
Processos Hidrológicos

CST 318 / SER 456

Tema 7 - Evapotranspiração
ANO 2017

Camilo Daleles Rennó
Laura De Simone Borma
<http://www.dpi.inpe.br/~camilo/cst318/>

A importância da ET no ciclo hidrológico

Ciclo hidrológico → troca constante de água entre a superfície terrestre e a atmosfera

A água chega até a superfície terrestre através da precipitação

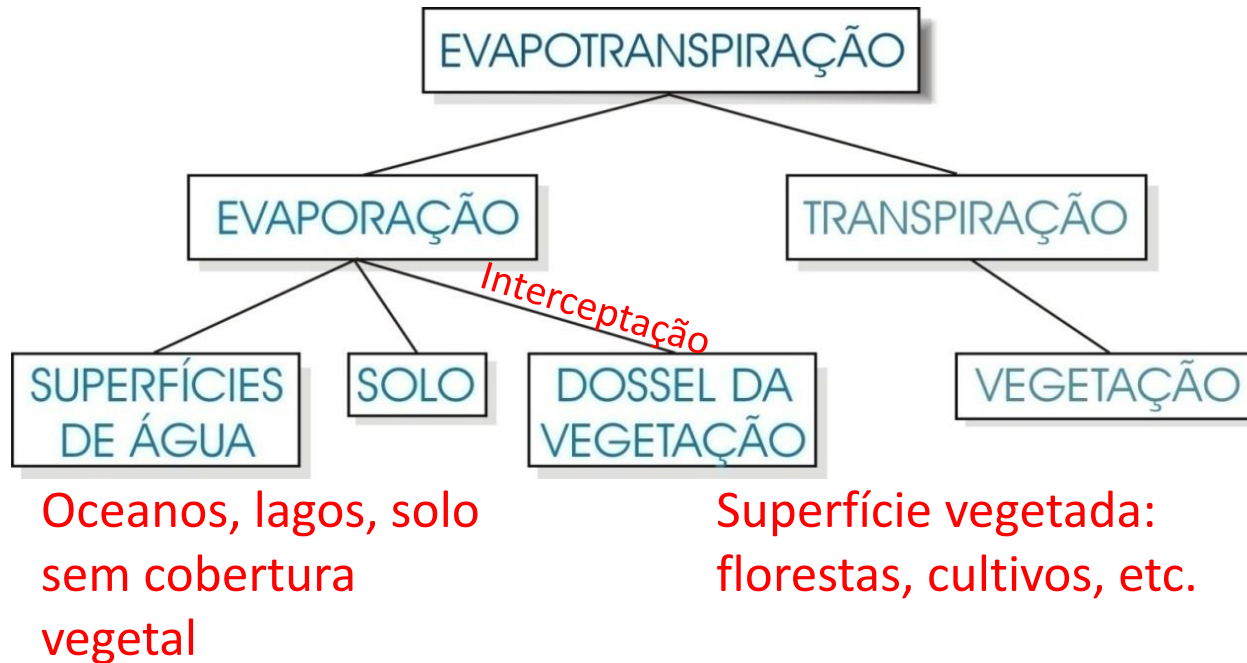
A água sai da superfície terrestre através de processos de vaporização da água → evaporação + transpiração = evapotranspiração (ETP)

Evapotranspiração ⇒ vapor d'água para a atmosfera

Vapor d'água → indisponível para uso humano mas importante alimentador da chuva e do ciclo hidrológico

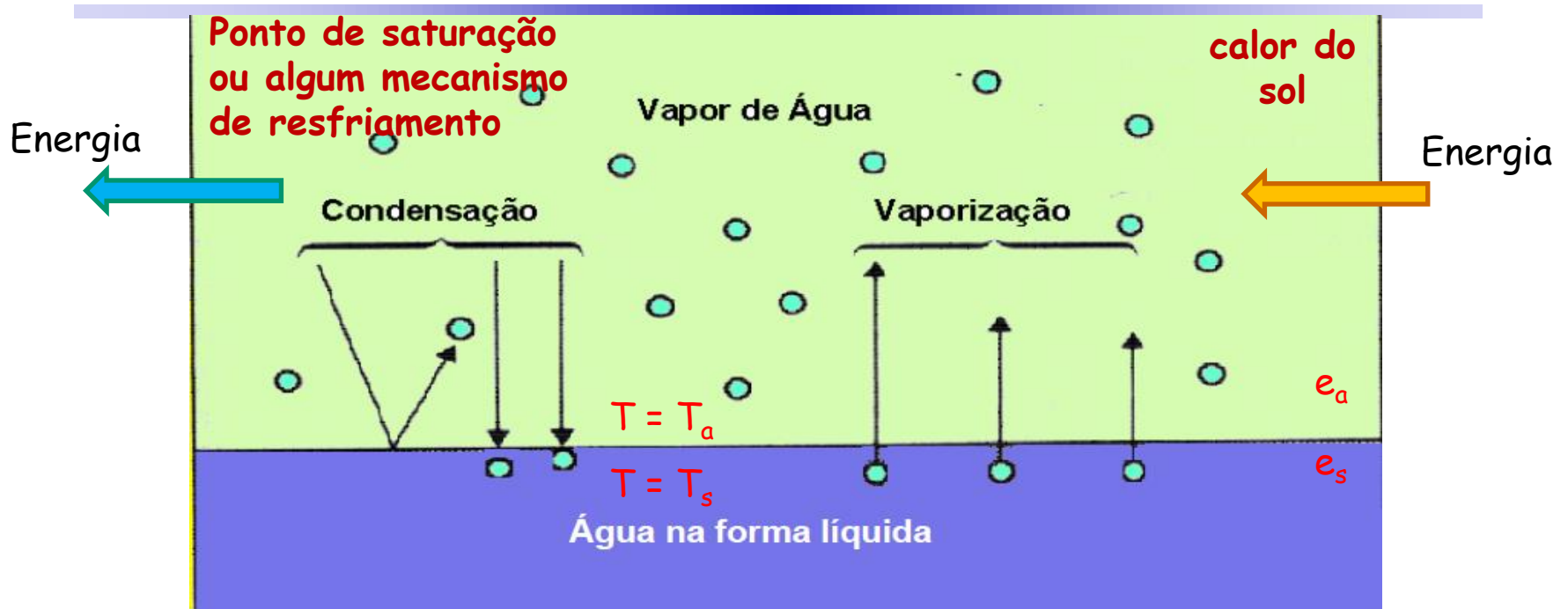


Evapotranspiração



Evapotranspiração: conjunto de processos físicos (evaporação) e fisiológicos (transpiração) que provocam a transformação da água precipitada na superfície da Terra em vapor

Definição de evaporação



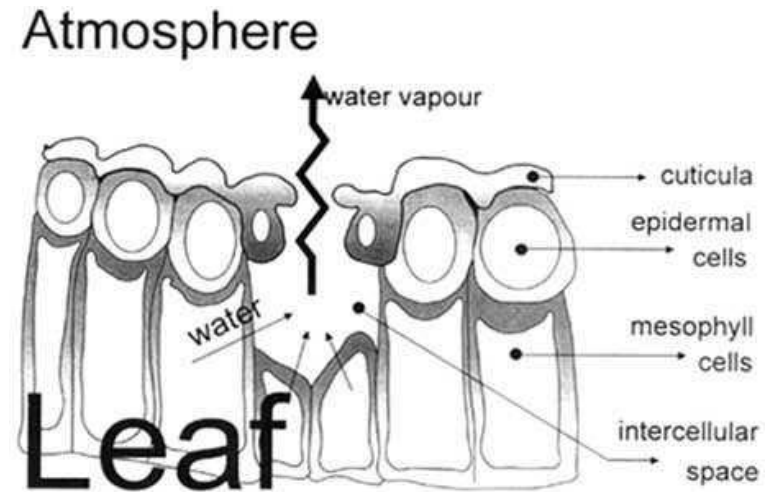
Evaporação - processo físico de mudança de fase, passando do estado líquido para o gasoso

Para que a evaporação ocorra, é necessário:

- o fornecimento de energia: radiação solar ou calor
- calor latente de vaporização: 2,45 MJ/kg (a 20°C)
- um gradiente de concentração de vapor d'água entre a superfície evaporativa e o meio: vento, déficit de pressão de vapor, umidade do ar, etc.

