



Física do Solo
CCR/UFSM

Água no Solo

J. Miguel Reichert & Paulo I. Gubiani

(Michael Pidwirny, Okanagan University College;
Dalvan José Reinert, UFSM; Douglas Rodrigo Kaiser, UFFS)

Green water flow

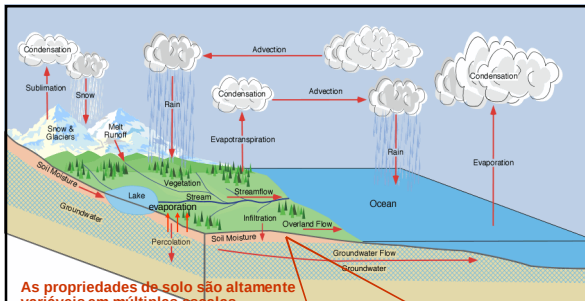
Evapotranspiração da cultura
(Etc)

$$ET_o = \frac{\delta}{\delta + \gamma^*} (R_n - G) \frac{1}{\lambda} + \frac{\gamma}{\delta + \gamma^*} \frac{900}{(T + 273)} (e_s - e_a)$$

X

Coeficiente da cultura (Kc)

ET pode ser particionada em transpiração e evaporação com o uso de coeficientes duais



As propriedades de solo são altamente variáveis em múltiplas escalas

- Partículas ou poros
- Agregados
- Perfil ou horizontes
- Lavouras ou microbacias
- Regional
- Pedosfera

Água no solo

Os principais fluxos e compartimentos de água podem ser conhecidos pelo balanço hídrico (BH)

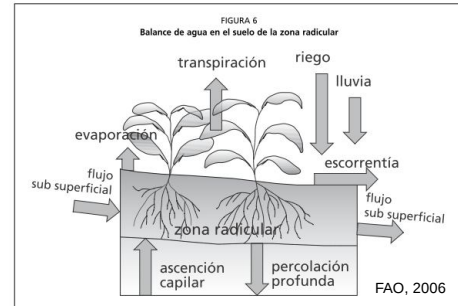
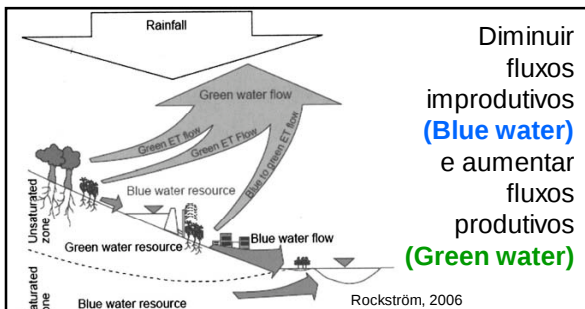


FIGURA 6
Balance de agua en el suelo de la zona radicular

transpiración riego
lluvia
evaporación
escorrentía
flujo sub superficial
zona radicular
ascensión capilar
percolación profunda
FAO, 2006

$P + I - ES \pm ESS - ET \pm Q \pm \Delta A = 0$



Diminuir fluxos improdutivos (Blue water) e aumentar fluxos produtivos (Green water)

Rockström, 2006

Disponibilidade
Retenção
Infiltração
Escoamento
Drenagem
Evaporação

Composição & Organização da matriz do solo

Irrigação (evitar ou usar melhor)
Trasporte de contaminantes

O BH é uma das estratégias de estudo para compreender os três aspectos fundamentais e indissociáveis relacionados à água no solo.



Quantidade
Energia
Movimento
Água no solo

Termos e conceitos chaves

- Coesão e adesão
- Tensão superficial
- Capilaridade
- Conteúdo de água (à base de volume, massa e lâmina)
- Potencial da água (pressão, gravitacional, mátrico, osmótico ...)
- Retenção, armazenamento, capacidade de campo, ponto de murcha permanente

Soil Water Content ↔ Soil Moisture

Water that may be evaporated from soil by heating at 105°C to a constant weight

$$\text{Gravimetric moisture content (w)} = \frac{\text{mass of water evaporated (g)}}{\text{mass of dry soil (g)}}$$

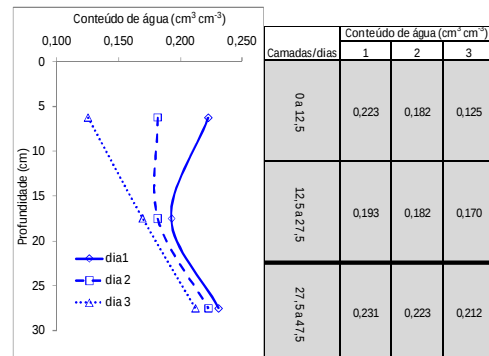
$$\text{Volumetric moisture content (\theta)} = \frac{\text{volume of water evaporated (cm}^3\text{)}}{\text{volume of soil (cm}^3\text{)}}$$

$$\theta = w * \frac{\text{bulk density of soil}}{\text{density of water}} \quad \frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^3} = \frac{\text{g}}{\text{g}} \cdot \frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^3} = \frac{\text{g}}{\text{g}} \cdot \frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^3}$$

$$\text{Bulk density of soil (\rho)} = \frac{\text{mass of dry soil (g)}}{\text{volume of soil (cm}^3\text{)}}$$

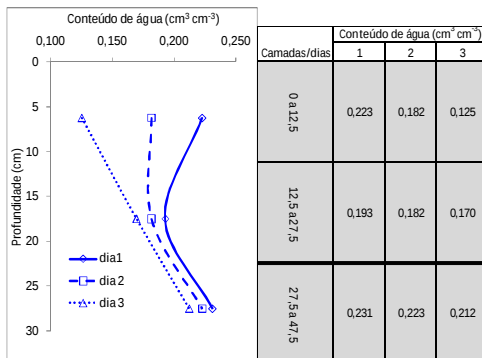
Cálculo do BH durante três dias sem precipitação e irrigação

$$ET = \pm Q \pm \Delta A$$



Cálculo do BH durante três dias sem precipitação e irrigação

$$P + I - ES \pm ESS - ET \pm Q \pm \Delta A = 0$$



$$ET = \pm Q \pm \Delta A$$

$$ET = \pm Q \pm \Delta A$$

Estimativa de Q

$$Q_{zm} = -K(\theta)_{zm} \left[\frac{\Psi_{z2} - \Psi_{z1}}{z_2 - z_1} \right]$$

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + (\alpha \Psi_m)^n \right]^m}$$

$$\Psi_m = \frac{\left[\left(\frac{1}{\omega} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}}{\alpha}$$

Estimativa de Q

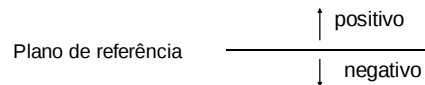
$$K(\theta) = K_o \omega^{0,5} \left[1 - \left(1 - \omega^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2$$

Mualen (1976)
Van Genuchten (1980)

Potencial da água no solo

Potencial gravitacional

- Quantidade de energia necessária para elevar uma unidade de água a uma elevação específica em relação ao plano de referência
- O efeito da gravidade no potencial da água depende da posição da água em relação ao plano de referência (acima = positivo; abaixo = negativo)



Estimativa de Q

Conhecimentos importantes

Potencial da água no solo
Curva de retenção de água
Condutividade hidráulica

Potencial da água no solo

Potencial osmótico

- Quantidade de energia necessária para transportar uma unidade de água pura do nível de referência até um ponto onde a concentração de solutos na solução é diferente de água pura
- Na maioria dos solos, como a concentração salina é reduzida, o potencial osmótico normalmente é omitido na determinação do potencial total de água no solo

Potencial da água no solo

Potencial total = PT = expressa o grau de energia livre (facilidade que um determinado corpo tem em mudar de estado ou posição) que uma determinada massa, peso ou volume tem numa dada situação e posição no solo.

$$\psi_t = \psi_p + \psi_g + \psi_m + \psi_o$$

Água flui de um local de maior para outro de menor potencial

Campos de força responsáveis por:

- ✓ Retenção
- ✓ Movimento
- ✓ Adsorção pelas plantas
- ✓ Liberação para a atmosfera

Potencial da água no solo

Potencial de pressão (P_p)

- Pode ser tanto positivo quanto negativo
- Água apresentar pressão hidrostática > pressão atmosférica = positivo (potencial de pressão)
- Água apresentar pressão hidrostática < pressão subatmosférica = negativo (potencial matricial)

Potencial da água no solo

Potencial matricial

- Equivalente à pressão negativa
- Pressão necessária para remover um quantidade de água retida pela matriz do solo (tensão, sucção)
- Afetado por: Textura, MO = ASE, Estrutura = espaço poroso

Quais são as forças responsáveis pela retenção da água no solo?

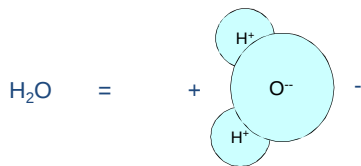
Why water wets clean glass?

Surface of glass has O and unpaired electrons
Water molecules form hydrogen bond
Force stronger than gravity

Why water does not stick to glass surface coated with grease?

Surface of grease has no O and free electrons
Water molecules cannot form hydrogen bond
Therefore, water do not stick

Hydrogen bond

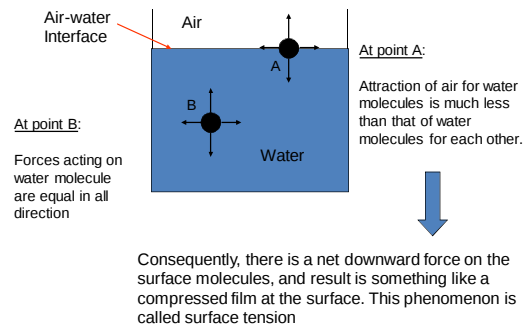


Gives structural strength

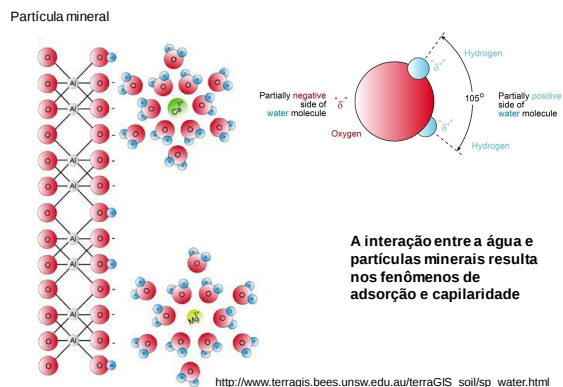
Bond depends on temperature:

1. Higher is the temperature weaker is bond
2. Positive end attraction with -ve end of other water molecules

Forces acting on a water molecules



Interação água-íons-partícula mineral

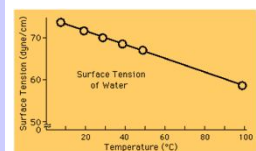


Surface Tension

The cohesive forces between liquid molecules are responsible for the phenomenon known as surface tension

The molecules at the surface do not have other like molecules on all sides of them and consequently they cohere more strongly to those directly associated with them on the surface. This forms a surface "film" which makes it more difficult to move an object through the surface than to move it when it is completely submersed.

