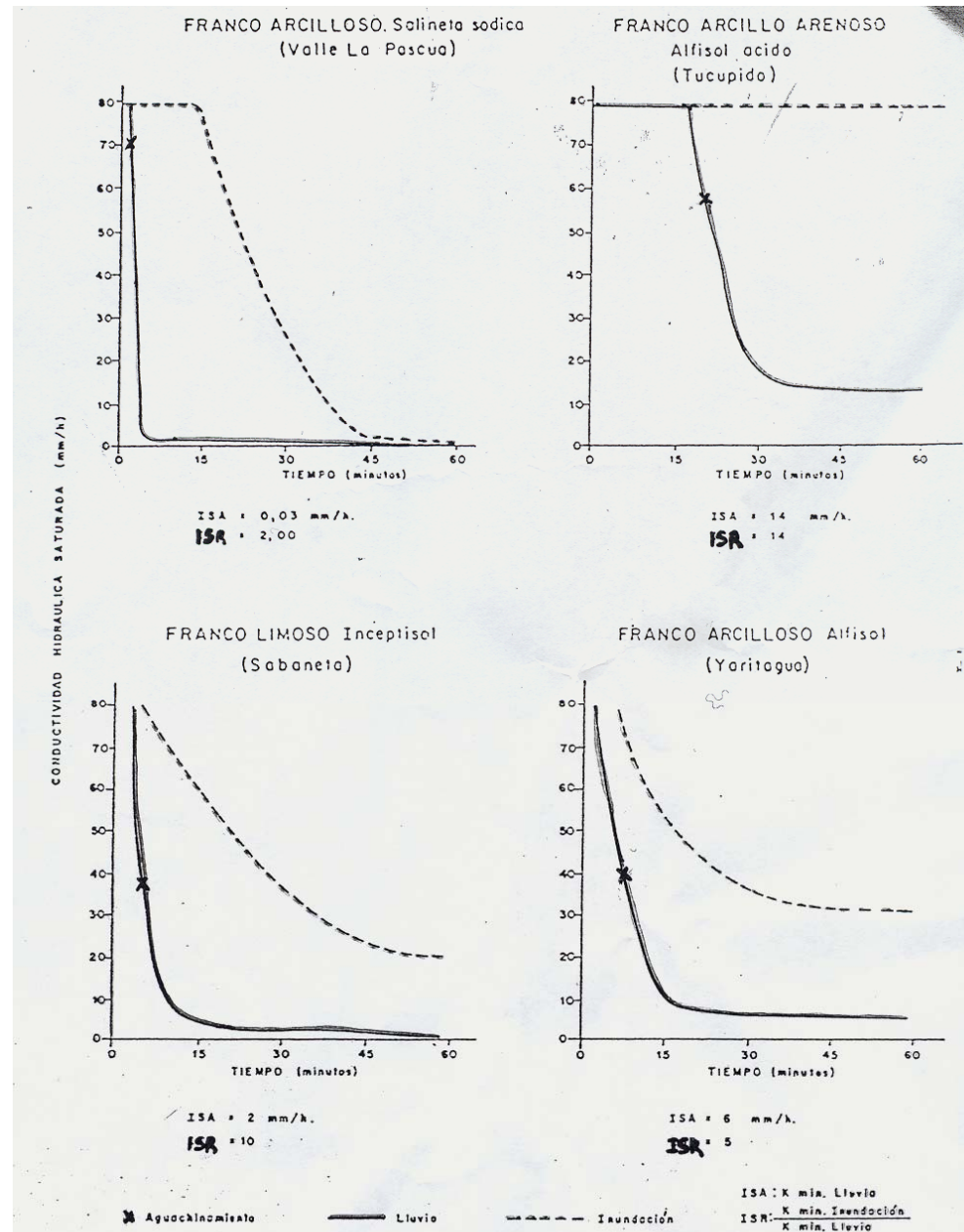












Evolution of the saturated hydraulic conductivity of the surface soil with simulated rainfall impact (—) (ISA: minimum value: Absolute Sealing Index) and without impact (soil protected) (- - -) (ISP: minimum value); ISR: Relative Sealing Index = ISP/ISA



















UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

No. 32 / Enero 1983

alcance revista

de la facultad de agronomía
UCV MARACAY - VENEZUELA

METODOLOGIA

PARA LA CARACTERIZACION FISICA
CON FINES DE DIAGNOSTICO
DE PROBLEMAS DE MANEJO
Y CONSERVACION DE SUELOS
EN CONDICIONES TROPICALES

por

Ildefonso Pla Sentís

Profesor Titular de la Facultad de Agronomía
de la Universidad Central de Venezuela

ILDEFONSO PLA SENTIS

M E T O D O L O G I A
PARA LA CARACTERIZACION FISICA
CON FINES DE DIAGNOSTICO
DE PROBLEMAS DE MANEJO
Y CONSERVACION DE SUELOS
EN CONDICIONES TROPICALES

