



Conceitos e Fundamentos de Modelagem Hidrológica

Camilo Daleles Rennó

Coordenação-Geral de Ciências da Terra
Divisão de Observação da Terra e Geoinformática

camilo.renno@inpe.br

<http://www.dpi.inpe.br/~camilo>

CAP-378 Tópicos em Observação da Terra
Julho de 2022



Roteiro

- Aspectos Gerais de Hidrologia
- O Ciclo Hidrológico e seus componentes
 - o papel da vegetação (interceptação e evapotranspiração)
 - o papel do solo (infiltração, percolação e armazenamento)
- Modelagem Hidrológica

Hidrologia

Definição: é a ciência que estuda a distribuição, circulação e comportamento da água no sistema terrestre. Também estuda suas propriedades físico-químicas e sua interação com o meio ambiente (biótico e abiótico).

Hidrometeorologia - estudo da água na atmosfera

Oceanografia - estudo dos oceanos

Limnologia - estudo de águas interiores (lagos e reservatórios)

Fluviologia - estudo de rios e cursos d'água

Glaciologia - estudo da água na forma de neve e gelo

Hidrogeologia - estudo das águas subterrâneas

Hidrologia de superfície - estudo das águas superficiais (bacias hidrográficas)

Ecohidrologia - estudo das interações entre a água e ecossistemas

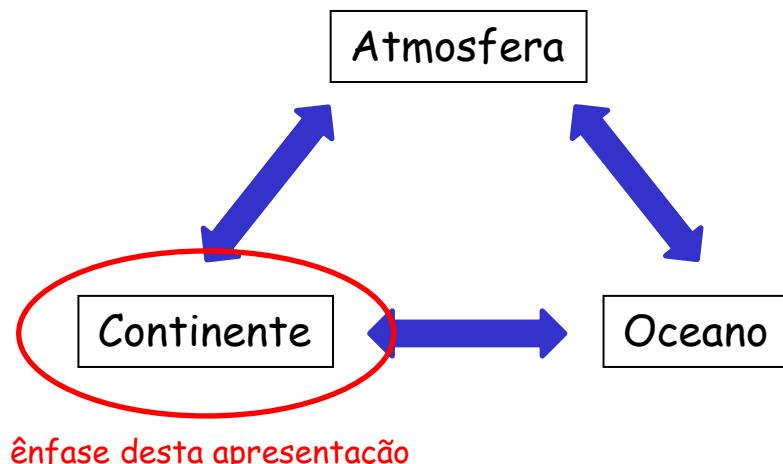
Hidrologia

- Aplicações
 - » Planejamento, construção e operação de projetos de aproveitamento de recursos hídricos (usinas hidrelétricas, controle de cheias, abastecimento de água, navegação, irrigação, etc.)
 - » Entendimento dos impactos das mudanças no uso e cobertura da terra
 - » Entendimento dos impactos das mudanças climáticas
 - » Alertas de eventos extremos
 - » Ecohidrologia
- Ferramentas
 - » Observações: medições *in situ* e dados derivados de sensores remotos
 - » Modelagem Hidrológica: várias escalas de entendimento e previsão dos processos

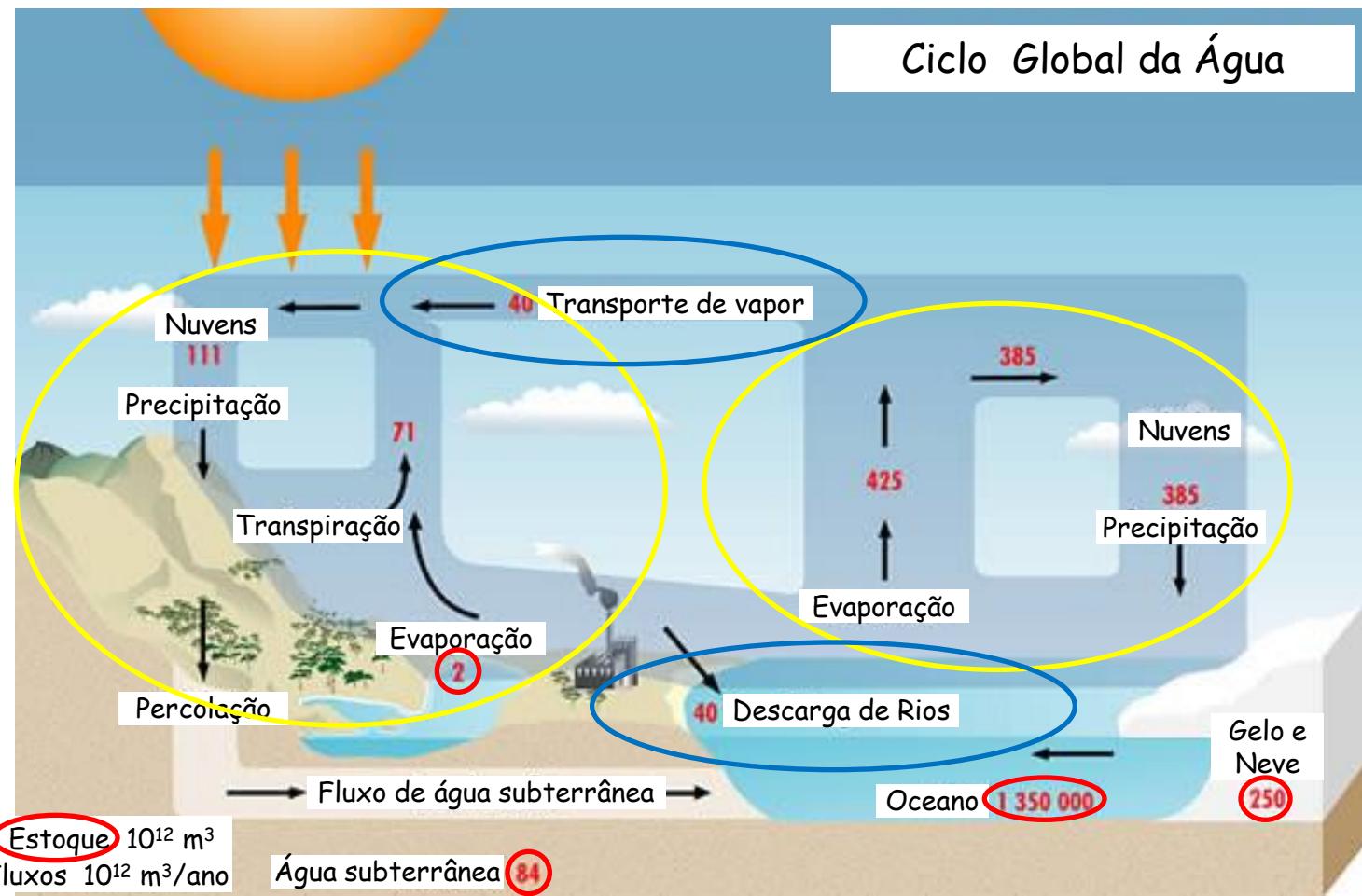
O Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico é um fenômeno global de circulação da água em suas 3 fases: gasosa (vapor), líquida (chuva e escoamento) e sólida (gelo e neve).

É um sistema fechado apenas em nível global.



O Ciclo Hidrológico Global



Níveis de Detalhamento

Escala Local (Pontual)

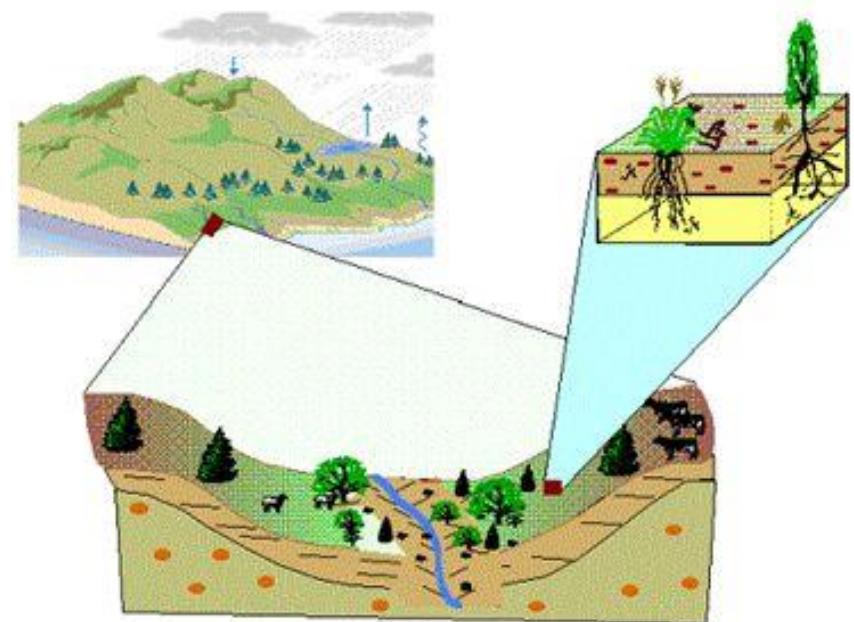
Distribuição da água no solo

Processos unidimensionais

Escala de Vertente

Mecanismos de geração de escoamento direto e de base

Processos bidimensionais

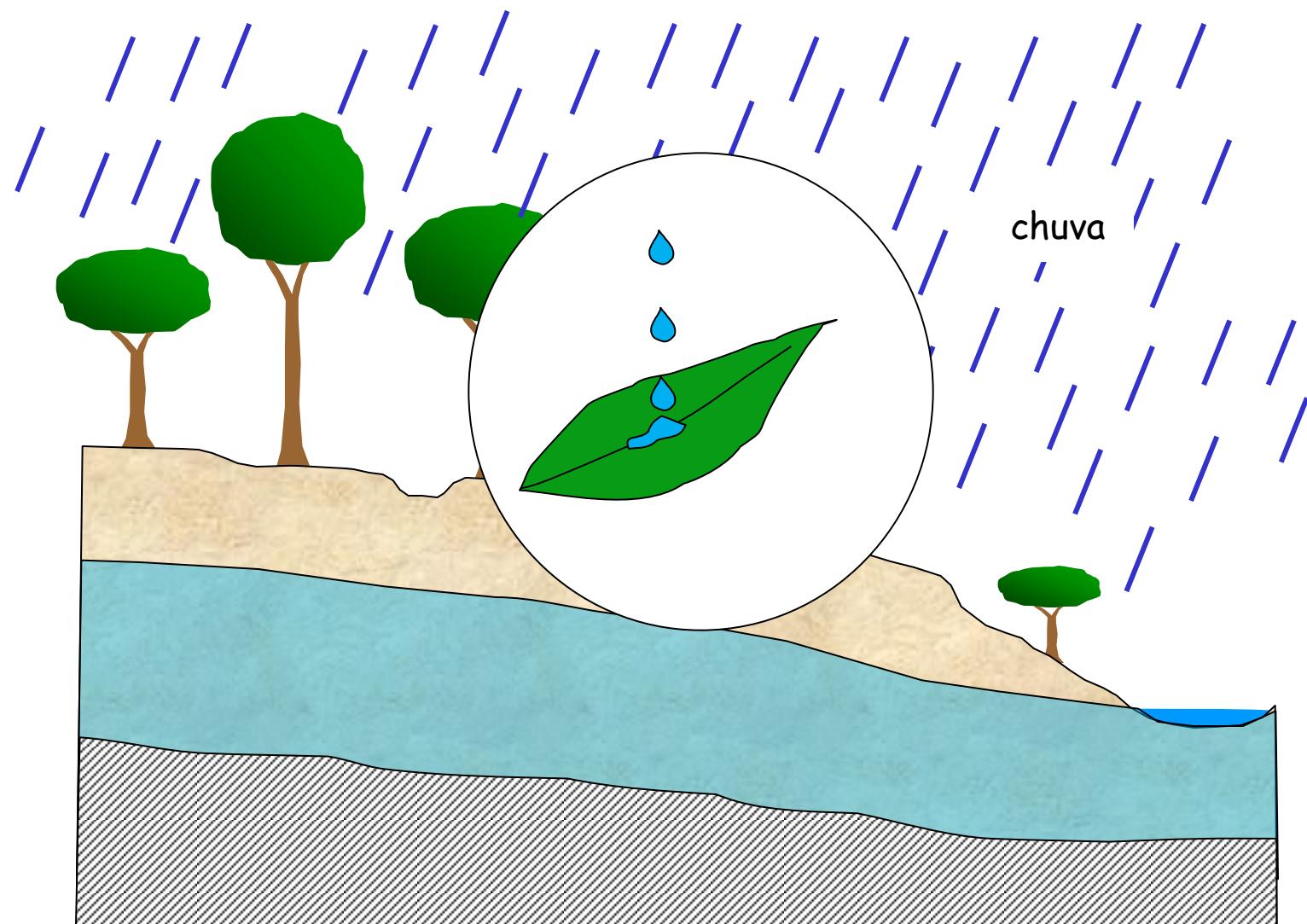


Escala de Bacia Hidrográfica

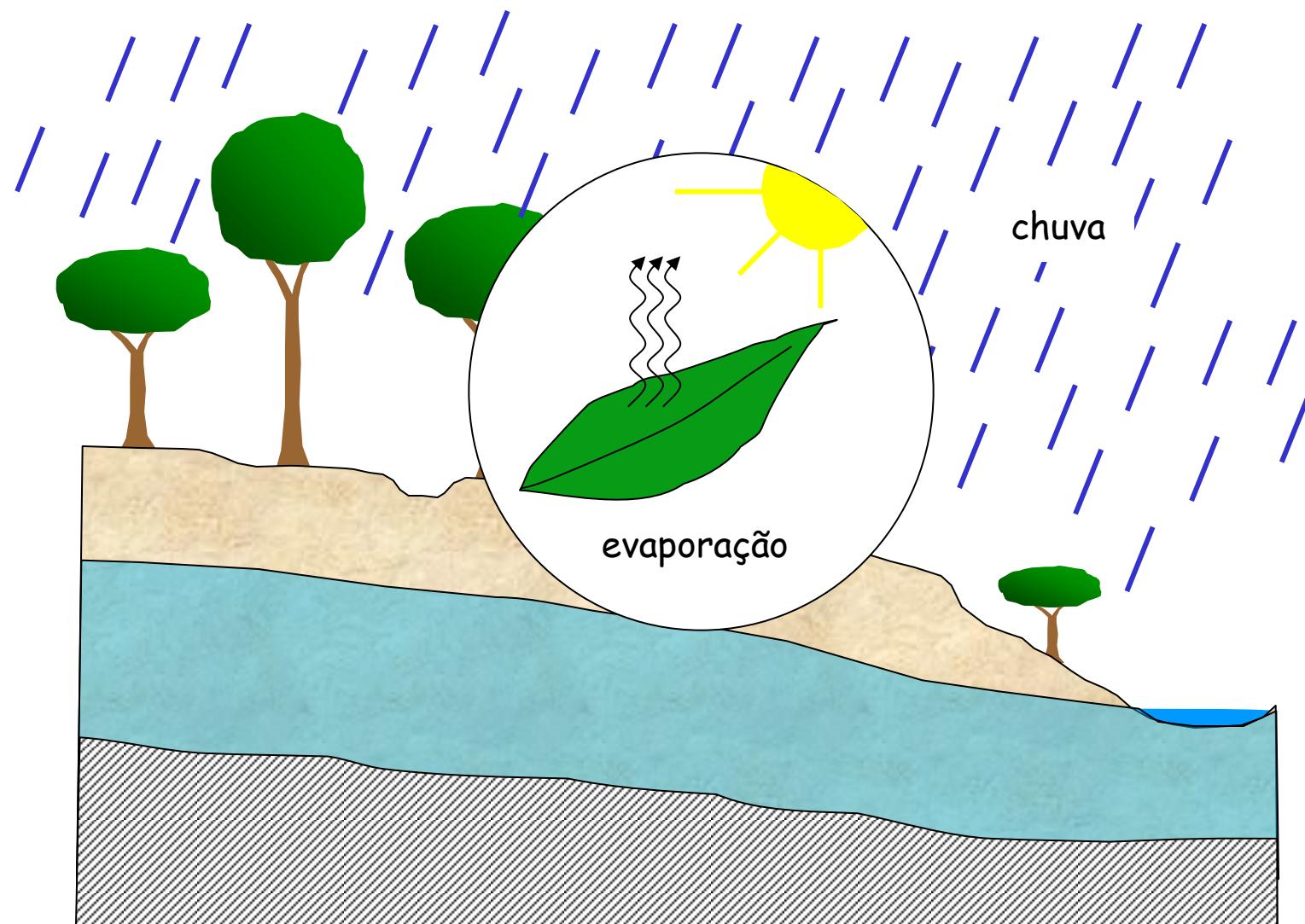
Variação espacial e temporal de processos - recarga