- Surface tension is typically measured in dynes/cm. The force in dynes required to break a film of length 1 cm
- Equivalently, it can be stated as surface energy in ergs/cm²
- Water at 20°C has a surface tension of 72.8 dynes/cm compared to 22.3 for ethyl alcohol and 465 for mercury



Contact Angle

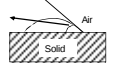
➤ Solid
 ➤ Liquid
 ➤ Gas

Liquid and gas (air) in contact with solid
 Interface between air and water forms a definite angle "contact angle"

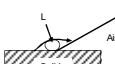
Young's equation

$$\cos \alpha = \frac{\gamma_{sa} - \gamma_{sw}}{\gamma_{wa}}$$

$\gamma_{sa} > \gamma_{sw}$; $\cos \alpha = +$ or $\alpha < 90^\circ$
 Angle of contact is acute in a liquid that wets the solid



Angle of contact is obtuse (between 90 and 180) in a liquid that does not wet the solid



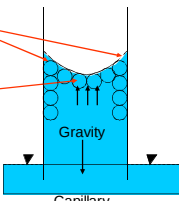
Capillary Fundamentals and Soil Water

Cohesion: Attraction of molecules for each other
 Adhesion: Attraction of water molecules for solid surfaces

By adhesion, solids hold water molecules rigidly at their soil-water surface

By cohesion water molecules hold each other away from solid surfaces

Together it is possible for soil solids to retain water and control its movement



Hydrophilic Versus Hydrophobic Soils

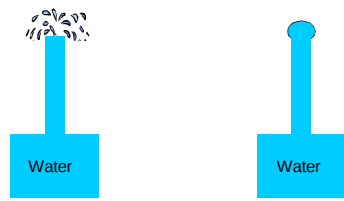
When the adhesive forces between water molecules and an object are weaker than the cohesive forces between water molecules, the surface repels water and is said to be *hydrophobic*. Hydrophobic soils restrict the entry of water, which 'balls up' or sits on the soil in beads rather than infiltrating the soil.

Hydrophobic soils exhibit an obtuse (greater than or equal to 90°) wetting angle that causes capillary repulsion, so preventing water from entering soil pores.

Hydrophilic or normally wettable soils display an acute (less than 90°) angle of contact with water, allowing infiltration. Adhesive forces between water molecules and an object are stronger than the cohesive forces between water molecules

Water rises in the capillary against the force of gravity

!!!! What happens if there is no force of gravity !!!!!



Forces that affect movement of water into the soil

Gravity: a constant force that pulls the water downward
Cohesion: attraction of water molecules for each other. It is the force that holds a droplet of water together
Adhesion: attraction of water molecules to other substances. This force causes water molecules to adhere to other objects, such as soil particles

Placing a drop of water on a piece of newsprint paper
 Force of adhesion between the water molecules and the paper molecules is greater than the force of cohesion that holds the water molecules together
 The water droplet spreads out and soaks into the paper

Placing a drop of water on a piece of waxed paper
 Force of adhesion between the water molecules and the paper molecules is lower than the force of cohesion that holds the water molecules together
 The water droplet remains intact

Force of gravity = Mass of water column * Acceleration

$$= (\text{volume of water} * \text{density}) * g$$

$$= (\pi * r^2 * h) * d_w * g \dots\dots\dots(A)$$

Total cohesive and adhesive forces

$$= (\text{perimeter}) * \text{surface tension}$$

$$= 2 * \pi * r * \gamma \dots\dots\dots(B)$$

At equilibrium: $A = B$

$$(\pi * r^2 * h) * d_w * g = 2 * \pi * r * \gamma$$

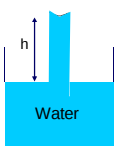
↓

$$h = \frac{2 * \gamma}{r * d_w * g}$$

Show →

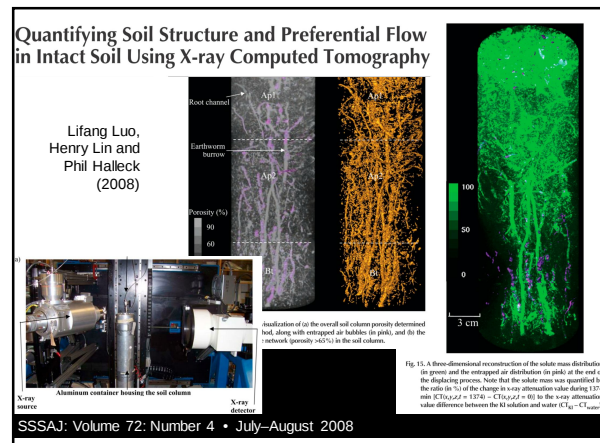
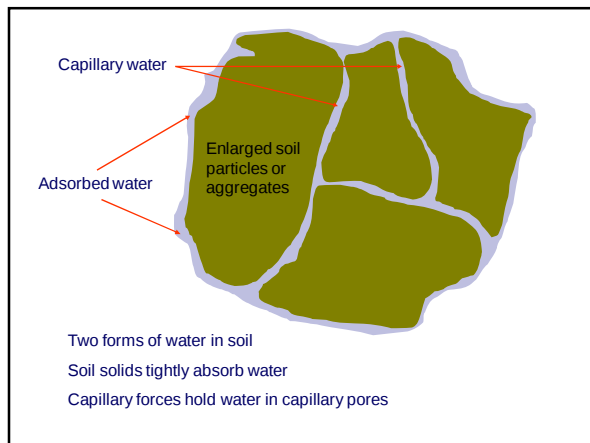
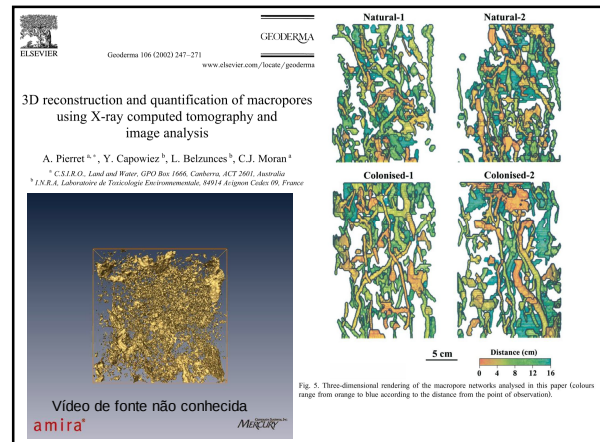
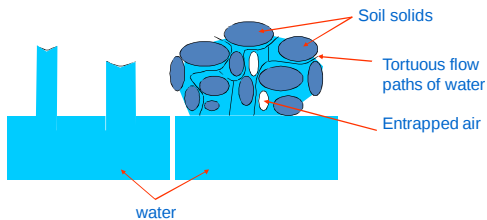
$$h = \frac{0.15}{r}$$

use
 $\gamma = 72.75 \text{ dynes/cm}$
 $d_w = 0.9982 \text{ g/cm}^3$
 $g = 980 \text{ cm/s}^2$



The inverse relationship between height of rise of water and radius of soil pores may not be always valid:

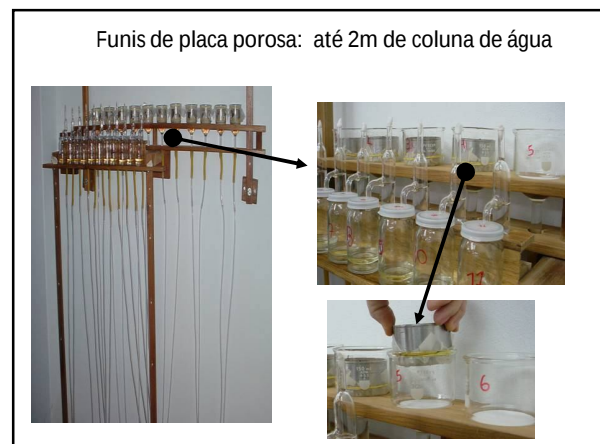
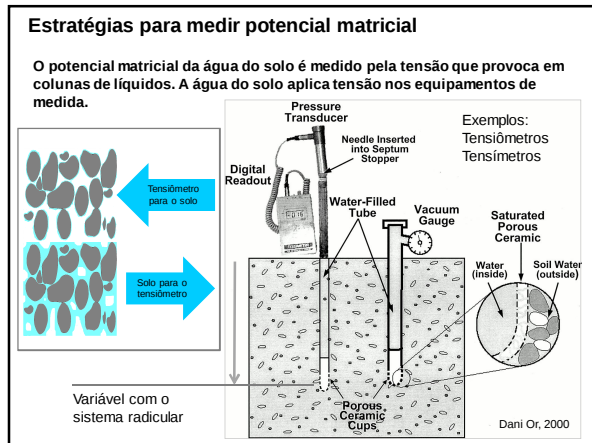
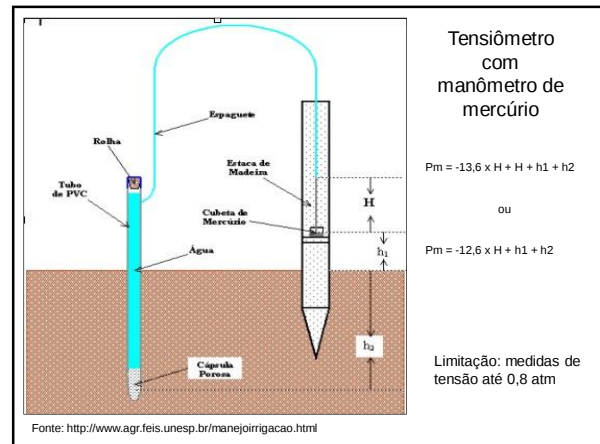
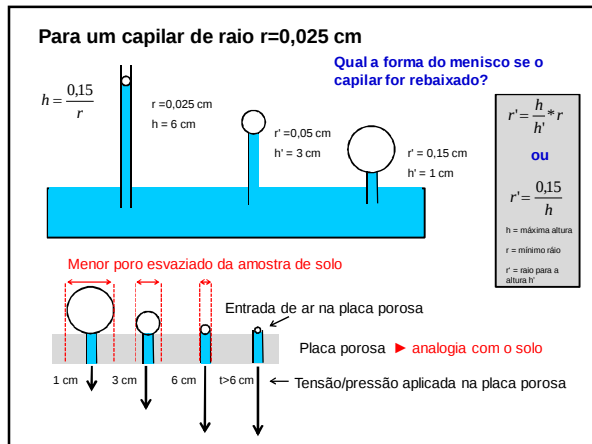
- ❑ Soil pores are not straight uniform openings as a tube
- ❑ Some soil pores may entrap air and slow down the capillary rise



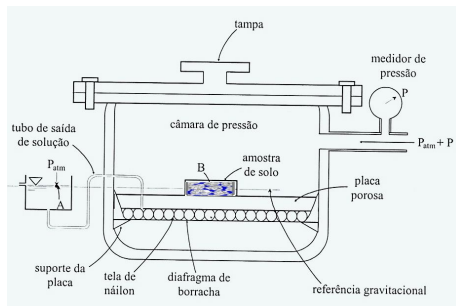
Poros do solo podem ser longos como os tubos capilares que estamos estudando?

Se os poros do solo não forem longos como os tubos capilares que estamos estudando, o fenômeno da capilaridade deixa de ser importante na retenção de água?

A água ficaria retida no solo somente devido à adesão?