Curso de Postgrado en Ciencia del Suelo

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE AGRONOMIA
COMISION DE ESTUDIOS PARA GRADUADOS

Maracay/1977

INTRODUCCION

Quando se desea hacer la caracterización física de un suelo con fines de diagnosticar sus posibles problemas de manejo y conservación, nos encontramos que una de las principales dificultades reside en la selección de los métodos y sus variables para tal caracterización. Ello se complica aún más en condiciones tropicales, donde la incidencia de los factores climáticos sobre la respuesta de las características físicas del suelo a su manejo y conservación es muy marcada. Por otro lado, aparte de algunos intentos para estandarizar los métodos de caracterización física (2, 7, 8), y que sólo llegan realmente a establecer las bases de dichos métodos, sin señalar su uso con fines de diagnóstico, en general se observa, que a diferencia de la caracterización de tipo químico o mineralógico, cada investigador trata de desarrollar su propio método, variantes y equipo, de acuerdo a las condiciones y propósito del estudio. Sin embargo, y a pesar de que no consideramos conveniente estandarizar mucho los métodos, al menos a nivel de investigación, se manifiesta la necesidad de que para unas determinadas condiciones con cierto grado de uniformidad, esté a la disposición del personal que lleve a cabo estudios generales para clasificar las tierras en base a sus aptitudes físicas, y para diagnosticar problemas de manejo o conservación, con el fin de establecer las mejores alternativas de uso y prácticas de manejo, una metodología que le permita llegar a conclusiones más racionales y precisas. Sin pretender que los métodos aquí propuestos sean los únicos ni los mejores, su recomendación se basa en la experiencia adquirida en su uso para caracterizar y diagnosticar los problemas físicos de una amplia gama

de suelos en las principales zonas agrícolas del país, y después de descartar aquellos métodos y variantes que en sus resultados no reflejaban los problemas observados y evaluados a nivel de campo. Tampoco se ha pretendido presentar métodos para todo tipo de determinaciones físicas en suelos, sino sólo para aquellas consideradas más importantes para los fines de diagnóstico señalados en el título del trabajo.

Los criterios fundamentales que privaron para la selección de los métodos y sus variantes fueron los siguientes, en orden de importancia.

1. Correspondencia de los resultados con los efectos y comportamiento de los suelos en condiciones de campo.
2. Correspondencia de orden físico entre el tratamiento al que se someten las muestras de suelo durante la evaluación, y la acción de factores naturales o con intervención del hombre al cual está o puede ser sometido el suelo en condiciones de campo.
3. Rapidez en la determinación y requerimiento de equipo sencillo.
4. Reproducibilidad de los resultados obtenidos.
5. Facilidad de interpretación de los resultados.

Los métodos aquí propuestos pueden clasificarse en:

- I. Métodos para muestreo.
- II. Métodos para caracterizar la composición mecánica y mineralógica del suelo.
- III. Métodos para caracterizar las condiciones estructurales del suelo.
- IV. Métodos para diagnosticar la dinámica estructural del suelo superficial.
- V. Métodos para diagnosticar las posibilidades de penetración y circulación del agua en el suelo.

- VI. Métodos para diagnosticar las propiedades de retención y pérdida de humedad del suelo.
- VII. Métodos para diagnosticar problemas de compactación y aireación en el suelo.
- VIII. Métodos para diagnosticar problemas de encostramiento y erosión del suelo.

I. METODOS PARA MUESTREO

Desde el punto de vista de caracterización física se requiere un muestreo o selección de individuos representativos dentro de la población "suelo", para realizar en ellos una evaluación de las características y propiedades que nos interesen.

El número de muestras y la selección de sitios de muestreo dependerá en cada caso del propósito perseguido, de la variabilidad de la población y de la segregación previa de los individuos suelo en grupos con mayor o menor grado de uniformidad.

Cuando existen estudios previos de los suelos del área a caracterizar, y con ello un conocimiento preliminar de la variabilidad de sus características tanto en sentido horizontal como vertical, se pueden seleccionar sitios "típicos" para el muestreo, reduciendo con ello el número de muestras y de trabajo. Así, por ejemplo, se pueden seleccionar los sitios donde se hizo la calicata para la descripción de las series. Sin embargo, con ello no se puede lograr un conocimiento de la variabilidad de las características o propiedades evaluadas. Para lograr esto es necesario seleccionar al azar un determinado número de sitios de muestreo, menor cuanto más detallada sea la segregación previa de los individuos suelo en unidades cartográficas. El número requerido (n) para un determinado rango de desviación permitido (D) no se puede conocer de antemano, sin un muestreo preliminar que permita calcular S^2 .

$$n = t_{\alpha}^2 \cdot S^2 / D^2 \text{ donde } S^2 = \sum_{i=1}^{n-1} (y_i - \bar{y})^2 / n - 1$$

Siendo $y = (\sum_{i=1}^{n-1} y_i) / n$, o sea, la media de los valores obtenidos, y t_{α} , el valor de t en la tabla estadística de Student, para un determinado nivel de probabilidad (α), y de grados de libertad ($n - 1$).