Processos tridimensionais

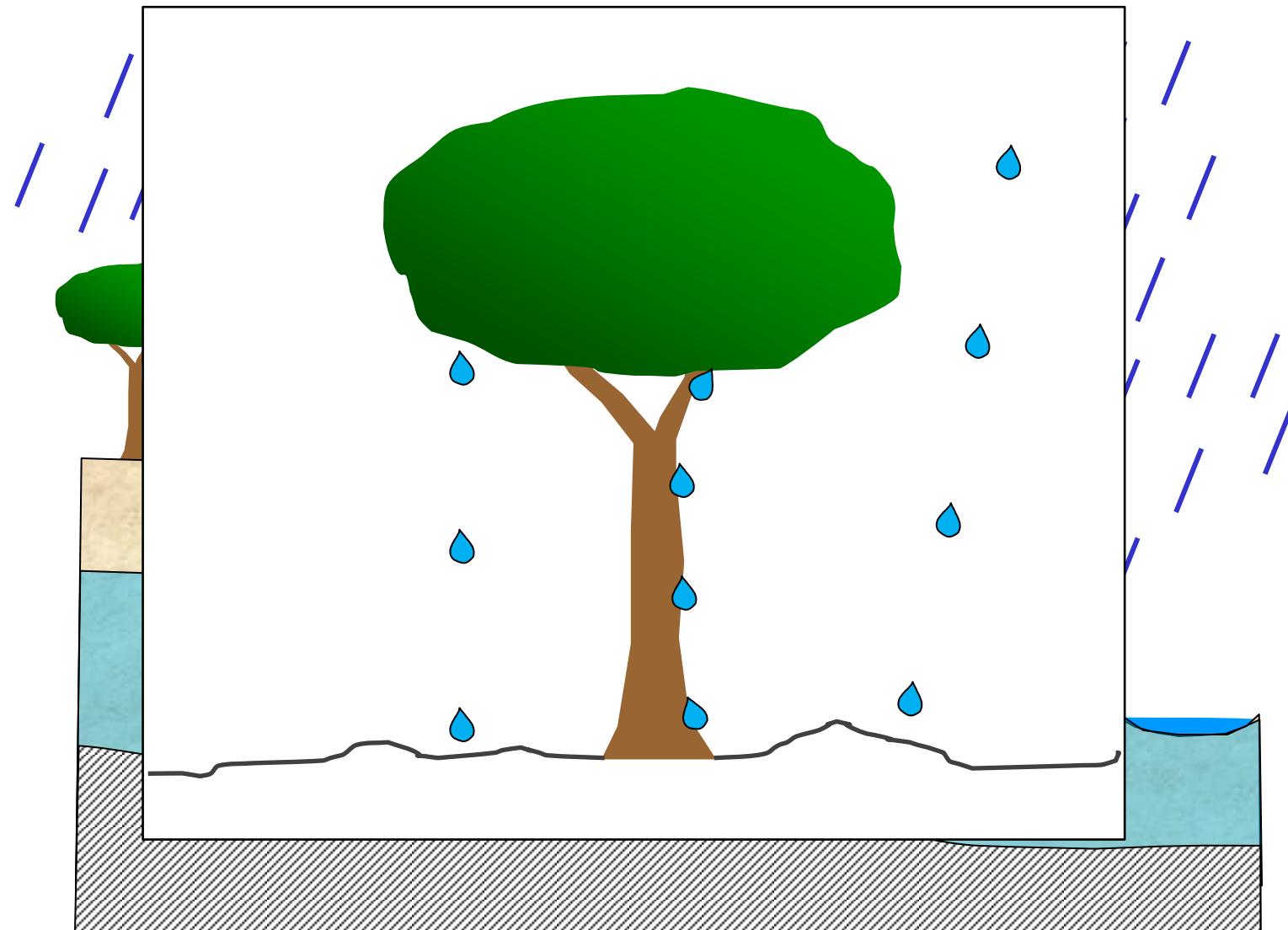
Componentes do Ciclo Hidrológico



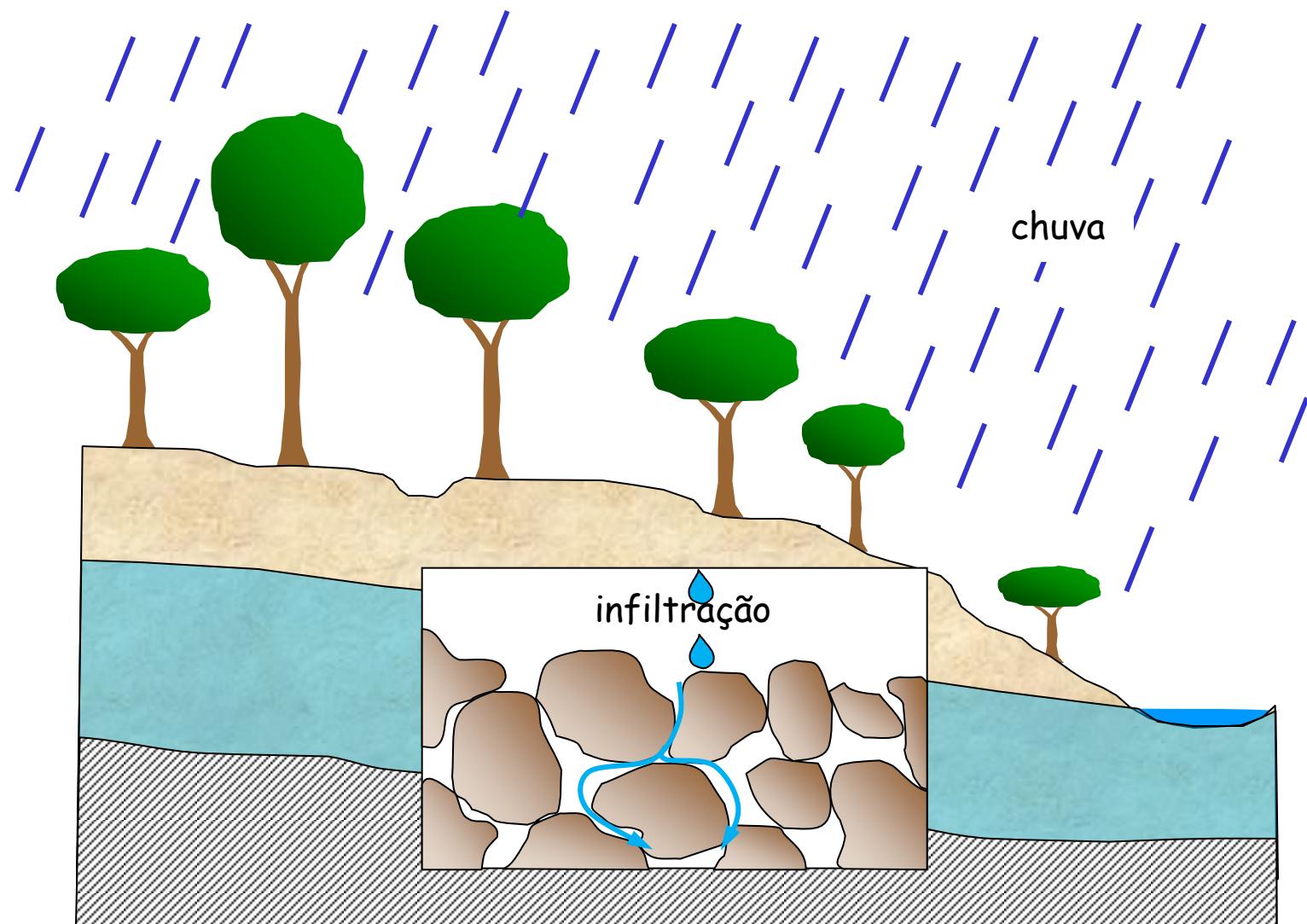
Componentes do Ciclo Hidrológico



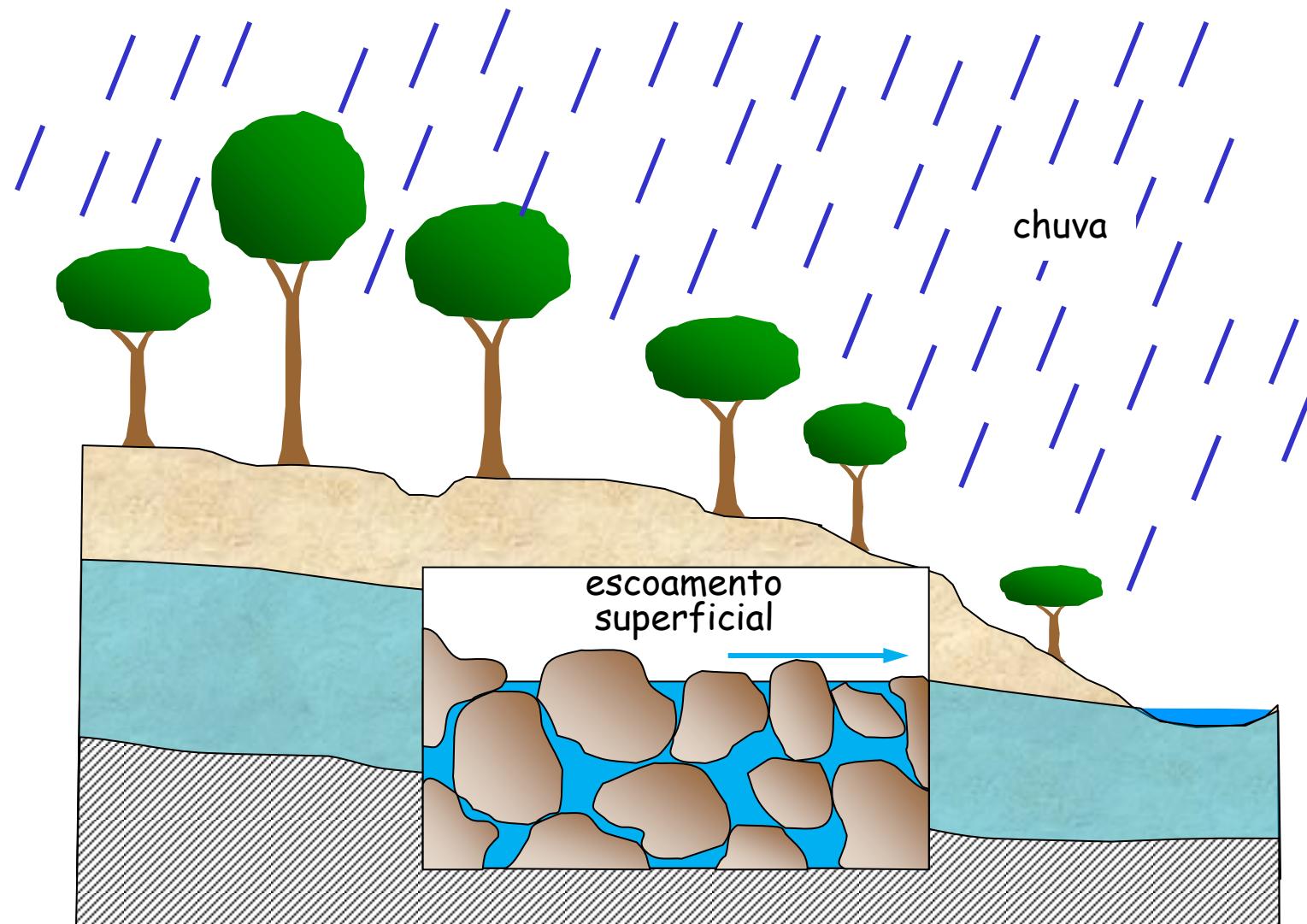
Componentes do Ciclo Hidrológico



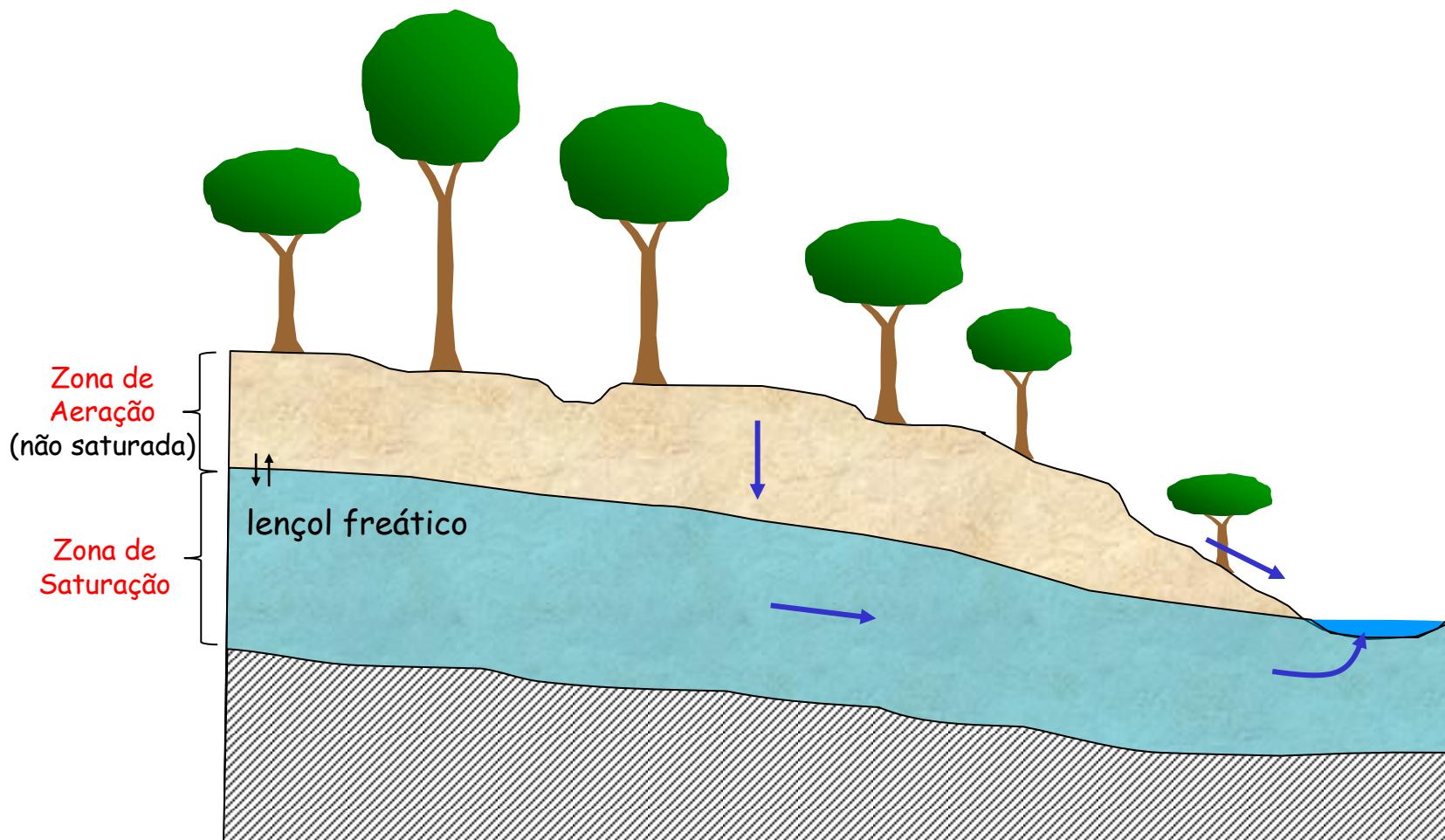
Componentes do Ciclo Hidrológico



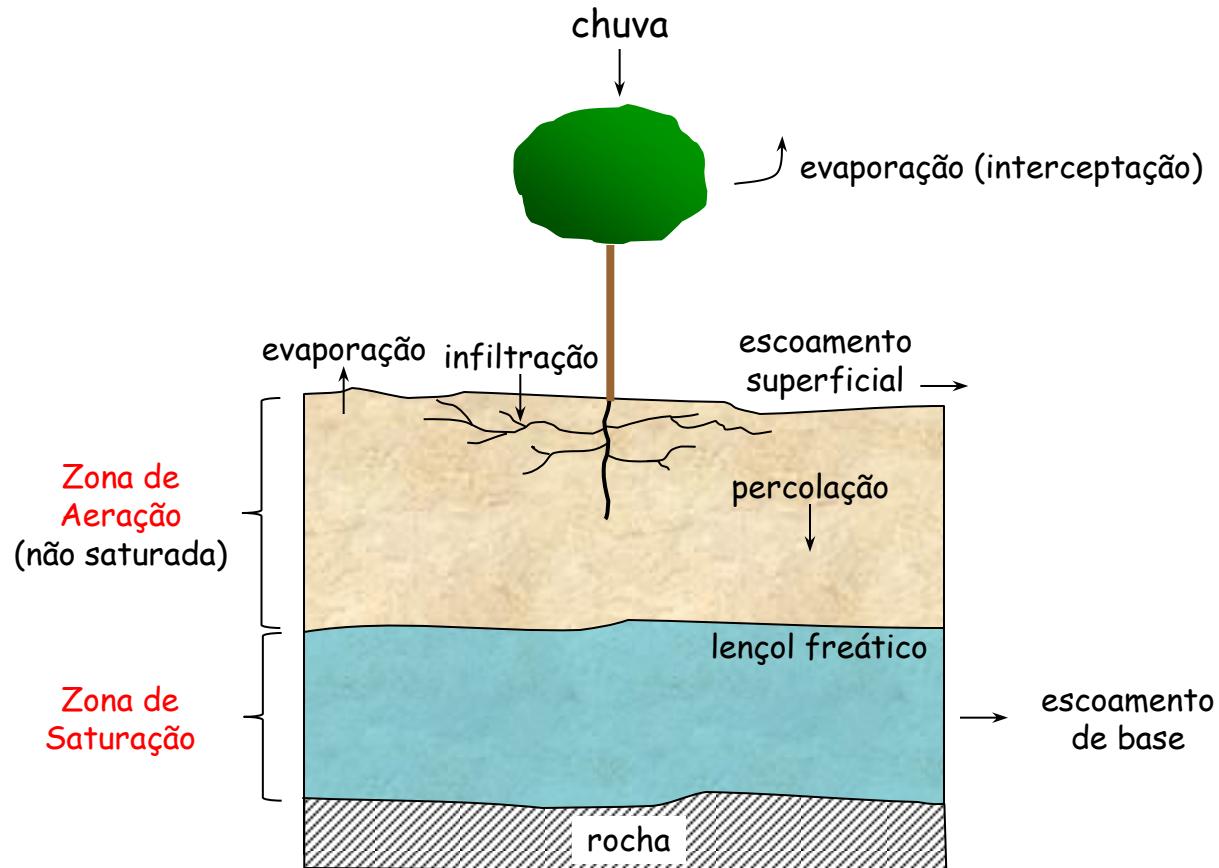
Componentes do Ciclo Hidrológico



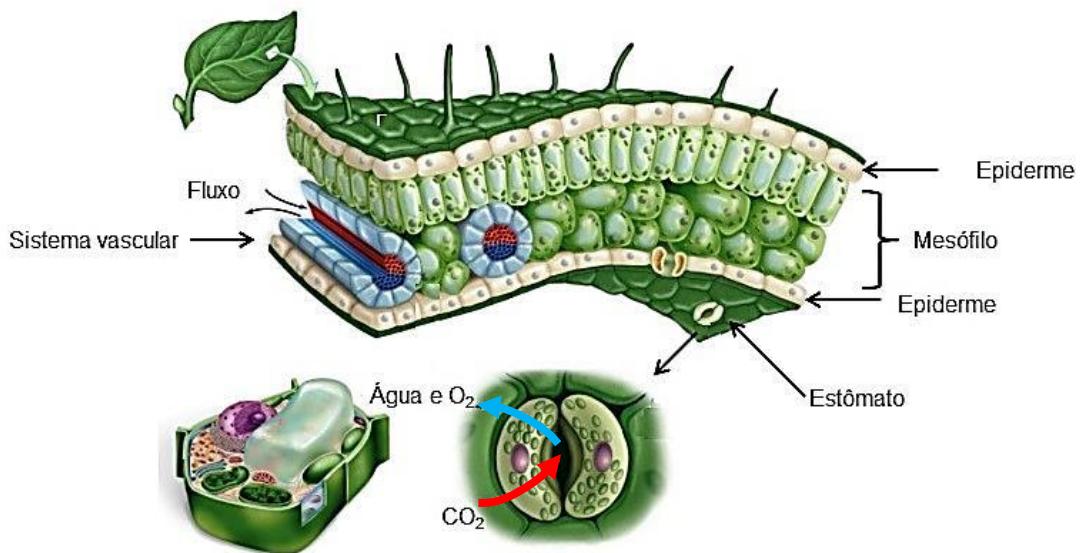
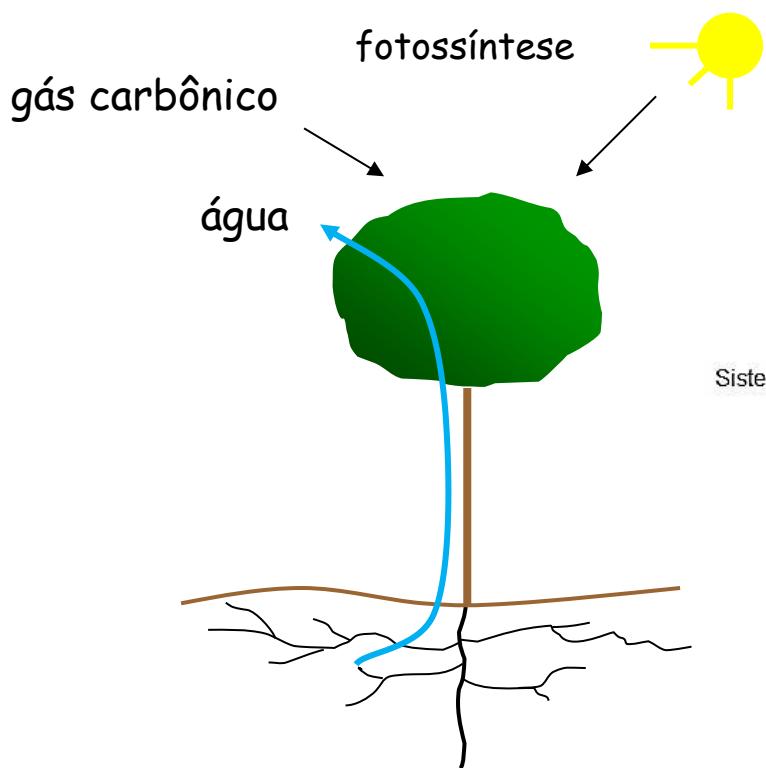
Componentes do Ciclo Hidrológico



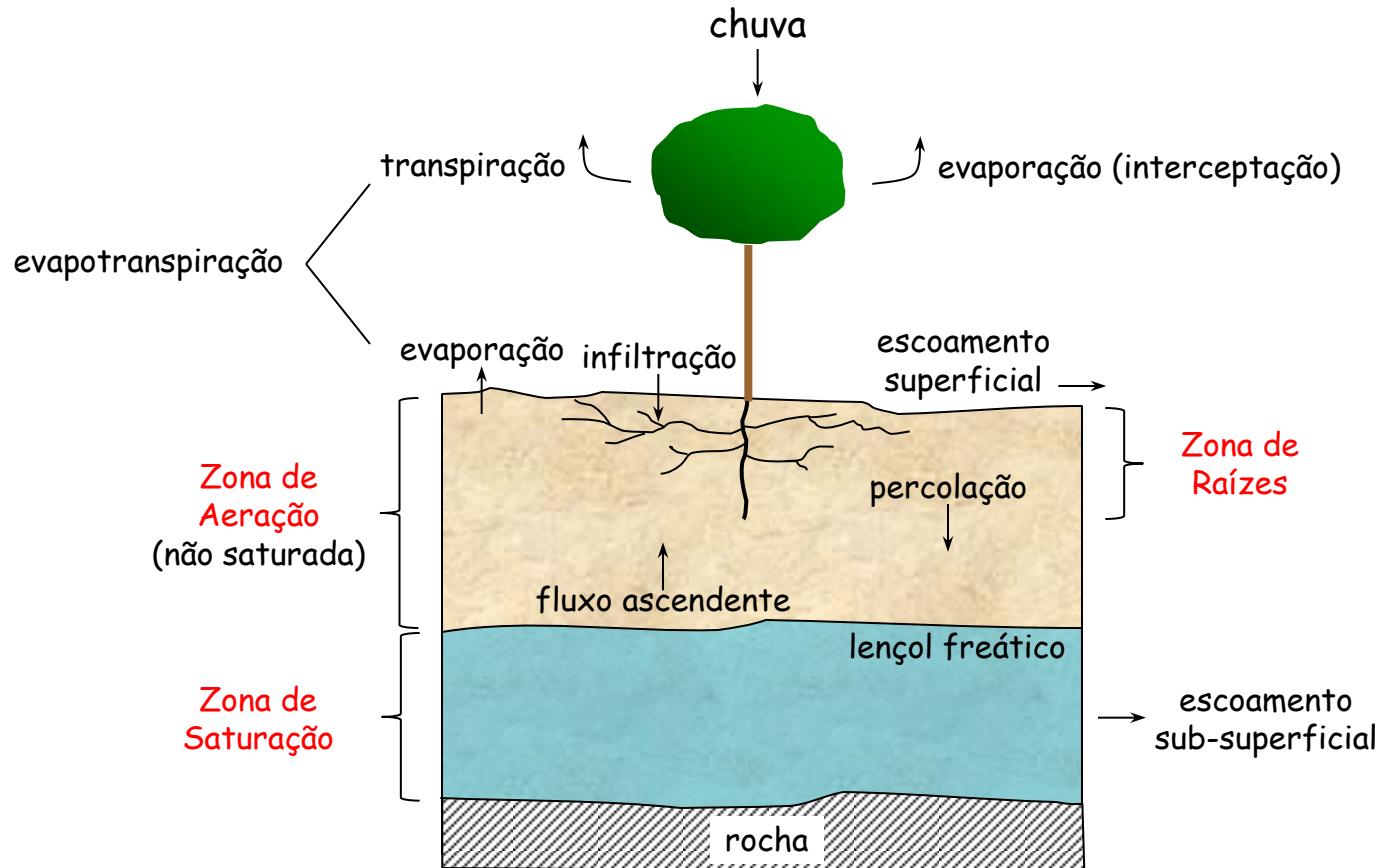
Componentes do Ciclo Hidrológico



O Papel da Vegetação no Ciclo Hidrológico



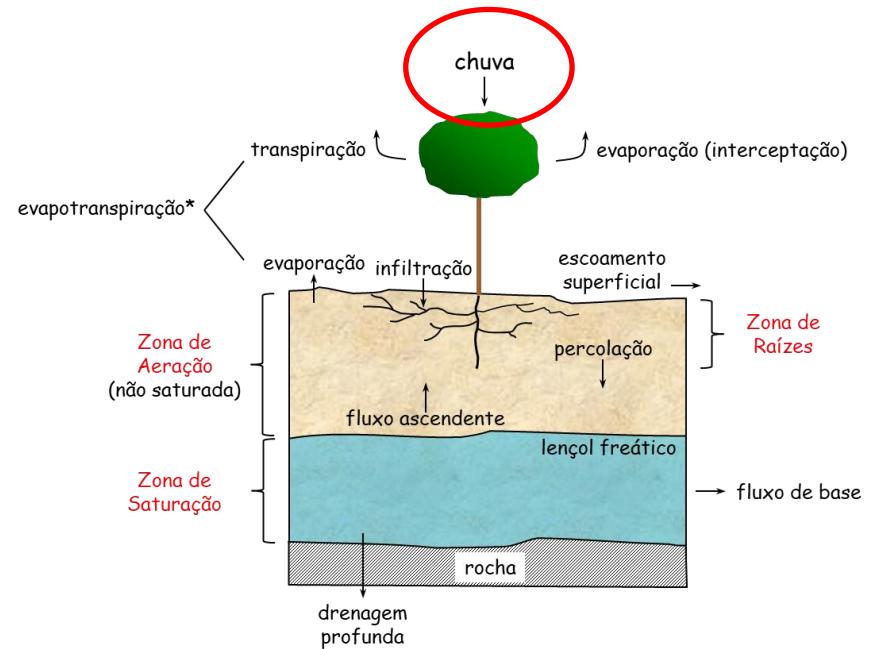
Componentes do Ciclo Hidrológico



Precipitação

A precipitação é formada por toda a água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície, incluindo **chuva**, granizo, orvalho e neve

É o fenômeno alimentador (**input**) da fase terrestre do ciclo hidrológico: desencadeador dos processos de escoamento superficial, infiltração, evapotranspiração, recarga de aquíferos, vazão de rios, etc.



Meteorologia - estudo detalhado da precipitação

Hidrologia - a precipitação passa a ser de interesse no momento em que ela atinge a superfície do terreno

Precipitação sobre uma região

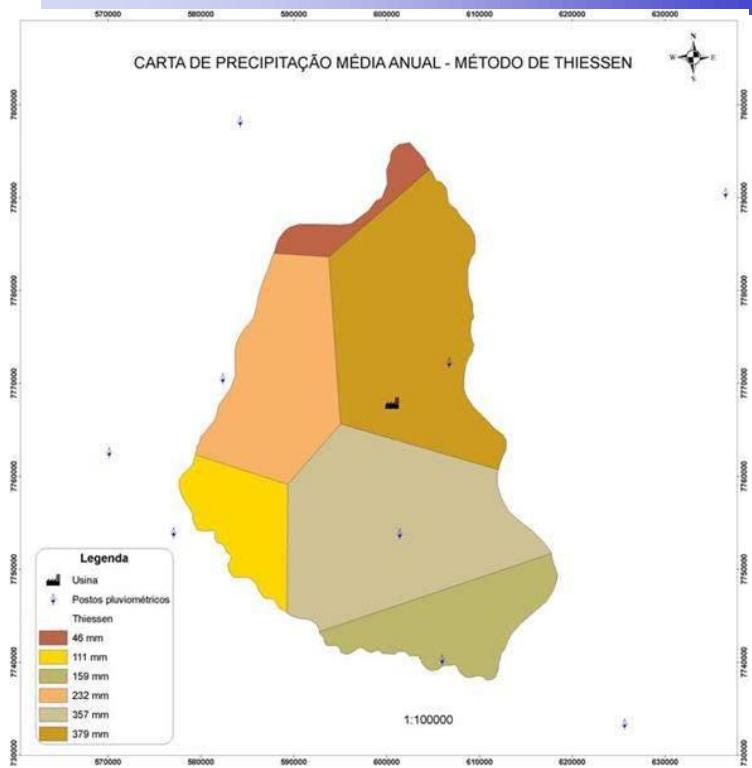
Problema prático:

Qual é o volume precipitado sobre uma bacia hidrográfica que possui mais de um pluviógrafo/pluviômetro?