Câmaras de Richards: até 150 m de coluna de água (15 atm)



43

Relação entre potencial da água e umidade relativa

$$\Psi = \frac{RT}{V_w} \ln(e/e_s)$$

Ψ (MPa) é energia por unidade de volume

R é a constante ideal dos gases ($8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$)

T é a temperatura (K)

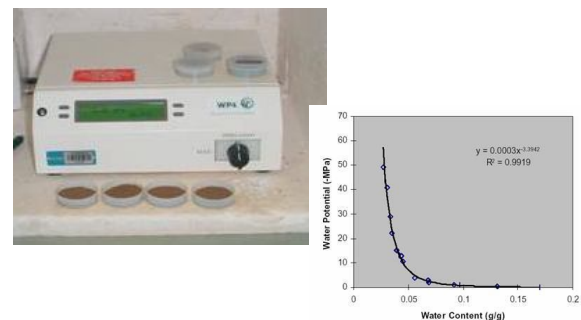
V_w é o volume molar da água ($1,8 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$)

e/e_s = umidade relativa

Câmaras de pressão ("panelas de pressão"): de 1 a 10 m de coluna de água



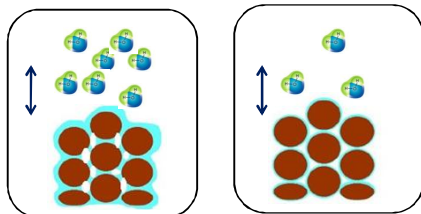
Medição do potencial matricial com WP4
de 0,5 a 300 MPa (1 MPa = 100 m de coluna de água)



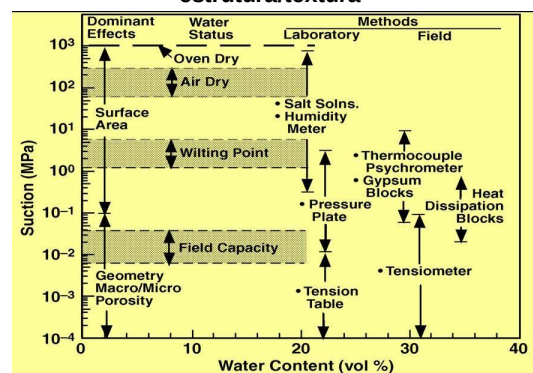
Estratégias para medir potencial matricial

• Fase de vapor

O potencial da água das amostras é estimado a partir do potencial da água da fase de vapor em **equilíbrio** dinâmico com a fase líquida da amostra.



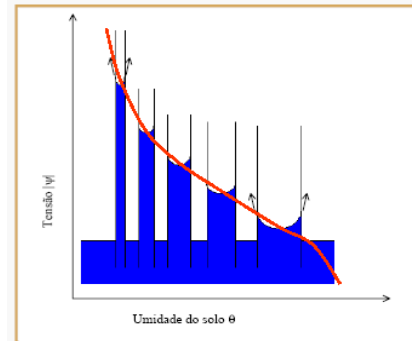
Comparação dos métodos e relação com estrutura/textura



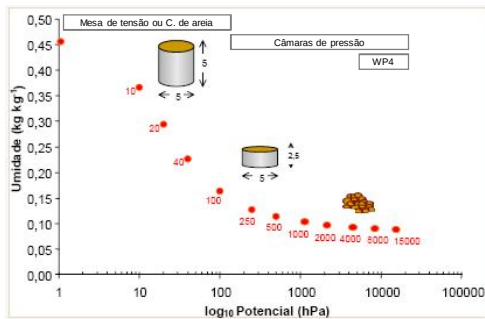
Curva de retenção de água no solo

- Relaciona o potencial matricial com o conteúdo de água no solo
- Elevados potenciais matriciais: forças capilares são mais atuantes, sendo a textura e estrutura do solo que determinam a água retida pelos poros
- Com a redução gradativa do potencial matricial aumenta a energia de retenção de água no solo

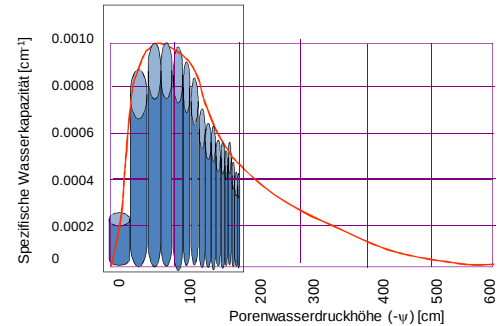
Relação da curva de retenção de água no solo com o tamanho de poros



Combinando diferente métodos...(mais comum)

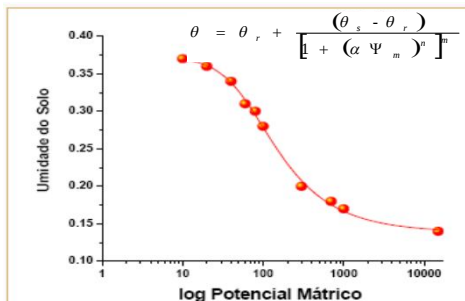


Kapillarbündelmodell

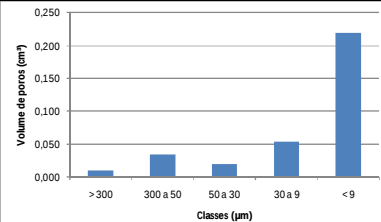


$$h \approx \psi = \frac{2\sigma \cos \alpha}{rg \rho}$$

Vários modelos podem ser usados além do de van Genuchten (1980)



Tensões		Exemplo de cálculo			
		Diâmetro de poros correspondentes	Classes de poros	Umidade volumétrica (cm³ cm⁻³)	Volume de poros esvaziados (cm³)
kPa	cm H2O	(µm)	poros		
0 (S. sat)	0 (S. sat)	-	-	0,334	0
1	10	300	> 300	0,325	0,009
6	60	50	300 a 50	0,291	0,034
10	100	30	50 a 30	0,272	0,019
33	333	9	30 a 9	0,218	0,054
S. seco	S. seco	-	< 9	0	0,218



Voltando ao balanço hídrico...
Estimativa de Q

$$Q_{zm} = -K(\theta)_{zm} \left[\frac{\Psi_{z2} - \Psi_{z1}}{z_2 - z_1} \right]$$

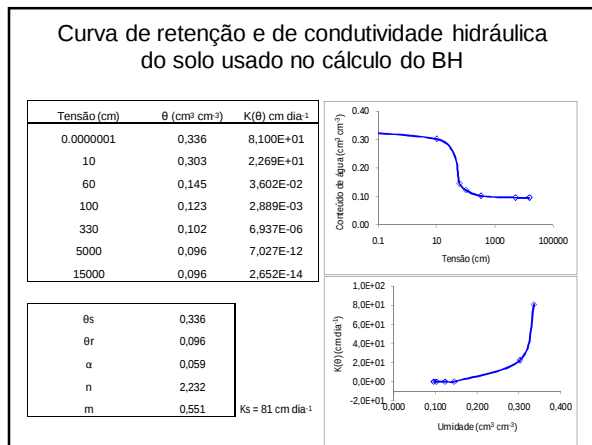
$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + (\alpha \Psi_m)^n \right]^m} \quad \Psi_m = \frac{\left[\left(\frac{1}{\omega} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}}{\alpha}$$

Serão detalhadas após os cálculos do BH

$$K(\theta) = K_o \omega^{0.5} \left[1 - \left(1 - \omega^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2$$

O solo não é um conjunto de dutos. Os poros do solo são irregulares na forma, tamanho, continuidade, constituição...

3 coisas: variação dos poros, além dos poros do arranjo da matriz tem os bioporos e as rachaduras, e o fluxo pode ser saturado e insaturado. impossível descrever analiticamente todas estas situações, com a Lei de Poiseuille.



Fluxo em solo saturado

- Características principais
- Forças (gradiente gravitacional e de pressão);
- Variação do conteúdo de água ("umidade do solo") é zero em relação ao tempo (umidade volumétrica = porosidade total).
- Descrito por equações lineares.

Mais Fluxo!!!

Fluxo em regime laminar

Lei de Poiseuille

$$Q = \frac{\pi (p_1 - p_2) R^4}{8 \eta L}$$

$$Q = \frac{\pi R^4 (p_1 - p_2)}{8 \eta L}$$

Resistência ao fluxo

$$\frac{(p_1 - p_2)}{Q} = \frac{8 \eta L}{\pi R^4}$$

No centro do duto v tende a zero

$$v_{\text{máx}} = \frac{p_1 - p_2}{4 \eta L} R^2$$

Lei de Darcy

$K = ?$

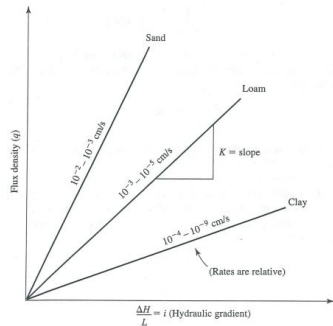
$$Q = -K A \left[\frac{\Psi_t(B) - \Psi_t(C)}{L} \right]$$

$$q = -K \left[\frac{\Delta H}{L} \right]$$

$$K = - \left[\frac{qL}{\Delta H} \right]$$

Relação da densidade de fluxo com o gradiente hidráulico

$$q = -K \left[\frac{\Delta H}{L} \right]$$

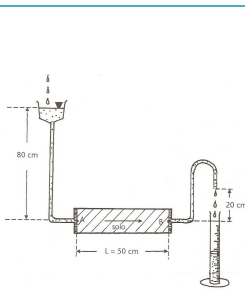


K é uma propriedade do meio e do fluido

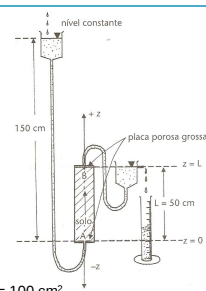
$$K = \frac{k \rho g}{\eta}$$

- **k** (permeabilidade intrínseca) é uma propriedade apenas do meio;
- Se as interações fluido/meio alteram a estrutura do meio, **k** é alterada;
 - > expansão/contração (tamanho, forma, conectividade, tortuosidade do poros);
 - > dispersão (selamento/"entupimento" de poros);
 - > composição da água da chuva/irrigação (DCD);
- Todos os demais fatores que afetem a geometria do espaço poroso (compactação, revolvimento,...);
- Crescimento biológico (micro, macroorganismos, plantas) – ocupação, modificação ou criação de poros;
- Características química e energéticas da água da chuva/irrigação (DCD, $1/2mv^2$);
- Ar aprisionado;
- Calagem, adubação, descarte de detritos,...
- Força de arrasto devido à interação com as superfícies sólidas (ASE).

Para outros arranjos experimentais...