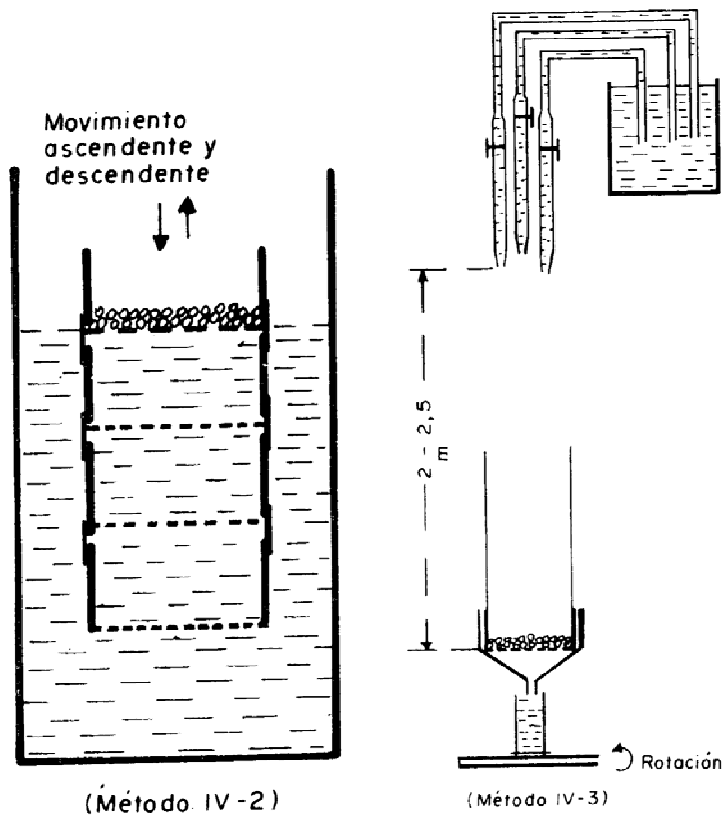
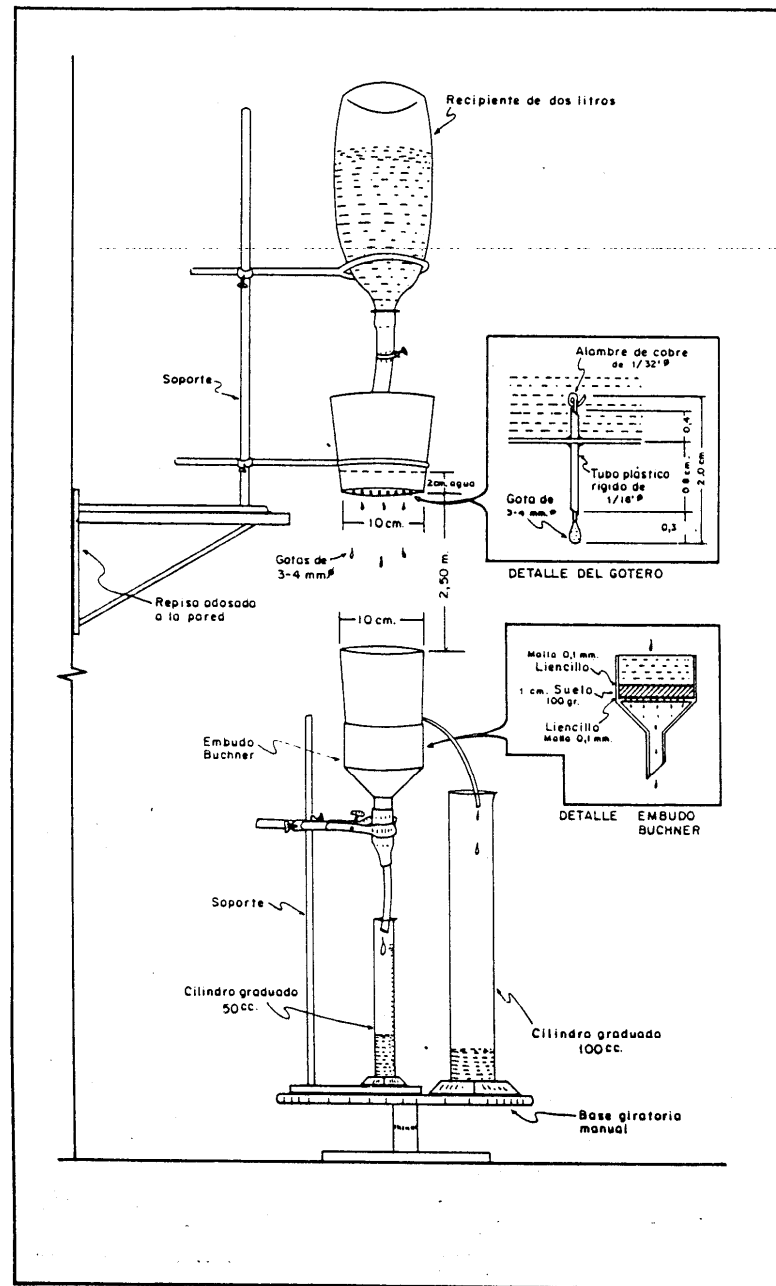


Figura 8: Esquema de los equipos utilizados para la determinación de distribución de tamaño de agregados estables al agua, y estabilidad de los agregados frente al impacto de gotas. (Métodos IV-2 y IV-3).