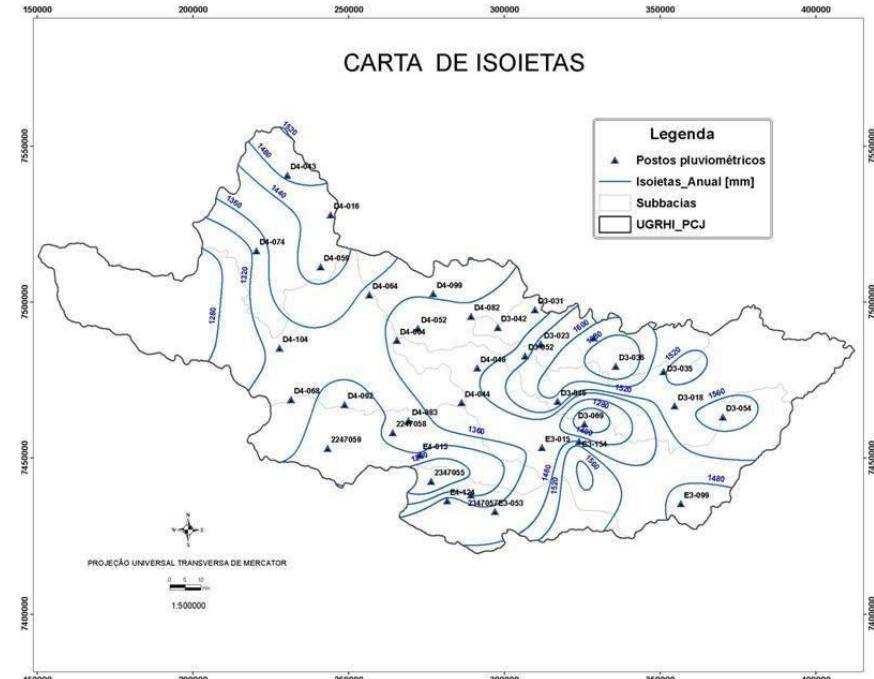


Previsão para hoje: chuvas acima da média

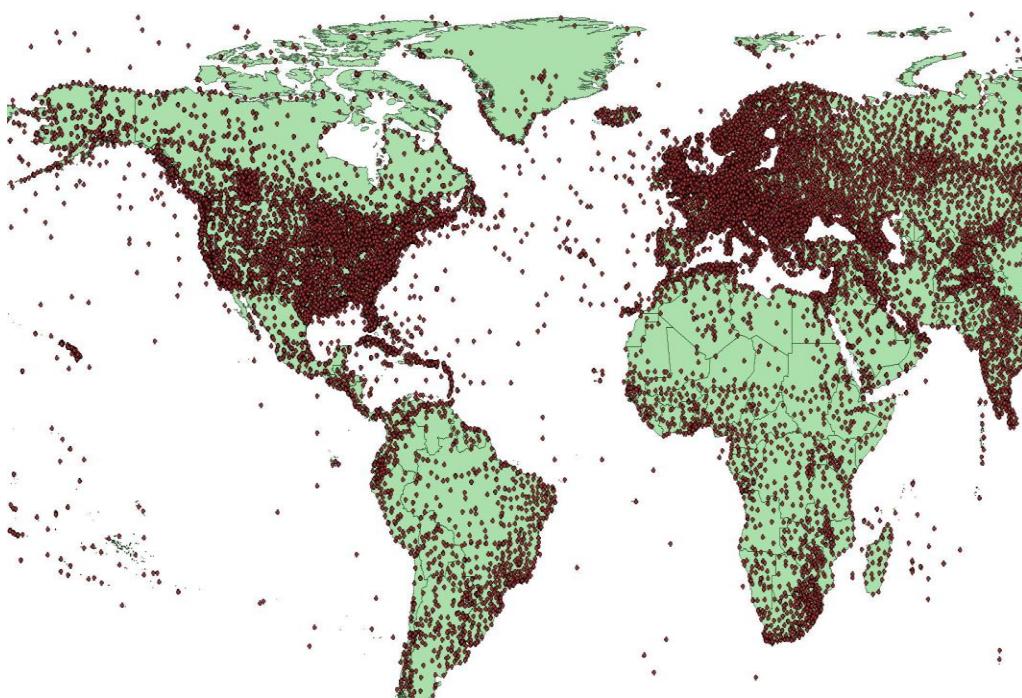
Precipitação sobre uma região



polígonos de Thiessen



Redes hidrometeorológicas



<http://blog.infochimps.com/2011/10/28/where-does-the-weather-data-come-from-visualizations-of-worldwide-weather-stations/>

- A rede de pluviômetros deveria estar adequadamente distribuída em função do relevo, da densidade populacional e do interesse (obras hidráulicas, previsão de cheias, etc.)
- Idealmente recomenda-se que, em áreas planas, deve-se instalar um pluviômetro a cada 250 km^2 , mas em áreas montanhosas, esta densidade deveria ser maior

Estimativa de Chuva por Sensoriamento Remoto

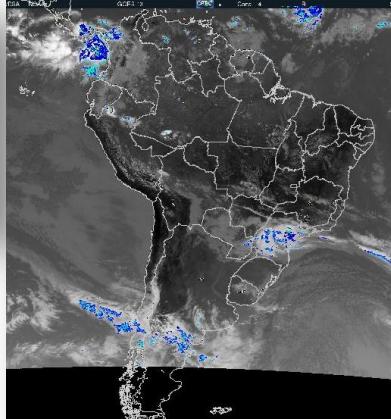
Três principais técnicas:

- Infravermelho termal
- Micro-ondas passivo
- Micro-ondas ativo

Satélites meteorológicos: SR passivo (visível, IV e micro-ondas) e ativo (micro-ondas)



Fonte: GOES-8



Fonte: INPE CPTEC
(2015)

Radares meteorológicos: SR ativo de micro-ondas



Fonte: INPE CPTEC
(2015)

$$Z = aR^b$$

Z é a refletividade recebida

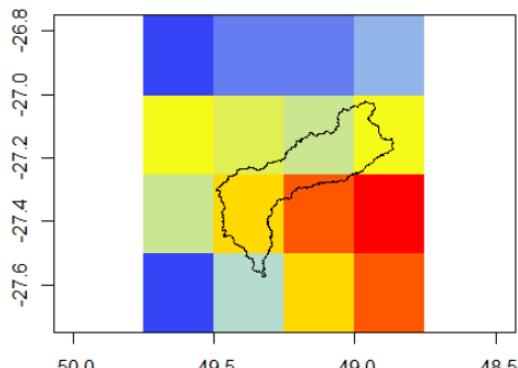
R é a taxa de precipitação

a e b são parâmetros da estação

Dados Globais

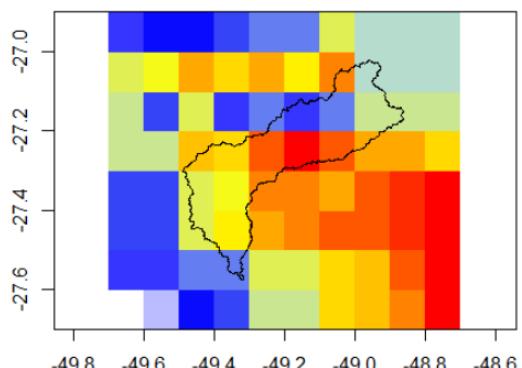
- Programa TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), lançado em 1997, representou uma grande conquista em relação ao futuro da utilização de sensores para a estimativa de precipitação, usando dados de micro-ondas passivo e ativo
- Constelação de satélites GPM (*Global Precipitation Measurement*), lançado em 27 de fevereiro de 2014, torna-se o sucessor do TRMM. Também usa dados de micro-ondas passivo e ativo. Produto IMERG (*Integrated Multi-satellitE Retrievals*) pode melhorar a resolução temporal ao integrar dados de infravermelho termal

TRMM/TMPA



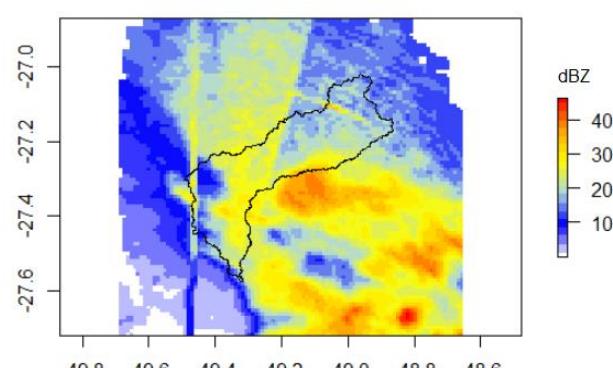
res. espacial 25 km
res. temporal 3 horas

GPM/IMERG



res. espacial 5 km
res. temporal 3 horas (até 30min)

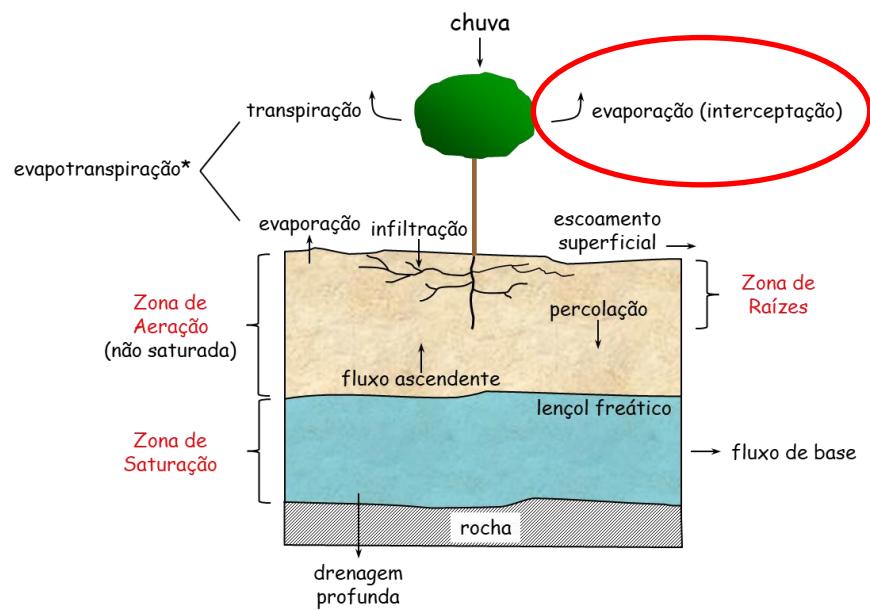
Radar Morro da Igreja



res. espacial 1 km
res. temporal ?

Interceptação

- Retenção de parte da precipitação acima da superfície do solo que, ao invés de infiltrar ou escoar, eventualmente atingindo os corpos hídricos, retorna para a atmosfera sob a forma de vapor d'água
- Pode ocorrer em superfícies naturais (florestas) ou antropizadas (edifícios e construções em geral)
- Ênfase: interceptação vegetal



Interceptação

- A chuva que cai sobre uma bacia hidrográfica vegetada é naturalmente fracionada em 3 parcelas
 - Parte é **interceptada** e armazenada pela vegetação e evapora
 - Parte escoa pelos galhos e troncos até a superfície do solo
 - Parte atinge a superfície do solo diretamente ou depois de escoar pelas folhas
- Primeiro processo hidrológico pelo qual a chuva passa, por vezes referido como 'perda por interceptação'. A parte da chuva que chega até o solo é chamada 'chuva efetiva'
- Frequentemente é negligenciado devido às dificuldades de medição e grande variabilidade espacial e temporal



Medida da Interceptação



(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 5.4. (a) Instalação de calha para coleta de chuva interna. (b) Detalhe de mangueiras que ligam a calha ao pluviógrafo do tipo báscula. (c) Limpeza da casca para instalação de mangueiras de coleta de escoamento de tronco. (d) Área com medição instalada de chuva interna e escoamento de tronco.

Estimativa da interceptação

Equação de Horton (1919)

$$I = S + (A_v/A) \cdot E \cdot t_r$$

I - quantidade interceptada (mm)

S - capacidade de armazenamento da vegetação (mm)

A_v - área da vegetação

A - área total

E - taxa de evaporação (mm/h)

t_r - duração da precipitação em horas

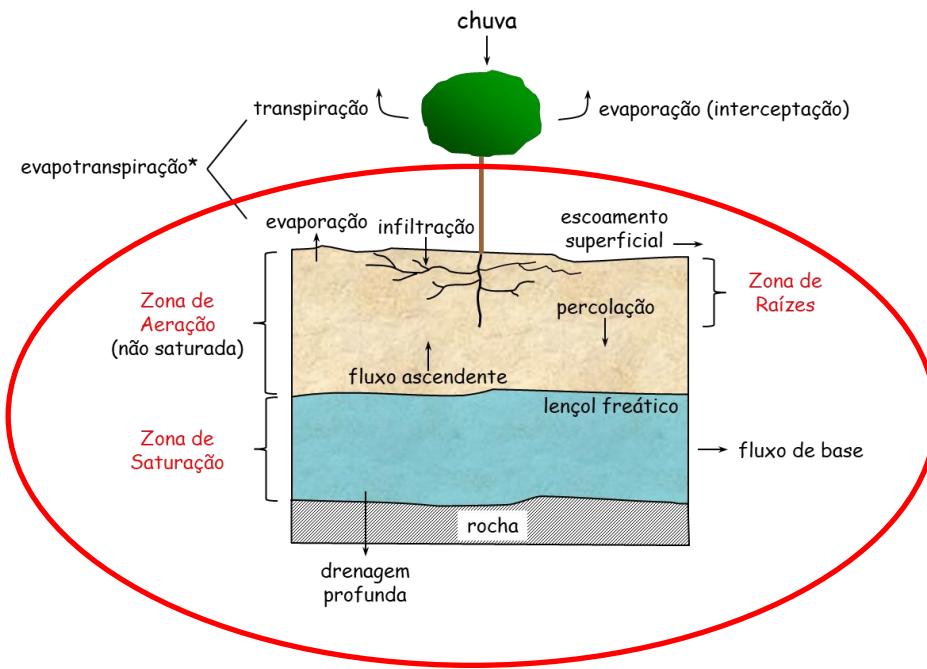
Simplificando...

$$I = F_i \times IAF$$

F_i - parâmetro de interceptação ($F_i = 0,1$ a $0,7$ mm)

IAF - índice de área foliar ($m^2 m^{-2}$)

O Papel do Solo no Ciclo Hidrológico



Termos e conceitos

Infiltração

entrada de água no solo

Percolação

fluxo vertical descendente da água

Fluxo Ascendente

fluxo vertical ascendente da água

Escoamento superficial *(surface runoff)*

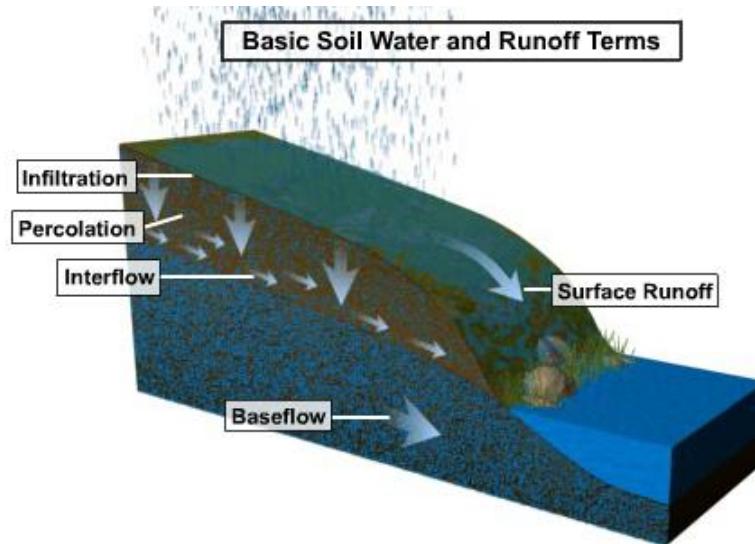
fluxo que ocorre sobre o solo

Escoamento subsuperficial *(interflow)*

fluxo lateral que ocorre no interior
do solo

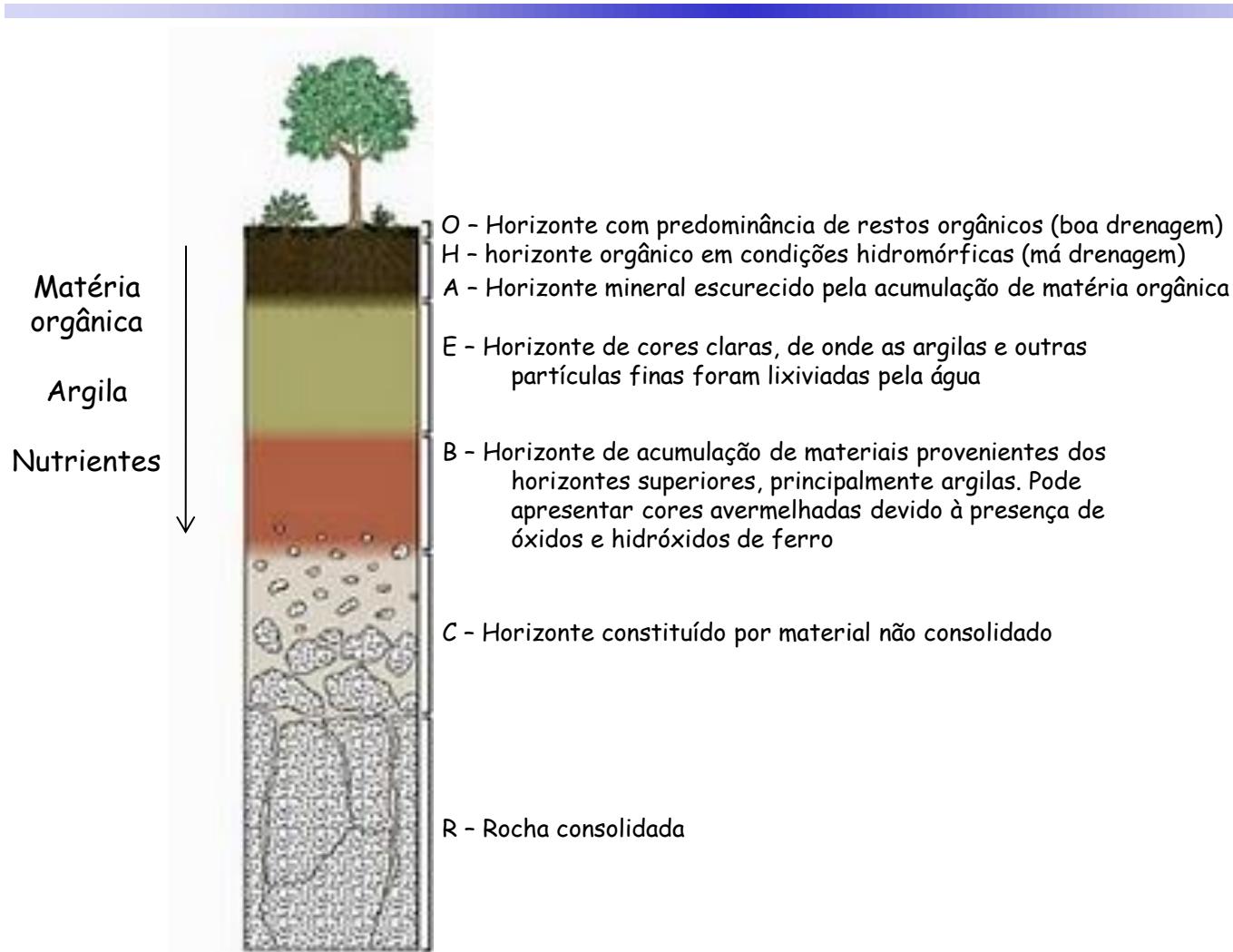
Fluxo de base (*baseflow*)

fluxo lateral que ocorre na zona
saturada



©The COMET Program

Perfil do Solo



Textura do Solo

Diz respeito a distribuição de tamanho das partículas do solo

Classificação granulométrica

| Fração | Diâmetro |
|--------------|-----------------|
| Matações | > 20 cm |
| Calhaus | 20 mm a 20cm |
| Cascalhos | 2 a 20 mm |
| Areia Grossa | 0,2 a 2 mm |
| Areia Fina | 0,05 a 0,2 mm |
| Silte | 0,002 a 0,05 mm |
| Argila | < 0,002 mm |

O conhecimento da textura é importante pois fornece informação sobre o solo a respeito de:

- sua capacidade em permitir a movimentação da água (condutividade hidráulica),
- sua capacidade em reter/armazenar água,
- seu potencial de fertilidade e,
- sua capacidade mecânica

areia



silte



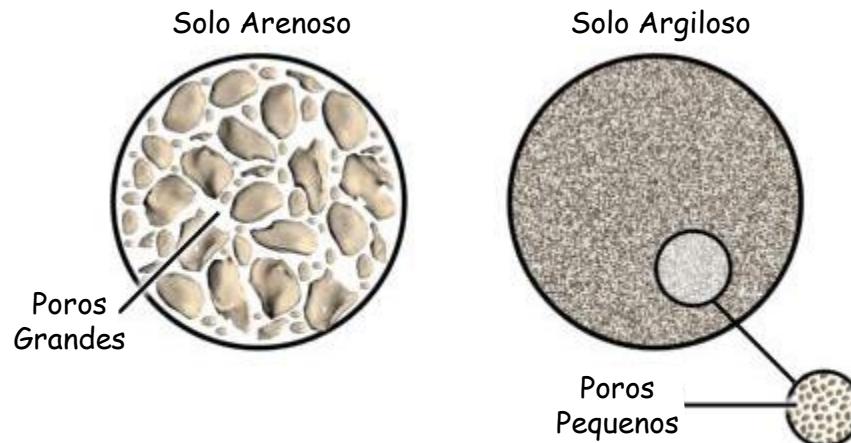
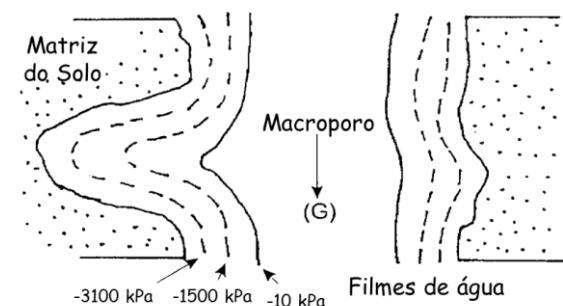
argila



Estrutura e Porosidade

Estrutura é o arranjo das partículas primárias do solo formando agregados (torrões). Este arranjo é geralmente bastante complexo.

A estrutura do solo é determinante para a porosidade do solo, ou seja, na distribuição e no tamanho dos poros. Afeta processos tais como germinação, crescimento de raízes, erosão, etc.

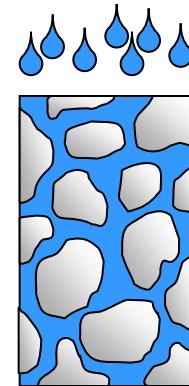


A porosidade influencia diretamente no movimento de água no solo (condutividade hidráulica)

A porosidade determina a capacidade de armazenamento de água no solo

Água Disponível: CC e PMP

Após a chuva ou irrigação, a infiltração cessa e a água se redistribui dentro do perfil principalmente pela influência da gravidade.



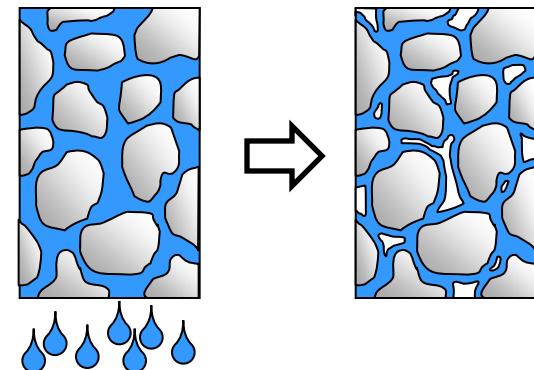
Saturação

Todos os poros estão cheios de água.

