

Por que os processos de superfície são importantes para a Meteorologia?



PBL: Equações governantes do estado médio

Média de Reynolds $A = \bar{A} + A'$

👉 lei do gas

$$\bar{p} = \bar{\rho} R_d \bar{T}_v$$

Temperatura virtual

$$\bar{T}_v = T(1 + 0.61q_v - q_l)$$

Necessita ser parametrizado !

2nd ordem

👉 momentum

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} \bar{u}_j - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} + \frac{\nu \partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial (\bar{u}'_i \bar{u}'_j)}{\partial x_j}$$

Advecção media

gravidade

Coriolis

Gradiente de Pressão

Estresse Viscoso

Transporte Turbulento

👉 Eq. Continuidade

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0$$

👉 Calor

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = -\frac{1}{\bar{\rho} c_p} \frac{\partial \bar{F}_j}{\partial x_j} - \frac{\partial \bar{u}'_j \bar{\theta}'}{\partial x_j} - \frac{L_v E}{\bar{\rho} c_p}$$

Advecção media

radiação

Transporte Turbulento

Liberção de Calor Latente

👉 Agua Total

$$\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial x_j} = \frac{S_{q_t}}{\bar{\rho}} - \frac{\partial \bar{u}'_j \bar{q}'_t}{\partial x_j}$$

Advecção media

precipitação

Transporte Turbulento

- A superfície do planeta corresponde à **condição de contorno inferior** para os movimentos atmosféricos;
- **A absorção da energia solar na superfície** é motor para os movimentos atmosféricos;
- As **variações verticais mais abruptas nas variáveis atmosféricas** ocorrem nas camadas próximas à superfície.

Principais processos superficiais



- **Interações radiativas**

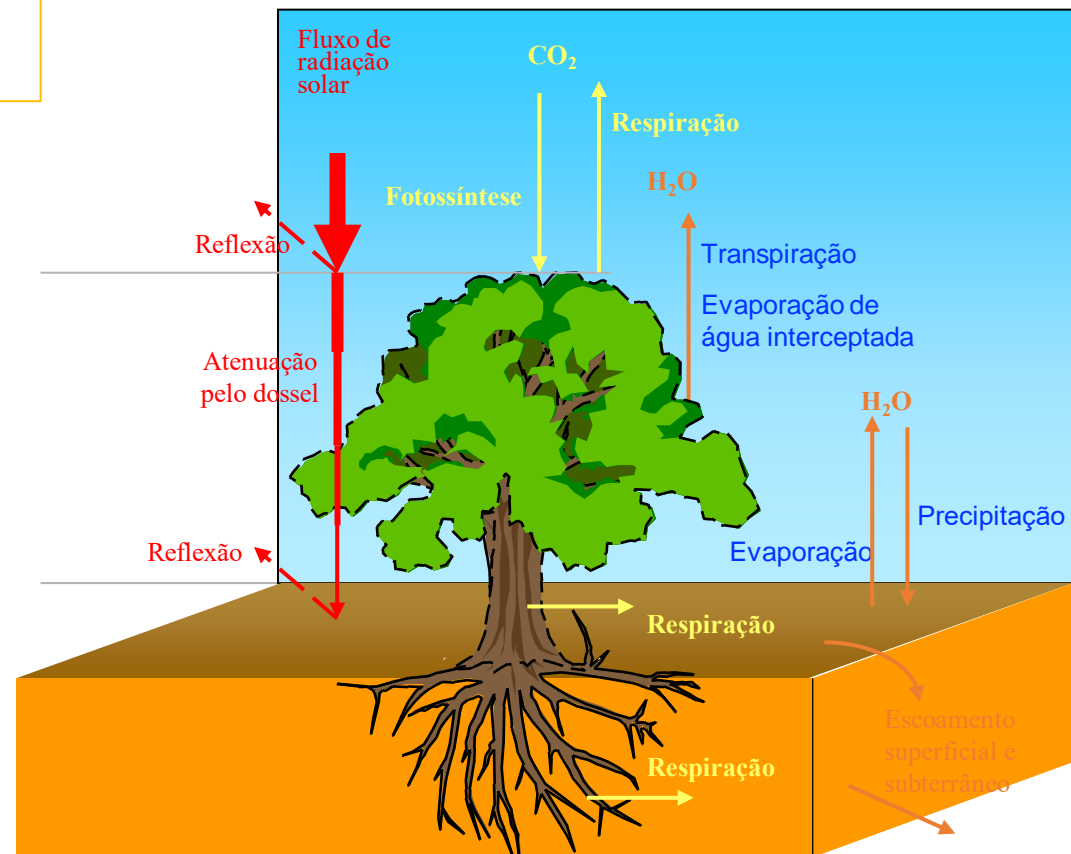
- ✓ Dependem das características da superfície;

$$R_s = S\downarrow (1-\alpha) - \varepsilon (L\downarrow - \sigma T_s^4)$$

- **Balanço de Energia**

- ✓ Determina a quantidade de fluxo de energia disponível para a evaporação da água e para a variação da temperatura da superfície

$$R_s = LE + H + G$$





O desempenho de um modelo de superfície é avaliado em termos de sua capacidade em simular simultaneamente as variáveis que envolvem os balanços de água, de energia, momentum e de carbono no sistema solo-vegetação-atmosfera.