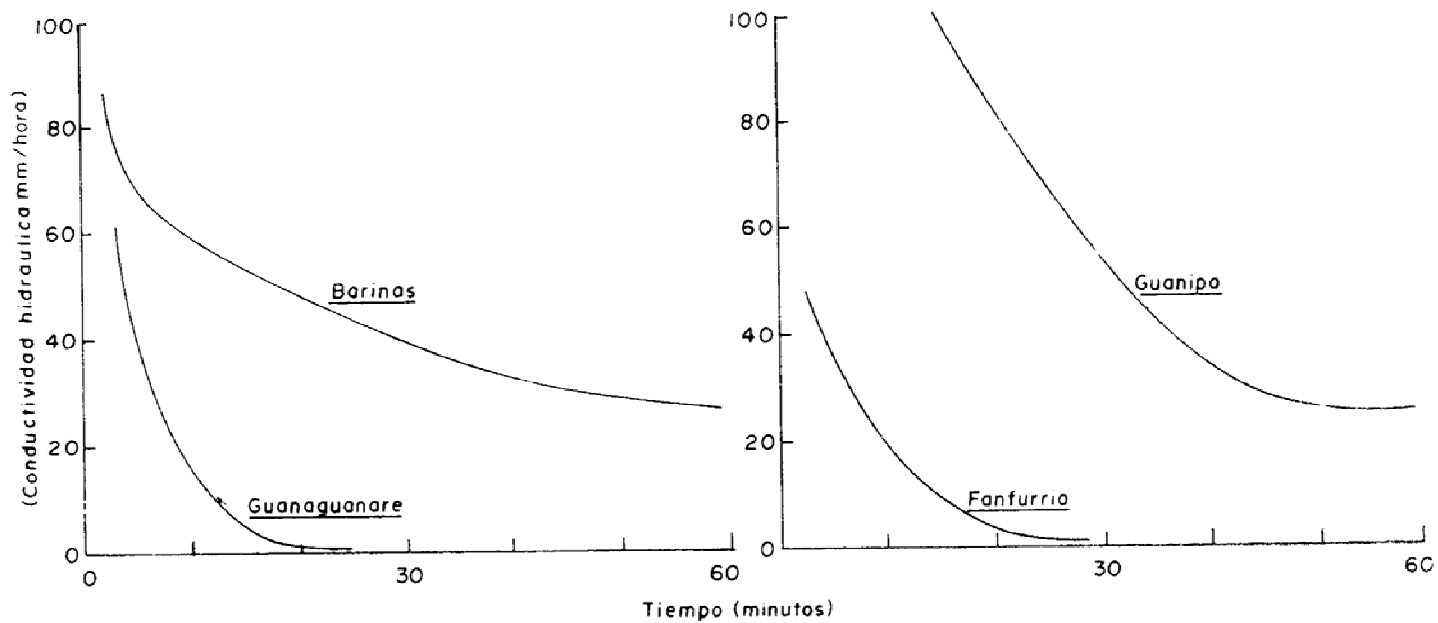


Figura 9: Curvas de evolución con el tiempo de la conductividad hidráulica de la costra formada por efecto de la destrucción de agregados ($d = 2-4$ mm) superficiales de suelo perteneciente a las series Guanipo, Barinas, Fanfurria y Guanaguare, debido al impacto de gotas de lluvia simulada con intensidad de 90 mm/hora (Método IV-3).

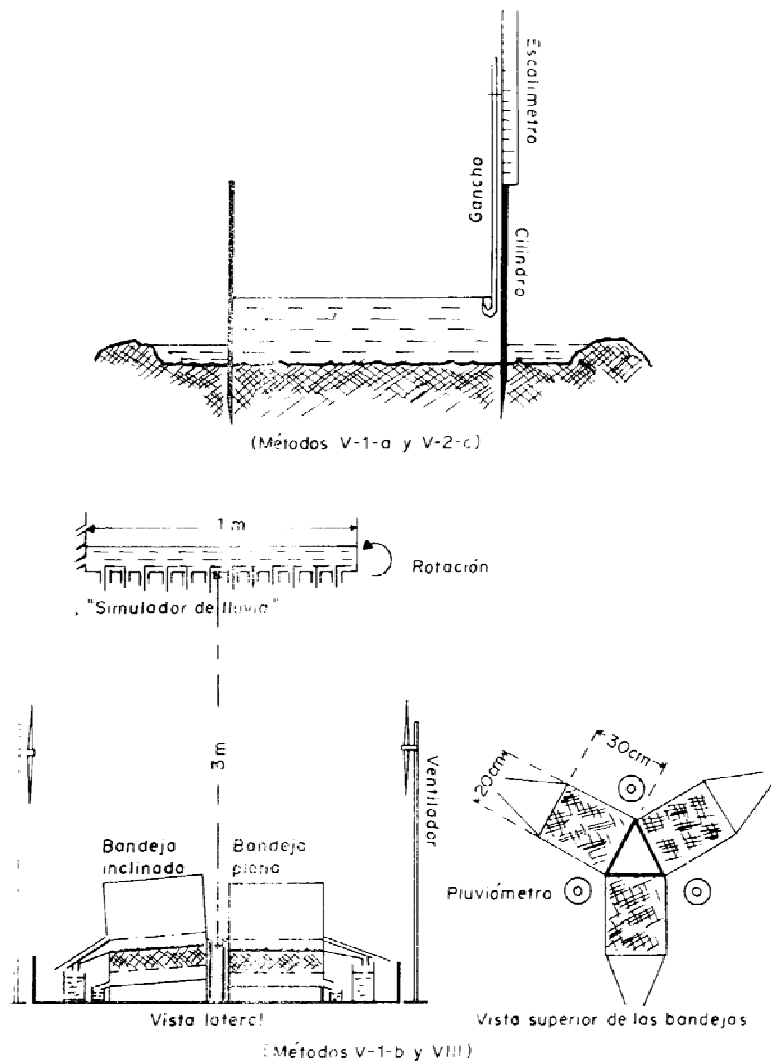


Figura 11: Esquema de los equipos utilizados para la determinación de infiltración por el método del cilindro, y con lluvia simulada (Método V-1-a, V-2-c, V-1-b, y VIII).