Água Disponível: CC e PMP

Após a chuva ou irrigação, a infiltração cessa e a água se redistribui dentro do perfil principalmente pela influência da gravidade.

A umidade do solo na qual a redistribuição praticamente cessa é denominada **capacidade de campo (CC)**, ou seja, é a umidade que o solo consegue sustentar sob a ação da gravidade.



Saturação

Todos os poros estão cheios de água.
A água gravitacional é perdida.

Capacidade de Campo

Apenas os macroporos estão ocupados por ar.

Água Disponível: CC e PMP

A água perdida pelas plantas por transpiração deve ser constantemente reposta pela extração da água do solo na zona radicular.

Quando a planta não consegue mais retirar a água do solo, as folhas perdem a turgidez e a planta murcha.

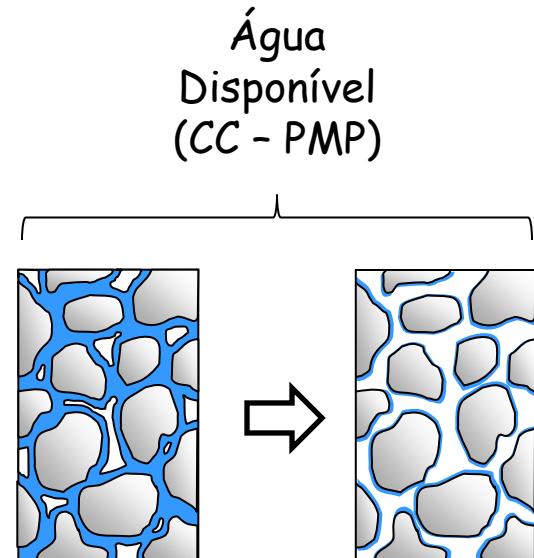


Água Disponível: CC e PMP

A água perdida pelas plantas por transpiração deve ser constantemente reposta pela extração da água do solo na zona radicular.

Quando a planta não consegue mais retirar a água do solo, as folhas perdem a turgidez e a planta murcha.

O **ponto de murcha permanente** (PMP) é definido como a umidade do solo na qual uma planta não mais recupera a turgidez.



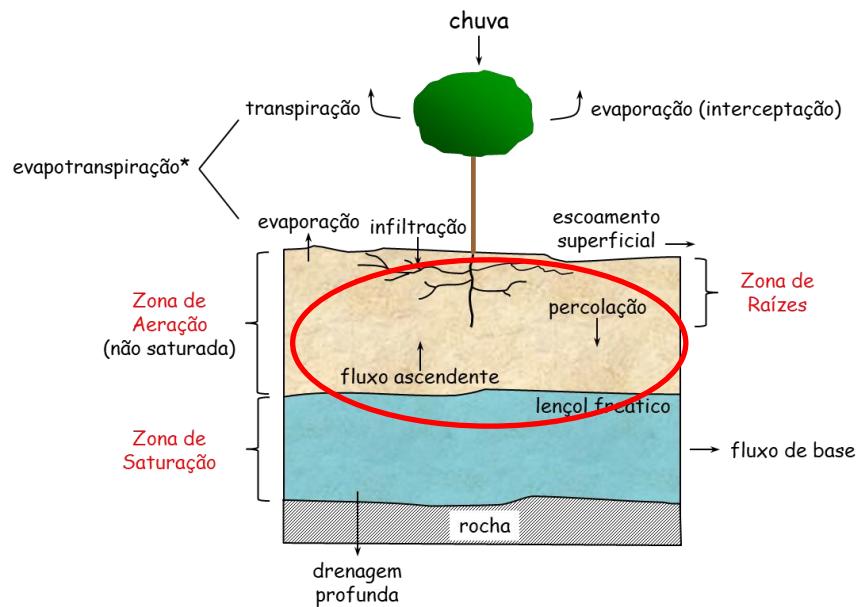
Capacidade de Campo

Apenas os macroporos estão ocupados por ar.

Ponto de Murcha Permanente

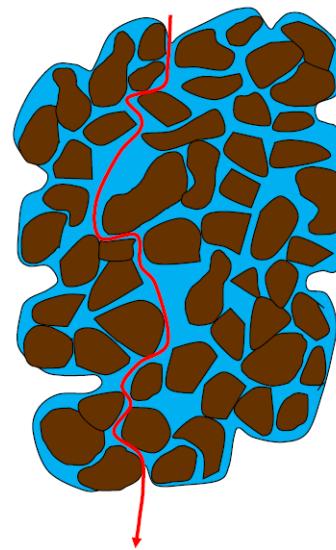
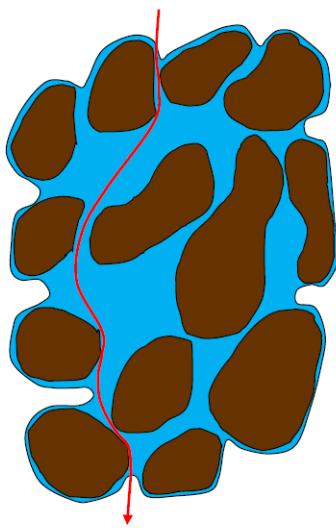
Não há mais água disponível para as plantas (umidade residual)

Movimento da água no solo



Movimento da água no solo saturado

A **condutividade hidráulica (K)** é afetada pela estrutura e textura do solo, sendo maior em solos porosos (poros grandes), fraturados e bem estruturados (formação de torrões). Ou seja, não depende apenas da quantidade de poros, mas também do tamanho e da geometria desses poros (tortuosidade) por onde o água irá ser conduzida.

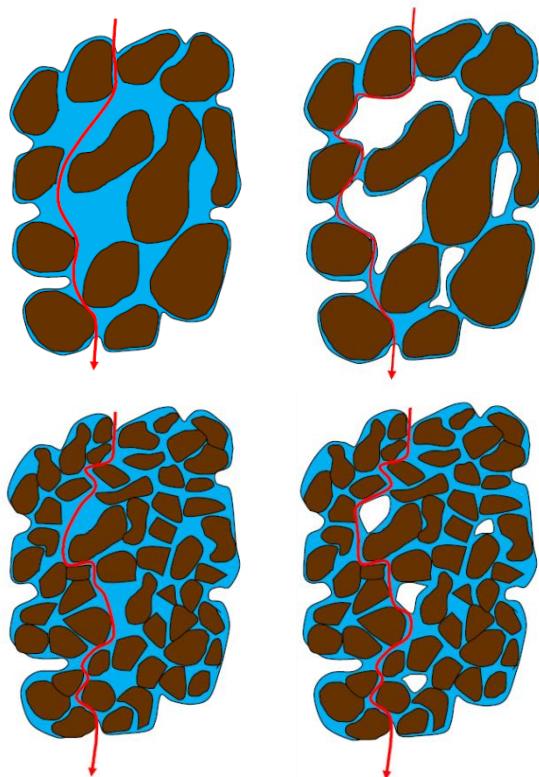


Por isso, em geral, solos **arenosos** apresentam condutividade hidráulica **maior** que solos **argilosos** quando **saturados**.

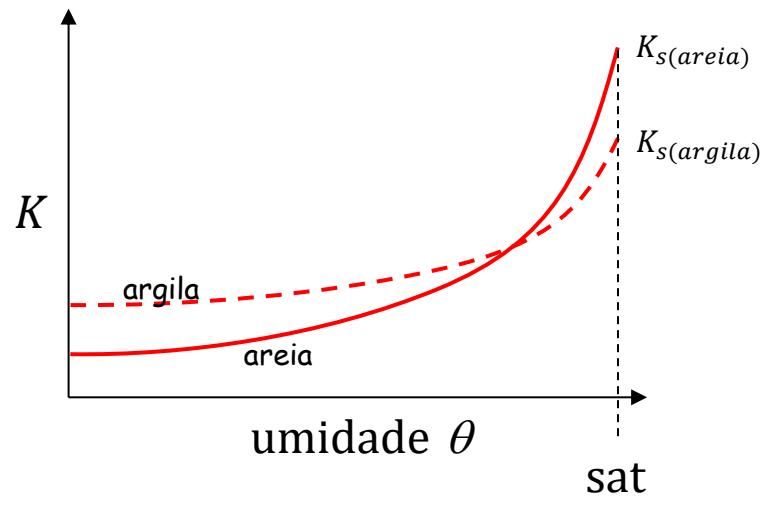
Movimento da água no solo não saturado

Quando o solo não está saturado, alguns poros estão preenchidos também pelo ar, e a capacidade de transmitir água desse poro diminui.

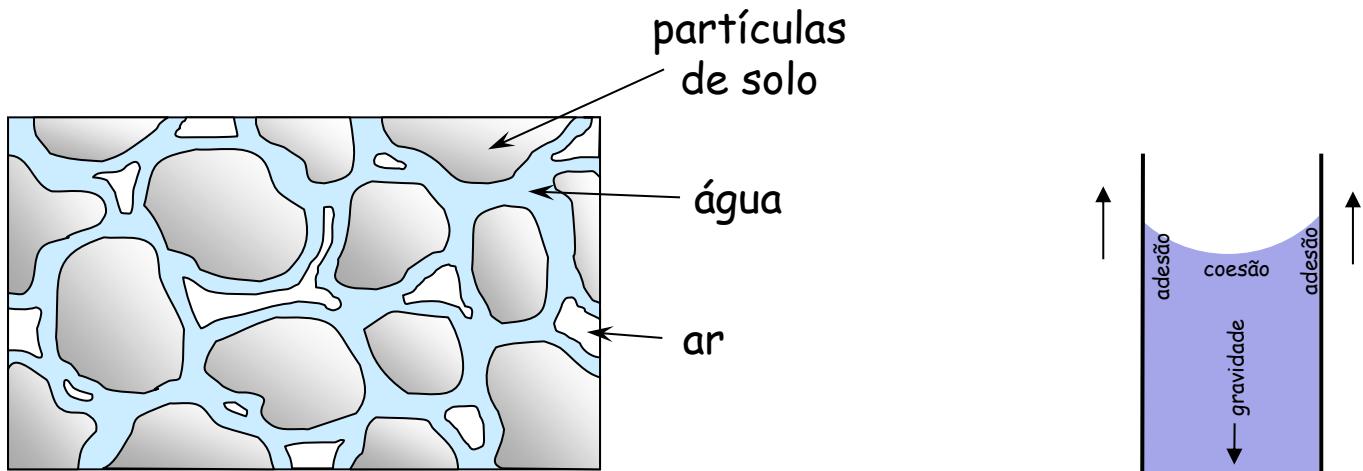
A medida que a quantidade de água no solo se reduz, os poros maiores começam a se esvaziar, fazendo com que a água só possa fluir pelos poros menores.



Por isso, em geral, solos **arenosos** apresentam condutividade hidráulica **menor** que solos **argilosos** quando **não saturados**.



Potencial de Água no Solo

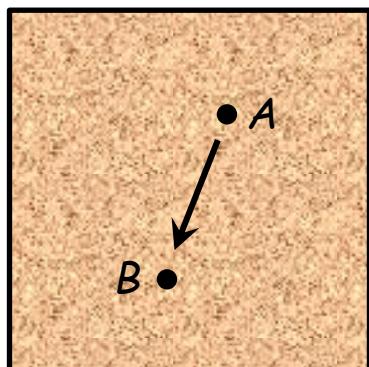


Toda molécula de água no solo está sujeita a uma série de forças que determinarão o sentido e velocidade de deslocamento desta molécula dentro do solo.

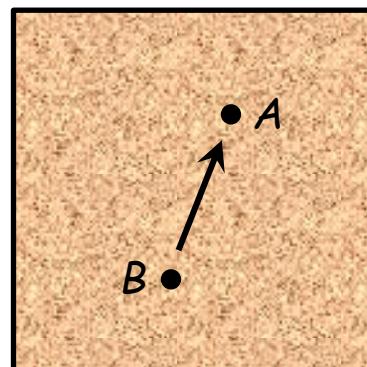
Potencial de Água no Solo

A energia com a qual o solo retém a água é medida em termos de potencial de água (ψ), que tem unidades de pressão*, ou energia por unidade de volume, que equivale à força por unidade de área.

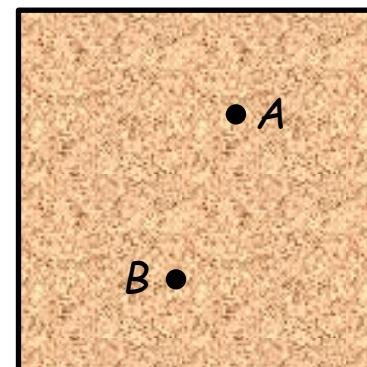
O movimento da água será sempre orientado para a região de menor potencial



$$\psi_A > \psi_B$$



$$\psi_A < \psi_B$$



$$\psi_A = \psi_B$$

* Unidades de pressão: 1000 kPa = 10 bar = 101,98 mca = 7500,64 mmHg

Potencial de Água no Solo

O potencial de água no solo é a soma dos potenciais gravitacional, osmótico e de pressão:

$$\psi = \psi_g + \psi_o + \psi_p$$

Onde:

ψ = potencial total

ψ_g = potencial gravitacional

ψ_o = potencial osmótico

ψ_p = potencial de pressão ou potencial de água no solo

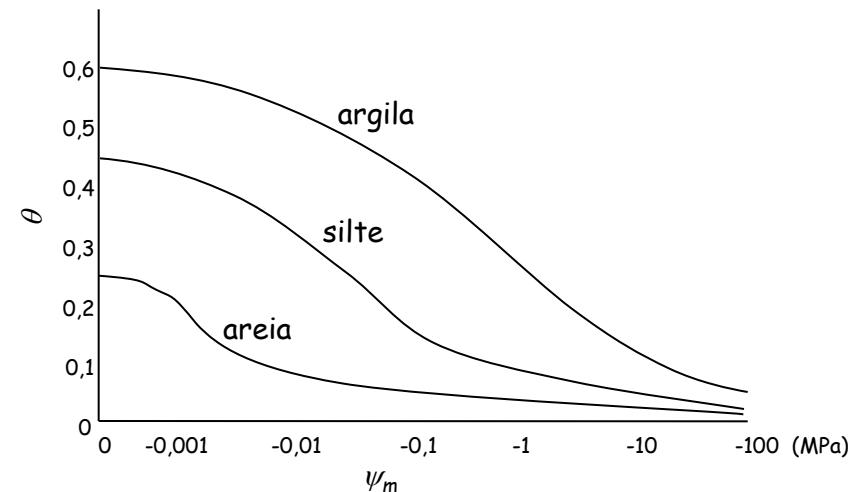
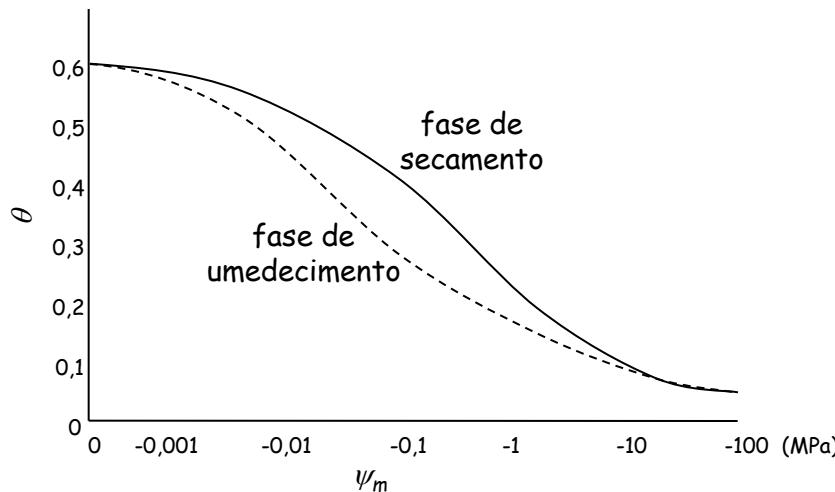
Em solos não saturados, o potencial matricial (ψ_m) representa a força de adesão da água às partículas do solo. Quanto menor for a umidade, mais fortemente a água será retida pelas partículas do solo.

Em solos saturados, potencial de carga (ψ_c) representa o peso da coluna d'água sobre o ponto considerado.

Curva de Retenção do Solo

Cada solo, dependendo de sua textura e porosidade, possui uma curva de retenção característica que relaciona o conteúdo de umidade e o potencial matricial deste solo.

É importante observar que a relação entre a umidade e o potencial matricial é diferente se este solo estiver recebendo ou perdendo água. Este fenômeno é conhecido como histerese.



Medição do Potencial de Água no Solo

Métodos indiretos:

- Medindo-se a umidade e obtendo-se o potencial através da curva de retenção característica do solo

Métodos diretos:

- Tensiômetros (0 até -85 kPa)
- Baseados na condutividade elétrica (entre -100 e -1500 kPa)

Modelos de Relação entre θ e ψ_m

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

S_e é a saturação efetiva (entre 0 e 1)
 θ_s e θ_r são os conteúdos volumétricos de água na saturação natural ($V_w = V_p$) e residual ($\psi = -1500\text{kPa}$)

- Brooks-Corey

$$S_e = \left(\frac{\psi_b}{\psi_m} \right)^\lambda$$

ψ_b é o potencial de entrada de ar ou pressão de entrada do ar
 λ é chamado de índice de distribuição de poros
(se $|\psi_m| \leq |\psi_b|$ então $S_e = 1 \therefore \theta = \theta_s$)

- van Genuchten

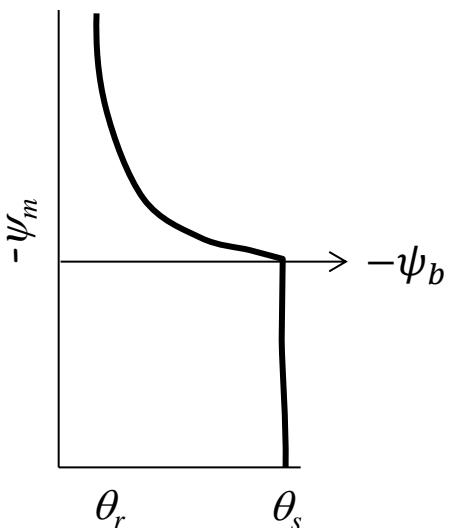
$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha|\psi_m|)^n]^{1-\frac{1}{n}}}$$

α e n são parâmetros

Modelos de Relação entre θ e ψ_m

- Brooks-Corey

$$S_e = \left(\frac{\psi_b}{\psi_m} \right)^\lambda$$



| Classe Textural | Porosidade Total ϕ (cm^3/cm^3) | Umidade Residual θ_r (cm^3/cm^3) | $-\psi_b$ (cm) | λ |
|-----------------------|---|---|----------------|-----------|
| areia | 0,437 | 0,020 | 15,98 | 0,694 |
| areia franca | 0,437 | 0,035 | 20,58 | 0,553 |
| franco arenosa | 0,453 | 0,041 | 30,20 | 0,378 |
| franco | 0,463 | 0,027 | 40,12 | 0,252 |
| franco siltosa | 0,501 | 0,015 | 50,87 | 0,234 |
| franco argilo arenosa | 0,398 | 0,068 | 59,41 | 0,319 |
| franco argilos | 0,464 | 0,075 | 56,43 | 0,242 |
| franco argilo siltosa | 0,471 | 0,040 | 70,33 | 0,177 |
| argilo arenosa | 0,430 | 0,109 | 79,48 | 0,223 |
| argilo siltosa | 0,479 | 0,056 | 76,54 | 0,150 |
| argila | 0,475 | 0,09 | 85,60 | 0,165 |

Rawls et al. (1982)

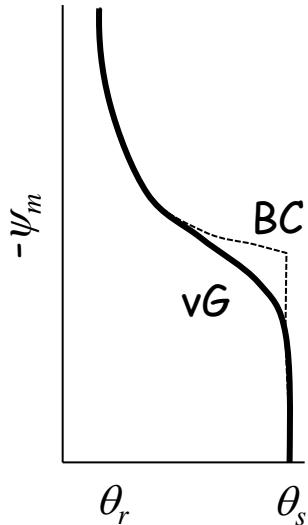
ψ_b é mais negativo para texturas mais argilosas, ou seja, em condição de saturação, solos argilosos retém a água mais fortemente que solos mais arenosos

λ é maior para texturas mais arenosas, ou seja, a curva decai mais rapidamente para solos arenosos (pequenas variações na umidade causam grandes mudanças na tensão matricial)

Modelos de Relação entre θ e ψ_m

- van Genuchten

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha|\psi_m|)^n]^{1-\frac{1}{n}}}$$

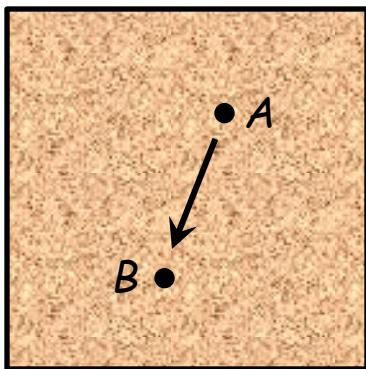


A obtenção dos valores de α e n é feito através de dados experimentais buscando-se o melhor ajuste numérico

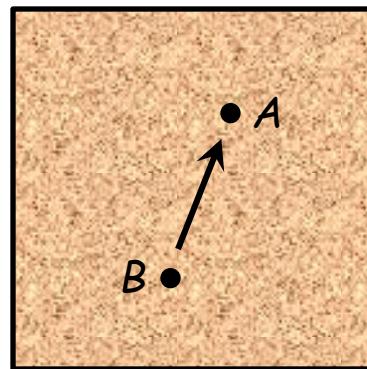
Comparado com o modelo Brooks-Corey, este modelo ajusta-se melhor às condições próximas a saturação

Fluxo de água no solo

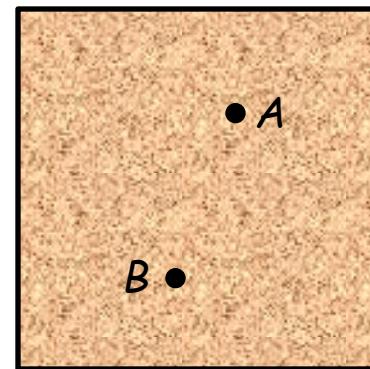
A água se desloca em resposta a uma diferença de potencial, isto é, sempre que houver diferença de potencial entre dois pontos de um sistema, a água estará se movendo do ponto onde o potencial total é maior para o ponto onde ele é menor.



$$\psi_A > \psi_B$$



$$\psi_A < \psi_B$$

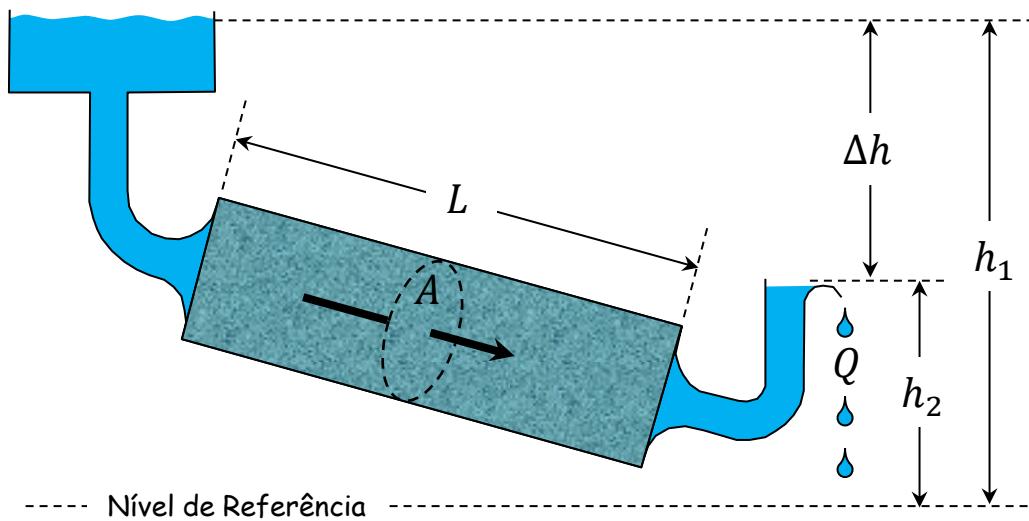


$$\psi_A = \psi_B$$

Mas há como medir a velocidade deste deslocamento?