Definição de transpiração

- É a vaporização da água líquida contida nos tecidos das plantas e na sua posterior remoção para a atmosfera - **processo biofísico**
- A vaporização ocorre dentro da folha, nos espaços intracelulares;
- A troca de vapor com a atmosfera ocorre por meio da abertura estomatal (estômatos)
- É também através dos estômatos que as plantas absorvem CO_2
- Praticamente toda a água absorvida pela planta é perdida pela transpiração, e somente uma pequena fração é usada dentro da planta



<http://www.fao.org/>

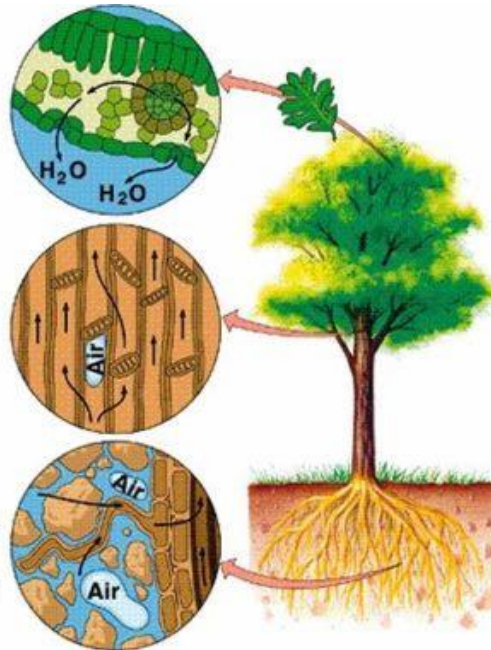


Definição de transpiração

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



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

(forçantes atmosféricas)

Coesão

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

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

Tensão

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

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

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

MOVIMENTO
ASCENDENTE
DA ÁGUA.

DE Ψ MENOS
NEGATIVO
(SOLO-RAÍZ)
PARA
 Ψ MAIS
NEGATIVO
(FOLHA-AR)

Estresse hídrico

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) **Habilidade 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

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

Característica da superfície evaporativa

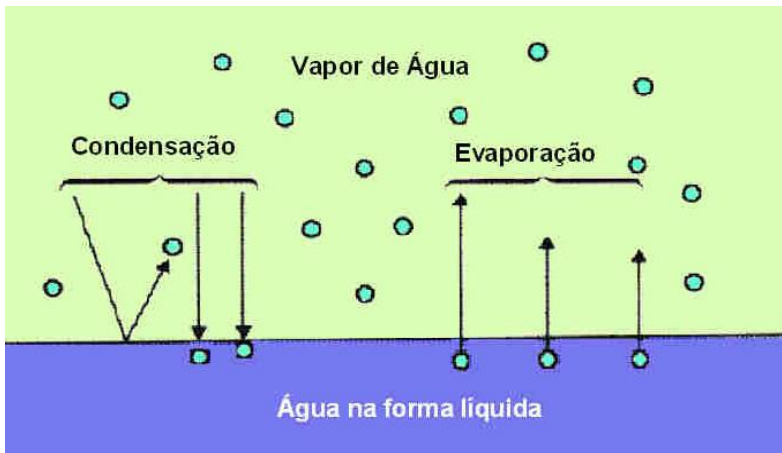
Somente ocorrerá se existir água disponível

Disponibilidade de água - fator limitante do processo

Água livre não oferece resistência

Solo na umidade natural oferece grande resistência, porém é vencida com auxílio das plantas

Evapotranspiração potencial X evapotranspiração real



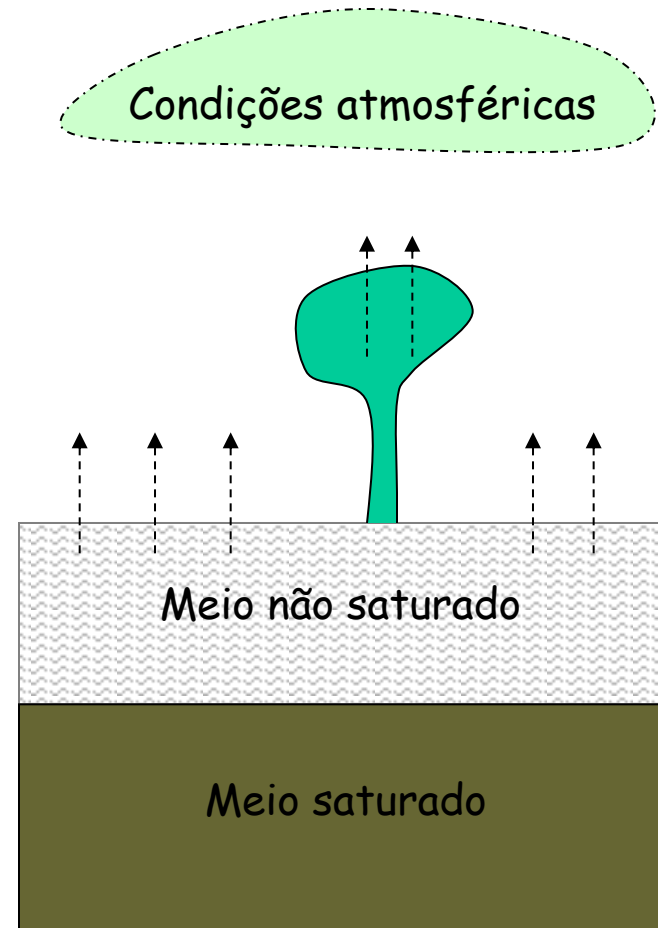
ETp e ETr

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



Resistância da superfície

Bulk surface resistance (r_s)

Resistência do solo

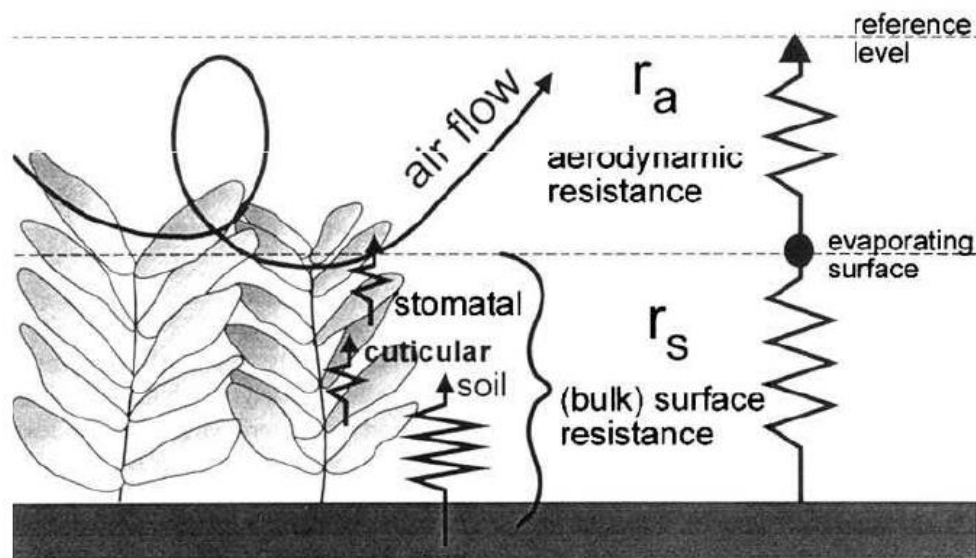
Umidade do solo

Resistência da vegetação

Indivíduo - abertura e fechamento dos estômatos

Resistência aerodinâmica (r_a)

Resistência oferecida pelo dossel às trocas de ar entre a superfície evaporativa e a atmosfera circundante

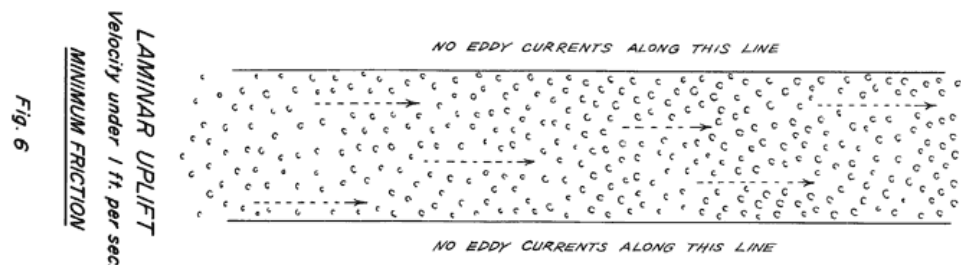
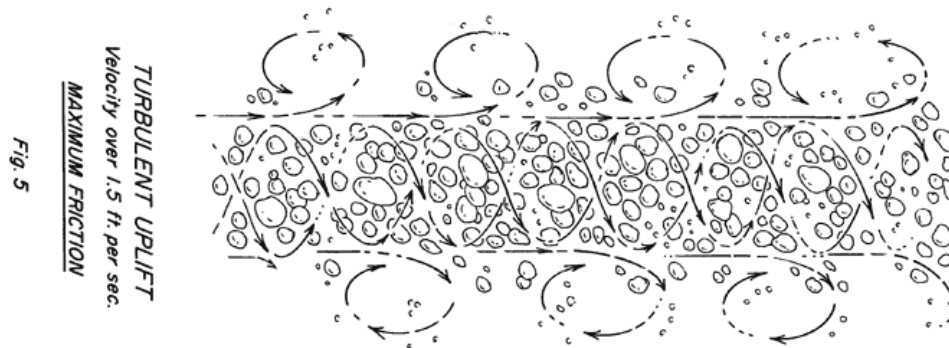