A = 100 cm²
V = 588 cm³
Δt = 1 dia
K = 4,90 cm dia⁻¹



A = 100 cm²
V = 982 cm³
Δt = 1 dia
K = 4,91 cm dia⁻¹

Factors affecting saturated hydraulic conductivity (K)

Texture – larger texture contains larger increases K

Structure – more stable aggregates conduct more water

Tortuosity of natural channels – actual pore conductance length is greater than 1

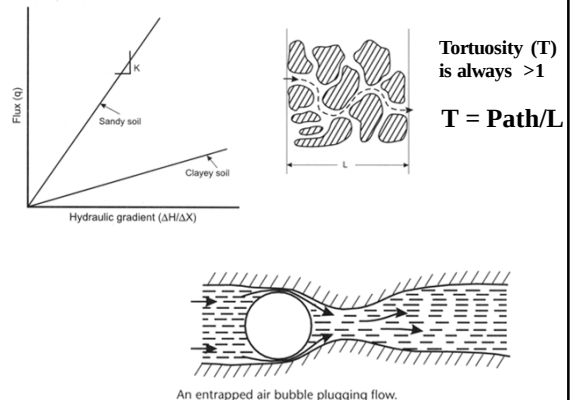
Tortuosity = $\frac{\text{Water pore length}}{\text{length of soil column}} > 1$

Semelhanças entre a Lei de Poiseuille e a Lei de Darcy

$$Q = \frac{\pi R^4 (p_1 - p_2)}{8\eta L} \quad Q = -K A \left[\frac{\Delta H}{L} \right]$$

Dividindo pela área:

$$q = \frac{R^2 (p_1 - p_2)}{8\eta L} \quad q = -K \left[\frac{\Delta H}{L} \right]$$



Solute concentration –

more salt lowers K,
due to increased viscosity
and/or degeneration of soil
porosity.

Biopores –

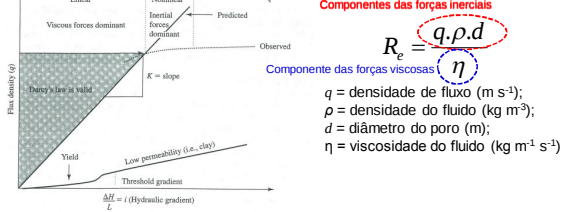
greater number of root biopores
increases Ks.

Pore blockage by air bubbles or soil

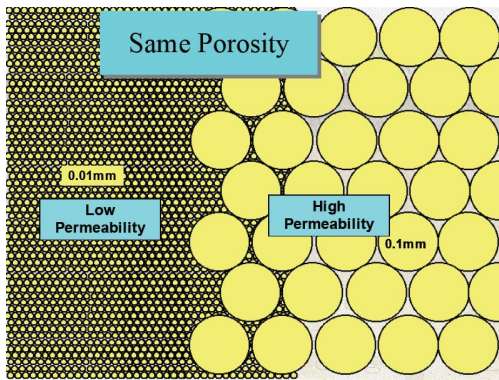
mineral or organic (POM) particles.

Validade da Lei de Darcy

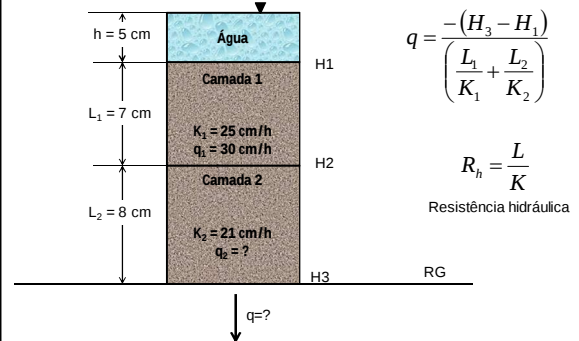
A relação entre densidade de fluxo
e gradiente hidráulico deixa de ser
linear quando o número de
Reynolds for maior que 1.



Em solos argilosos o desvio tem sido observado principalmente em baixos gradientes, provavelmente devido a forças adsorptivas próximas à superfície das partículas. A água próxima às partículas é mais "rígida"



Descrição do fluxo em mais de uma camada



Classe textural	K _{sat} (mm/h)	Classe K _{sat}
Coarse Sand	360	Very Rapid
Sand	208	Rapid
Loamy Sand	61	Rapid
Loam Fine Sandy	36	Moderately Rapid
Sandy Loam	26	Moderately Rapid
Fine Sandy Loam	19	Moderately Rapid
Loam	13	Moderate
Silt Loam	7	Moderate
Silt	7	Moderate
Sandy Clay Loam	4	Moderately Slow
Clay Loam	2	Moderately Slow
Silty Clay Loam	1.5	Moderately Slow
Sandy Clay	1.2	Slow
Silty Clay	0.9	Slow
Clay	0.6	Very Slow

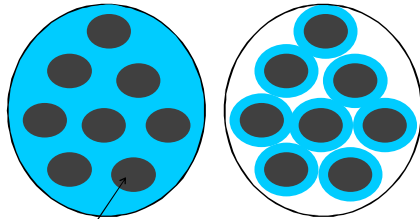
Fluxo em solo não saturado

- Características principais
- Forças (gradiente gravitacional e matricial);
- O conteúdo de água ("umidade do solo") varia no espaço e, na maioria dos casos, no tempo;
- Descrito por equações diferenciais não lineares.

Condutividade hidráulica em solo não saturado

Solo saturado

Solo não saturado



Partículas sólidas

Menor área para o fluxo

Equações para estimativa da condutividade hidráulica de solo não saturado

$$K(\psi_m) = \frac{a}{\psi_m} \quad (\text{Baver, Gardner, and Gardner 1972})$$

$$K(\psi_m) = a(b + \psi_m^2)^{-1} \quad (\text{Childs and Collis-George 1950a})$$

$$K(\psi_m) = \frac{K_s}{\left[1 + \left(\frac{\psi_m}{\psi_c}\right)^n\right]} \quad (\text{Gardner 1958})$$

$$K(\psi_m) = \frac{K_s}{b + \psi_m^2} \quad (\text{Childs and Collis-George 1950b})$$

$$K(\theta) = a(\theta)^n \quad (\text{Marshall and Holmes 1979})$$

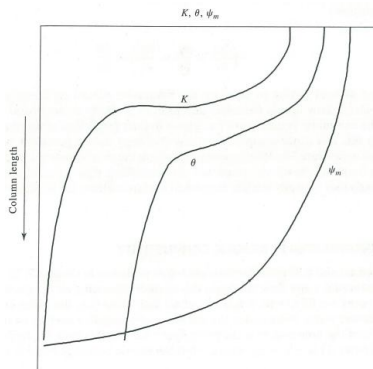
$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^n \quad (\text{Brooks and Corey 1966})$$

$$K(\theta) = K_s \exp(a\psi_m) \quad (\text{Mualem 1976})$$

$$K(\theta) = K_s \sqrt{\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r}} \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^2 \quad (\text{Van Genuchten 1980})$$

where $m = 1 - 1/n$; $K(\theta)$ is the unsaturated hydraulic conductivity; K_s is the saturated hydraulic conductivity for the same medium; a , b , m , and n are empirical constants (for fine textured media $n = 1-2$ and can be up to 4 or more for coarse media); ψ_c is the matric potential for which $K = 1/2(K_s)$; and θ_r is the residual saturation (where the moisture characteristic curve goes vertical; i.e., the water content will not get much lower).

Relação entre potencial matricial, umidade e condutividade hidráulica de solo não saturado numa coluna de solo



Equação da continuidade para conservação da massa

$$\frac{V}{\Delta t} - \frac{V'}{\Delta t} = \frac{\Delta V}{\Delta t}$$

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = (q_x \Delta x \Delta y) - \left[\left(q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \right) \Delta x \Delta y \right]$$

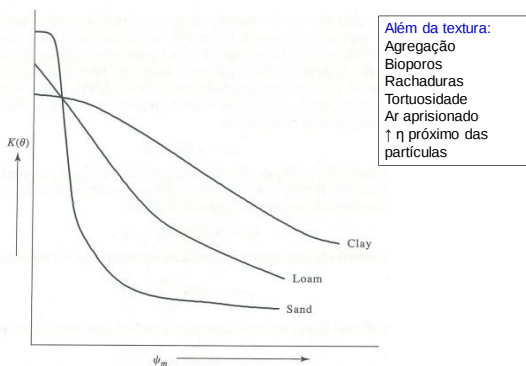
$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = (q_x \Delta x \Delta y) - \left[(q_x \Delta x \Delta y) + \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \right) \Delta x \Delta y \right]$$

$$\frac{V}{\Delta t} = q_x \Delta x \Delta y \quad \frac{\Delta V}{\Delta t} = (q_x \Delta x \Delta y) - (q_x \Delta x \Delta y) - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \right) \Delta x \Delta y$$

$$q'_x = q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \quad \frac{\Delta V}{\Delta t} = - \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \quad \frac{\Delta V}{\Delta t} = - \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta V$$

$$\frac{V'}{\Delta t} = \left(q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \right) \Delta x \Delta y \quad \frac{\Delta \theta}{\Delta t} = - \frac{\partial q_x}{\partial x} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q_x}{\partial x}$$

Condutividade hidráulica solo não saturado em função do potencial matricial para diferentes solos



Equação da continuidade para a densidade de fluxo de água no solo

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right)$$

Equação da continuidade para a densidade de fluxo de água no solo expressa em termos da equação de Darcy

H=(gravitacional + matricial)

$$q_x = -K(\theta)_x \frac{\partial H}{\partial x} \quad q_y = -K(\theta)_y \frac{\partial H}{\partial y} \quad q_z = -K(\theta)_z \frac{\partial H}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta)_x \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\theta)_y \frac{\partial \Psi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta)_z \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right] \right\}$$

Casos particulares do movimento de água no solo

Se a quantidade de fluxo que entra no elemento de volume é igual à quantidade que sai, a variação de fluxo é igual a zero. Nesse caso os dois termos da equação são iguais a zero, o que equivale dizer que tanto o fluxo como a umidade não variam no tempo.

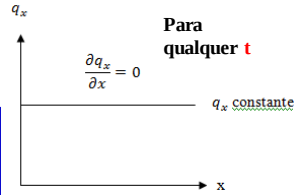
$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta)_x \frac{\partial H}{\partial x} \right] = 0, \text{ bem como } \frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$$

Equilíbrio dinâmico (steady-state) ou regime permanente

$$q_x = -K(\theta)_x \frac{\partial H}{\partial x} \quad \text{Não saturado}$$

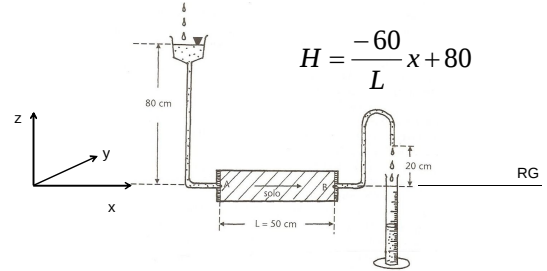
$$q_x = -K_0 \frac{\partial H}{\partial x} \quad \text{Saturado}$$

Para que haja fluxo tanto a função condutividade hidráulica como o gradiente de potencial devem ser diferentes de zero, os quais mantêm o fluxo constante.