Equações Básicas

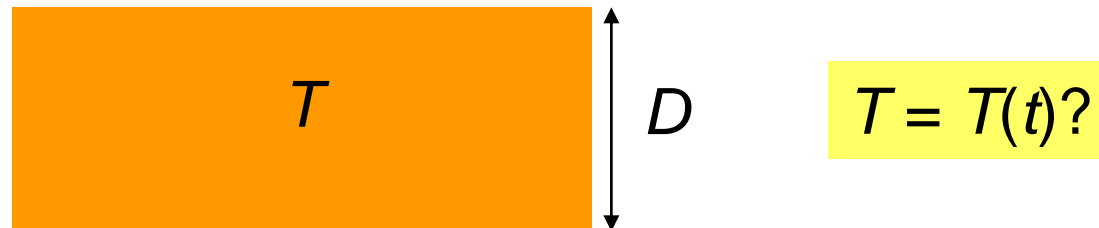
Modelo simples **sem** vegetação

- Radiação
- Fluxo de calor no solo
- Fluxos turbulentos
- Balanço hídrico

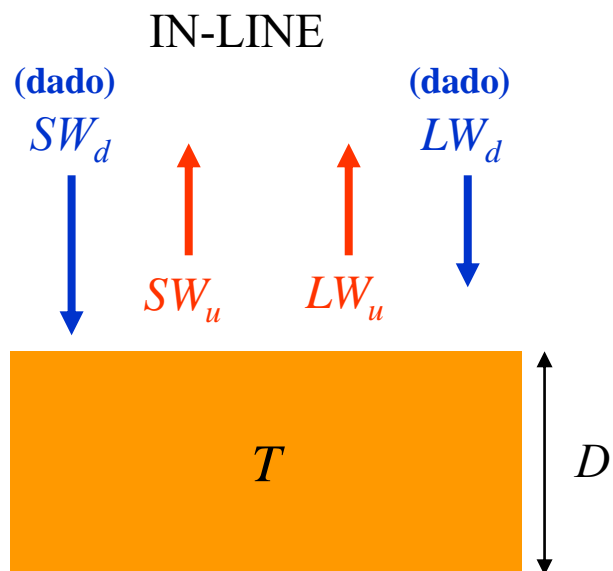


Modelo simples de camada de solo

isotérmico e homogêneo



Saldo de radiação [Rn]



$$Rn = \overbrace{SW_d - SW_u}^{ROC} + \overbrace{LW_d - LW_u}^{ROL}$$

$$SW_u = \alpha SW_d$$

$$LW_u = \varepsilon \sigma T^4$$

$$\therefore Rn = (1 - \alpha)SW_d + LW_d - \varepsilon \sigma T^4$$

$$C_s D \frac{dT}{dt} = Rn \quad [\text{W m}^{-2}]$$

α = albedo (adimensional, 0 a 1)

ε = emissividade (adimensional, 0 a 1)

C_s = capacidade térmica volumétrica ($\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$)

$C_s D$ = capacidade térmica efetiva ($\text{J K}^{-1} \text{m}^{-2}$)

σ = Const. de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)

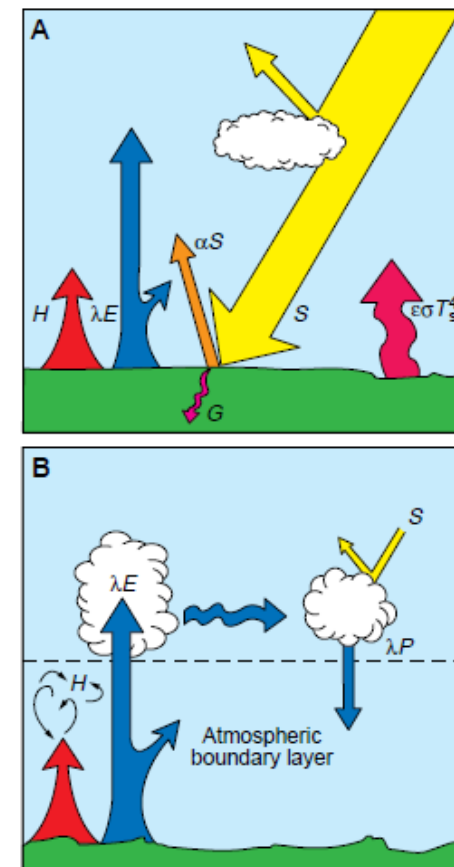
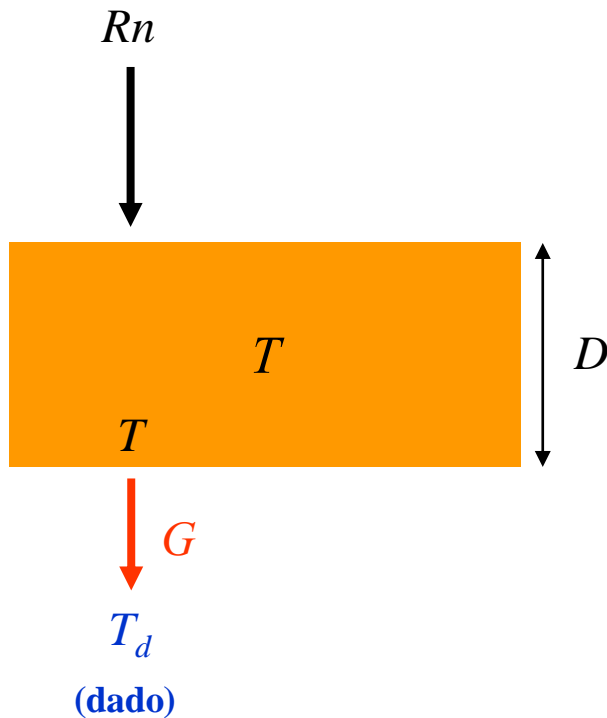