Resistência aerodinâmica

O vento que incide horizontalmente sobre superfícies naturais \Rightarrow retardado pela interação entre o terreno e a vegetação

Essa interação cria movimentos randômicos nos quais porções de ar, de vários tamanhos, movem-se em direções não definidas durante o período de sua existência \Rightarrow turbulência

Mecanismo de transporte mais eficiente que a difusão molecular e é o principal processo responsável pela troca entre o ar próximo do terreno (camada limite da atmosfera) e os níveis mais altos da atmosfera



Importância da ET em diferentes escalas

Escala local

- transpiração da floresta e culturas agrícolas;
- importante para dimensionamento da irrigação, avaliação da resposta das florestas à seca, definição de biomas, etc.
- componente do **balanço hídrico** local

$$\frac{dS}{dt} = P - ET$$

Escala de bacia

- define a quantidade de água de chuva que retorna à atmosfera e não contribui para a recarga de mananciais, ou seja, não alimenta a água superficial e subterrânea
- componente do **balanço hídrico** na escala da bacia

$$Q = P - ET - \frac{dS}{dt}$$

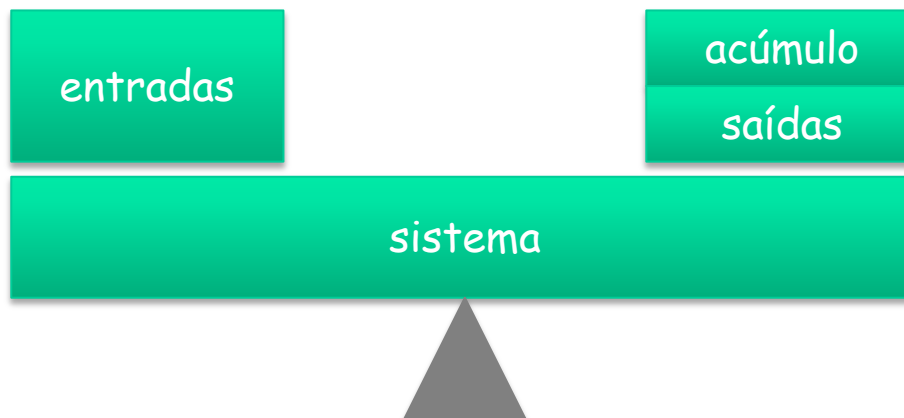
Escala global

- define a parcela de energia da superfície terrestre que é utilizada na transformação da água líquida em vapor d'água
- componente do **balanço de energia** na superfície terrestre

$$R_n = G + H + \lambda E + F$$

O que é o 'balanço' de um material?

O balanço de massa ou energia expressa o cálculo exato de todos os materiais que entram, saem, se acumulam ou são transformados, em um dado sistema, no decorrer de um dado intervalo de tempo



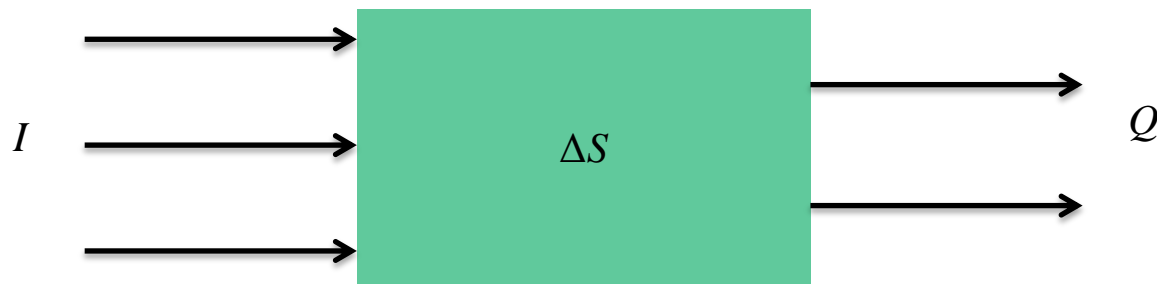
Sistema: bacia hidrográfica, o próprio sistema terrestre ou o sistema Solo-Planta-Atmosfera

Material ou substância: massa (água, substâncias químicas) ou energia (energia solar, calor)

Substância conservativa: sua quantidade não é criada nem destruída (ou seja, não ocorre transformação) durante o processo

Lei de conservação

“a quantidade de uma **substância conservativa** que entra em um volume de controle durante um dado período de tempo menos a quantidade que deixa esse volume durante esse período é igual à quantidade armazenada no volume durante esse período”



$$I - Q = \Delta S$$

- equação da conservação

$$\frac{I}{\Delta t} - \frac{Q}{\Delta t} = \frac{\Delta S}{\Delta t}$$

- taxa de variação média

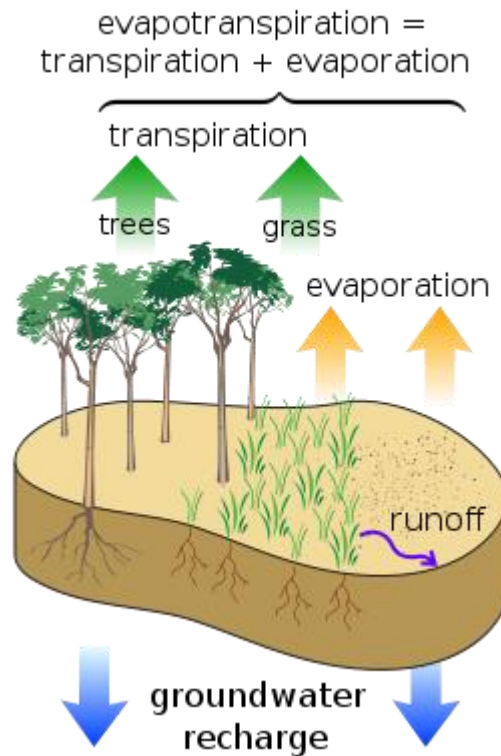
$$\frac{I}{dt} - \frac{Q}{dt} = \frac{dS}{dt}$$

- taxa de variação instantânea (cálculo infinitesimal)

Balanço hídrico

Escala local:

$$\frac{dS}{dt} = P - ET$$



Escala de bacia:

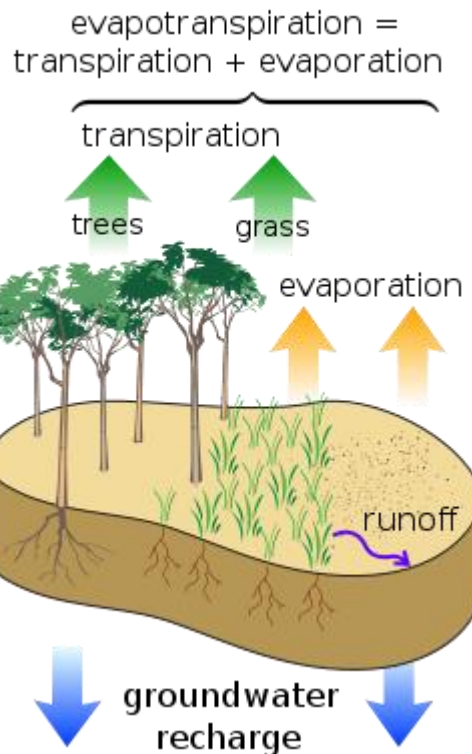
$$Q = P - ET - \frac{dS}{dt}$$

Balanço hídrico

Escala local

$$\frac{dS}{dt} = P - ET - G_r$$

Modelos SVAT
(Soil Vegetation Atmospheric Transport)



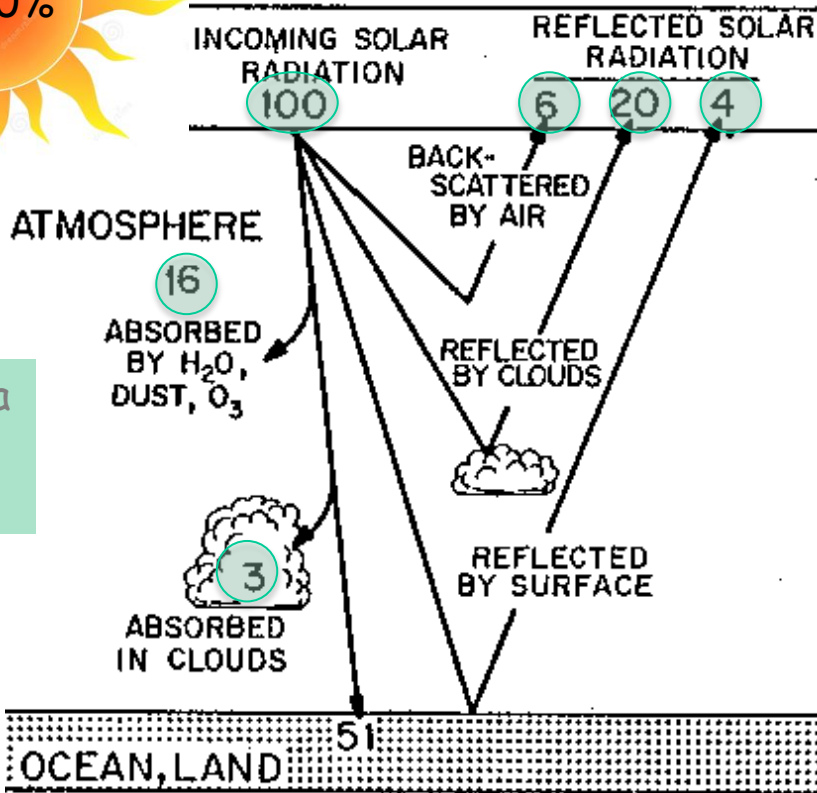
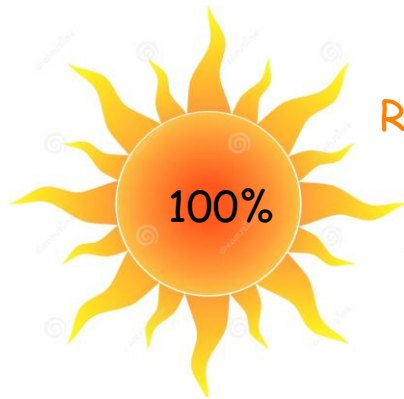
Escala de bacia