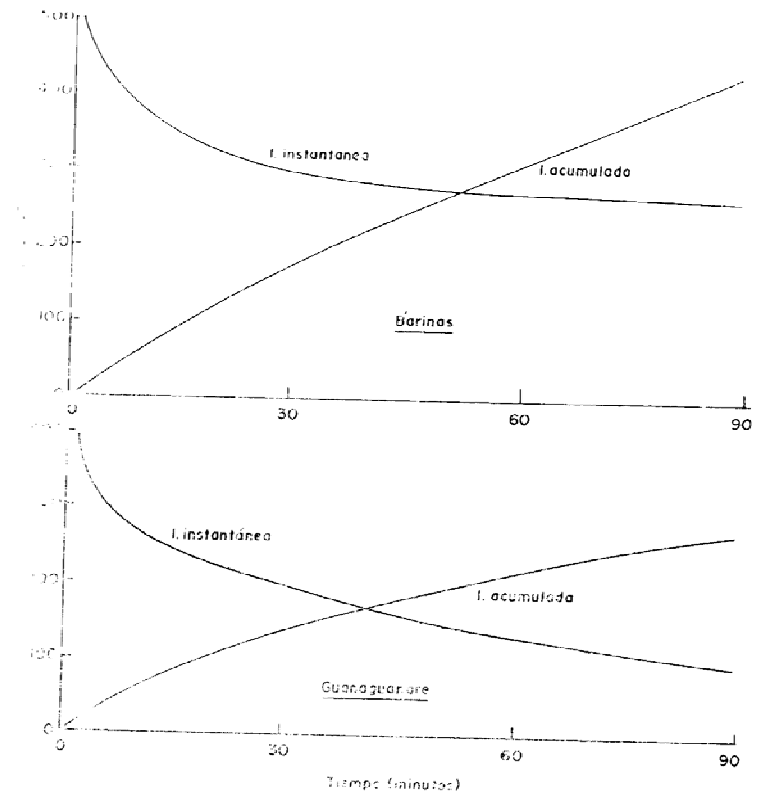


Figura 10: Curvas de infiltración (I) instantánea y acumulada obtenidas en el método del cilindro en suelo de las series Barinas y Guanaguare (Método V-1-a).

Interpretación

Los valores de infiltración obtenidos por este método corresponden a los que se obtendrían si el agua de lluvia o riego inundara la superficie del suelo y se mantuviera en las mismas condiciones que las que estaba cuando se hizo la determinación. La curva de valores de I nos da una idea de cómo cambiará la tasa de penetración del agua en el suelo partiendo de las condiciones iniciales de humedad del suelo, hasta alcanzar un valor constante, el cual se conoce como "tasa de infiltración básica". Este valor, que refleja

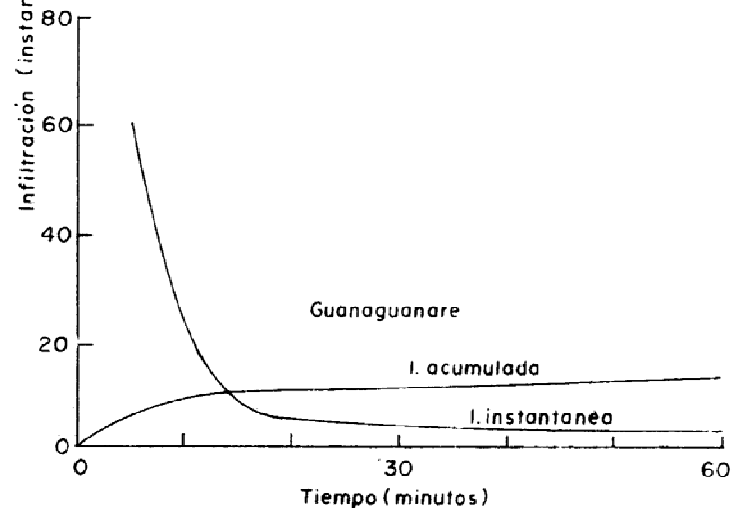
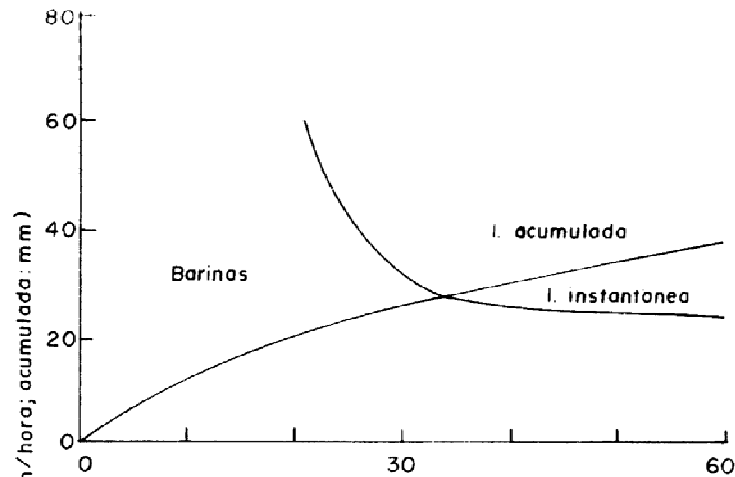


Figura 12: Curvas de infiltración (I) de agua de lluvia producida por un "simulador de lluvia" de invernadero con una intensidad de 60 mm/hora sobre suelo superficial pasado por tamiz de 8 mm y seco al aire de las series Barinas y Guanaguare (Método V.1-b).

exceso de agua que penetra en el suelo. Puede determinarse en cilindros de suelo en el laboratorio, o en condiciones de campo.

V.2.a. *Determinación en laboratorio (carga constante)*

Esta determinación puede usarse en suelos con valores de K no muy bajos. En ella se utilizan cilindros de suelo sobre los que se mantiene una carga constante de agua, midiéndose el volumen que pasa a través en un tiempo determinado.