Fig. 1. Interactions between the land surface and the atmosphere that have direct impacts on the physical climate system. **(A)** Surface radiation budget. **(B)** Effect of heat fluxes on the atmosphere.

P. J. Sellers, *et al.* (1997);

Fluxo de calor no solo [G]



$$G = \frac{C_s D}{\tau_d} (T - T_d)$$

τ_d = escala de tempo (s^{-1})

T_d = temperatura do solo profundo (K)

T = temperature da camada

C_s = capacidade térmica volumétrica (J/Km^3)

Inserindo no balanço de E:

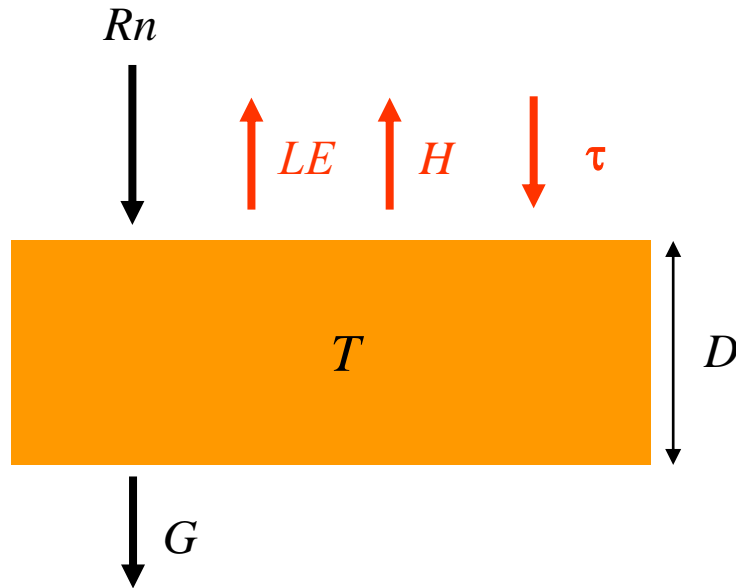
$$C_s D \frac{dT}{dt} = R_n - G \quad [W \, m^{-2}]$$

force-restore method:

G na ausência de R_n >> resfria a camada

Fluxos turbulentos $F_{1 \rightarrow 2}$

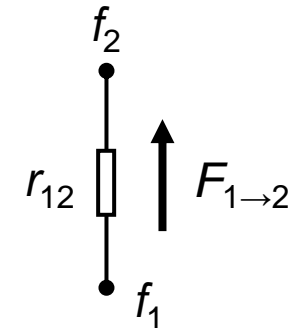
São parametrizados em função da concentração de algum elemento entre 2 pts e 1 resistência.



LE = fluxo de calor latente (W m^{-2})
 H = fluxo de calor sensível (W m^{-2})
 τ = fluxo de momentum ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$)