$$Q = P - ET - \frac{dS}{dt}$$

Modelos hidrológicos

Balanço de energia

Radiação de ondas curtas (S) - 0,1 a 0,4 μm



19% absorvida pela atmosfera

30% devolvida para o espaço - reflexão

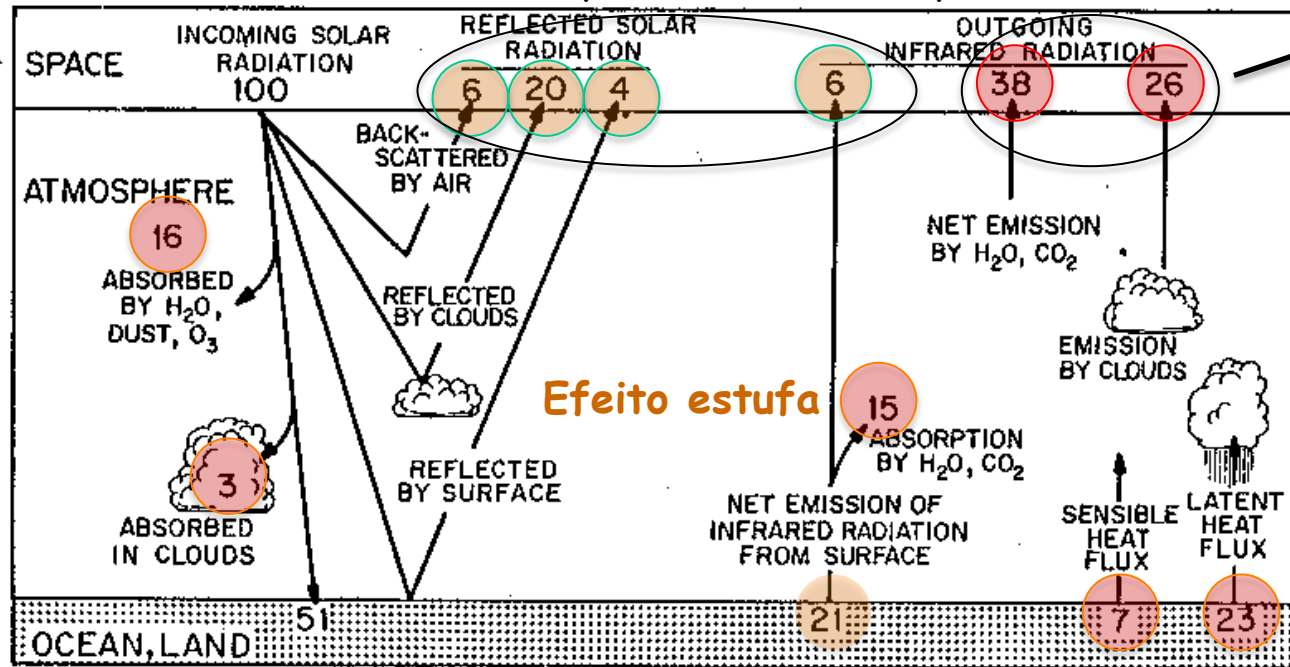
51% absorvida pela superfície terrestre

Lei de conservação da energia aplicada ao sistema terrestre ou a um componente específico (bacia hidrográfica - subsistema)

Motor que aciona o "ciclo hidrológico"

Balanço de energia

36 unidades retornam para a atmosfera por reflexão (albedo)



64 unidades 'atuando' no ST:

19 abs atm S
7 c. sensível
23 c. latente
15 abs atm L

energia

$$R_n = S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow - L \uparrow$$

calor

O saldo de energia (R_n) ou energia líquida que incide na superfície terrestre é dado pela fração de ondas curtas (S) incidente menos a fração que retorna para a atmosfera (αS) por reflexão, mais a fração de ondas longas (L) que incide na superfície terrestre e menos a fração de ondas longas emitida pela superfície terrestre

Balanço de energia

Balanço de radiação

$$R_n = S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow - L \uparrow$$

onde:

$S \downarrow$ - energia de ondas curtas incidente

$L \downarrow$ - energia de ondas longas emitida

α - albedo

Balanço de calor

$$R_n = G + H + \lambda E + F$$

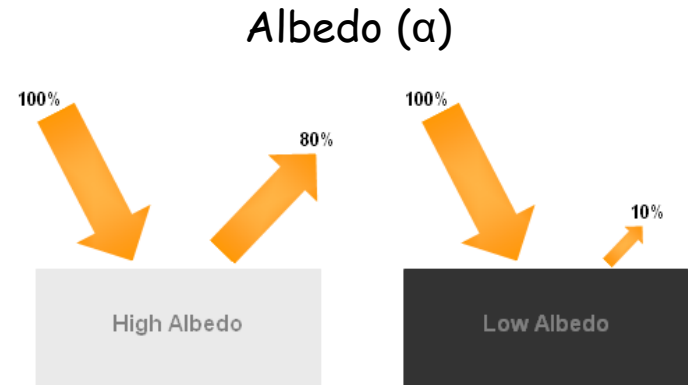
onde:

λE - calor latente

H - calor sensível

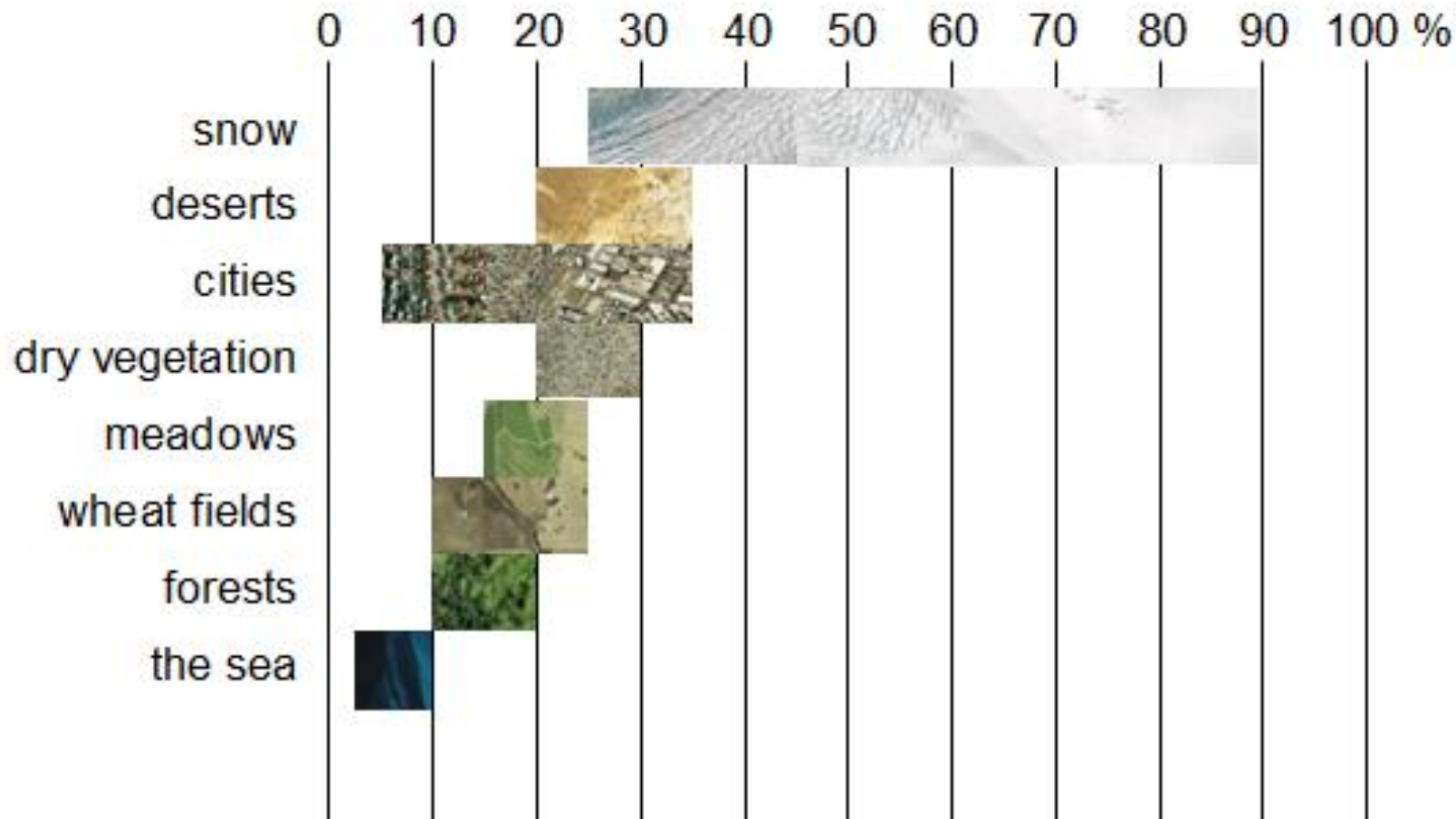
G - calor armazenado no solo

F - energia química utilizada para a fotossíntese (menos que 3% de R_n)



Qual é a importância do derretimento da neve/gelo no aquecimento global?