Fluxo de água no meio saturado

Darcy (em 1856) estudou o escoamento da água em meios porosos saturados (colunas de areia), verificando que a vazão de saída (Q , m^3h^{-1}) era diretamente proporcional à perda de carga (Δh , m) e à seção transversal da coluna da amostra (A , m^2) e inversamente proporcional ao comprimento desta mesma coluna (L , m).



$$Q = K_s A \frac{\Delta h}{L}$$

K_s é condutividade hidráulica num meio saturado (mh^{-1})

$$q = K_s \frac{\Delta h}{L} \quad \begin{matrix} \text{velocidade do} \\ \text{fluxo laminar} \\ (\text{mh}^{-1} = \text{m}^3\text{m}^{-2}\text{h}^{-1}) \end{matrix}$$

$$q = -K_s \frac{\partial \psi_t}{\partial d}$$

sendo $\partial \psi_t / \partial d$ a variação do potencial total ψ_t ao longo da direção d

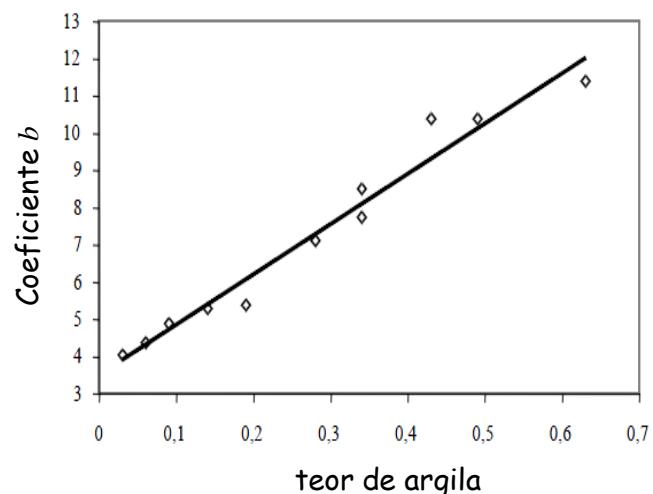
Condutividade Hidráulica no meio não saturados

Em meio não saturado, a lei de Darcy ainda continua válida, mas a condutividade hidráulica K diminui rapidamente com a diminuição da umidade. A condutividade hidráulica é máxima em condições de saturação (K_s).

Campbell (1974) formulou uma relação bastante prática para o cálculo da condutividade hidráulica:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3}$$

onde b é um coeficiente empírico. Clapp e Hornberger (1978) determinaram valores do coeficiente b para solos com diferentes texturas, chegando a uma relação muito forte entre o coeficiente b e o teor de argila do solo.



Campbell, G.S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, 117(6):311-314, 1974.

Clapp, R.B.; Hornberger, G.M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14(4):601-604, 1978.

Modelo de Condutividade Hidráulica

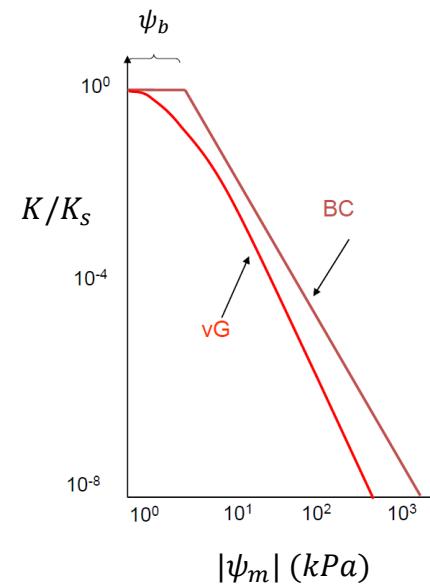
Modelo de Brooks-Corey:

$$K(S_e) = K_s S_e^{2+\frac{1}{2}+2/\lambda}$$

Modelo de van Genuchten:

$$K(S_e) = K_s S_e^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2$$

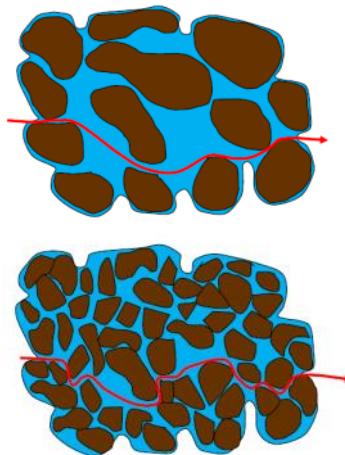
$$m = 1 - 1/n$$



Considerações importantes

O tamanho dos poros é um dos fatores que mais afetam o movimento da água no solo. Quando considerado um solo em condições de saturação, poros maiores (areias) conduzem mais água que poros menores (argilas), ou seja,

$$K_{s(\text{areia})} > K_{s(\text{argila})}$$



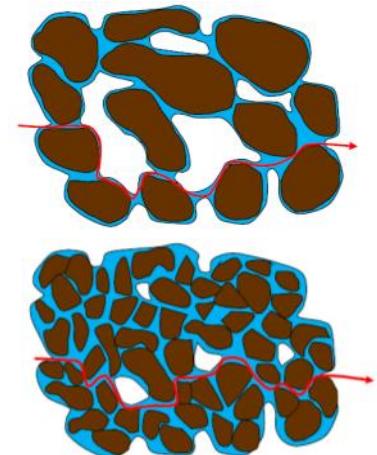
Considerações importantes

O tamanho dos poros é um dos fatores que mais afetam o movimento da água no solo. Quando considerado um solo em condições de saturação, poros maiores (areias) conduzem mais água que poros menores (argilas), ou seja,

$$K_{s(\text{areia})} > K_{s(\text{argila})}$$

Em condições não saturadas, os caminhos que a água deve percorrer se tornam tortuosos. Quanto mais tortuosos, menor a condutividade hidráulica. Nestas condições, os solos arenosos têm menor capacidade de conduzir água que os solos argilosos, ou seja,

$$K_{(\text{areia})} < K_{(\text{argila})}.$$



Considerações importantes

Em geral, solos arenosos têm poros maiores que os solos argilosos, mas têm porosidade (espaço poroso) menor e por isso armazenam menos água por unidade de volume que solos argilosos.

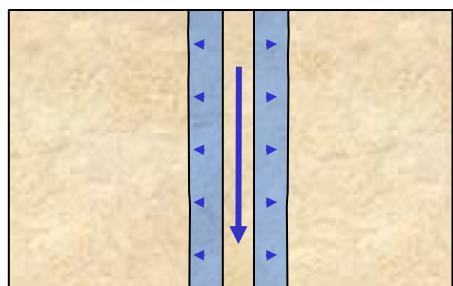
$$\theta_s(\text{areia}) < \theta_s(\text{argila})$$

Considerações importantes

Em geral, solos arenosos têm poros maiores que os solos argilosos, mas têm porosidade (espaço poroso) menor e por isso armazenam menos água por unidade de volume que solos argilosos.

$$\theta_s(\text{areia}) < \theta_s(\text{argila})$$

Mudanças no tamanho e na distribuição de poros afetam o movimento de água no solo: compactação, canais de raízes deixados por raízes mortas, túneis de minhocas e de outros animais, fendas, etc.



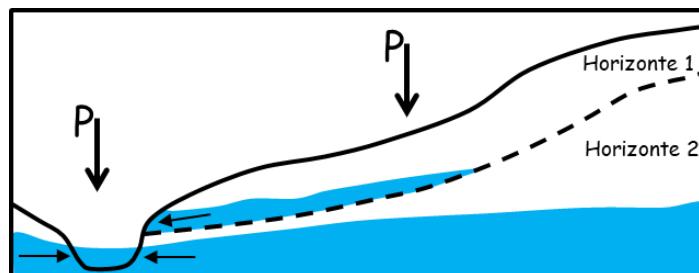
Considerações importantes

Em geral, solos arenosos têm poros maiores que os solos argilosos, mas têm porosidade (espaço poroso) menor e por isso armazenam menos água por unidade de volume que solos argilosos.

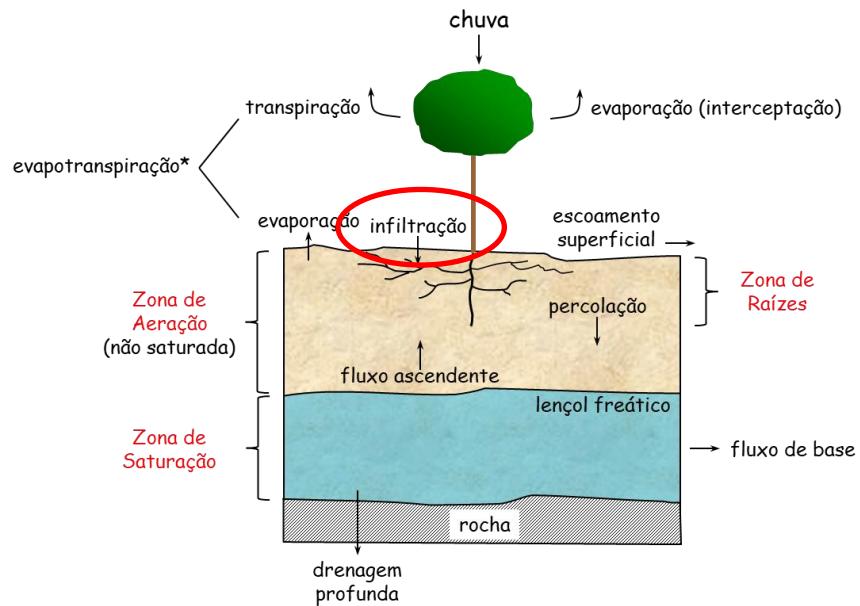
$$\theta_s(\text{areia}) < \theta_s(\text{argila})$$

Mudanças no tamanho e na distribuição de poros afetam o movimento de água no solo: compactação, canais de raízes deixados por raízes mortas, túneis de minhocas e de outros animais, fendas, etc.

Em alguns casos, uma camada do solo pode ter condutância hidráulica inferior que camadas superiores, o que provocará o retardamento da percolação, podendo inclusive formar uma zona saturada suspensa intermitente.



Infiltração



Fatores que afetam a Infiltração

Textura e estrutura do solo: porosidade, densidade e compactação do solo
maior quantidade de poros grandes → maior infiltração
maior compactação → maior densidade → menor infiltração

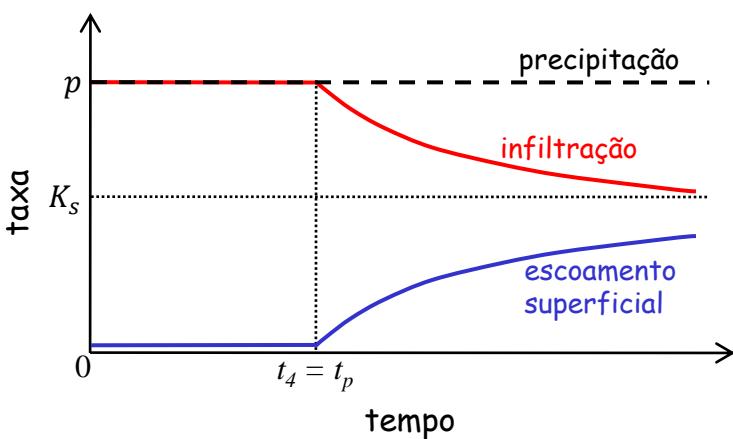
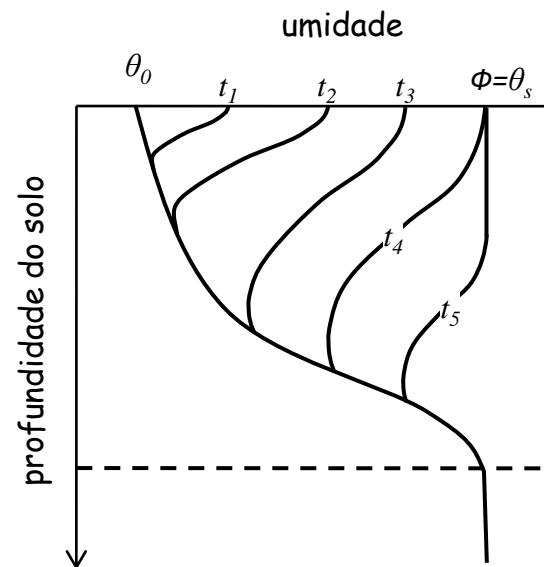
Condição antecedente de umidade do solo
mais úmido → menor infiltração

Atividade biológica e matéria orgânica
mais matéria orgânica → melhor estruturado é o solo → maior infiltração

Presença de cobertura morta e vegetação
menor cobertura → maior desagregação das partículas → menor infiltração

Outros: hidrofobia do solo, congelamento superficial

Infiltração x Escoamento Superficial



Considerando um solo cuja superfície está seca (condição inicial - t_0) e uma chuva cuja intensidade é constante p ($> K_s$):

O potencial matricial (sucção) é muito negativo na superfície gerando gradientes de potencial total muito baixos

A capacidade de infiltração é alta

Toda a precipitação transforma-se em infiltração

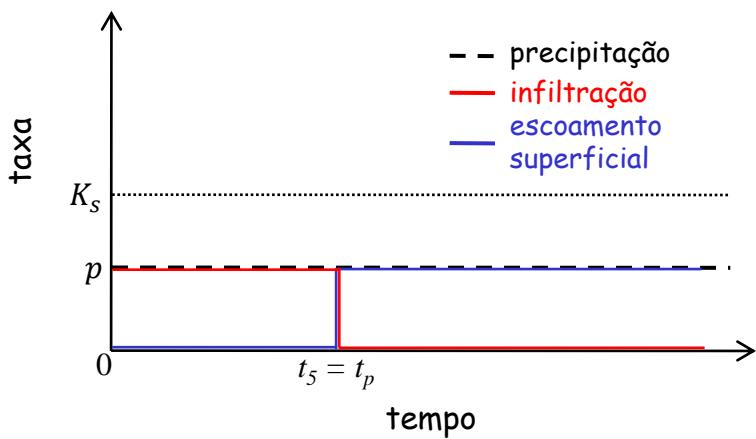
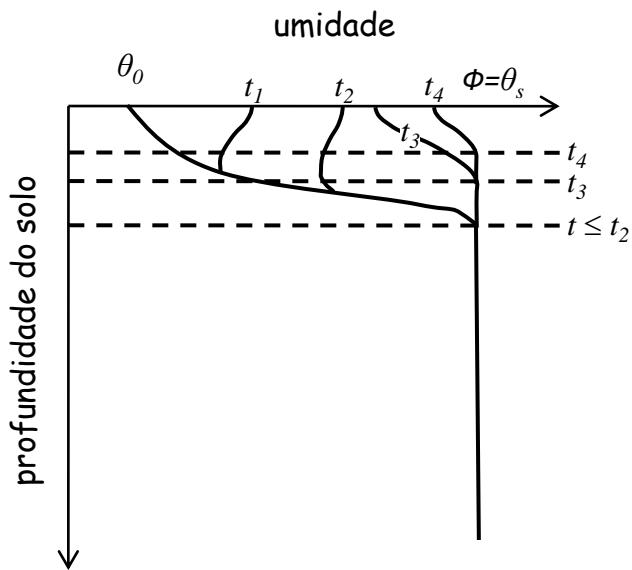
A medida que a água se distribui ao longo do perfil:

O potencial matricial torna-se menos negativo e a taxa de infiltração diminui

Há saturação da camada superficial em $t_p = t_4$

A precipitação em excesso origina escoamento superficial (Horton)

Infiltração x Escoamento Superficial



Com o lençol freático próximo a superfície:

Um pequeno volume de água infiltra e rapidamente o solo se torna completamente saturado (elevação do lençol freático)

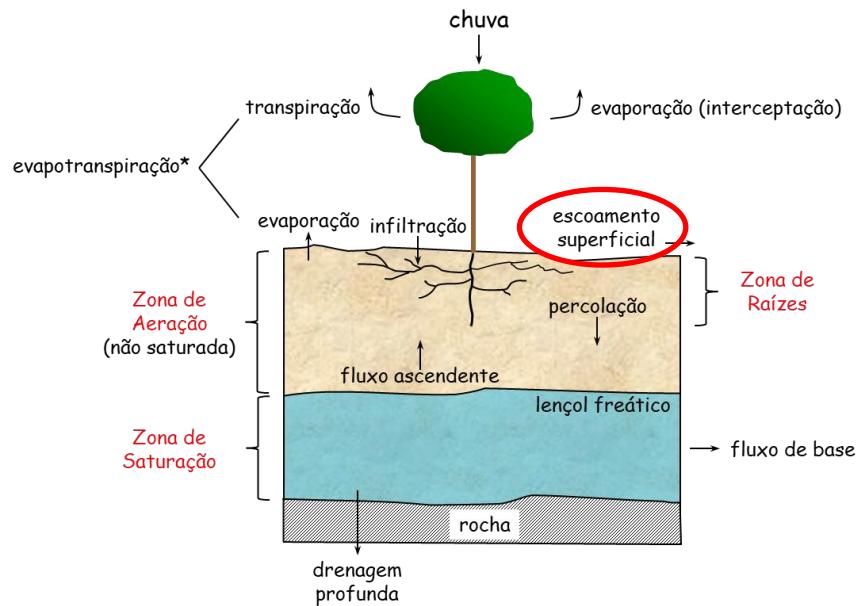
Com a saturação, a infiltração é interrompida

Toda a precipitação transforma-se em escoamento direto (Dunne)

Ocorre geralmente nas áreas de várzea e áreas com topografia convergente ("grotas")

Está relacionado com o conceito de área de contribuição variável (áreas de escoamento direto)

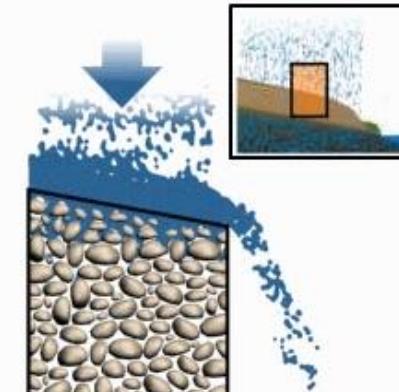
Escoamento



Tipos de escoamento

Escoamento por excesso de infiltração

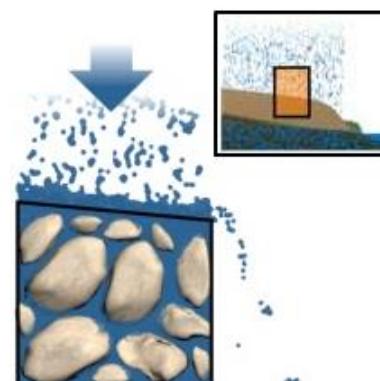
Mecanismo de Horton



©The COMET Program

Escoamento por excesso de saturação

Mecanismo de Dunne



Note: Enlarged soil particles are not drawn to scale. ©The COMET Program

Escoamento por excesso de infiltração

Mecanismo de Horton

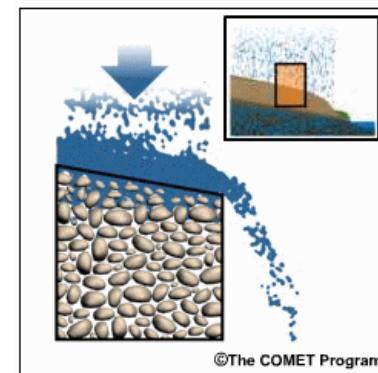
Ocorre quando a taxa de precipitação excede a capacidade de infiltração, podendo ocorrer mesmo com o solo seco

Associado a eventos intensos de precipitação de curta duração

Frequente em áreas pouco permeáveis: solos com elevado teor de argila (poros muito pequenos), solos compactados (ou pisoteados), áreas urbanas, solos sob ocorrência de fogo, e cobertura vegetal rala

Está intimamente associado ao fenômeno de erosão e transporte de sedimentos

Raramente ocorre em áreas de floresta natural



©The COMET Program

Escoamento por excesso de saturação

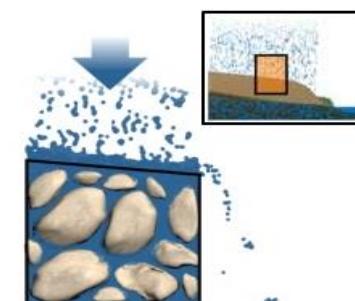
Mecanismo de Dunne

Ocorre quando o solo está saturado - importância da umidade do solo antecedente

Associado a chuvas moderadas e de longa duração ou após sucessivos eventos de chuva

Frequente em clima úmido, áreas planas e terrenos pouco inclinados (áreas de várzea), próximos a cursos d'água (onde o lençol freático está próximo à superfície e é rapidamente saturado), depressões de vertentes (onde o fluxo subsuperficial ou subterrâneo convergem e retornam à superfície - fluxo de retorno), solos rasos ou com queda acentuada da condutividade hidráulica no subsolo, e pés das vertentes (áreas de fluxos convergentes)

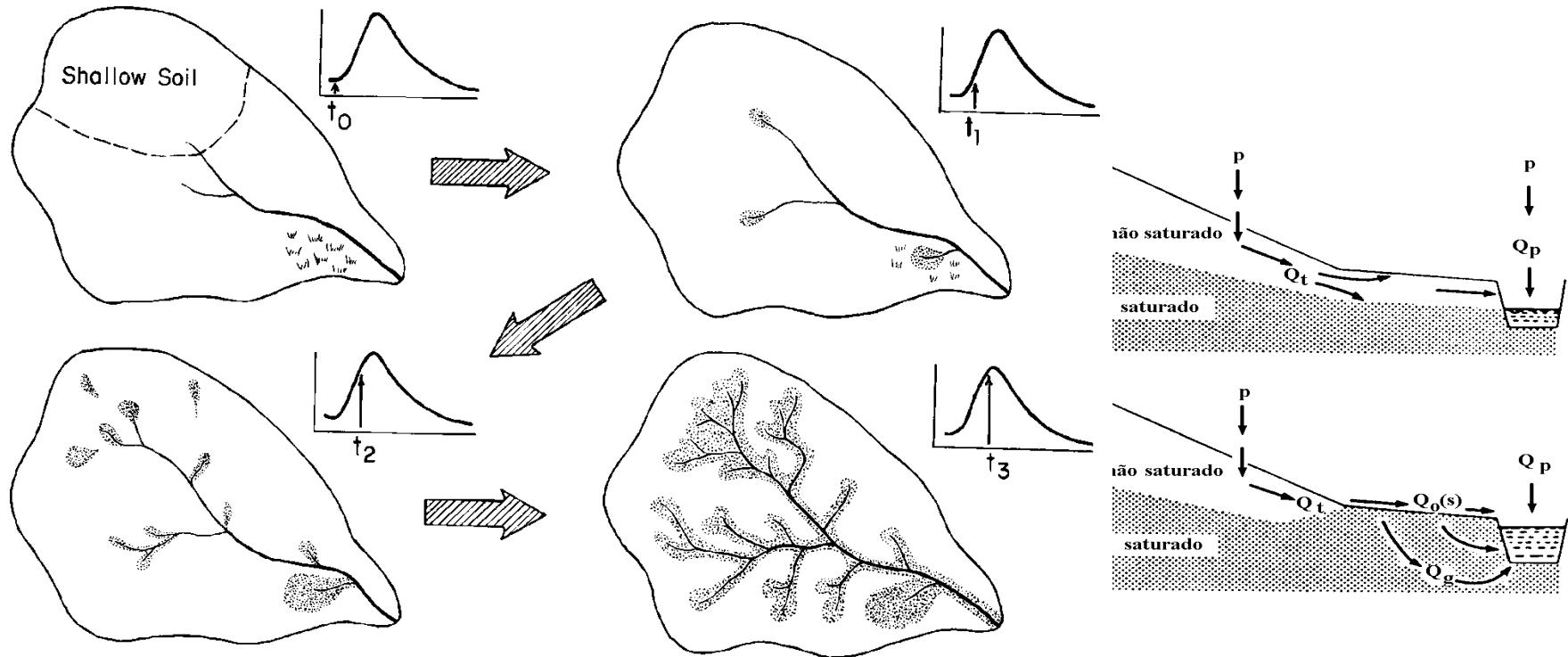
É o principal mecanismo de escoamento em bacias de florestas tropicais



Note: Enlarged soil particles are not drawn to scale. ©The COMET Program

Área de contribuição variável

FONTE: ANDERSON, M.G. & T.P. BURT, 1978. Towards more detailed field monitoring of variable source area. Water Resource Research, 14 (6): 1123-1131.