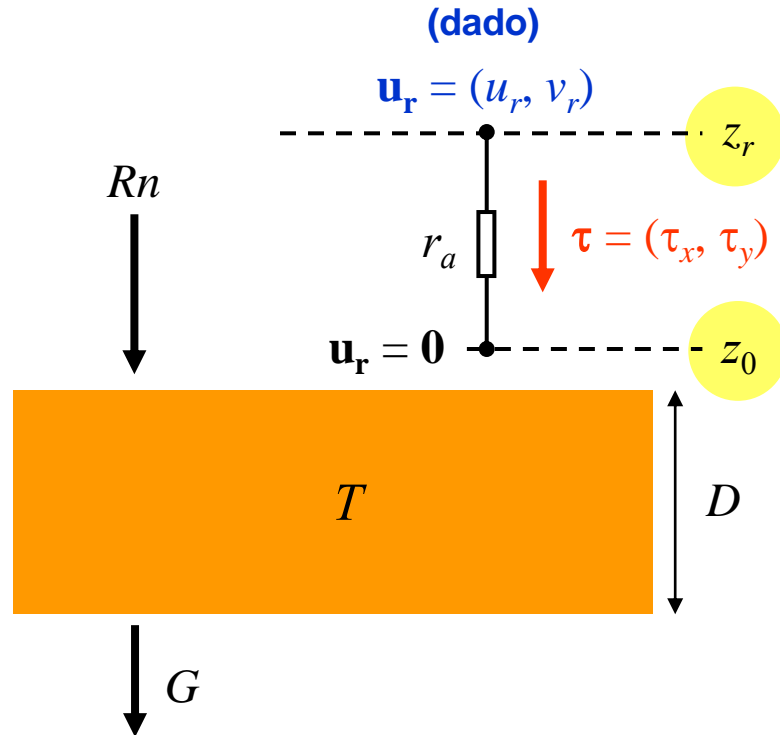
fórmula geral

$$F_{1 \rightarrow 2} = - \frac{f_2 - f_1}{r_{12}}$$



$F_{1 \rightarrow 2}$ = fluxo turbulento de 1 a 2
 f_1 e f_2 = concentração em 1 e 2
 r_{12} = resistência entre 1 e 2

Fluxo de momentum [τ]



z_r = nível de referência (m)
 z_0 = comprimento de rugosidade (m)
 r_a = resistência aerodinâmica (s m^{-1})

É parametrizado em função do vento entre 2 pts e a resistência aerodinâmica

$$\mathbf{u}_r = \mathbf{0}$$

$$\frac{\boldsymbol{\tau}}{\rho} = - \frac{\mathbf{0} - \mathbf{u}_r}{r_a}$$

$$\therefore \boldsymbol{\tau} = \rho \frac{\mathbf{u}_r}{r_a}$$

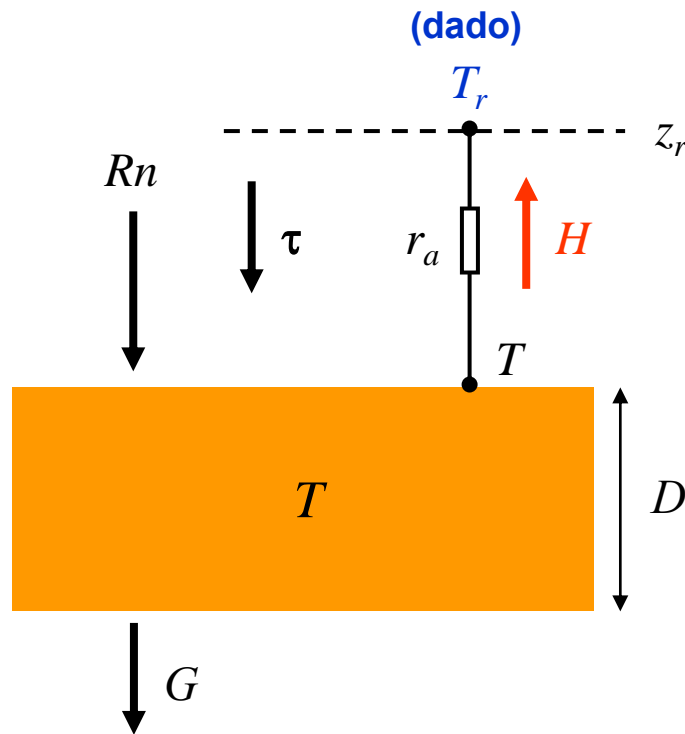
$$\tau_x = \rho \frac{u_r}{r_a}$$

$$\tau_y = \rho \frac{v_r}{r_a}$$

Componentes zonal e meridional do fluxo de momentum

Fluxo de calor sensível [H]

Pode ser parametrizado em função da T , considerando T na camada e T_r e a resistência.



$$\frac{H}{\rho c_p} = -\frac{T_r - T}{r_a}$$
$$\therefore H = \rho c_p \frac{T - T_r}{r_a}$$

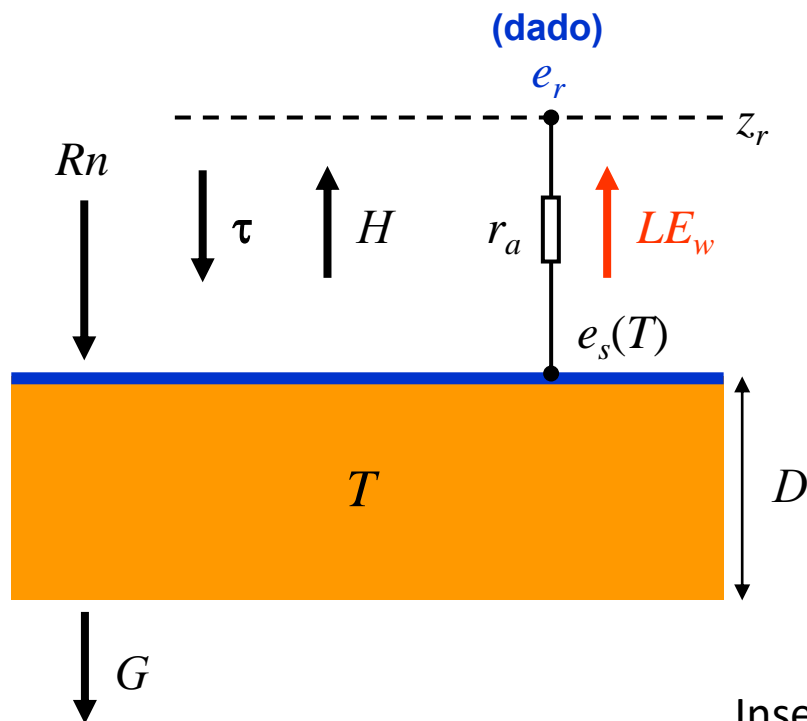
Inserindo no balanço de E:

$$C_s D \frac{dT}{dt} = Rn - G - H \quad [\text{W m}^{-2}]$$

Fluxo de calor latente

Caso I: evaporação de lâmina d'água [E_w]