Albedo (α)



Balanço de energia

Balanço de radiação

$$R_n = S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow - L \uparrow$$

onde:

$S \downarrow$ - energia de ondas curtas incidente

$L \downarrow$ - energia de ondas longas emitida

α - albedo

Balanço de calor

$$R_n = G + H + \lambda E + F$$

onde:

λE - calor latente

H - calor sensível

G - calor armazenado no solo

F - energia química utilizada para a fotossíntese (menos que 3% de R_n)

Calor latente e calor sensível

Calor sensível (H) - refere-se à porção de energia de ondas longas irradiada pela superfície terrestre que não é usada para evaporação do ar. Ela é responsável pela mudança de temperatura do ar, uma propriedade que pode ser medida ou "sentida"

Calor latente de vaporização (λ) - parcela da energia fornecida pela radiação solar para transformar água líquida em vapor d'água - EVAPOTRANSPIRAÇÃO
Esta mesma quantidade é liberada no caso da condensação



Por definição: uma caloria (cal) equivale a quantidade de calor necessária para aumentar a temperatura de um grama de água pura, sob pressão normal, de $14,5^{\circ}\text{C}$ para $15,5^{\circ}\text{C}$.

$$1 \text{ cal} = 4,186\text{J}$$

Razão de Bowen

É a razão entre a taxa de calor sensível e taxa de calor latente

$$B = \frac{H}{\lambda E}$$

$B < 1$ - uma maior proporção de energia disponível na superfície é transferida para a atmosfera na forma de calor latente do que na forma de calor sensível

Fluxo de calor sensível

Fluxo de calor sensível

- transferência de calor sensível por unidade de tempo e área
- ocorre quando há uma diferença entre a temperatura de superfície e a temperatura do ar

$$H = \rho c_p (T_s - T_a)$$

ρ - densidade do ar

c_p - calor específico do ar sob pressão constante

- Quando $T_s < T_a \rightarrow H$ negativo \rightarrow fluxo de calor sensível vai da atmosfera para a superfície
- Quando $T_s > T_a \rightarrow$ fluxo de calor da superfície para a atmosfera

Fluxo de calor latente (evaporação)

Fluxo de calor latente

A evaporação é sempre acompanhada por uma transferência de calor latente da superfície evaporativa para o ar → **Fluxo ou transferência de calor latente** → proporcional à taxa de evaporação

$$\lambda E = \lambda_v \rho_w E$$

Onde:

λE - taxa de transferência de calor latente (fluxo de calor latente)

ρ_w - densidade da água

λ_v - calor latente de vaporização (função da temperatura)

E - taxa de evaporação ou condensação

$$E = C (e_s - e_a)$$

Onde:

e_s - pressão de saturação de vapor de água (tabelada) na superfície evaporativa

e_a - pressão do vapor de água presente no ar atmosférico

C - coeficiente empírico

Déficit de pressão de vapor

Na equação anterior vimos que:

$$E \propto e_s - e_a$$

- $e_s - e_a$ - **Déficit de pressão de vapor** - diferença entre a pressão de vapor de água na camada sobrejacente à superfície evaporativa e a pressão de vapor na atmosfera de entorno;
- O processo de evaporação tende a cessar na medida em que o ar do entorno torna-se saturado (não há mais déficit de pressão de vapor): Condensação e ocorrência de chuva;
- O processo continua enquanto houver substituição do ar saturado por um ar mais seco, pela ação do vento

Unidades da ET

- **Perdas por evaporação (mm)** - volume de água evaporada por unidade de área horizontal ($\text{mm} = \text{l}/\text{m}^2$) durante um período de tempo.
- **Taxa de evaporação (mm/h)** - é a velocidade com que se processa as perdas por evaporação.
- **Fluxo de energia ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)** - calor necessário para vaporizar a água livre

Fatores de conversão para ETP (<http://www.fao.org>)

	altura	volume por unidade área		Energia por unidade de área*
	mm dia^{-1}	$\text{m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ dia}^{-1}$	$\text{l ha}^{-1} \text{ s}^{-1}$	$\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$
1 mm dia⁻¹	1	10	0,116	2,45
1 m³ ha⁻¹ dia⁻¹	0,1	1	0,012	0,245
1 l ha⁻¹ s⁻¹	8,640	86,40	1	21,17
1 MJ m⁻² dia⁻¹	0,408	4,082	0,047	1

* Para água com uma densidade de 1000 kg m^{-3} , a 20°C .

MEDIDAS

Fatores condicionantes da ET

A) Fatores meteorológicos/climáticos

- Saldo de radiação (R_n)
- Temperatura (T_{ar})
- Umidade relativa (RH)
- Velocidade do vento (U)
- Déficit de pressão de vapor (Δe)

B) Características da superfície evaporativa

- Superfície de água livre - evaporação
 - Solo
 - Vegetação
- } evapotranspiração

Medidas da evaporação/evapotranspiração

Evaporação

Medidas diretas

Tanque de evaporação

Formulação matemática

Método de Penman

Medidas da evaporação/evapotranspiração

Evapotranspiração

Medidas diretas

- Lisímetros

Medidas indiretas

- Balanço hídrico

Formulações matemáticas - equações empíricas

- Equações empíricas (transferência de massa e ação do vento)
- Balanço de energia
- Método de Penman-Monteith

Correlação dos vórtices turbulentos (*eddy covariance*)

EVAPORAÇÃO

Tanques de evaporação

Tanque cilíndrico contendo água líquida exposta à atmosfera

$$E = P - (V_2 - V_1)$$

Onde:

P - precipitação durante um tempo Δt

V_1 e V_2 - água armazenada no início e no fim de Δt

Tanque de 20m² ($E_{20} = E_{\text{lago}}$)

Tanque Classe A (área 1,15m²)

Necessita de um coeficiente de transformação (K_{\dagger}):

$$E_{\text{lago}} = K_{\dagger} \cdot E_{\text{classe A}}$$

$K_{\dagger} \approx$ entre 0,6 e 0,8 (0,7 mais utilizado)



Tanque de 20m²



Tanque Classe A

Método de Penman

- Reconhecido como um dos mais precisos para determinação da E
- Penman (1948) combinou o método do balanço de energia (radiação disponível) com o método de transferência de massa (transporte turbulento de vapor da superfície evaporativa para a atmosfera - vento) para computar a evaporação (mm/dia) a partir de uma superfície de água livre:

$$E = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \frac{\gamma U_2(e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)}$$

Onde:

R_n - saldo de radiação diário ($\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$)

G - fluxo total diário de calor no solo ($\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$)

γ - constante psicrométrica ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$)

U_2 - velocidade do vento a 2m de altura (m.s^{-1})

T - temperatura do ar ($^\circ\text{C}$)

e_s - pressão de saturação de vapor (kPa)

e_a - pressão de vapor no ar acima da superfície (kPa)

$(e_s - e_a)$ - déficit de pressão de vapor (mecanismo de transferência de massa)

Δ - declividade da curva de saturação de vapor em relação à temperatura ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$)

Método de Penman



Fornecer bons resultados devido à sua forte base teórica;

Os parâmetros utilizados podem ser obtidos em estações meteorológicas convencionais

Para aplicação do método são necessários os seguintes dados:

- Temperatura do ar (T)
- Velocidade do vento a 2m de altura (U_2)
- Umidade relativa do ar (RH)
- Saldo de radiação (R_n)
- Fluxo de calor no solo (G)

Método de Penman

$$E = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \frac{\gamma U_2 (e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)}$$