Material y equipo

- a. Toma-muestras para obtener cilindros no alterados de suelo de 5 cm de altura y 5 cm de diámetro. Para ello puede servir un toma-muestras tipo Uhland (18).
- b. Caja para transportar los cilindros sin alteración. En ella los cilindros quedan atrapados en huecos circulares dentro de las tapas superior e inferior.
- c. Extensiones de 2,5 cm de largo de los cilindros con un pedazo de tripa para poder fijarlas herméticamente en la parte superior de los cilindros.
- d. Malla de liencillo.
- e. Banditas de goma.
- f. Bandeja de peltre.
- g. Permeámetro de carga constante, el cual consiste en un soporte para varios cilindros (10-20) a la vez, con un sistema alimentador, vertederos en sifón, y desagüe que permiten mantener carga constante durante la determinación. El soporte de los cilindros lleva salidas de agua individuales en el fondo de cada cilindro, por debajo de las cuales se colocan cilindros graduados colectores de 100 cc.
- h. Cilindros graduados de plástico de 100 cc.

Procedimiento

A los cilindros de suelo directamente obtenidos en el campo o preparados según las técnicas descritas en III.2 ó VII (pueden uti-

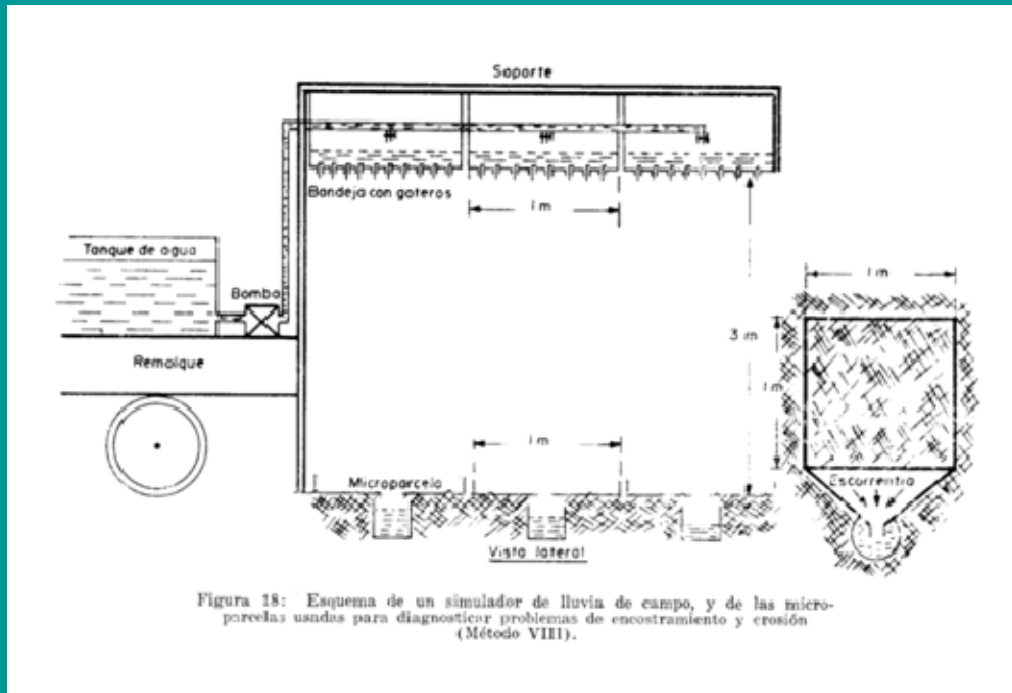


Figura 18: Esquema de un simulador de lluvia de campo, y de las microparcelas usadas para diagnosticar problemas de encostramiento y erosión (Método VIII).

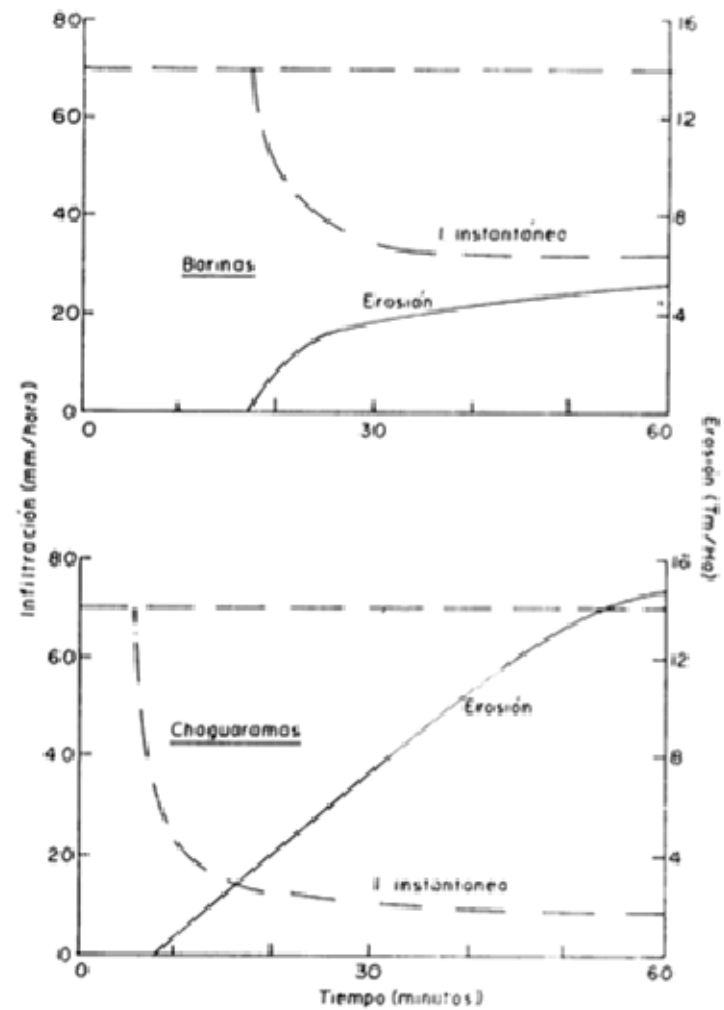


Figura 19: Curvas de infiltración y erosión correspondientes a suelos superficiales de las series Barinas y Chaguaramas, con el 15% de pendiente y lluvia artificial de 70 mm/hora producida con el simulador de lluvia de invernadero (Método VIII).