Parametrizado em função da umidade entre um nível de referencia e na camada e a resistência



$$\frac{E_w}{\rho} = - \frac{q_r - q_s(T)}{r_a}$$

Substituindo pela pressão de vapor:

$$LE_w = \rho c_p \frac{L \varepsilon}{c_p p} \frac{e_s(T) - e_r}{r_a}$$

$$\therefore LE_w = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_s(T) - e_r}{r_a} \quad \& \quad \gamma = \frac{c_p p}{L \varepsilon}$$

Inserindo no balanço de E:

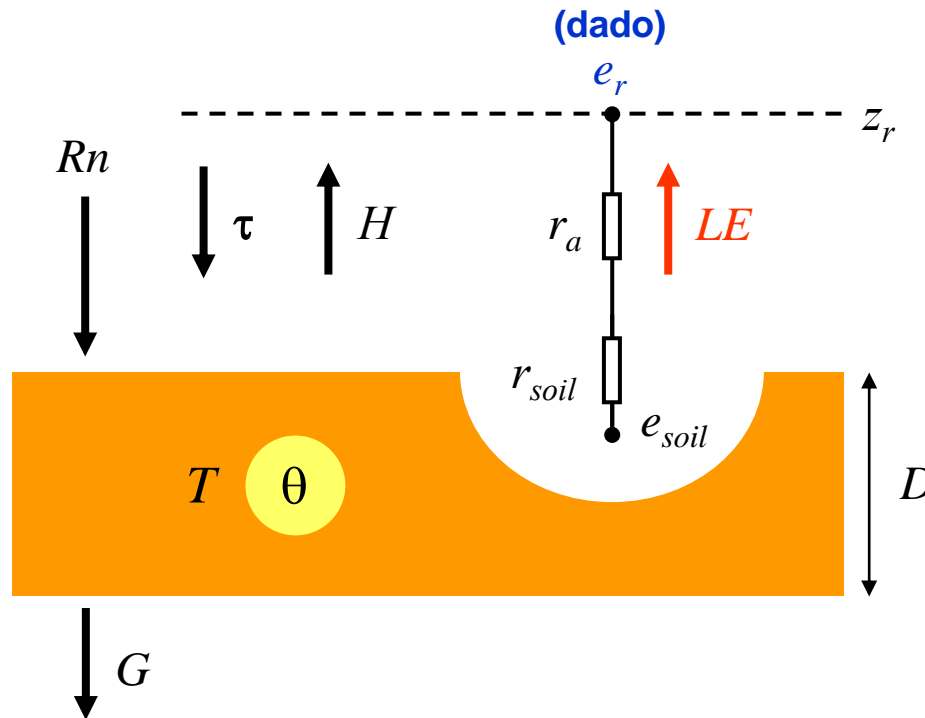
$$C_s D \frac{dT}{dt} = Rn - G - H - LE_w \quad [\text{W m}^{-2}]$$

p = pressão (hPa)
 $L = 2,5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
 $\varepsilon = 0,622$

Fluxo de calor latente

Caso II: Evaporação à superfície do solo úmido [E]

r_{soil}



$$LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_{soil} - e_r}{r_a + r_{soil}} \quad \& \quad h = \frac{e_{soil}}{e_s(T)}$$

$$\therefore LE = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{h e_s(T) - e_r}{r_a + r_{soil}}$$

Leva em consideração as propriedades do solo:

$$h = \exp[\psi g / (R_v T)]$$

$\psi = \psi(\theta)$ **curva de retenção do solo**

$$r_{soil} = \exp[8,2 - 4,3(\theta/\theta_s)] \quad \text{relação empírica (Sellers et al., 1992)}$$