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(T + 237,7)^2} \quad [kPa^\circ C^{-1}]$$

$$\gamma = 0,665 \times 10^3 P_{atm}$$

$$P_{atm} = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26}$$

z = altitude do local (m)

$$e_s = 0,6108 \exp \left(\frac{12,27T}{T + 273,3} \right)$$

$$e_a = \frac{e_s RH}{100}$$

Exemplo

Calcule a evaporação em uma estação meteorológica cujos dados medidos foram:

- Data: 15/10/2004
- $R_n = 12,3 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$
- $G = 0,6 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$
- $T = 25,6^\circ\text{C}$
- UR = 81,6%
- $U_2 = 1,6 \text{ m/s}$

$$E = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \frac{\gamma U_2(e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)}$$

$$e_s = 0,6108 \exp\left(\frac{12,27 * 25,6}{25,6 + 273,3}\right) = 3,283 \text{ kPa}$$

$$e_a = \frac{3,283 * 81,6}{100} = 2,679 \text{ kPa}$$

$$\Delta = \frac{4098 * 3,283}{(25,6 + 237,7)^2} = 0,195 \text{ kPa}^\circ\text{C}$$

Exemplo

Calcule a evaporação em uma estação meteorológica cujos dados medidos foram:

- Data: 15/10/2004
- $R_n = 12,3 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$
- $G = 0,6 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$
- $T = 25,6^\circ\text{C}$
- UR = 81,6%
- $U_2 = 1,6 \text{ m/s}$

$$E = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \frac{\gamma U_2(e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)}$$

$$P_{atm} = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 * 335}{293} \right)^{5,26} = 97,402 \text{ kPa}$$

$$E = \frac{0,408 * 0,195 * (12,3 - 0,6) + 0,065 * 900 * 1,6 * (3,283 - 2,679)}{0,185 + 0,065(1 + 0,34 * 1,6)}$$

$$E = 3,79 \text{ mm.dia}^{-1}$$

EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Lisímetros

Lysimeter Types



Weighing



Zero-tension



Tension



Lisímetros

- Caixa estanque (volume mínimo de 1m^3) inserida no solo e coberta com vegetação
- dreno de fundo conduz a água para um sistema de medição (D)

ET é determinada pelo balanço hídrico

$$ET_r = I - D \pm \Delta S$$

$$ET_r = \Delta P$$

Onde:

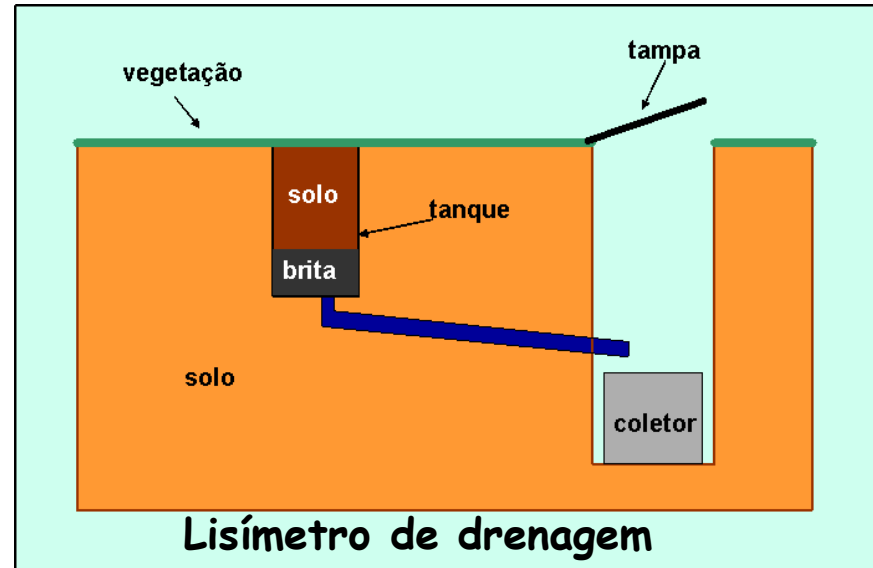
I - precipitação e/ou irrigação

D - drenagem

ΔS - variação de umidade do solo

P - peso

Restrição - pequena área ou volume que representa



Método do balanço hídrico

Desde que se disponha de uma bacia hidrográfica em condições adequadas, esta pode ser usada para estimativa da ETP através da simples resolução do balanço hídrico:

$$ET = P - Q - \Delta S$$

Onde:

ET - evapotranspiração

P - precipitação (pluviômetros)

Q - vazão

ΔS - variação do armazenamento da água no solo (sensores)

Problema - dificuldade de medição da percolação profunda

Indicado:

- condições semi-áridas
- estações secas do ano
- variação do conteúdo de água no solo representa a própria ET no período considerado

Precisão

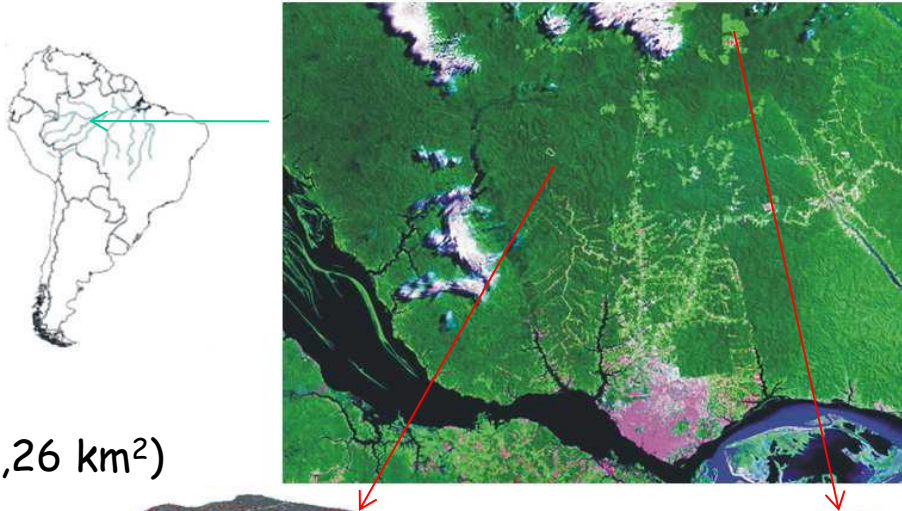
- depende do intervalo considerado
- não é adequado para períodos curtos

Média de vários anos

- as variações de água armazenada no solo tornam-se desprezíveis
- ET sazonal ou anual
 - resultados satisfatórios
 - extensivamente usado em vários experimentos, desde que as condições sejam ideais (raro)

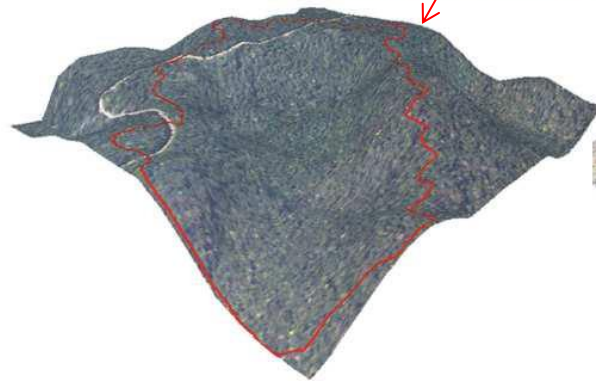
Bacias pareadas

Objetivo - identificação das mudanças no uso e cobertura da terra sobre a ET

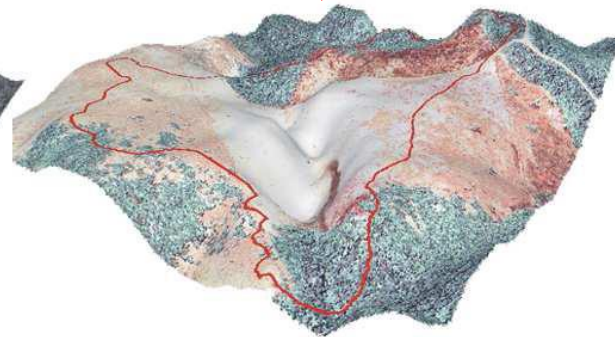


Bacia Mirim (1,26 km²)

Bacia Colosso (1,22 km²)