Exemplo na direção x

Equação que informa H em qualquer posição de x

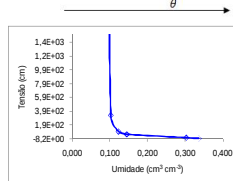
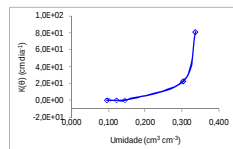


Caso para solo não saturado

A diminuição da condutividade hidráulica devido à diminuição da umidade é compensada pelo aumento do gradiente de potencial, o que mantém o fluxo constante.

$$q_x = -K(\theta)_x \frac{\partial H}{\partial x}$$

A solução geral do problema requer o conhecimento de como o potencial total varia ao longo de x e de como a condutividade hidráulica varia em função da umidade



O caso mais geral do movimento de água no solo é a condição de **fluxo variável ou regime transiente**, na qual os potenciais, a umidade e a condutividade hidráulica variam no tempo e no espaço. Nesse caso, o movimento da água no solo é descrito pela equação geral.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta)_x \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\theta)_y \frac{\partial \Psi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta)_z \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right] \right\}$$

Para um meio isotrópico: $K(\theta)_x = K(\theta)_y = K(\theta)_z$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K(\theta) \left\{ \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} \right\}$$

Caso para solo saturado

H = (gravitacional + pressão)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_0 \frac{\partial H}{\partial x} \right] = 0$$

A condutividade hidráulica de solo saturado é constante, por isso a equação pode ser simplificada:

$$K_0 \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = 0$$

Para que haja fluxo, a condutividade hidráulica de solo saturado não pode ser zero:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = 0$$

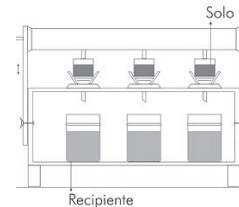
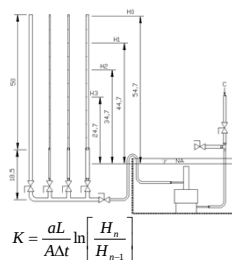
Se a segunda derivada de uma função é zero, a função primitiva é uma reta.

$$q_x = -K_0 \frac{\partial H}{\partial x}$$

$$H = a \cdot x + b$$

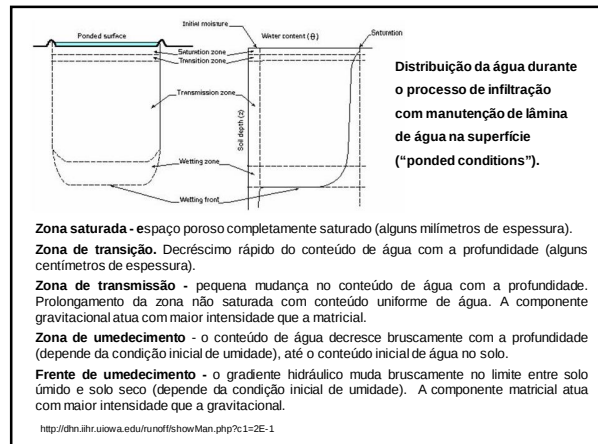
Métodos para determinar K

- Em solo saturado
- Furos de trado, anéis concêntricos, permeâmetro de Guelph
- Permeâmetros de carga constante ou variável (laboratório)

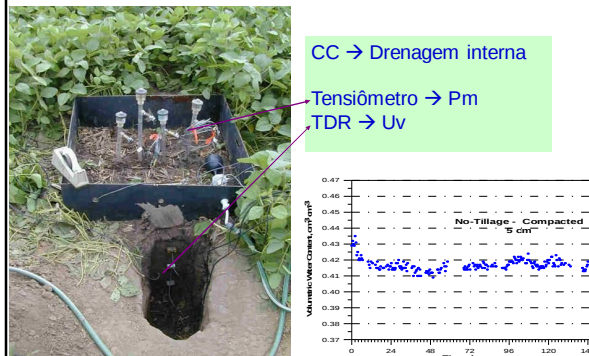


Métodos para determinar K

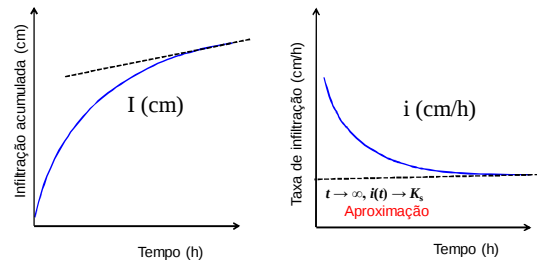
- **Em solo não saturado**
- **Laboratório**
- Amostras sob tensão em placas porosas.
Problemas: representatividade, tempo, interferência dos equipamentos (condutividade das placas), continuidade do fluxo...
- Colunas de solo: fluxo de água medido sob infiltração controlada ou evaporação.
Problemas: interferência de tensiômetros, sondas de TDR.
- Centrífuga (amostras com estrutura não preservada).
- **Campo**
- Sprinkling infiltration
- Problemas: selamento superficial, camadas de impedimento para o fluxo, fluxo lateral...
- Drenagem interna



Condutividade hidráulica e CC no campo



Comportamento da infiltração acumulada e da taxa de infiltração

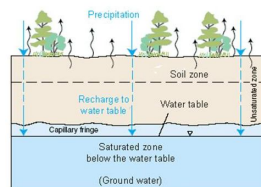


Infiltração de água no solo

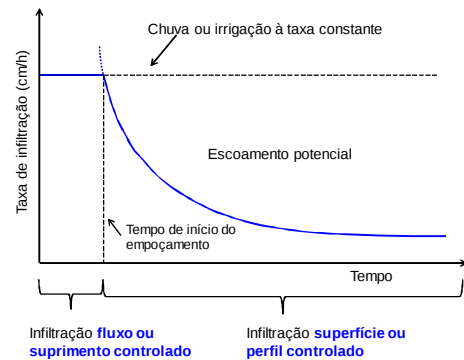
Infiltração: entrada da água no solo através da superfície.

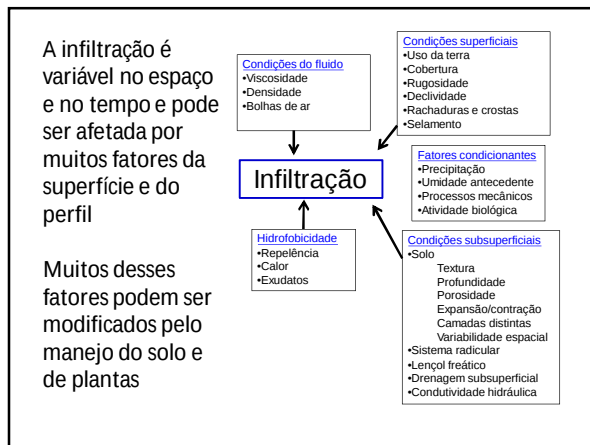
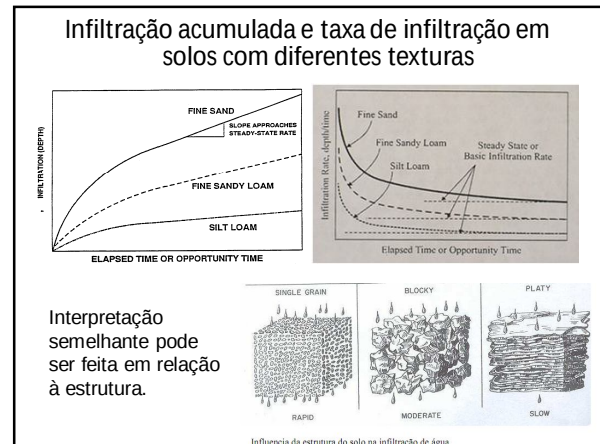
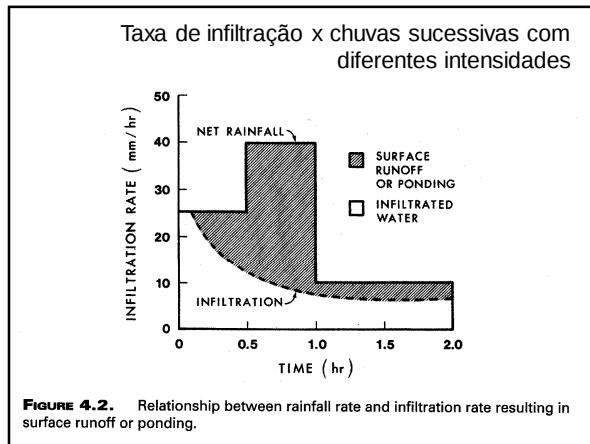
Taxa de infiltração ("velocidade" de infiltração): volume de água por unidade de área e tempo (mm/h, cm/h...).

Capacidade de infiltração (velocidade de infiltração básica, infiltrabilidade: taxa de infiltração em regime permanente (mm/h, cm/h...)).



Taxa de infiltração x chuva ou irrigação





Infiltration and Redistribution: Modeling Infiltration

• Modeling Soil Infiltration (quantitative models)

- Applications ?

-Very complex Process

- Multi-phase problem (water, air, soil)
- Requires much empirical data and computing power
- Heterogeneity over large scales
- Non linear (analytical solutions are very difficult)



Modelo de Green-Ampt modificado por Main e Larson

$$q = -K_s \frac{(\psi_f - \psi_i)}{L} = -K_s \frac{(-\psi_f - (-L))}{L} = \frac{dI}{dt} = i$$

$$i = -K_s \left(\frac{-\psi_f}{L} + 1 \right)$$

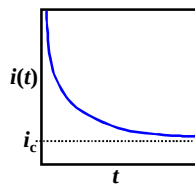
$$I = (\theta_s - \theta_i) L \therefore L = \frac{I}{(\theta_s - \theta_i)}$$

$$i = -K_s \left(\frac{-\psi_f (\theta_s - \theta_i)}{I} + 1 \right)$$

•Premissas

- Frente de umedecimento abrupta;
- Potencial da água cte na frente de umedecimento;
- Perfil de solo saturado desde a superfície até a frente de umedecimento;

Modelo de Green-Ampt



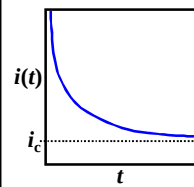
$$i(t) = i_c + \frac{b}{I(t)}$$

i : taxa de infiltração
 i_c : i final : $i(\infty)$
 t : tempo
 b : parâmetro de ajuste
 I : infiltração acumulada

Sem interpretação física de b .

Quando $i(0) = \infty$, e $i(\infty) = i_c$.

Modelo de Horton

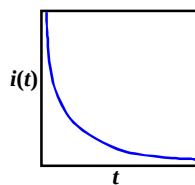


$$i(t) = i_c + (i_o - i_c)e^{-\beta t}$$

i : taxa de infiltração
 i_c : i final : $i(\infty)$
 i_o : i initial : $i(0)$
 t : tempo
 β : parâmetro de ajuste

É complicadona prática, uma vez que contém três constantes que devem ser avaliadas experimentalmente.

Modelo de Kostiakov



$$i(t) = Bt^{-n}$$

i : taxa de infiltração
 t : tempo
 B, n : parâmetros de ajuste

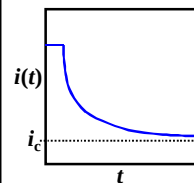
Puramente empírico

Sem interpretação física de B e n .

Quando $i(0) = \infty$, e $i(\infty) = 0$.

Frequentemente esse modelo se ajusta melhor aos dados que modelos de base física.