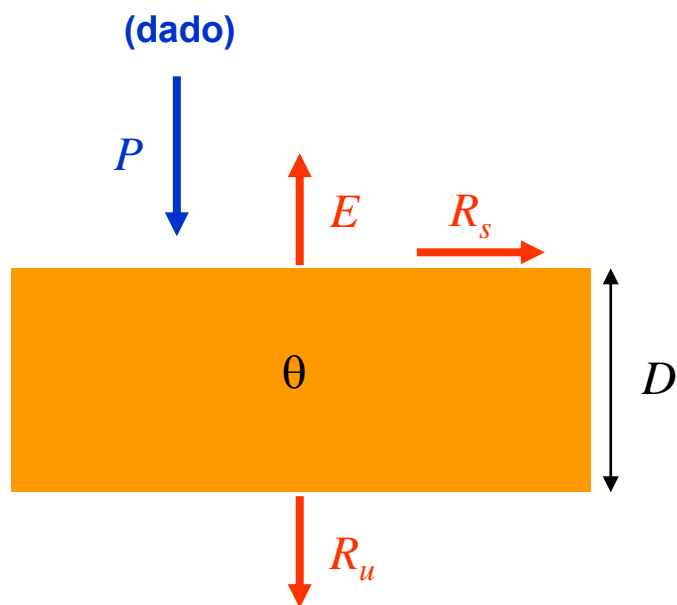
água retida nas partículas do solo

r_{soil} = resistência à superfície do solo ($s \, m^{-1}$)
 h = umidade relativa do ar à superfície do solo
 θ = umidade volumétrica do solo ($m^3 \, m^{-3}$)
 θ_s = θ de saturação ($m^3 \, m^{-3}$)
 ψ = potencial matricial do solo (m)
 $R_v = 461 \, J \, K^{-1} \, kg^{-1}$

Inserindo no balanço de E:

$$C_s D \frac{dT}{dt} = Rn - G - H - LE \quad [W \, m^{-2}]$$

Balanço de água do solo



P = precipitação
 E = evaporação
 R_s = escoamento superficial
 R_u = drenagem profunda
 R = runoff

θ_s = Umidade do solo saturado

A variação da umidade do solo é dada em função do balanço hídrico:

$$D \frac{d\theta}{dt} = P - E - (R_s + R_u) \quad [\text{mm dia}^{-1}]$$

$$= P - E - R$$

relação empírica

$$R = 38 \left(\theta / \theta_s \right)^{11} \quad (\text{Candido et al., 2002})$$

bucket model

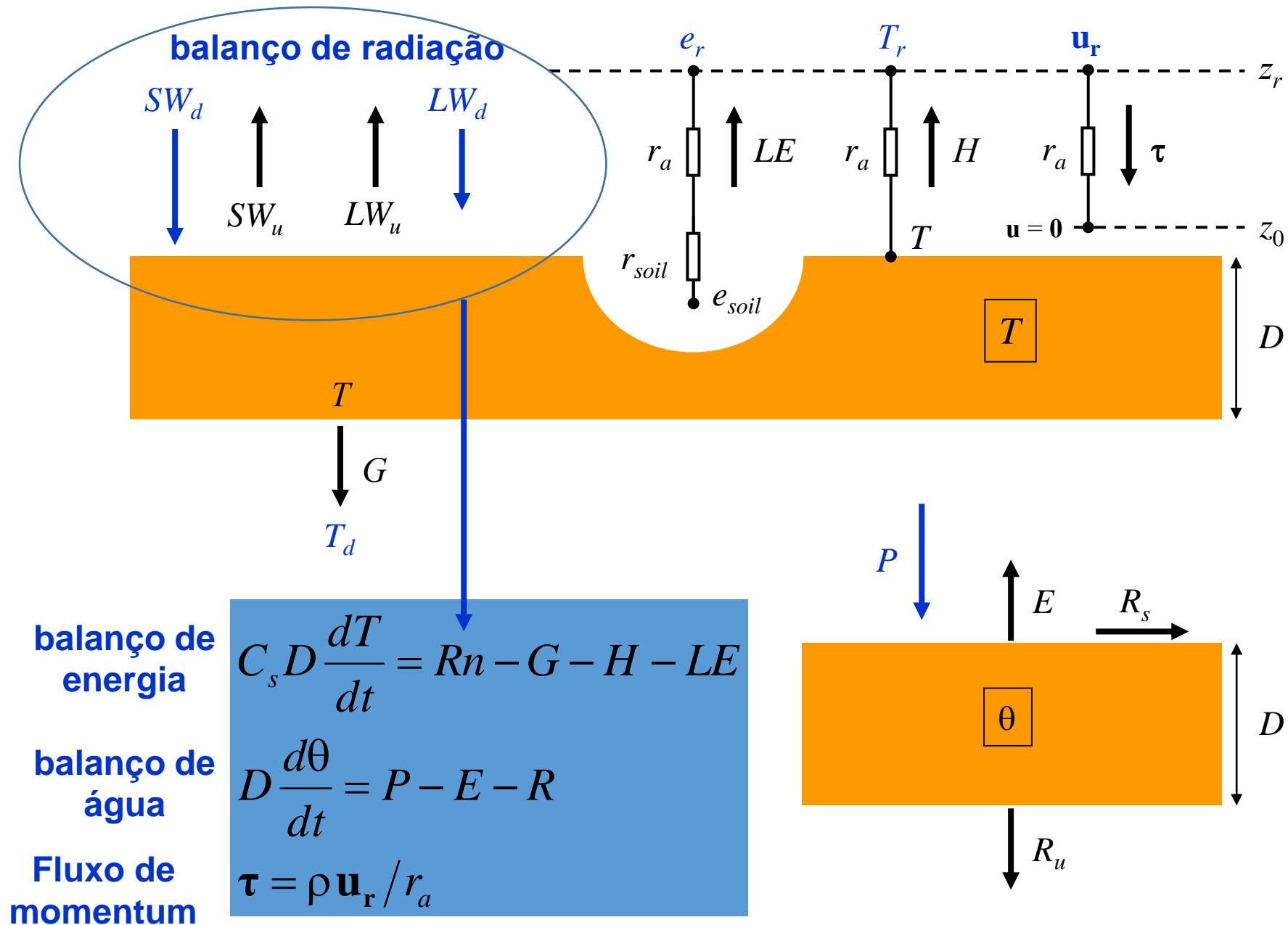
balde
cheio

$$P \geq E \quad \theta_s$$

$$P < E \quad R = 0 \quad D \frac{d\theta}{dt} = P - E$$

transborda

$$R = P - E$$



Resistência aerodinâmica [r_a]