**Testemunha ou controle
(controle da precipitação)**



Bacia analisada

Equações para estimativa da ET

Método	Equação	Parâmetros
Dalton	$PE = B(p_{vsat} - p_v^{air})$ (mm/dia)	<p>B = a transmission function which depends on the mean wind speed and turbulent mixing;</p> <p>p_{vsat} = surface saturation vapour pressure;</p> <p>p_v^{air} = vapour pressure at the near ground surface air.</p>
Cons. massa	$PE = P - R$ (mm/dia)	<p>P = precipitation, mm/day;</p> <p>R = runoff, mm/day.</p>
Razão de Bowen (balanço de energia)	$PE = \frac{Q_n}{r_w L_v (1 + R)}$ (m/s)	<p>Q_n = net radiation, J/m² s;</p> <p>r_w = water density, kg/m³;</p> <p>L_v = latent heat of vaporisation, J/kg;</p> <p>R = Bowen ratio.</p>
Rohwer (1931)	$PE = 0.44(1 + 0.118u)(p_v - p_v^a)$ (mm/dia)	<p>u = wind speed, miles/h;</p> <p>p_v = evaporating surface vapour pressure;</p> <p>p_v^a = vapour pressure above the surface;</p>
Thorntwaite & Holzman (1942)	$PE(x_0, y_0) = C u_2^{0.76} x_0^{0.88} y_0 (p_v - p_v^a)$ (mm/dia)	<p>x_0, y_0 = evaporating area, m;</p> <p>C = constant related to the temperature;</p> <p>u_2 = wind speed at 2 m, miles/day;</p> <p>p_v = vapour pressure at the surface;</p> <p>p_v^a = vapour pressure above surface unaffected by evaporation.</p>
Thorntwaite (1948)	$PE = 1.6 \frac{L}{12} \frac{N}{30} \frac{10 T_a^a}{I}$ (cm/mês)	<p>L = length of daylight, hours;</p> <p>N = number of days during the month;</p> <p>T_a = mean monthly air temperature, °C;</p> <p>$a = 6.75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} I^2 - 1.79 \cdot 10^{-2} I - 0.492$</p> <p>$I = S_{\text{month}=1}^{12} (T_a / 5)^{1.514}$.</p>

Método	Equação	Parâmetros
Penman (1948)	$PE = \frac{GQ_n + hE_a}{G + h}$ (m/s)	<i>G</i> = slope of the saturation vapor pressure versus temperature curve, mmHg/°F; <i>Q_n</i> = net radiation at the surface, m/s; <i>h</i> = psychrometric const., 0.27 mmHg/°F; <i>E_a</i> = 0.35(1 + 0.15 <i>W_w</i>)(<i>p_{vsat}^{air}</i> - <i>p_v^{air}</i>), m/s; <i>W_w</i> = wind speed, km/h; <i>p_v^{air}</i> = near surface air vapour pressure.
Blaney & Criddle (1950)	$PE = (0.457T + 8.13)p$ (mm/dia)	<i>T</i> = mean daily temperature, °C; <i>p</i> = mean annual fraction of day that is in daylight.
Jensen & Haise (1963)	$PE = (0.025T + 0.078) \frac{R_s}{59}$ (mm/dia)	<i>T</i> = air temperature, °C; <i>R_s</i> = incident solar radiation, mm/day.
Penman-Monteith (1965)	$PE = \frac{1}{\frac{1}{G} + \frac{r_a c_p D / r_a \dot{u}}{G + h(1 + r_s / r_a) \dot{u}}}$ (MJ/m ² .dia)	<i>G</i> , <i>h</i> = same as in Penman (1948), kPa/°C; <i>A</i> = <i>R_n</i> - <i>G</i> , MJ/m ² day; <i>r_a</i> = air vol. heat capacity, MJ/m ³ °C; <i>c_p</i> = vapour pressure deficit, kPa; <i>D</i> = fraction of day that is in daylight; <i>r_s</i> , <i>r_a</i> = canopy and aerodynamic resistances to vapour transfer, day/m.
Pristley-Taylor (1972)	$PE = a \frac{G}{G + h} (R_n - G)$ (mm/dia)	<i>a</i> = empirical constant; <i>G</i> , <i>h</i> = same as in Penman (1948); <i>R_n</i> = net radiation, mm/day; <i>G</i> = soil heat flux, mm/day.
Hargreaves (1985)	$PE = 0.0023 S_0 \sqrt{d_T} (T + 17.8)$ (mm/dia)	<i>S₀</i> = extraterrestrial radiation, mm/day; <i>d_T</i> = difference between the mean monthly maximum and minimum temperature, °C; <i>T</i> = temperature, °C.
Wilson (1994)	$AE = \frac{GQ_n + hE_a}{G + hA}$ (MJ/m ² .dia)	<i>G</i> , <i>Q_n</i> , <i>h</i> , <i>W_w</i> , <i>p_v^{air}</i> = as in Penman (1948); <i>E_a</i> = 0.35(1 + 0.15 <i>W_w</i>) <i>p_v^{air}</i> (<i>B</i> - <i>A</i>), m/s; <i>A</i> = 1/ <i>RH</i> ; <i>B</i> = 1/ <i>RH_{air}</i> ; <i>RH</i> = relative humidity at the surface; <i>RH_{air}</i> = relative humidity of the air.

Método de Thornthwaite

(método da temperatura)

$$ET = 16 \left(\frac{N}{12} \right) \left(\frac{n}{30} \right) \left(\frac{10T_a}{I} \right)^a$$

Onde:

ET - evapotranspiração mensal

N - comprimento médio do dia (h)

n - número de dias do mês

T_a - temperatura média mensal do ar ($^{\circ}\text{C}$) - mês em questão

I - índice de calor, obtido pela relação

$$I = \sum_{i=1}^{12} (T_i / 5)^{1,514}$$

T - temperatura média anual da região

a - função cúbica de I, dada pela relação:

$$a = 0,49239 + 0,01792(I) + 0,000077(I)^2 - 0,000000675(I)^3$$

Vantagem - requer apenas dados de temperatura e insolação

Desvantagem - subestima ET nos meses de máxima radiação líquida (foi desenvolvido para regiões de clima úmido)

Método de Thornthwaite

Exemplo

Local: Piracicaba (SP) – latitude 22°42´S

Janeiro – Tmed = 24,4°C, N = 13,4h, NDP = 31 dias, Ta = 21,1°C

$$I = 12 (0,2 \cdot 21,1)^{1,514} = 106,15$$

$$a = 0,49239 + 1,7912 \cdot 10^{-2} (106,15) - 7,71 \cdot 10^{-5} (106,15)^2 + 6,75 \cdot 10^{-7} (106,15)^3 = 2,33$$

$$ETp = 16 (10 \cdot 24,4 / 106,15)^{2,33} = 111,3 \text{ mm/mês}$$

$$ETP = 111,3 \cdot \text{COR}$$

$$\text{COR} = 13,4 / 12 \cdot 31 / 30$$

$$ETP = 111,3 \cdot 13,4 / 12 \cdot 31 / 30 = 128,4 \text{ mm/mês}$$

$$ETP = 128,4 \text{ mm/mês ou } 4,14 \text{ mm/dia}$$

Método de Priestley-Taylor

Método físico, baseado no método original de Penman. O método de P&T considera que a ETP proveniente do termo aerodinâmico, ou seja, do poder evaporante do ar, é uma porcentagem da ETP condicionada pelo termo energético. Assim, mesmo levando em consideração o balanço de energia, esse método apresenta um componente empírico.

$$ETP = 1,26 W (R_n - G) / \lambda$$

R_n = saldo de radiação (MJ/m²d)

G = Fluxo de calor no solo = 0,03 R_n (MJ/m²d)

$W = 0,407 + 0,0145 T$ (para 0°C < T < 16°C)

$W = 0,483 + 0,01 T$ (para $T > 16$ °C)

$\lambda = 2,45$ MJ/kg

Exemplo

Local: Piracicaba (SP) – latitude 22°42´S

25/02/2001 – $R_n = 15$ MJ/m²d, $G = 0,45$ MJ/m²d, $T_{med} = 25$ °C ($W = 0,733$)

$$ETP = 1,26 * 0,733 * (15 - 0,45) / 2,45 \Rightarrow ETP = 5,5 \text{ mm/d}$$

Método de Penman-Monteith

(método combinado)

Na formulação de Penman, as componentes embutidas no fator de proporcionalidade levam em conta apenas as condições atmosféricas. No entanto, quando o solo encontra-se na condição não saturada, o fluxo evaporativo passa a depender também das propriedades do solo;

Para considerar essa situação, o método de Penman foi posteriormente adaptado por outros pesquisadores para abranger superfícies vegetadas em solos não saturados (Monteith, 1965; Choudhury & Monteith, 1988, entre outros)

Essas expressões definem o fluxo evapotranspirativo e englobam a utilização de fatores de resistência - resistência aerodinâmica (r_a) e resistência da superfície (r_s) para considerar a resistência que a superfície evaporativa exerce à perda de água

Essas resistências exercem papel chave na determinação da ET e são determinadas a partir das propriedades físicas do solo e da vegetação

Método de Penman-Monteith

Formulação de Penman-Monteith para superfícies vegetadas

$$\lambda E = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho_a c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)}$$