RUNOFF CURVE NUMBER

The **runoff curve number** (also called a **curve number** or simply **CN**) is an [empirical](#) parameter used in [hydrology](#) for predicting direct [runoff](#) or [infiltration](#) from [rainfall](#) excess.^[1] The curve number method was developed by the [USDA Natural Resources Conservation Service](#), which was formerly called the *Soil Conservation Service* or *SCS* — the number is still popularly known as a "SCS runoff curve number" in the literature. The runoff curve number was developed from an [empirical analysis](#) of runoff from small catchments and hillslope plots monitored by the USDA. It is widely used and efficient method for determining the approximate amount of direct runoff from a [rainfall](#) event in a particular area.

The runoff curve number is based on the area's hydrologic soil group, [land use](#), treatment and hydrologic condition. References, such as from USDA^[1] indicate the runoff curve numbers for characteristic land cover descriptions and a hydrologic soil group.

The runoff equation is:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

where

Q is [runoff](#) ([L]; in)

P is [rainfall](#) ([L]; in)

S is the potential maximum [soil moisture](#) retention after runoff begins ([L]; in)

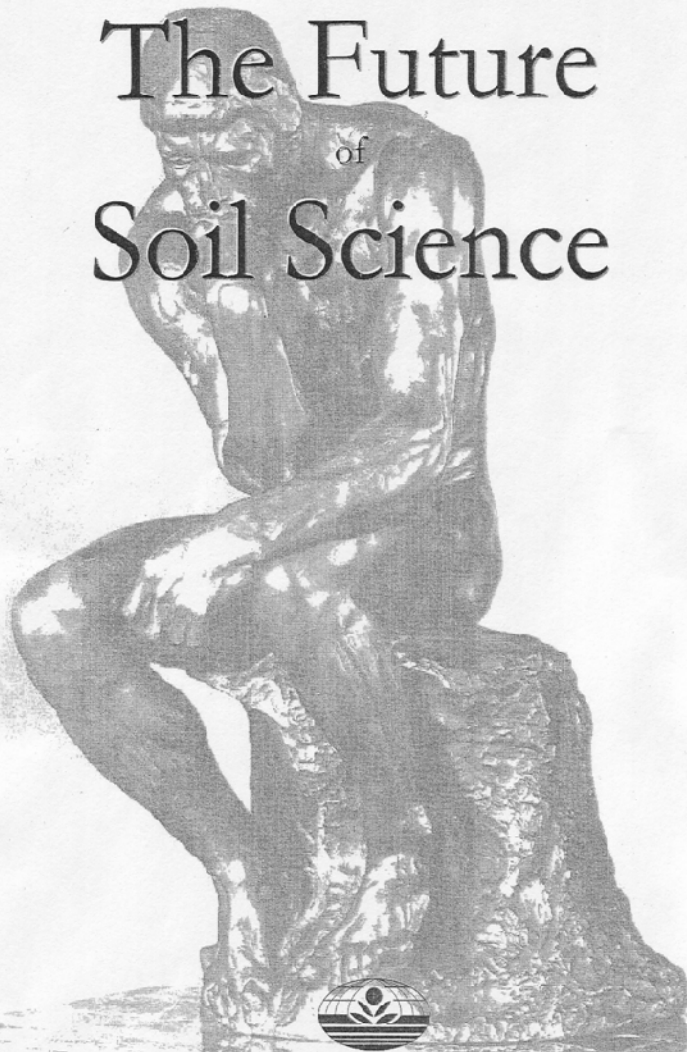
I_a is the initial abstraction ([L]; in), or the amount of water before runoff, such as [infiltration](#), or rainfall interception by vegetation; and $I_a = 0.2S$

The runoff curve number, CN , is then related

$$S = \frac{1000}{CN} - 10$$

CN has a range from 30 to 100; lower numbers indicate low runoff potential while larger numbers are for increasing runoff potential.

The Future of Soil Science



International Union of Soil Sciences

The Future of Soil Science

Edited by Alfred E. Hartemink
ISRIC – World Soil Information

Soil science has changed considerably in the past decades. Change has not stopped; more is on its way. Ignoring these changes would be imprudent. This book contains the views from 55 soil scientists in 28 countries on the future of soil science – from Finland to South Africa, from Canada to Ghana, Malaysia and China. The book is a palette of opinions and views reflecting great diversity but also several commonalities. It provides details on subjects that should be studied, on the interaction between soil science and agriculture, politics and the other sciences. This book is compulsory reading for anyone interested in soil science and its future directions.

ISBN 90-71556-16-6

© IUSS 2006
PO Box 353, 6700 AJ Wageningen,
The Netherlands



International Union of Soil Sciences

Future of soil science

Ildefonso Pla Sentis

Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl Universitat de Lleida Av. Alcalde Rovira Roure 191, 25198 Lleida, Spain. E-mail ipla@maas.uil.es

Soil is fundamental to the needs of man life, because it provides most of our basic needs and plays a central role in determining the quality of our environment, but this is not well appreciated by most of the population. In the future, the role of soils and soil cover in some crucial aspects for man's life like food production, the hydrological cycle, and air composition will further increase. Therefore, more soil information of good quality will be required for adequate decisions about land use and management. The main and final goal of soil science will continue to be the evaluation and prediction of the behaviour of soils in time and space, under a wide range of agricultural and non agricultural land uses, in relation to crop production, water supply and environment quality. At present, most of the major decisions about agriculture and environment, and in general about world development, are usually made without taking into consideration the prominent role of soil science.