A resistência aerodinâmica utilizada nos cálculos dos fluxos podem ser parametrizadas por C_d e C_{dn}

Verma-Rosenberg model $\therefore \frac{1}{r_a} = C_D U_r$

$$C_{DN} = \frac{k^2}{\left[\ln \left(\frac{z_r}{z_0} \right) \right]^2} \quad \text{condições neutras}$$

C_D = coeficiente de arrasto (adimensional)
 C_{DN} = coeficiente (C_D) sob condições neutras
 k = coeficiente de von Kármán = 0,4

$$C_s D \frac{dT}{dt} = Rn - G - H - LE$$

$$D \frac{d\theta}{dt} = P - E - R$$

$$\tau = \rho \mathbf{u}_r / r_a$$

$$Rn = (1 - \alpha) SW_d + LW_d - \varepsilon \sigma T^4$$

$$G = C_s D (T - T_d) / \tau_d$$

$$H = \rho c_p (T - T_r) / r_a$$

$$LE = (\rho c_p / \gamma) [h e_s(T) - e_r] / (r_a + r_{soil})$$

Hipóteses*

$$\alpha = \text{constante} \sim 0,30$$



$$\varepsilon = \text{constante} \sim 0,97$$



$$C_s = \text{constante} \sim 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$$



$$\tau_d = \text{constante} \sim 1 \text{ dia} / 2\pi$$

$$\theta_s = \text{constante} \sim 0,50$$

$$z_0 = \text{constante} \sim 0,01 \text{ m}$$



$$C_D = C_{DN} \rightarrow \frac{1}{r_a} = \frac{k^2 U_r}{[\ln(z_r / z_0)]^2}$$

$$r_{soil} = \exp[8,2 - 4,3(\theta / \theta_s)]$$

$$R = 38 (\theta / \theta_s)^{11}$$

* Os valores se referem a solo nu.

Modelo com Várias Camadas de Solo

Fluxo de calor no solo [G]

c. Modelo de umidade do solo

O modelo de solo foi descrito anteriormente por Mahrt e Pan (1984). A hidrologia do solo é modelada com uma equação prognóstica para θ , aqui o conteúdo volumétrico de água:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_i}^{z_{i+1}} \theta dz = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) dz + \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} dz$$

O **coeficiente de difusividade** $D(\theta)$ e **condutividade hidráulica** $K(\theta)$ são funções do conteúdo volumétrico de água (Mahrt e Pan, 1984).

Através dos extremos das condições de solo úmido e seco, **os coeficientes** $D(\theta)$ and $K(\theta)$ **pode variar em várias ordens de magnitude** e, portanto, não pode ser tratada como constante.

Uma vez que o modelo de solo é um modelo multicamadas, **uma forma integrada de camadas** é necessária:

$$\Delta z_i \frac{\partial \Delta \theta}{\partial t} = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = +D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z_{i+1}} + K(\theta) \Big|_{z_{i+1}} - D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z_i} - K(\theta) \Big|_{z_i}$$

Fluxo de calor no solo [G]

o é válido para uma camada $[z_i, z_{i+1}] = \Delta z_i$. Na superfície do solo, a evaporação é chamada de evaporação direta. Para evaporação direta (E_{dir}) na interface ar-solo ($z = 0$), tem-se

$$E_{dir} = \left[-D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z=0} - K(\theta_0) \right] (1 - \sigma_f) + I(1 - \sigma_f)$$

onde I é a taxa de infiltração e σ_f é o fator de sombreamento da planta. A evaporação pode ocorrer a uma taxa potencial E_p quando o solo está úmido (etapa de controle da demanda).

Fluxo de calor no solo [G]

. Quando o solo seca, a evaporação (E) só pode prosseguir na taxa em que o solo pode difundir a água da camada inferior (estágio de controle de fluxo), caso em que

$$E < E_p$$

onde E_p é a taxa de evaporação potencial. O modelo também incorpora transpiração (E_t) da seguinte maneira:

$$E_t = E_p = \sigma_f k_v \frac{\sum_{i=1}^2 [\Delta z_i g(\theta_i)] \left(1 - \left(\frac{C^*}{S} \right)^n \right)}{\sum_{i=1}^2 [\Delta z_i]}$$