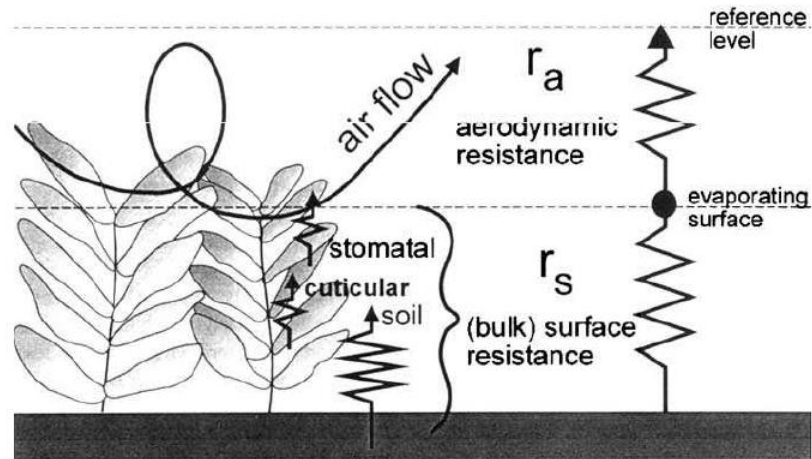
Onde:

G - fluxo de calor no solo

ρ_a - massa específica média do ar à pressão constante

c_p - calor específico do ar

r_a e r_s - resistências oferecidas pela superfície



Método de Penman-Monteith

Resistência aerodinâmica (r_a)

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right)}{k^2 u_z}$$

Onde:

r_a - resistência aerodinâmica (sm^{-1})

z_m - altura da medida da velocidade do vento (m)

z_h - altura da medida da umidade (m)

d - altura de deslocamento plano zero (m)

z_{om} - comprimento da rugosidade, que governa a transferência de calor e vapor (m)

k - constante de von Karman (0,41)

u_z - velocidade do vento à altura z (ms^{-1})

Método de Penman-Monteith

Resistência de superfície (r_s) (para plantas)

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{ef}}$$

Onde:

r_s - resistência de superfície (sm^{-1})

r_l - resistência estomatal de uma folha bem iluminada (sm^{-1}). Corresponde à resistência média de uma folha, individualmente. Essa resistência depende da PAR (radiação fotossinteticamente ativa), do déficit de pressão de vapor entre a folha e a atmosfera e do potencial hídrico da folha (que está relacionado à disponibilidade de água no solo)

LAI_{ef} - índice de área foliar efetivo (m^2 de área foliar \times m^{-2} de superfície de solo)

Método de Penman-Monteith

Formulação de Penman-Monteith para solos

$$\lambda E_s = \frac{\Delta R_{ns} + \rho_a c_p (e_s - e_a) / r_{as}}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_{as})}$$

Onde:

r_{as} - resistência aerodinâmica entre a superfície de solo e o ar contido no dossel

R_{ns} - radiação líquida que chega ao solo

r_s - resistência de superfície (sm^{-1})

Método de Penman-Monteith

Resistência de superfície (r_s) (para solos)

$$r_s = \frac{\tau l}{p_s D_m}$$

Onde:

τ - fator de tortuosidade (parâmetro adimensional relativo à resistência à difusão do vapor d'água para um meio poroso)

l - espessura da camada de solo seco (m) - essa espessura não é constante e varia em função do fluxo de água no solo devido à ação das demais componentes do balanço hídrico (percolação, fluxo lateral e fluxo ascendente) - a espessura da camada de solo seco é calculada através da solução da equação de Richards, a qual considera o fluxo em solo não saturado

p_s - porosidade do solo

D_m difusão molecular do vapor d'água

Correlação dos vórtices turbulentos

(eddy correlation)

- Mede diretamente os fluxos de dosséis de uma maneira integrada: quanto CO_2 e vapor de H_2O entra e sai devido ao vento.
- Relaciona as mudanças no fluxo de CO_2 e vapor de H_2O no ar acima do dossel provocado pelo movimento ascendente e descendente do ar.

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_w} \overline{w_a 'q_v'}$$

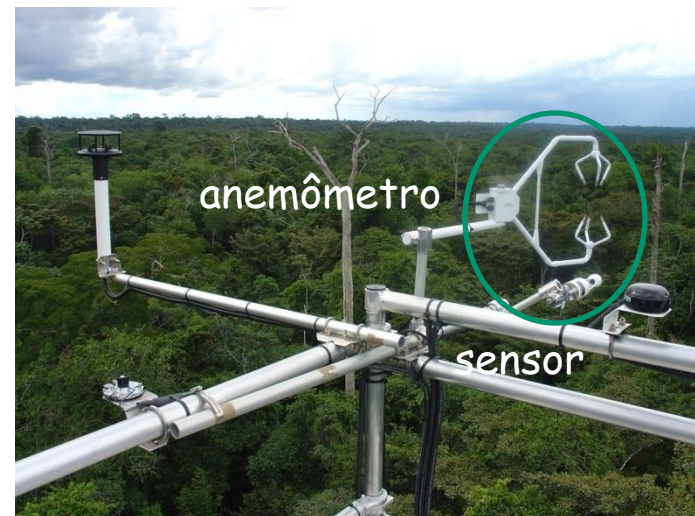
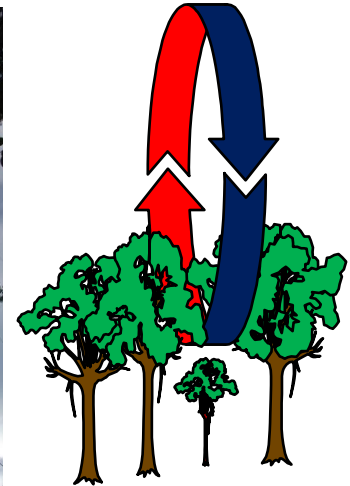
$$H = \rho_a c_a \overline{w_a 'T_v'}$$

Método preciso, porém requer instrumentos específicos

Sensores podem apresentar problemas de funcionamento

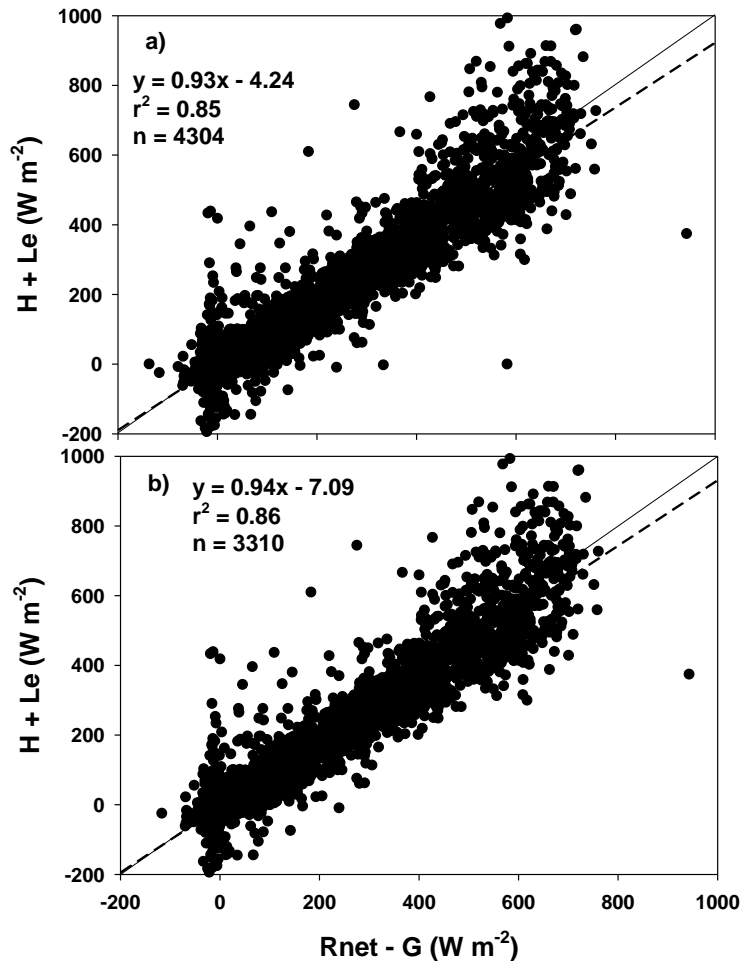
Gradientes horizontais podem provocar erros

Dificuldade de fechamento do balanço



Correlação dos vórtices turbulentos

(eddy correlation)



$$LE + H = R_{net} - G$$

- Como a inclinação da reta é menor do que 1, isto indica de que a soma do calor sensível e latente medido pelo método é menor do que a soma da energia disponível.
- Esta discrepância está relacionada com questões relacionadas com a advecção e restrições na medição dos vórtices.

Considerações sobre a escolha do método

Grandes incertezas na determinação da evapotranspiração

Balanço hídrico permite controle apenas para períodos longos

Equações matemáticas requerem dados de estações meteorológicas e dados da superfície evaporativa (solo e vegetação) - nem todas fornecem bons resultados

Métodos mais modernos utilizam torres com medidas ao longo da vertical - eddy covariance (torres micrometeorológicas)

Considerações sobre a escolha do método

1) Proposta da análise:

- determinação da quantidade de ET que realmente ocorre em uma dada situação
- incorporação em um modelo hidrológico
- projeto de reservatório
- avaliação geral das reservas hídricas

2) Disponibilidade de dados

- parâmetros meteorológicos foram medidos na área de interesse ou estimados a partir de valores regionais

3) Período de interesse

- horas, dias, meses, anos, média climática