Modelo de Smith modificado por Cabeda (ALVES & CABEDA, 1999)

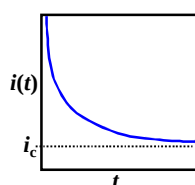


$$t \leq t_e: i(t) = R$$

$$t > t_e: i(t) = (R - i_c) \left(\frac{t_e}{t} \right)^b + i_c$$

i : taxa de infiltração
 i_c : i final : $i(\infty)$
 t_e : tempo de início do escoamento
 t : tempo
 b : parâmetro de ajuste

Modelo de Philip



$$i(t) = i_c + \frac{s}{2\sqrt{t}}$$

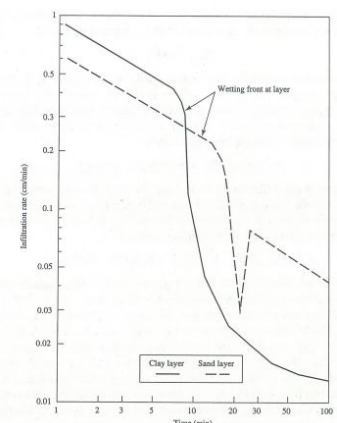
i : taxa de infiltração
 i_c : i final : $i(\infty)$
 t : tempo
 s : sortividade

Baseado na solução da equação de Richards.

Não se ajusta bem aos dados em períodos curtos.

Sortividade não é muito usada for a da Austrália.

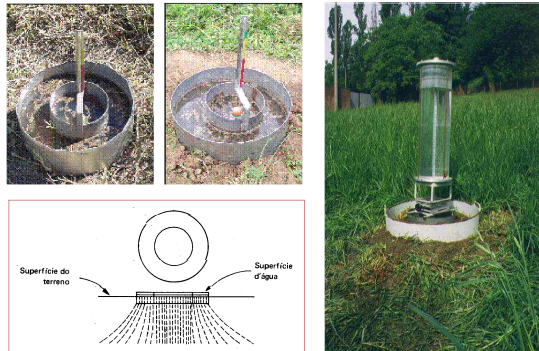
Taxa de infiltração de água em uma camada franco siltosa sobre camadas de argila e areia



Na camada argilosa, diminui o diâmetro de poros

Na camada arenosa, diminui a sucção

Medição da infiltração – duplo anel

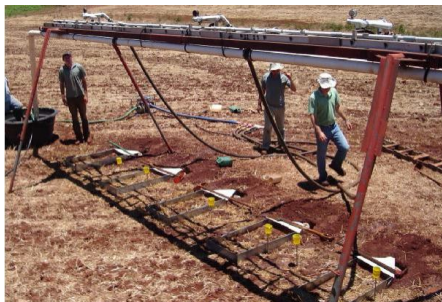


O FLUXO DE ÁGUA NO SOLO:

- se dá nos poros do solo
- depende do tamanho e número de poros

“Solos siltosos e argilosos contêm mais água total do que solos arenosos, quando todos os poros estão cheios de água”.

Medição da infiltração – simulador de chuvas



Florin, 2008

FORÇAS QUE MOVEM A ÁGUA ATRAVÉS DOS POROS

1) gravidade

- importante em solos saturados
- força descendente sobre a água.
- poros grandes - cheios: a água se move rapidamente
- vazios: contribuem pouco para o fluxo

2) adesão:

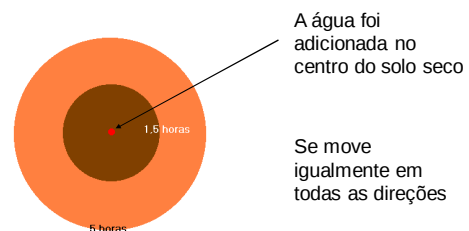
- importante em solos não saturados
- movimento de água sobre a superfície das partículas
- através de poros finos
- capilaridade

COMO A ÁGUA MOVE-SE NO SOLO?

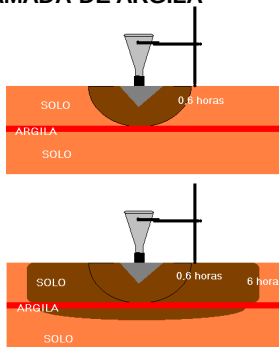
- Movimento descendente: chuva ou irrigação
- Movimento ascendente: evaporação e transpiração
- Movimento horizontal:

“ O movimento da água pode ser em qualquer direção dependendo das condições”

SOLO HOMOGÊNEO E UNIFORME



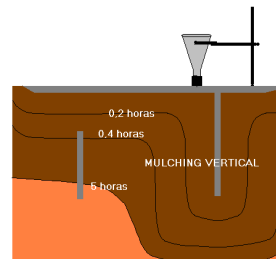
CAMADA DE ARGILA



Quando a água alcança a argila, os poros muito finos desta camada resistem ao fluxo de água.

Embora a água passe pela argila, esse fluxo é muito lento.

MULCHING VERTICAL



Canal aberto:

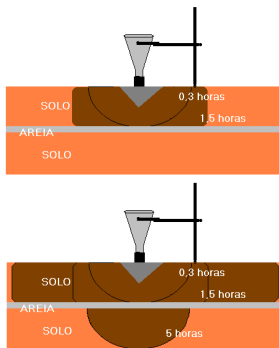
- permite que a água da chuva ou irrigação seja conduzida em profundidade;

- atua favoravelmente em solos com pobre aeração, por permitir a troca de gases.

Canal fechado:

- não influencia na frente de molhamento, nem nas trocas gasosas.

CAMADA DE AREIA



Quando a água alcança a areia grossa, o fluxo para até acumulação próxima a saturação do solo.

Quando o solo está quase saturado a água move-se deste pelos poros grandes da areia

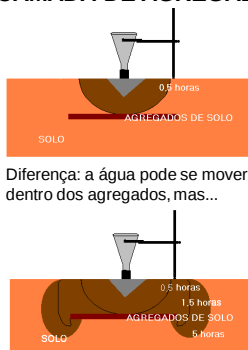
CAMADA DE PALHA X PALHA MISTURADA COM O SOLO



Camada de palha sob o solo: barreira ao mov. descendente da água, como areia.

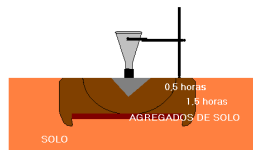
Camada de palha incorporada: liberação de substâncias pela decomposição, manutenção dos poros abertos.

CAMADA DE AGREGADOS GROSSOS



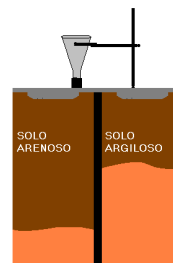
A camada de agregados grandes do solo atua como uma camada de areia

Diferença: a água pode se mover dentro dos agregados, mas...



... o pequeno número de contatos entre os agregados limita a quantidade de água que passa através desta camada.

TEXTURA DO SOLO E INFILTRAÇÃO



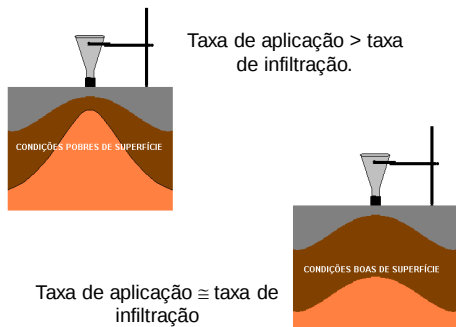
Infiltração e avanço da frente de molhamento: mais rápido em solos arenosos do que argilosos.

Solos mais adequados para cultivo:

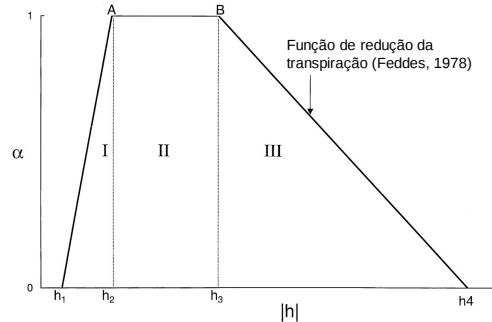
Sequeiro: textura fina - retém mais água.

Irrigado: textura grosseira - maior infiltração.

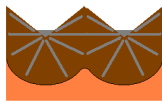
CARACTERÍSTICAS DA SUPERFÍCIE



$$\frac{dY}{dt} = \frac{Ta}{Tp} \frac{dYp}{dt} \quad \alpha = \frac{Ta}{Tp}$$



MOVIMENTO DE FERTILIZANTES SOLÚVEIS COM A ÁGUA

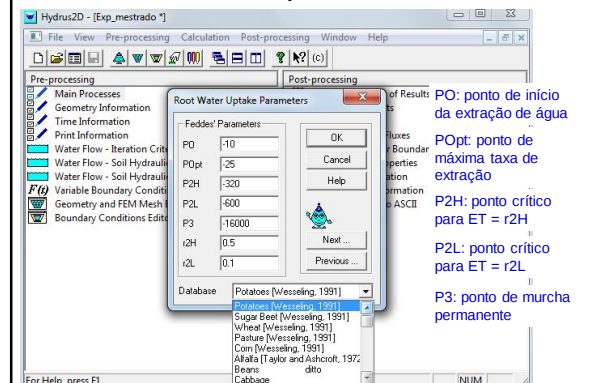


Água e fertilizantes se movem radialmente a partir do ponto de aplicação.

Movimento dos materiais solúveis:

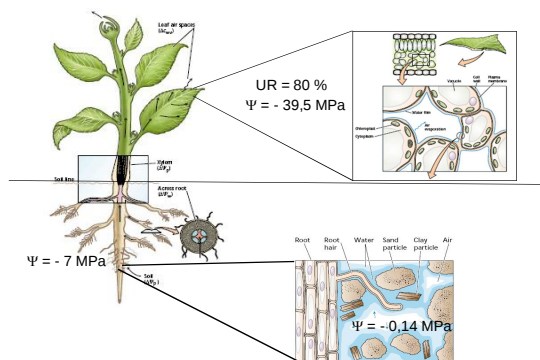
- acima do nível da água: mov. ascendente
- abaixo do nível da água: mov. descendente
- evaporação: mov. ascendente

Função de redução da transpiração utilizada no modelo Hydrus



Disponibilidade de água às plantas

Continuum solo-planta-atmosfera



•Field Capacity (FC or θ_{fc})

- Soil water content where gravity drainage becomes negligible
- Soil is not saturated but still a very wet condition
- Traditionally defined as the water content corresponding to a soil water potential of -1/10 to -1/3 bar

•Permanent Wilting Point (WP or θ_{wp})

- Soil water content beyond which plants cannot recover from water stress (dead)
- Still some water in the soil but not enough to be of use to plants
- Traditionally defined as the water content corresponding to -15 bars of SWP

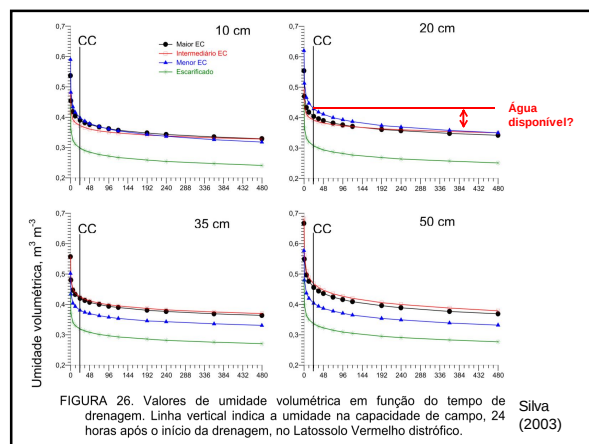
Disponibilidade de água às plantas

1) Conceito simples

- Água gravitacional (AG): drena rapidamente

Capacidade de campo (CC)

- Quantidade de água que um solo pode reter após a ocorrência de drenagem natural do perfil
- Quantidade de água que permanece na zona de transmissão da água durante a infiltração
- Limite superior de disponibilidade de água às plantas



Disponibilidade de água às plantas

Medição da capacidade de campo:

- No campo
- No laboratório:

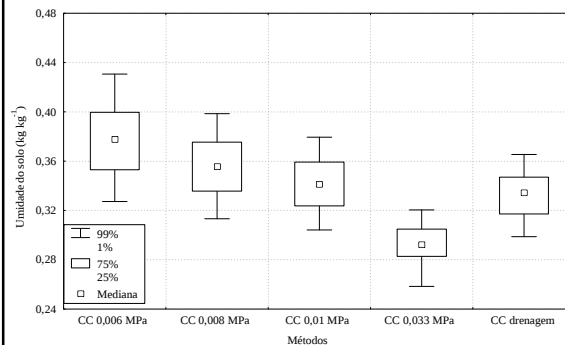
Coluna com solo

Tensão: solos arenosos (-1/10 bar)

solos argilosos (-1/3 bar)

Isso é verdadeiro ???