Com a continuação da precipitação, as áreas que originam o escoamento direto tendem a se expandir, não somente em decorrência da expansão da rede de drenagem, como também pelo fato de que as áreas saturadas e as áreas de solo raso passam também a participar da geração de escoamento direto. Este processo se reverte a medida que a precipitação diminui.

Fatores que influenciam o escoamento superficial

Fatores climáticos

Intensidade da chuva
Duração da chuva
Umidade do solo antecedente

Fatores fisiográficos

Área da bacia
Forma da bacia
Topografia (declividade da bacia)
Permeabilidade do solo

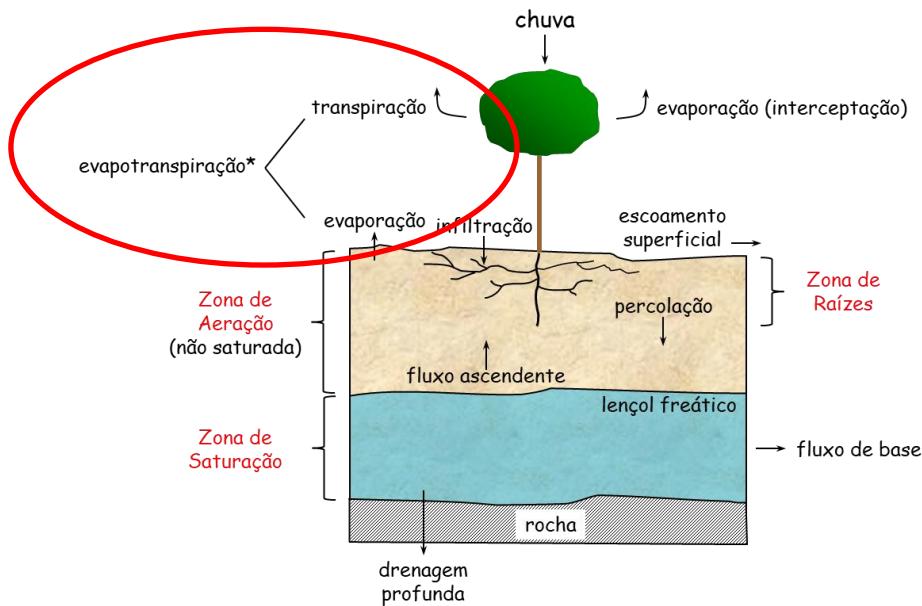
Uso da terra

Superfícies vegetadas
Superfícies impermeáveis - solo compactado, estradas,
estacionamentos, etc

Por que estudar o escoamento superficial?

- Estabilidade de encostas - Geotecnia
- Processos erosivos - Geomorfologia/Geografia
- Perda de produtividade do solo - Agronomia
- Fluxo de contaminantes - Geotecnia ambiental
- Previsão de enchentes - Eng. Civil/Hidrologia/Desastres Naturais
- Recarga de aquíferos - Hidrogeologia
- Produção hídrica - Hidrologia de superfície

Evapotranspiração



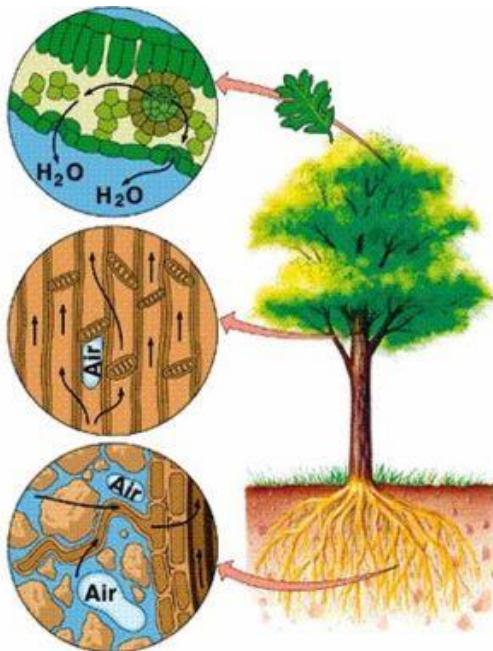
OBS: alguns modelos hidrológicos consideram a evaporação por interceptação como parte da evapotranspiração

Definição de transpiração

O processo de transpiração, para ocorrer, necessita vencer uma série de resistências ao longo do sistema solo-planta-atmosfera, saindo do solo, passando pelas raízes, vasos condutores (xilema) e, finalmente, indo para a atmosfera

Transpiração

evaporação de água para o ar
diminui o potencial hídrico na folha



$$\Psi_{ar} = -100 \text{ a } -1000 \text{ atm}$$

(forçantes atmosféricas)

Coesão

coluna de água no xilema
é mantida por coesão das moléculas de água nos elementos dos vasos

Tensão

baixo potencial hídrico na raiz provoca a entrada de água do solo, que se desloca por osmose até à medula

MOVIMENTO ASCENDENTE DA ÁGUA.
DE Ψ MENOS NEGATIVO (SOLO-RAIZ) PARA Ψ MAIS NEGATIVO (FOLHA-AR)

$$\Psi_{folhas} = -5 \text{ a } -40 \text{ atm}$$

$$\Psi_{raiz} = -1 \text{ a } -10 \text{ atm}$$

$$\Psi_{solo} = -0,1 \text{ a } -2 \text{ atm}$$

Estresse hídrico

1 atm ~10m.c.a.

Fatores condicionantes da ET

Processo complexo no qual 3 fatores são dominantes:

- 1) **Suprimento e demanda de água impostos pelas condições atmosféricas** - precipitação, radiação líquida, velocidade do vento, umidade e temperatura do ar
- 2) **Capacidade do solo (ou da superfície evaporativa) de transmitir água** - função da condutividade hidráulica e das características de armazenamento e retenção de água
- 3) **Influência da vegetação** - o tipo e densidade da vegetação influenciam nas taxas de transpiração, as quais, por sua vez, são condicionadas pelos processos ecofisiológicos e pela assimilação de água do solo por meio do sistema de raízes

Esse fatores não atuam como variáveis independentes, mas como um sistema fortemente acoplado.

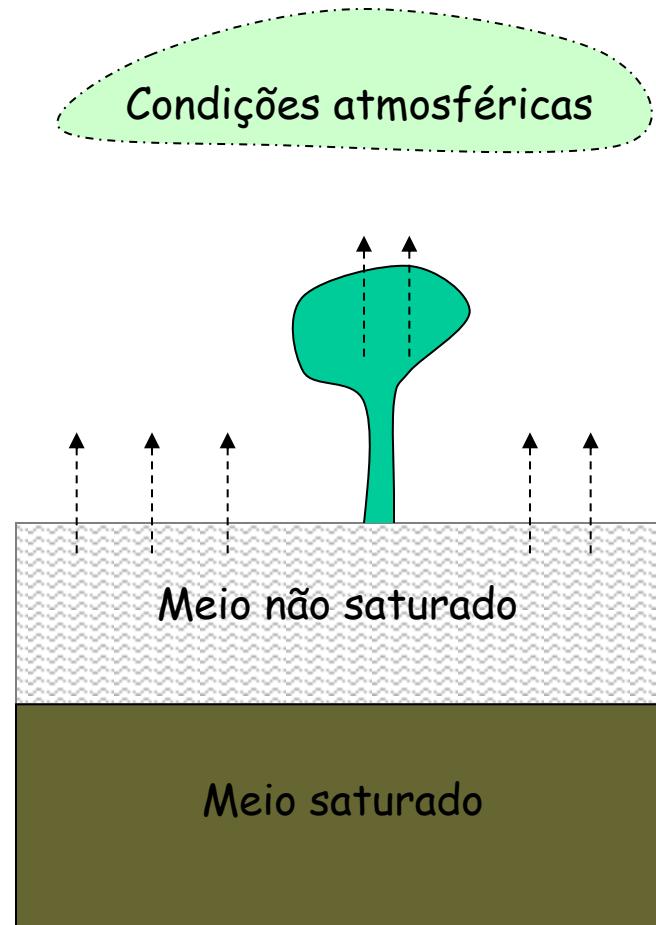
ETP e ETR

Evapotranspiração potencial - ETP

Máxima ET que pode ser transferida para a atmosfera - depende apenas das condições atmosféricas

Evapotranspiração real - ETR

Total transferido para a atmosfera de acordo com a disponibilidade hídrica existente (umidade do solo) e resistência das plantas

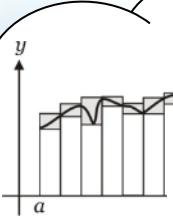


Equações para estimativa da ET

| Método | Equação | Parâmetros |
|--|--|---|
| Dalton | $PE = B(p_{vsat} - p_v^{air})$ (mm/dia) | B = a transmission function which depends on the mean wind speed and turbulent mixing; p_{vsat} = surface saturation vapour pressure; p_v^{air} = vapour pressure at the near ground surface air. |
| Cons. massa | $PE = P - R$ (mm/dia) | P = precipitation, mm/day; R = runoff, mm/day. |
| Razão de Bowen (balanço de energia) | $PE = \frac{Q_n}{r_w L_v(1+R)}$ (m/s) | Q_n = net radiation, J/m ² s; r_w = water density, kg/m ³ ; L_v = latent heat of vaporisation, J/kg; R = Bowen ratio. |
| Rohwer (1931) | $PE = 0.44(1 + 0.118u)(p_v - p_v^a)$ (mm/dia) | u = wind speed, miles/h; p_v = evaporating surface vapour pressure; p_v^a = vapour pressure above the surface; |
| Thorntwaite & Holzman (1942) | $PE(x_0, y_0) = Cu_2^{0.76} x_0^{0.88} y_0 (p_v - p_v^a)$ (mm/dia) | x_0, y_0 = evaporating area, m; C = constant related to the temperature; u_2 = wind speed at 2 m, miles/day; p_v = vapour pressure at the surface; p_v^a = vapour pressure above surface unaffected by evaporation. |
| Thorntwaite (1948) | $PE = 1.6 \frac{L}{12.0} \frac{N}{30.0} \frac{10T_a^0}{I^0}$ (cm/mês) | L = length of daylight, hours; N = number of days during the month; T_a = mean monthly air temperature, °C; $a = 6.75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} I^2 - 1.79 \cdot 10^{-2} I - 0.492$ $I = S_{month=1}^{12} (T_a / 5)^{1.514}$. |

| Método | Equação | Parâmetros |
|-------------------------|---|--|
| Penman (1948) | $PE = \frac{GQ_n + hE_a}{G + h}$ (m/s) | G = slope of the saturation vapor pressure versus temperature curve, mmHg/°F; Q_n = net radiation at the surface, m/s; h = psychrometric const., 0.27 mmHg/°F; $E_a = 0.35(1 + 0.15W_w)(p_{vsat}^{air} - p_v^{air})$, m/s; W_w = wind speed, km/h; p_v^{air} = near surface air vapour pressure. |
| Blaney & Criddle (1950) | $PE = (0.457T + 8.13)p$ (mm/dia) | T = mean daily temperature, °C; p = mean annual fraction of day that is in daylight. |
| Jensen & Haise (1963) | $PE = (0.025T + 0.078)\frac{R_s}{59}$ (mm/dia) | T = air temperature, °C; R_s = incident solar radiation, mm/day. |
| Penman-Monteith (1965) | $PE = \frac{1}{\hat{e}} \frac{GA + r_a c_p D / r_a}{G + h(1 + r_s/r_a)}$ (MJ/m².dia) | G, h = same as in Penman (1948), kPa/°C; $A = R_n - G$, MJ/m² day; ρ_a = air vol. heat capacity, MJ/m³ °C; c_p = vapour pressure deficit, kPa; D = fraction of day that is in daylight; r_s, r_a = canopy and aerodynamic resistances to vapour transfer, day/m. |
| Pristley-Taylor (1972) | $PE = \alpha \frac{G}{G + h}(R_n - G)$ (mm/dia) | α = empirical constant; G, h = same as in Penman (1948); R_n = net radiation, mm/day; G = soil heat flux, mm/day. |
| Hargreaves (1985) | $PE = 0.0023S_0 \sqrt{d_T} (T + 17.8)$ (mm/dia) | S_0 = extraterrestrial radiation, mm/day; d_T = difference between the mean monthly maximum and minimum temperature, °C; T = temperature, °C. |
| Wilson (1994) | $AE = \frac{GQ_n + hE_a}{G + hA}$ (MJ/m².dia) | $G, Q_n, h, W_w, p_v^{air}$ = as in Penman (1948); $E_a = 0.35(1 + 0.15W_w)p_v^{air}(B - A)$, m/s; $A = 1/RH$; $B = 1/RH_{air}$; RH = relative humidity at the surface; RH_{air} = relative humidity of the air. |

Modelando um fenômeno...



$$E = k_e \lambda \int_a^{l+d} \frac{dx}{x^2} = k_e \lambda \left[-\frac{1}{x} \right]_a^{l+d}$$
$$E = k_e \lambda \left(\frac{1}{d} - \frac{1}{l-d} \right) = \frac{k_e Q}{d(l+d)}$$



Modelagem

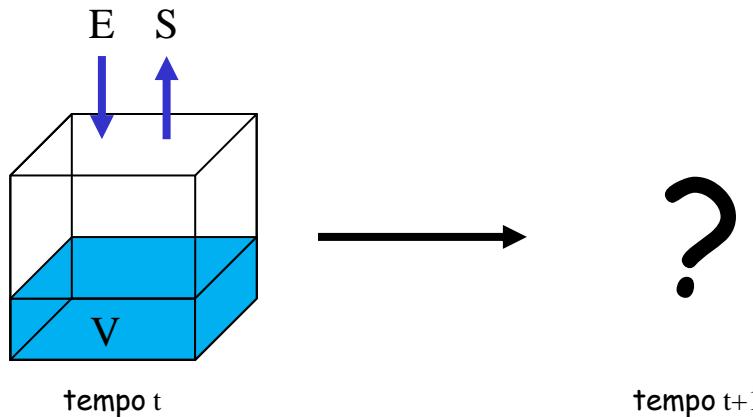
O que é um modelo?

- » É uma representação conceitual/matemática de um fenômeno
- » Tipicamente o modelo irá tratar apenas de alguns aspectos do fenômeno estudado
Um modelo é sempre uma simplificação da realidade!

Modelo de Balanço de Água no Solo

$$V_{t+1} = V_t + \Delta V$$

$$\Delta V = E - S$$



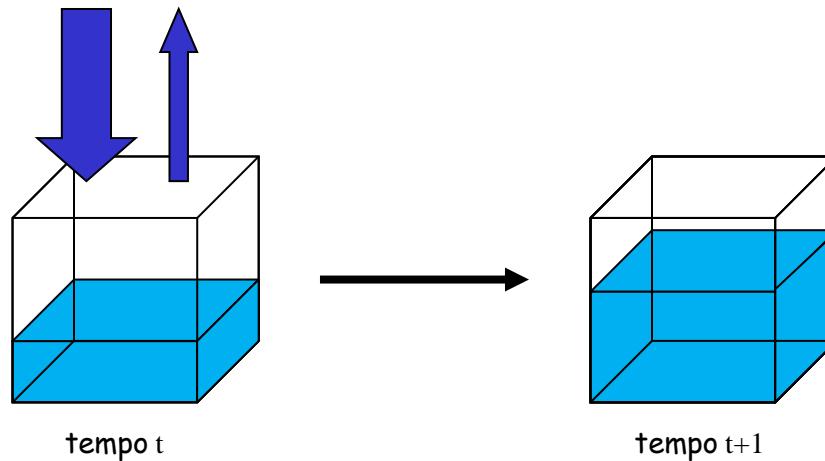
Modelagem

O que é um modelo?

- » É uma representação conceitual/matemática de um fenômeno
- » Tipicamente o modelo irá tratar apenas de alguns aspectos do fenômeno estudado
Um modelo é sempre uma simplificação da realidade!

Modelo de Balanço de Água no Solo

$$V_{t+1} = V_t + E_{\Delta t} - S_{\Delta t}$$



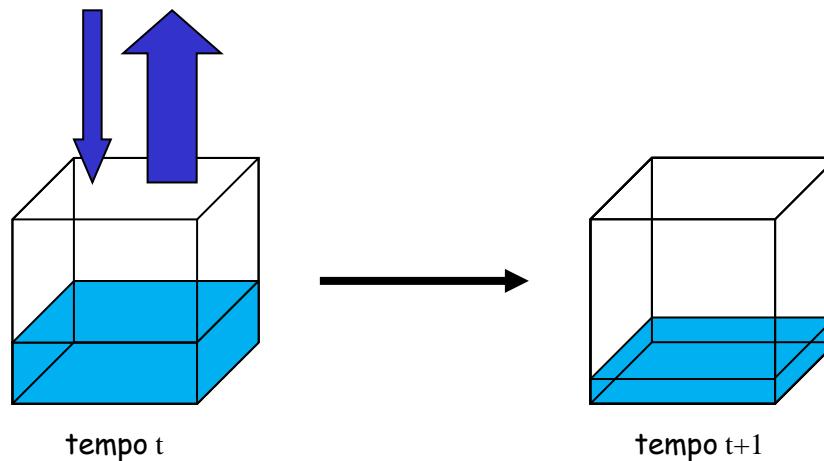
Modelagem

O que é um modelo?

- » É uma representação conceitual/matemática de um fenômeno
- » Tipicamente o modelo irá tratar apenas de alguns aspectos do fenômeno estudado
Um modelo é sempre uma simplificação da realidade!

Modelo de Balanço de Água no Solo

$$V_{t+1} = V_t + E_{\Delta t} - S_{\Delta t}$$

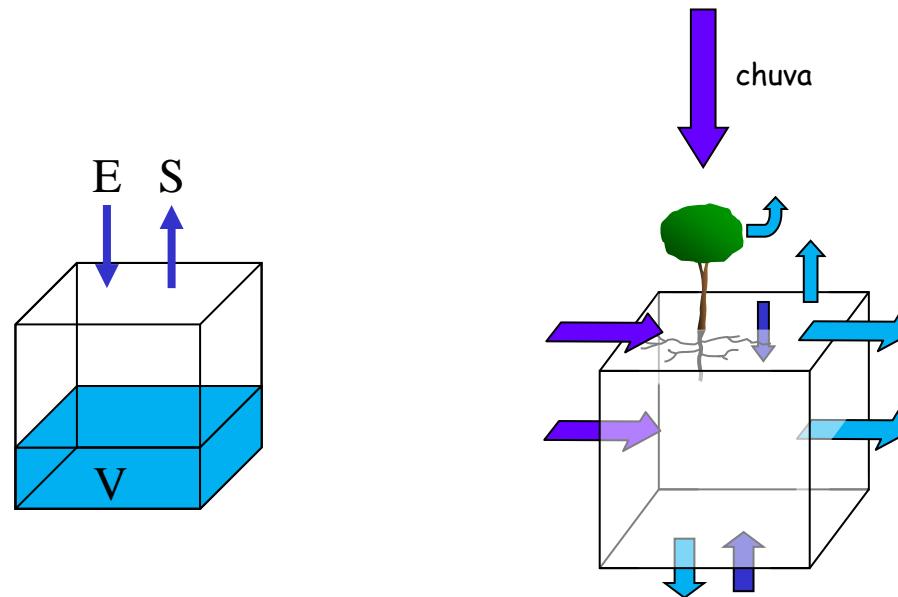


Modelagem

Dois modelos de um mesmo fenômeno deveriam ser iguais?

- » Não necessariamente
- » Cada modelo pode ter um objetivo diferente ou ainda ter diferenças conceituais ou de implementação decorrentes de decisões tomadas durante o desenvolvimento do modelo

Modelo de Balanço de Água no Solo



Modelagem

Quais as etapas da modelagem?

- » Caracterizar o sistema na qual o fenômeno se insere
 - » Fazer algumas suposições sobre como os vários componentes funcionam e interagem entre si
 - » Traduzir tudo em equações/procedimentos e num programa de simulação
 - » Determinar os valores de cada parâmetro (medidas reais, valores de referência ou calibração)
 - » Fazer a validação

O modelo é bom?

- » Explica observações passadas? Foi bem calibrado?
 - » Prediz observações futuras? Foi validado?
 - » É generalizável? É robusto? Pode ser aplicado em outros lugares/períodos?
 - » Consegue estimar a incerteza dos resultados? Os resultados são confiáveis?
 - » É simples? Necessita poucos dados de entrada?
 - » É fácil de usar? Tem interface amigável?

Modelagem

E para que modelar?

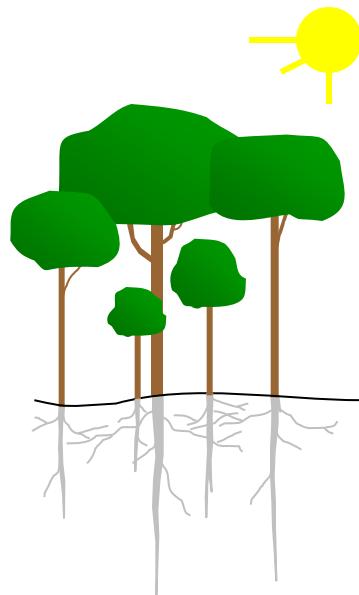
- » Explicitar hipóteses \uparrow impermeabilização $\rightarrow \uparrow$ enchentes?
- » Avaliar diferentes combinações de eventos \uparrow desmatamento e \downarrow chuvas $\rightarrow ?$
- » Simular condições inexistentes ou muito raras \uparrow consumo d'água e seca > 5 meses $\rightarrow ?$

Há limites para se modelar um fenômeno?



Modelagem Ambiental

processos ambientais



- » fenômenos tridimensionais e dinâmicos
- » variações contínuas no espaço e no tempo
- » comportamentos não lineares
- » componentes aleatórios
- » múltiplas escalas de tempo e espaço

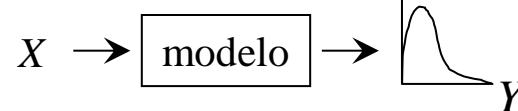
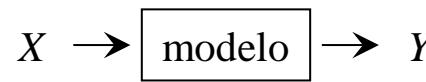
Como representar estes processos?