Present situation

The rapid increase in population, with higher food and water demands, is causing more human influences on soils, both through the expansion and intensification of agricultural activities and the growth of number and size of populated areas. Frequently, it leads to widespread land and soil degradation, and increased production of farming, domestic and industrial wastes. The main consequences are a decrease in the reserves of arable lands, increasing agricultural developments in new lands with unfavourable climate and relief conditions. There is a decrease in available good quality water for agriculture, urban and industrial needs, and a decrease in biological diversity.

These problems may lead to dramatic environmental, social and economic consequences that in the poorer developing regions are manifested through decreased crop productivity, increased poverty and migration. There are also increased risks and problems of desertification, flooding, landslides, sedimentation, etc. The shrinkage of water resources of good quality is limiting the development of irrigated agriculture, and is increasing the risks of salinization and contamination of soils. It is also worth to mention the contribution of changes in soil cover and soil degradation to global climate changes. The increased degradation of soils and their consequences may be attributed to the lack of awareness by most of the human society, and of the institutions where decisions of land use and

management planning are taken, about the capital role and functions of soils for man life.

Although contributions of soil science have benefited humankind by increasing agricultural food production and enhancing the environmental quality, at present there is a dangerous general slowdown on those trends. Concurrently, there has been a decrease in resources dedicated to field oriented soil science studies, and much of the present research in soil science is dedicated to isolated aspects, not covering integral problems, due to limitations of time and funds, to the difficulties of interdisciplinary cooperation, and to the compulsion of publishing papers quickly. At the same time, there has been an increased tendency to rely on qualitative data and concepts, based on expert judgements, like indices of soil quality, with a very limited accuracy, insufficient for developing adequate policies for land use and management. Moreover, frequently land use planning is being based on empirical approaches coming from professionals with scarce formation in soil science.

Planning land use and management requires input data which is site specific, but in many cases the kind of required information is not available. One of the difficulties found in the assessment of soil conditions related to the performance of soils under different land use and management, and climate change, based on already existing data, is that most of the previously made soil surveys provided static information, while for soil functions there are necessary more dynamic soil parameters. Modelling is extensively used as a tool to integrate information, and to avoid measurements and field experiments for every soil and condition. Modelling is not a substitute for experimentation and models need input parameters of good quality, obtained not only in laboratory tests, but also under controlled field conditions. These studies are not common because they are time consuming, costly and difficult to finish in a publication fulfilling the requirements of soil science journals. Therefore, they are substituted in many cases by empirical approaches, or the use of data that are already available or easier to obtain, empirically deducing, by the use of pedotransfer functions, of properties and processes required for modelling. Much of the accepted and used methodology and instruments for evaluating parameters of soils in the laboratory do not give data which correspond to real, or even approximate, values under field conditions. In general, the progress in developing models and processing systems of information have been much faster than in the development and use of methodologies and equipment to get the adequate field information to feed them.

Challenges for the future

In general the future developments in soil science research must be directed to a better understanding of the processes and reactions in soils related with

crop production, chemical recycling and water balance, over a range of spatial and temporal scales. Of particular importance will be the improved identification and description of important dynamic processes in soils critical for the supply of water and nutrients for plant growth and for soil degradation, as affected by external temporal factors like climate. This has to be followed by the development of simplified simulation models to find the best combination of management practices, integrating selected critical parameters of soils, crops and climate, for a more efficient and economical use of soil water and energy addressed to increased crop production, overcoming depletion and minimizing risks of soil, water and environmental degradation, including risks of natural disasters like flooding and landslides.

In order to assure the prominence that soil science should have in the future World development there will be necessary to improve the education and awareness of population at all levels about the relevant functions of soils for the life of mankind. There are also required an improvement and a reorientation in the training in soil science addressed to soil scientists and other professionals involved in the design and planning of land use and management, with a more holistic approach, reinforcement of hydrological aspects and a better integration of theory and field work. To guarantee an interdisciplinary approach there would be necessary an increased cooperation among soil scientists and scientists of related disciplines, and among institutions involved in research and application of soil and land use and management.

Planning land use and management requires input data which is site specific, but in many cases the kind of required information is not available. One of the difficulties found in the assessment of soil conditions related to the performance of soils under different land use and management, and climate change, based on already existing data, is that most of the previously made soil surveys provided static information, while for soil functions there are necessary more dynamic soil parameters.

Modelling is extensively used as a tool to integrate information, and to avoid measurements and field experiments for every soil and condition. But in many cases it is forgotten that modelling is not a substitute for experimentation. In any case those models need input parameters of good quality, obtained not only in laboratory tests, but in well controlled field studies, using adequate methodology. These studies are not very common because they are time consuming, costly and difficult to finish in a publication filling the requirements of the most recognized journals of Soil Science.

Therefore, they are substituted in many cases by empirical approaches, or the use of data that are already available or easier to obtain, empirically deducing, by the use of pedotransfer functions, of properties and processes required for modelling.

It is also very common that much of the accepted and used methodology and instruments for evaluating parameters of soil materials in the laboratory, or in some ideal and very controlled field conditions, do not give data which correspond to real, or even approximate, values under field conditions.

This is due, either because the laboratory sample is too small or too disturbed, or because the field variability of the property is too large, or because the used instrument was designed and tested in very different materials or soils. Up to now the developed methodologies to get remote sensed data of soil properties are not able to evaluate adequately the processes associated to them.

Development of simple methodology and instruments for field measurements addressed to generate the critical data required for modelling, to be used by someone skilled in theory and field work.