Água disponível às plantas – Limite superior



Disponibilidade de água às plantas

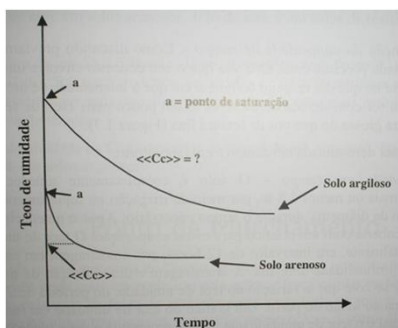
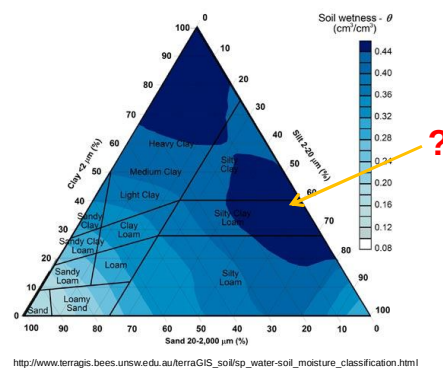


Figura. Capacidade de campo (Cc) em solo argiloso e arenoso. Fonte: Bernardo et al., 2006.

Relação entre capacidade de campo e textura

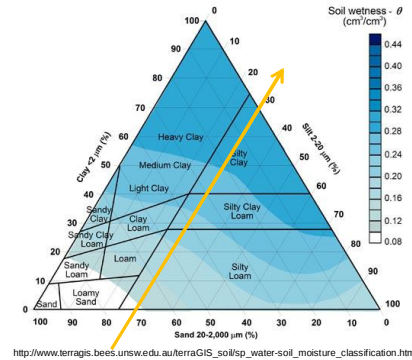


Disponibilidade de água às plantas

Ponto de murcha permanente

- Limite inferior de umidade no qual a reserva de água se esgotou e a planta não recupera a turgidez mesmo em ambiente de UR 100%
- A água no solo próximo ao ponto de murchamento é retida, principalmente, pela ação das forças adsorptivas existentes entre as partículas de solo e as moléculas de água

Relação entre ponto de murcha permanente e textura



Água Disponível às Plantas – Limite Inferior

Murcha fisiológica



'Panela de pressão' Richards



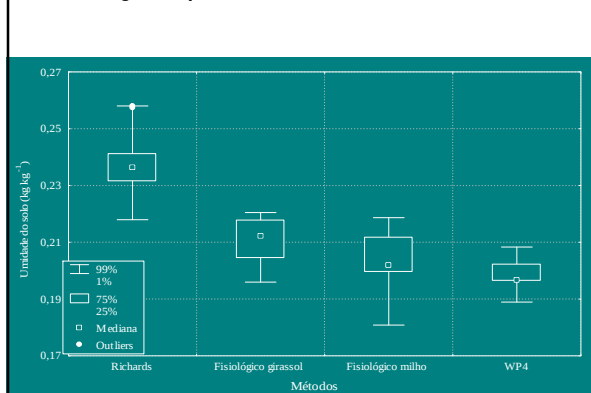
Ponto de orvalho WP4



Available Water

- Definition
 - Water held in the soil between field capacity and permanent wilting point
 - “Available” for plant use
- Available Water Capacity (AWC)
 - $AWC = \theta_{fc} - \theta_{wp}$
 - Units: depth of available water per unit depth of soil, “unitless” (in/in, or mm/mm)
 - Measured using field or laboratory methods (described in text)

Água Disponível às Plantas – Limite Inferior



Soil Hydraulic Properties and Soil Texture

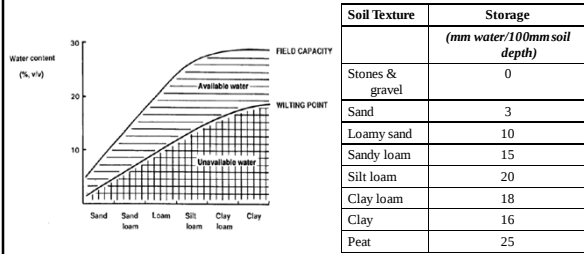
Table 2.3. Example values of soil water characteristics for various soil textures.*

Soil texture	θ_f	θ_{wp}	AWC
----- in/in or m/m -----			
Coarse sand	0.10	0.05	0.05
Sand	0.15	0.07	0.08
Loamy sand	0.18	0.07	0.11
Sandy loam	0.20	0.08	0.12
Loam	0.25	0.10	0.15
Silt loam	0.30	0.12	0.18
Silty clay loam	0.38	0.22	0.16
Clay loam	0.40	0.25	0.15
Silty clay	0.40	0.27	0.13
Clay	0.40	0.28	0.12

* Example values are given. You can expect considerable variation from these values within each soil texture.

Relationship between soil texture, field capacity, permanent wilting point, RAWC and TAWC.

(Source: McLaren & Cameron)



- Fraction available water depleted (f_d)

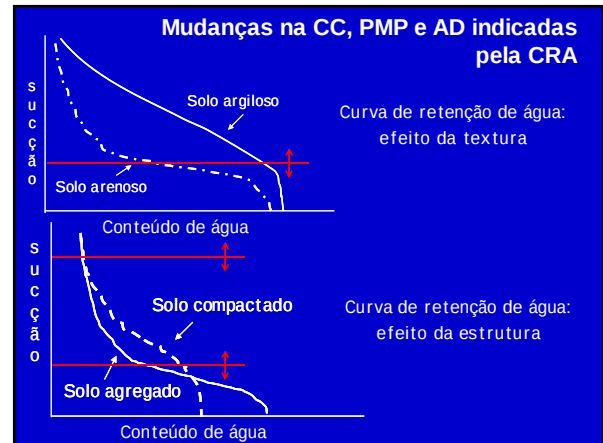
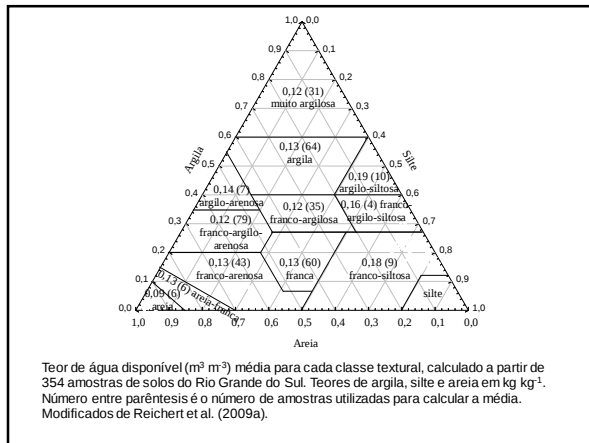
$$f_d = \frac{\theta_{fc} - \theta_v}{\theta_{fc} - \theta_{wp}}$$

- $(\theta_{fc} - \theta_v)$ = soil water deficit (SWD)
- θ_v = current soil volumetric water content

- Fraction available water remaining (f_r)

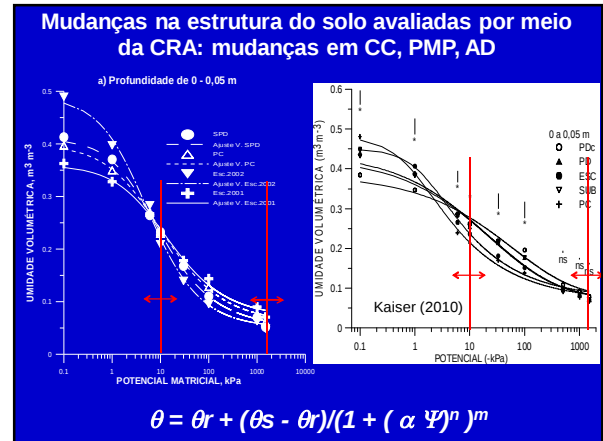
$$f_r = \frac{\theta_v - \theta_{wp}}{\theta_{fc} - \theta_{wp}}$$

- $(\theta_v - \theta_{wp})$ = soil water balance (SWB)

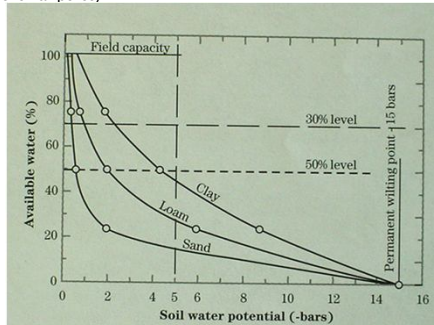


Equações de regressão simples e múltipla, para estimar a umidade volumétrica ($m^3 m^{-3}$) nas tensões de -10 kPa e -1.500 kPa, e a disponibilidade de água (AD em $m^3 m^{-3}$), em função dos teores de areia, silte e argila (em $kg kg^{-1}$), para um conjunto de dados com 354 amostras coletadas no Estado do Rio Grande do Sul (Reichert et al., 2009a).