» simplificação <<

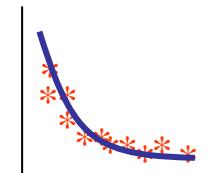
Modelagem Ambiental

Classificação

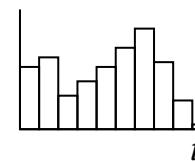
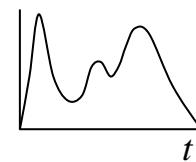
- » determinístico ou estocástico



- » baseado em processos ou empírico



- » contínuo ou discreto (no tempo)

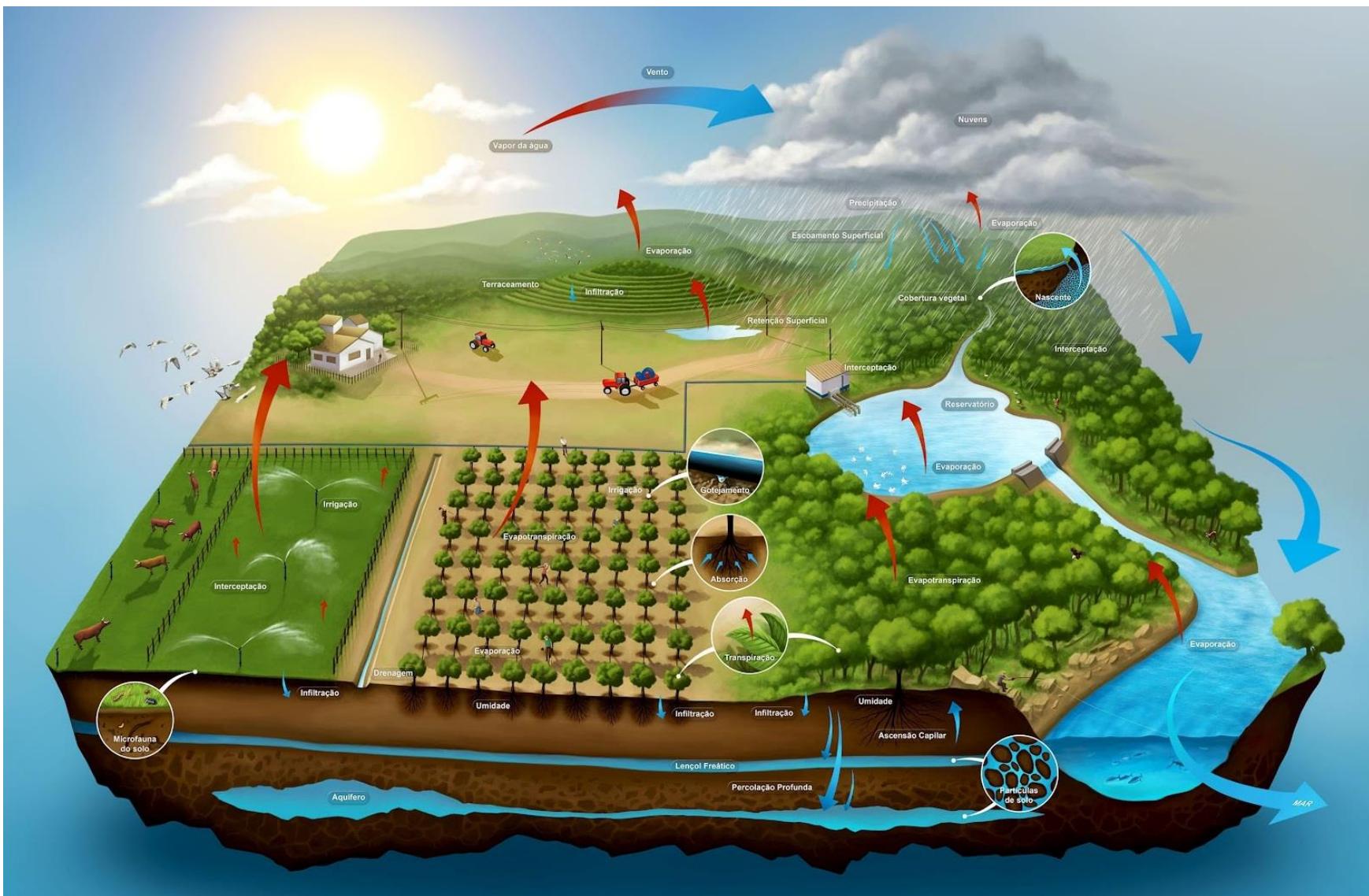


- » concentrado ou distribuído (no espaço)

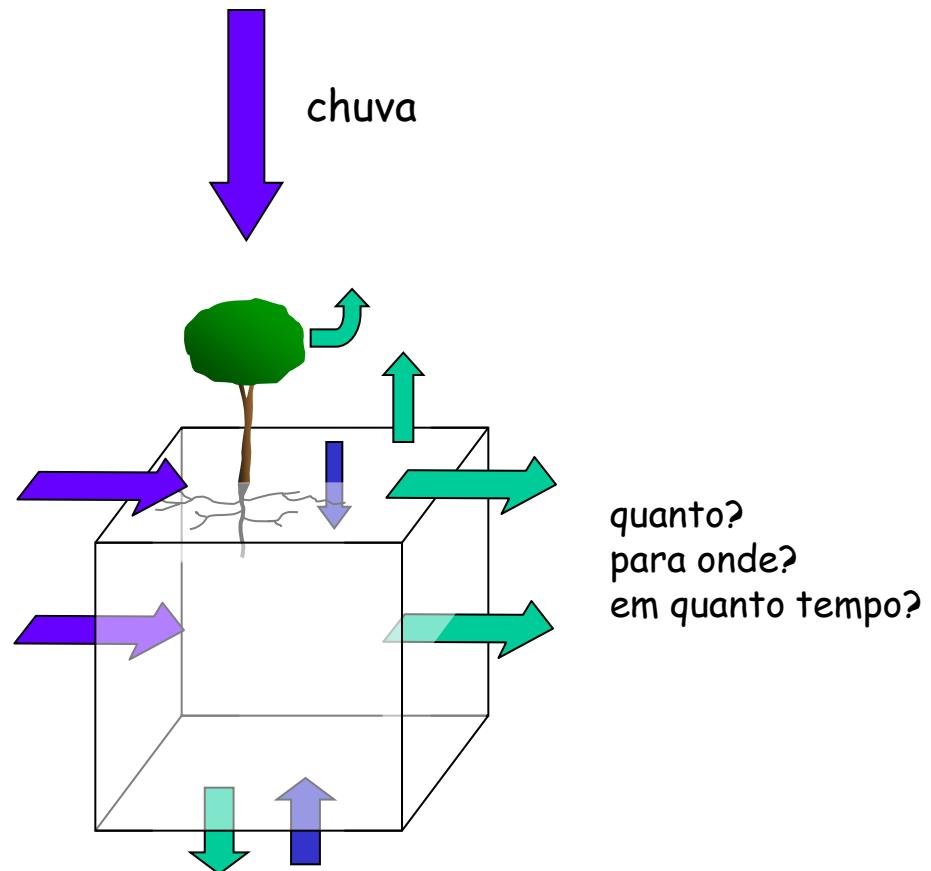
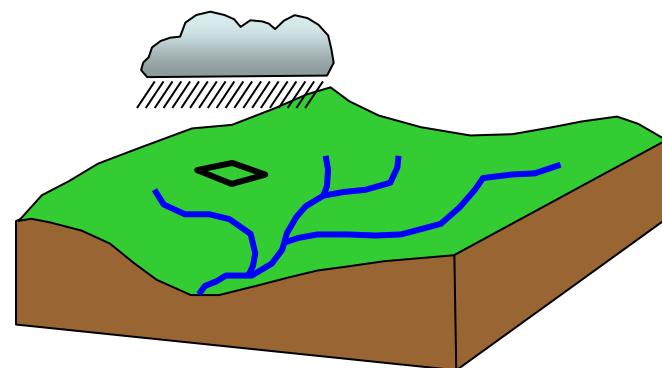


- » estático ou dinâmico $X_{t+1} \stackrel{?}{=} f(X_t)$

Modelagem Hidrológica



Modelo Hidrológico Distribuído



Modelo Hidrológico Distribuído

Escolha do melhor modelo depende de:

- quais processos necessitam ser representados e/ou estimados
- qual a precisão desejada

compromisso entre escala temporal x escala espacial

Regra Geral

quanto mais processos e maior precisão
mais parâmetros serão necessários
menor deverá ser o passo de tempo do modelo
mais fina a escala espacial
implica em mais dados e maior estrutura computacional!

Se quero estudar o impacto da mudança de uso e cobertura do solo numa bacia hidrográfica, preciso modelar a distribuição de água no solo?
provavelmente não!

Modelo Hidrológico Distribuído

Passos:

- avaliar quais modelos são usados para seu tipo de estudo
artigos de congresso e revistas especializadas
teses e dissertações (maior detalhe)
- identificar quais parâmetros/medidas serão necessários
manuais, notas técnicas e memoriais descritivos
- verificar se os dados disponíveis são compatíveis com o modelo escolhido
passo de tempo (diferentes processos pedem diferentes passos de tempo)
representação espacial: pontos ou grades? resolução espacial?
- providenciar a estrutura computacional necessária para executar o modelo
memória
espaço em disco: dados de entrada e de saída
número de processadores (processamento paralelo)

Modelo Hidrológico Distribuído

Modelo próprio ou sistema pronto?

Implementar seu próprio modelo

Vantagens:

- liberdade para representar os processos que deseja
- escolher as equações ou abordagens mais adequadas

Desvantagens:

- definir quais equações ou abordagens utilizar
- implementar soluções numéricas complexas
- compatibilizar resoluções temporal e espacial dos dados de entrada

Modelos Hidrológicos Prontos

Vantagens:

- ajuda de grupos que trabalham no mesmo modelo
- procedimentos em geral são documentados

Desvantagens:

- limitar a análise dos resultados às saídas do modelo
- preparação dos dados (maior consumo de tempo!)

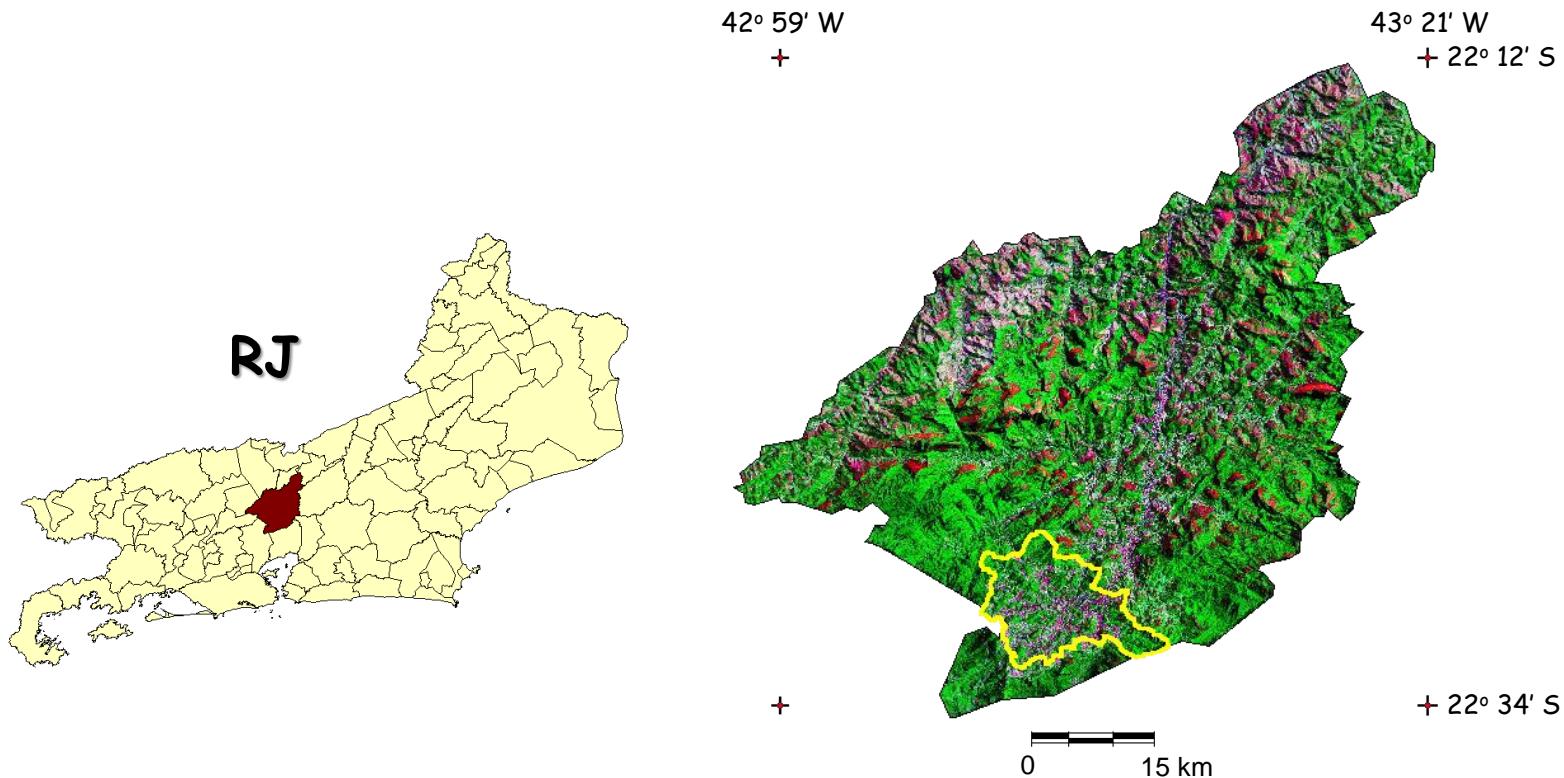
MODELAGEM HIDROLÓGICA DINÂMICA DISTRIBUÍDA PARA ESTIMATIVA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL EM UMA MICROBACIA URBANA

Mestrado em Sensoriamento Remoto
Leonardo Marini Pereira

2008

Camilo Daleles Rennó
Leila Maria Garcia Fonseca
Orientadores

Área de Estudo



Petrópolis/RJ

Modelo CN-SCS

O modelo Curva-Número da *Soil Conservation Service* é um modelo chuva-vazão que visa estimar o quanto da precipitação é transformado em escoamento rápido (desconsidera fluxo de base)

$$\begin{cases} Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} & \text{se } P > I_a \\ & I_a = \lambda S \\ Q = 0 & \text{c.c.} \end{cases}$$
$$S = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$$

Q - o escoamento superficial em mm;

P - precipitação em mm;

Ia - absorção inicial;

S - fator de retenção;

CN - valor de Curva Número tabelado;

λ - constante (0,2)

função de:

- uso e cobertura (tabela)
- declividade
- umidade antecedente

Condição de Umidade Prévia (AMC)

AMC 1: Solo seco (CN_1)

AMC 2: Solo intermediário (CN_2)

AMC 3: Solo úmido (CN_3)

$$CN_3 > CN_2 > CN_1$$

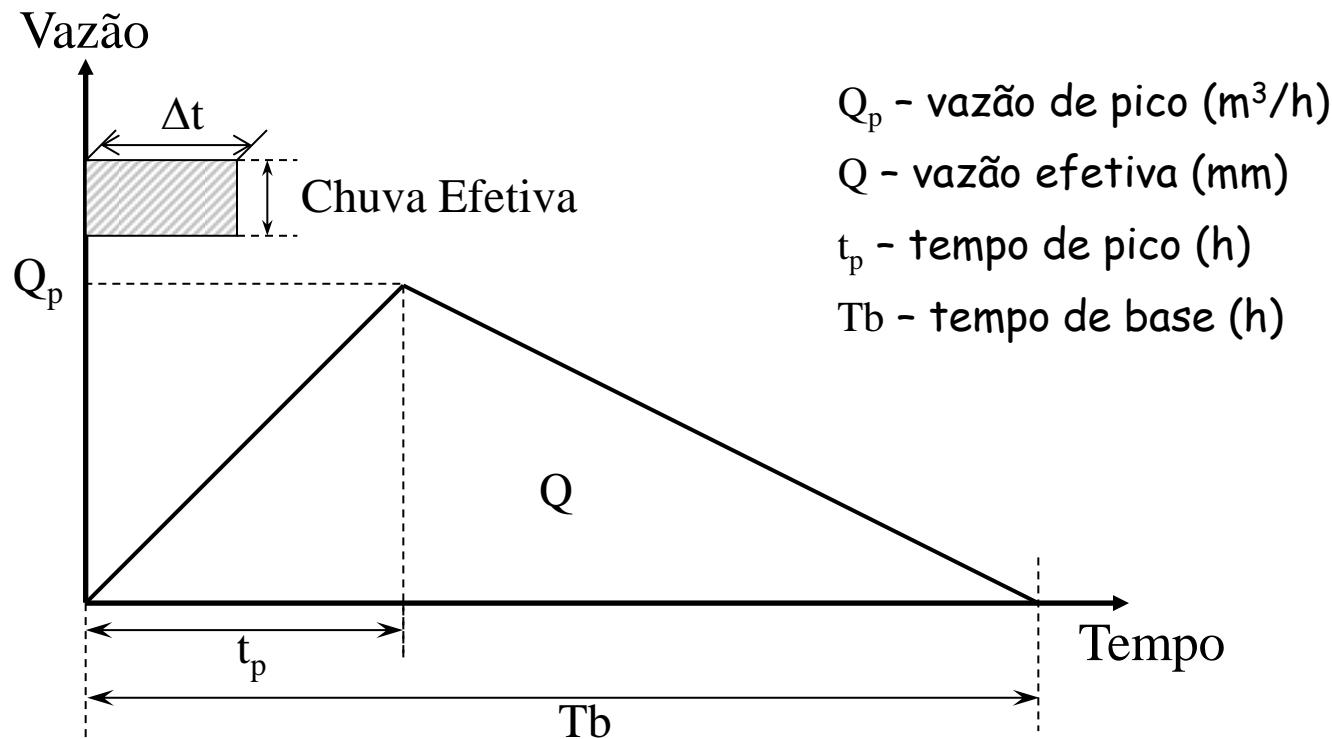
$$CN_1 = CN_2 - \frac{20(100 - CN_2)}{100 - CN_2 + \exp[2,533 - 0,0636(100 - CN_2)]}$$

$$CN_3 = CN_2 \exp[0,00673(100 - CN_2)]$$

$$CN_{2Decl} = \frac{1}{3}(CN_3 - CN_2)[1 - 2\exp(-13,86Dec)] + CN_2$$

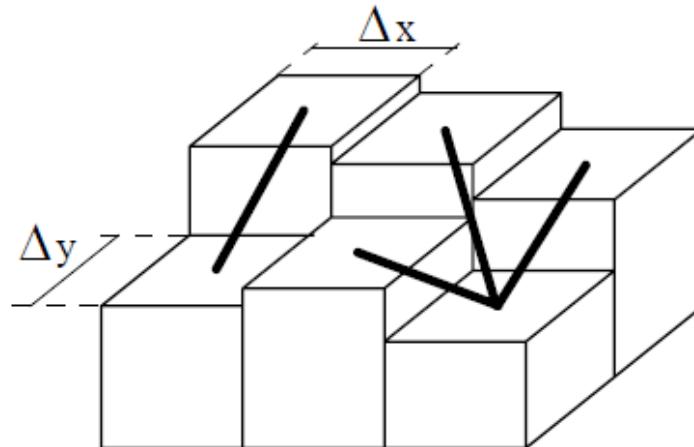
Hidrograma

O escoamento superficial calculado Q é distribuído no tempo segundo um hidrograma teórico

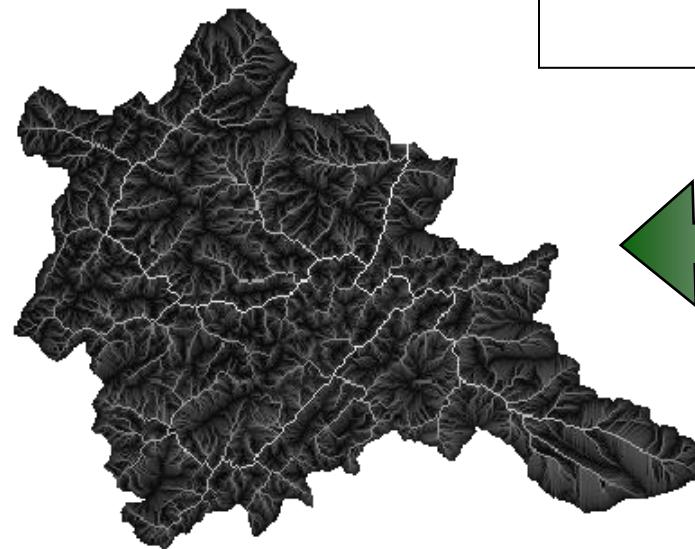


Linhas de Fluxo de Escoamento

Algoritmo D8

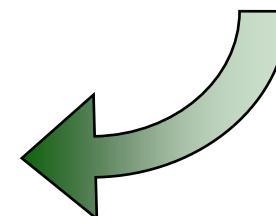


Grade
Acumulada



Codificação LDD

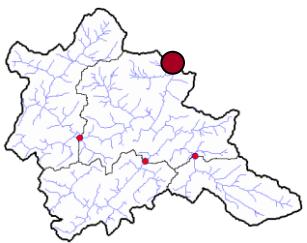
| | | |
|---|---|---|
| 4 | 3 | 2 |
| 5 | 0 | 1 |
| 6 | 7 | 8 |



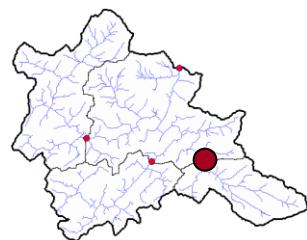
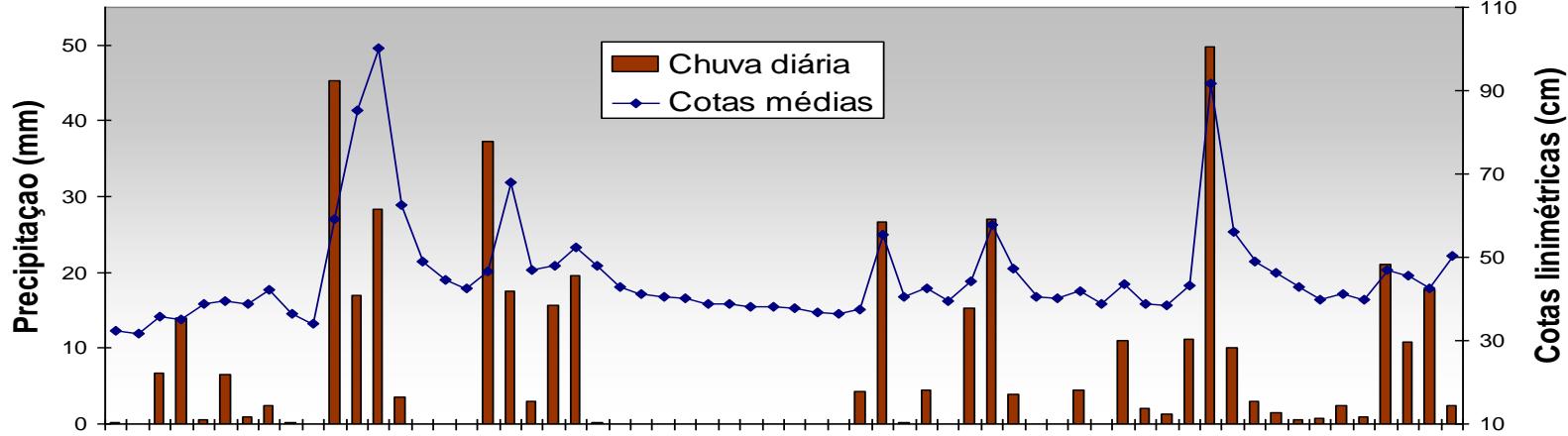
Estações de Monitoramento