	Horizonte A e B (354)				Horizonte A (237)				Horizonte B (117)			
	UV 10	UV 1.500	AD		UV 10	UV 1.500	AD		UV 10	UV 1.500	AD	
Equação da reta ajustada para a relação entre disponibilidade de água e fração textural												
Areia												
a ⁽¹⁾	0,47	0,32	0,15	0,47	0,31	0,16	0,48	0,33	0,15			
b	-0,31	-0,25	-0,06	-0,31	-0,24	-0,06	-0,34	-0,26	-0,08			
R ² (2)	0,37**	0,31**	0,03**	0,34**	0,26**	0,04**	0,41**	0,38**	0,04*			
Silte												
a	0,29	0,19	0,10	0,27	0,17	0,10	0,29	0,21	0,09			
b	0,23	0,11	0,12	0,23	0,13	0,10	0,29	0,14	0,15			
R ²	0,08**	0,02**	0,05**	0,08**	0,03**	0,04**	0,11**	0,04*	0,06**			
Argila												
a	0,26	0,14	0,12	0,26	0,14	0,12	0,25	0,13	0,11			
b	0,27	0,25	0,02	0,28	0,25	0,03	0,28	0,26	0,03			
R ²	0,23**	0,26**	0,00**	0,22**	0,21**	0,01**	0,23**	0,29**	< 0,01**			
Equação múltipla ajustada entre retenção e disponibilidade de água com todas as frações texturais												
a	0,47	0,27	0,12	0,47	0,26	0,13	0,48	0,33	0,09			
Areia	-0,31	-0,19	-0,03	-0,31	-0,18	-0,04	-0,34	-0,26	-			
Silte	-	-	0,10	-	-	0,07	-	-	0,15			
Argila	-	0,09	-	-	0,09	-	-	-	-			
R ²	0,37**	0,33**	0,06**	0,34**	0,27**	0,06**	0,41**	0,38**	0,06**			



- **Soil Water Release Curve**
 - Curve of matric potential (tension) vs. water content
 - Less water → more tension
 - At a given tension, finer-textured soils retain more water (larger number of small pores)

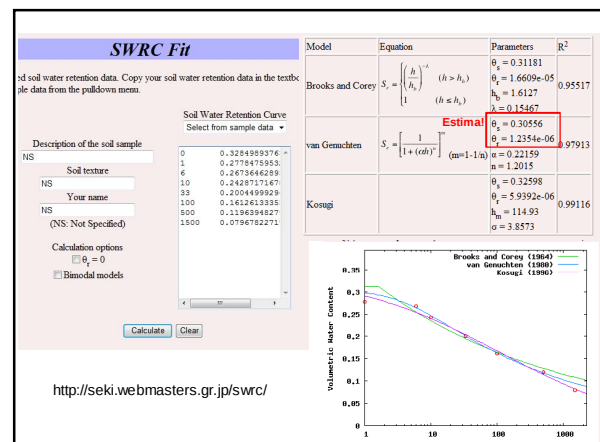
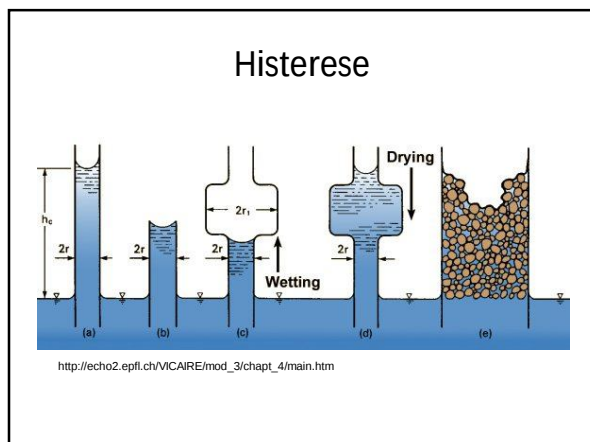
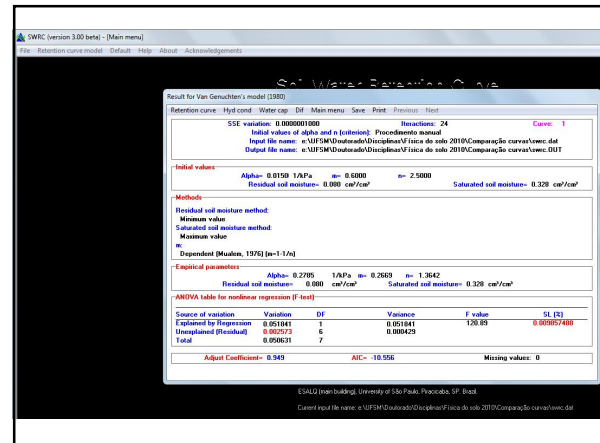
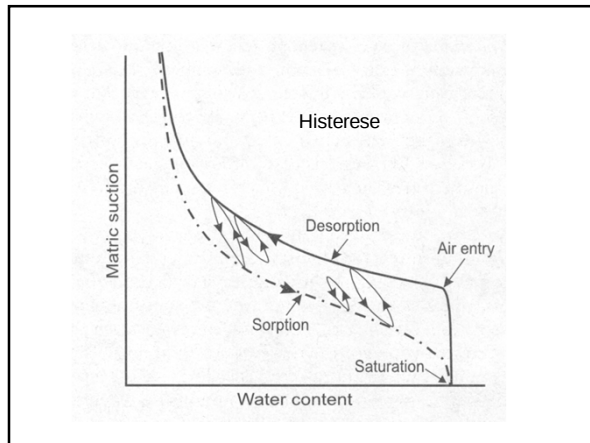
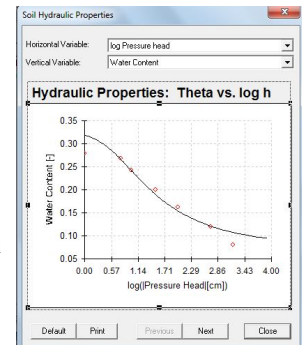


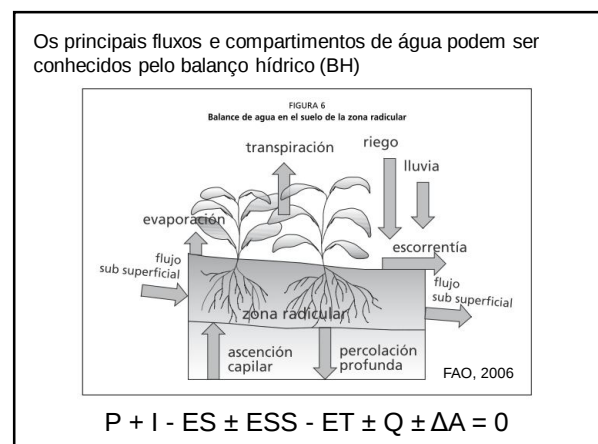
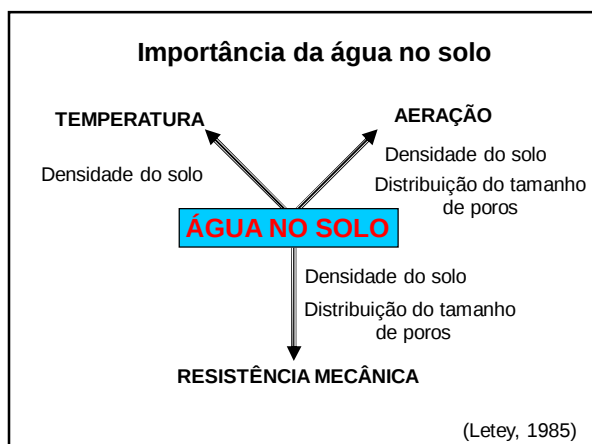
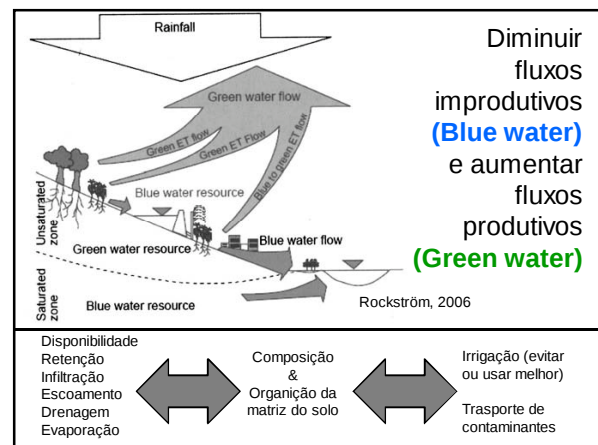
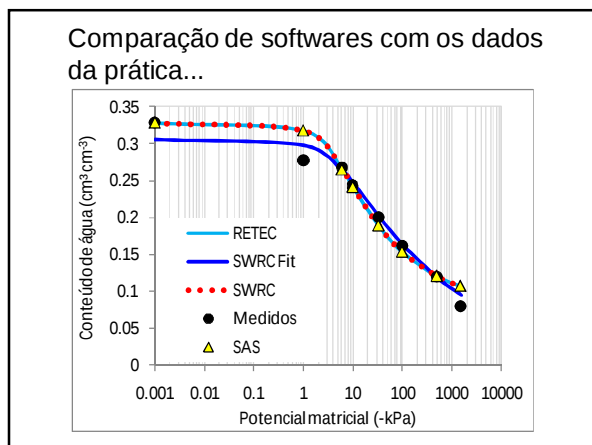
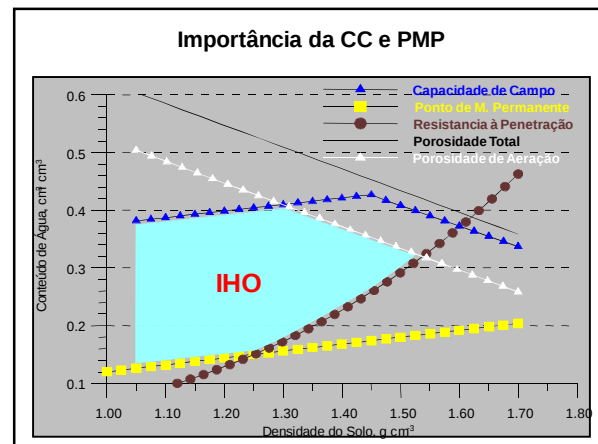
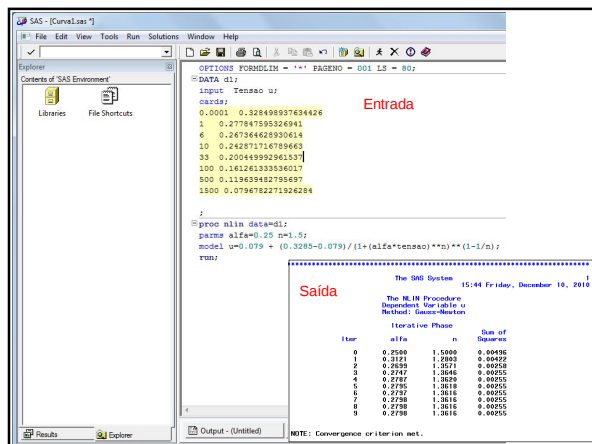
RETc, version 6.02:

The RETc program for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils

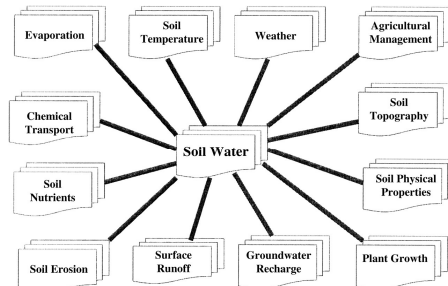
Functions:

- van Genuchten (1980)
- Brooks and Corey (1964)
- Mualem (1976)
- Burdin (1953)
- Lognormal distribution model (Kosugi, 1996)
- Dual-porosity model (Durner, 1994)





Trans-Disciplinary Soil Physics Research Critical to Synthesis and Modeling of
Agricultural Systems
Lajpat R. Ahuja, Liwang Maa and Dennis J. Timlinb
SSSAJ, Vol. 70 No. 2, p. 311-326



"Soil physicists have made significant contributions in this area in the past, and are uniquely capable of making the much-needed and exciting new contributions. Most of the exciting new research opportunities are trans-disciplinary..."