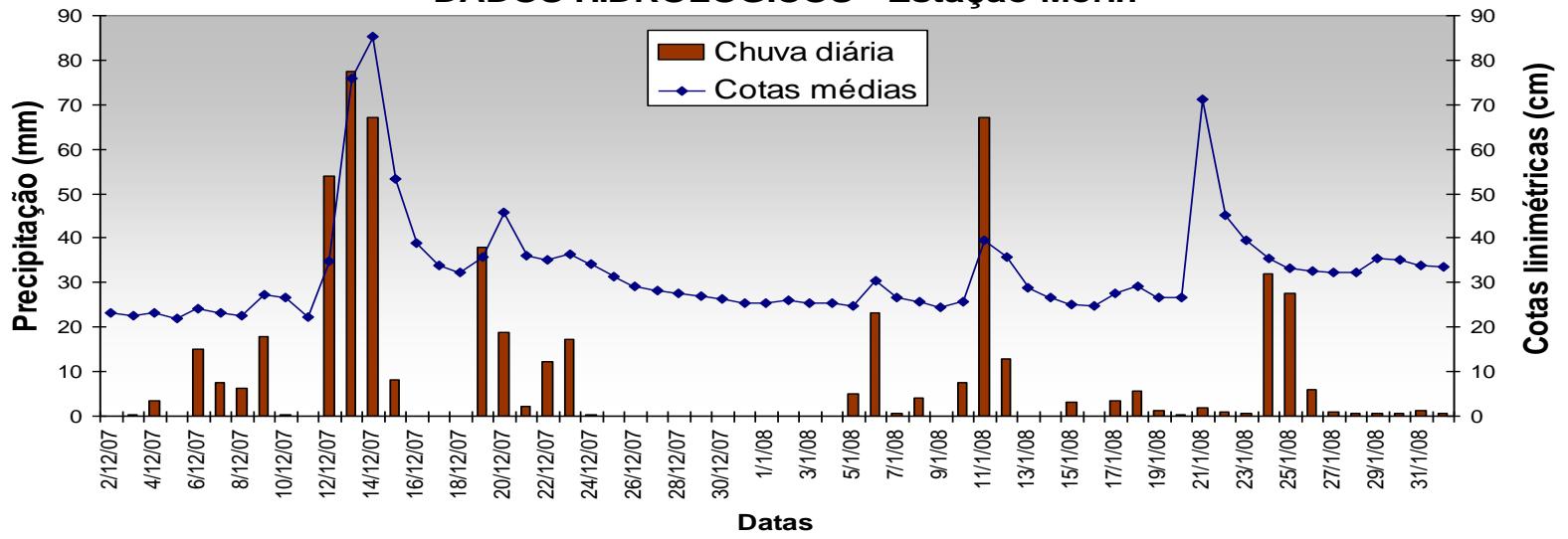
Dados Hidrológicos



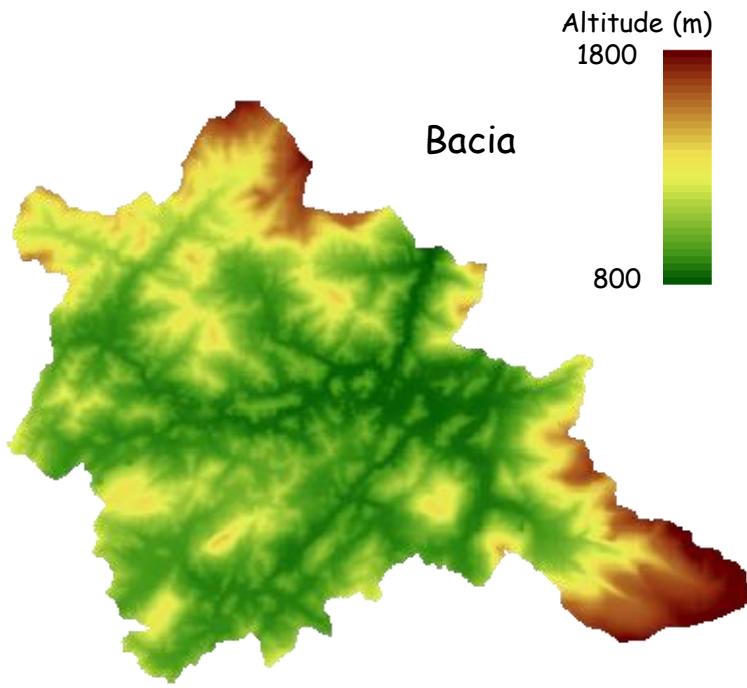
DADOS HIDROLÓGICOS - Estação Liceu Carlos Chagas



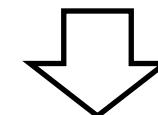
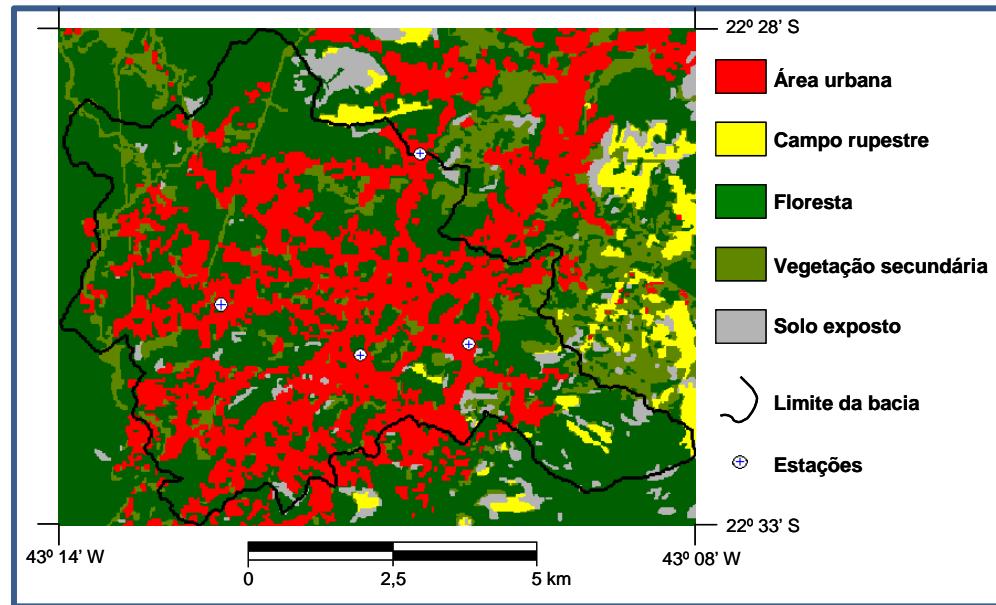
DADOS HIDROLÓGICOS - Estação Morin



Altimetria e Mapa de Uso e Cobertura



Direção Declividade
de Fluxo



CN

Calibração dos parâmetros (14)

Valores iniciais de Curva Número para
as classes de uso e cobertura do solo.

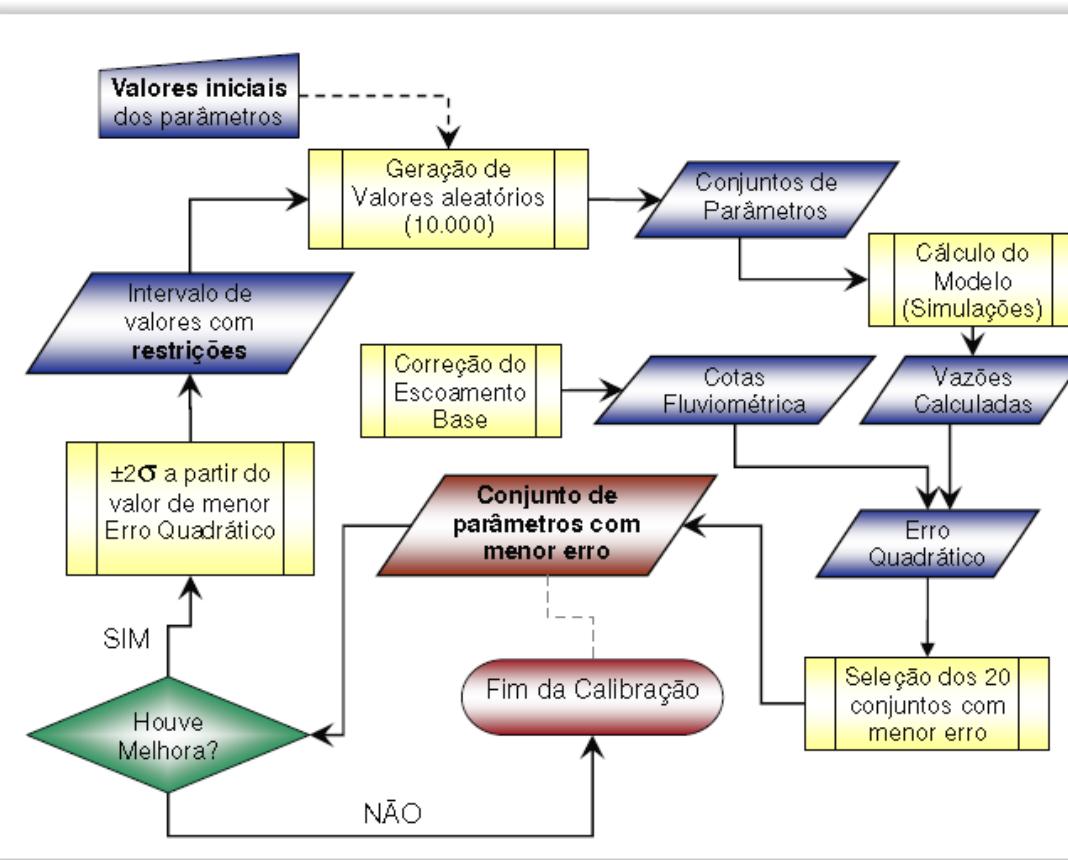
| Classe | Curva Número |
|----------------------|--------------|
| Área Urbana | 95 |
| Campo Rupestre | 74 |
| Floresta | 70 |
| Vegetação Secundária | 76 |
| Solo Exposto | 86 |

- Valores de CN para as classes de uso e cobertura do solo (5);
- Limite das condições AMC (I e III) (2);
- λ (1);
- Escoamento Base para as três estações (3);
- Ponderação para a chuva de cada uma das estações (3);

Calibração dos parâmetros (14)

| Parâmetro | Descrição | Limite Inferior | Limite Superior |
|---------------------|---|-----------------|-----------------|
| 1) CN_ArUrb | Valor de CN para Área Urbana | 80 | 100 |
| 2) CN_Camp | Valor de CN para Campo Rupestre | 60 | 80 |
| 3) CN_Floresta | Valor de CN para Floresta | 60 | 80 |
| 4) CN_VegSec | Valor de CN para Vegetação Secundária | 60 | 80 |
| 5) CN_Solo | Valor de CN para Solo Exposto | 70 | 90 |
| 6) Lim_Inf_AMC | Limiar de chuva acumulada nos últimos 5 dias abaixo do qual considera-se AMC I | 0 | 50 |
| 7) Lim_Sup_AMC | Limiar de chuva acumulada nos últimos 5 dias acima do qual considera-se AMC III | 50 | 100 |
| 8) λ (Ia/S) | Razão entre a absorção inicial e o fator de retenção | 0,05 | 0,3 |
| 9) EBase_Liceu | Inclinação da reta do escoamento base da estação Liceu | 0 | 0,5 |
| 10) EBase_Esp | Inclinação da reta do escoamento base da estação Esperança | 0 | 0,5 |
| 11) EBase_Morin | Inclinação da reta do escoamento base da estação Morin | 0 | 0,5 |
| 12) P_ChuvaLiceu | Peso da chuva medida na estação Liceu | 0 | 1 |
| 13) P_ChuvaEsp | Peso da chuva medida na estação Esperança | 0 | 1 |
| 14) P_ChuvaMorin | Peso da chuva medida na estação Morin | 0 | 1 |

Calibração dos parâmetros (14)



$$\varepsilon = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^n (CF_{n_i} - Q_{n_i})^2$$

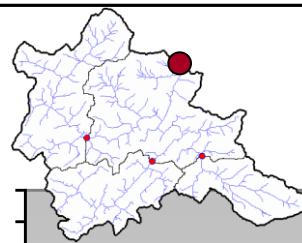
CF_{n_i} são as cotas fluviométricas normalizadas;
 Q_{n_i} são as vazões diárias calculadas normalizadas;
 n é a quantidade de eventos chuvosos; e
 N é a quantidade de estações de controle utilizadas na avaliação.

Resultado da Calibração

| PARÂMETRO | VALOR | PARÂMETRO | VALOR |
|----------------|----------|---------------------|--------------|
| 1) CN_ArUrb | 97,38283 | 8) λ (Ia/S) | 0,05048 |
| 2) CN_Camp | 74,38872 | 9) EBase_Liceu | 0,149 mm/dia |
| 3) CN_Floresta | 69,92489 | 10) EBase_Esp | 0,088 mm/dia |
| 4) CN_VegSec | 76,87716 | 11) EBase_Morin | 0,067 mm/dia |
| 5) CN_Solo | 83,97503 | 12) P_ChuvaLiceu | 0,610 |
| 6) Lim_Inf_AMC | 20,28 mm | 13) P_ChuvaEsp | 0,355 |
| 7) Lim_Sup_AMC | 52,94 mm | 14) P_ChuvaMorin | 0,035 |

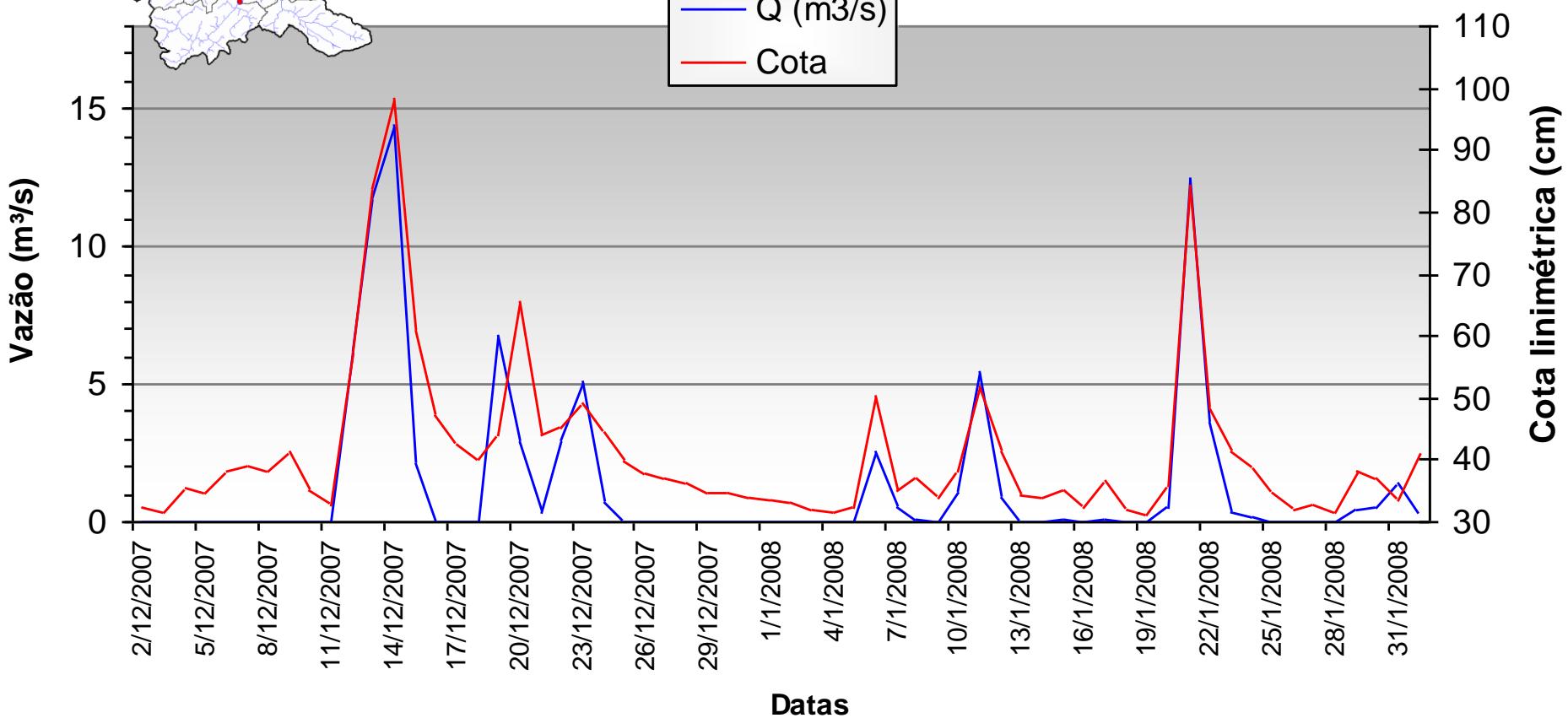
$$\varepsilon = 1,8037$$

Calibração - Est. Liceu

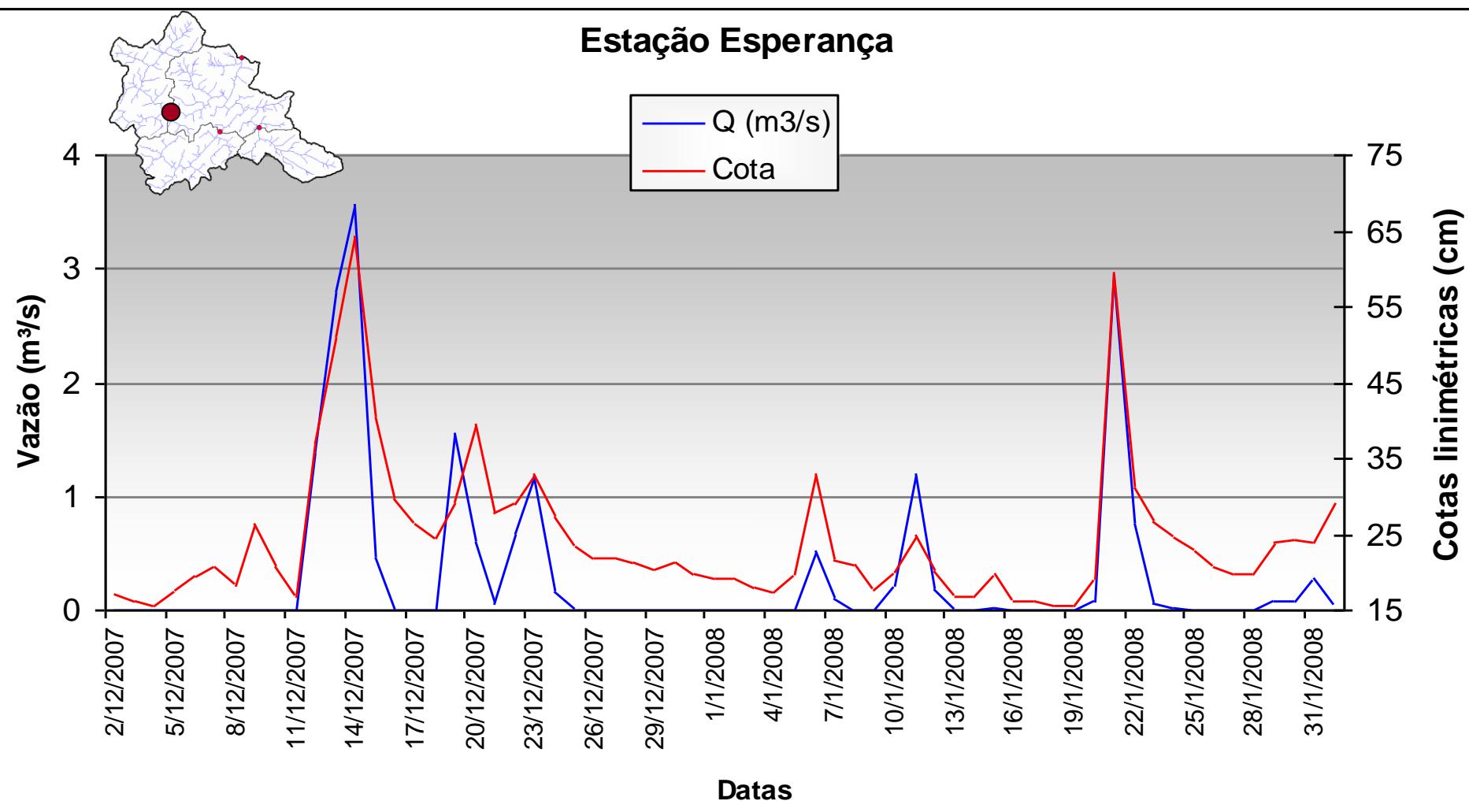


Estação Liceu Carlos Chagas

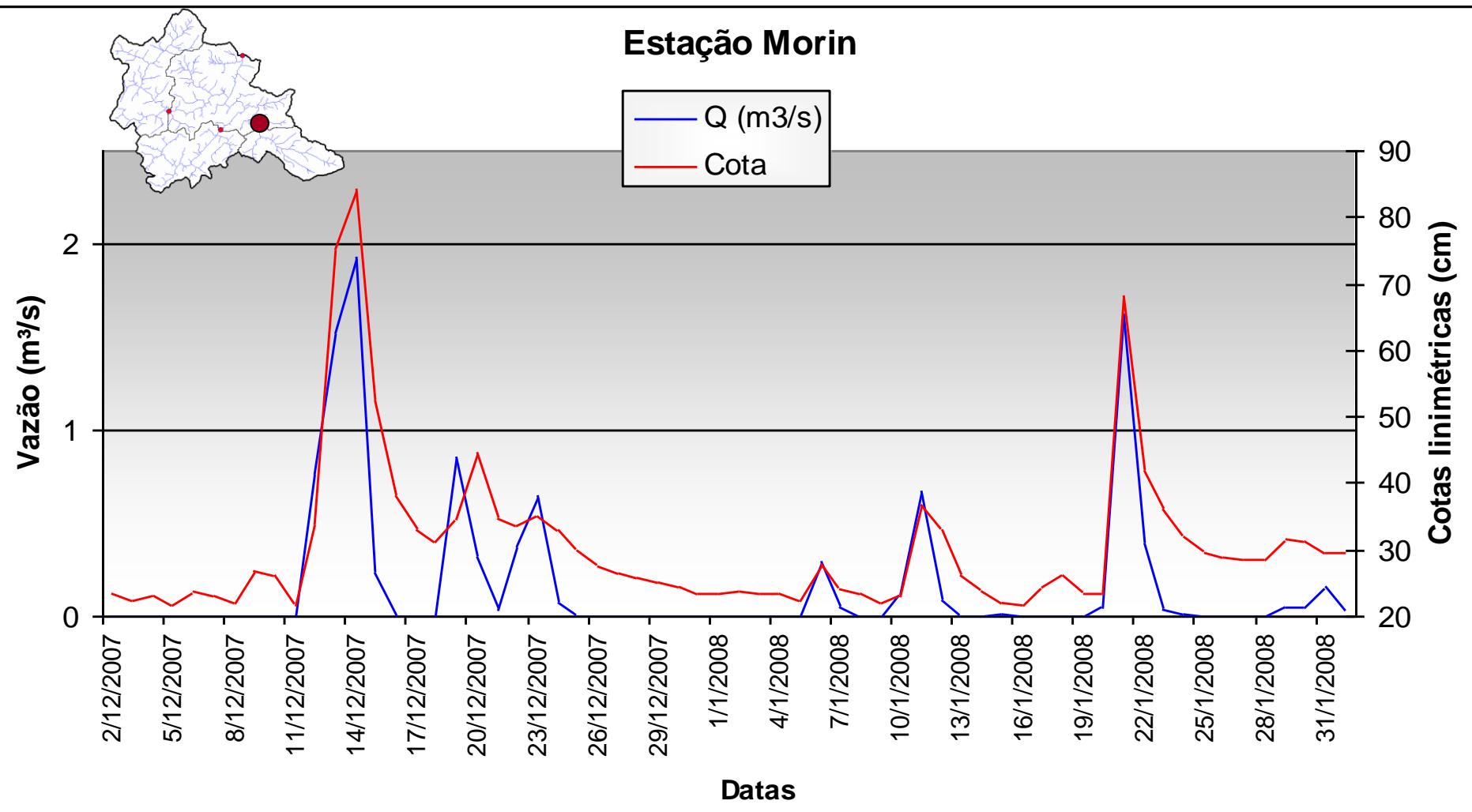
Q (m³/s)
Cota



Calibração - Est. Esperança



Calibração - Est. Morin



Validação

Estação Liceu Carlos Chagas