Fluxo de calor no solo [G]

$$E_t = E_p = \sigma_f k_v \frac{\sum_{i=1}^2 [\Delta z_i g(\theta_i)] \left(1 - \left(\frac{C^*}{S}\right)^n\right)}{\sum_{i=1}^2 [\Delta z_i]}$$

onde k_v é o fator de resistência da planta e n é considerado como sendo 0,5 (Pan e Mahrt, 1987). A função de taxa de transpiração $g(\theta_i)$ é definida como:

$$g(\theta_i) = \begin{cases} 1 & , \theta > \theta_{ref} \\ \frac{\theta - \theta_{wilt}}{\theta_{ref} - \theta_{wilt}} & , \theta_{wilt} \geq \theta \leq \theta_{ref} \\ 0 & , \theta \leq \theta_{wilt} \end{cases}$$

Os limites de transpiração θ_{ref} e θ_{wilt} referem-se, respectivamente, a um valor de referência superior e ao fator de murcha da planta (Mahrt e Pan, 1984)

Fluxo de calor no solo [G]

A evaporação do dossel de água livre (E_c) é formulada como

$$E_c = E_p \sigma_f \left(\frac{C^*}{S} \right)^n$$

onde S , o conteúdo de água de saturação para uma superfície de dossel, é uma constante escolhida como 2 mm. O conteúdo de água do dossel (C^*) muda conforme

$$\frac{\partial C^*}{\partial t} = \sigma_f Prec - E_c$$

A precipitação aumenta o conteúdo de água do dossel primeiro, enquanto a evaporação diminui C^*

Fluxo de calor no solo [G]

A evaporação total é obtida somando-se a evaporação direta do solo, a transpiração e a evaporação do dossel,

$$E = E_{dir} + E_t + E_c$$

$$E_p = \sigma_f k_v \frac{\sum_{i=1}^2 [\Delta z_i g(\theta_i)] \left(1 - \left(\frac{C^*}{S} \right)^n \right)}{\sum_{i=1}^2 [\Delta z_i]}$$

A evaporação total não pode exceder a evaporação potencial E_p . Após a obtenção da evaporação, a "umidade específica da superfície q_s é calculada a partir de

$$q_s = q_0 + \frac{E}{\rho C_h}$$

Esta quantidade é aquela umidade específica na superfície que permite a relação aerodinâmica bulk para prever E e é usada para transmitir informações sobre a evaporação. Sobre a água, q_s é a umidade específica da superfície saturada.

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo de temperatura do solo

A termodinâmica do solo é tratada com uma equação de prognóstico para a temperatura do solo (T):

$$C(\theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

- A capacidade de calor $C(\theta)$ e a difusividade térmica $K_T(\theta)$ do solo são ambas funções do teor de água do solo θ .
- Enquanto a capacidade de calor $C(\theta)$ é linearmente relacionada a θ ,
- O coeficiente de difusividade térmica $K_T(\theta)$ é uma função altamente não linear de θ e aumenta em várias ordens de magnitude de condições de solo seco para úmido.

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo de temperatura do solo

. A **camada integrada** da (Eq) é

$$\Delta z_i C(\theta_i) \frac{\partial T_i}{\partial t} = K_T(\theta) \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_{i+1}} - K_T(\theta) \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_i}$$

A condição de contorno superior para o modelo termodinâmico do solo é o fluxo de calor do solo, G , um componente importante no balanço de energia superficial.

$$K_T(\theta) \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = G$$

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo de temperatura do solo

O sistema é fechado exceto para a evaporação potencial.

Balanço de energia de superfície

A temperatura da superfície é determinada a partir do método de balanço de energia da superfície

$$(1 - \alpha)S^\downarrow + L^\downarrow - \sigma T_s^4 = G + H + LE$$

onde o primeiro termo no lado esquerdo da Eq. é a radiação de onda curta descendente (radiação solar). O coeficiente α é o albedo da superfície e é função do tipo de superfície. O segundo termo do lado esquerdo é a radiação de onda longa descendente. O terceiro termo no lado esquerdo é a radiação de onda longa ascendente e o coeficiente σ é a constante de Stefan-Boltzmann (igual a $5,6666 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$). O primeiro termo no lado direito da Eq. é o fluxo de calor do solo. O segundo termo do lado direito é o fluxo de calor sensível.

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo da Camada Superficial

A camada do modelo mais baixa é parametrizada considerando uma camada de superfície de fluxo constante. Os fluxos de superfície são parametrizados seguindo Louis (1979), da seguinte forma:

$$u_* u_* = k^2 |V_0|^2 \frac{F\left(\frac{z}{z_0}, R_{iB}\right)}{\left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right)^2}$$

$$\overline{(w'\theta')} = C_h \left(|V_0|, \frac{z}{z_0}, R_{iB} \right) (\theta_s - \theta_0)$$

$$\overline{(w'q')} = C_h \left(|V_0|, \frac{z}{z_0}, R_{iB} \right) (q_s - q_0)$$

Na Eq., u_* é a velocidade de atrito, k é a constante de von Karman., A temperatura potencial do ar da superfície (θ_0) e a umidade específica (q_0) são tomadas no primeiro nível do modelo enquanto a temperatura potencial da superfície (θ_s) e a umidade específica (q_s) são obtidos a partir do balanço de energia superficial.

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo da Camada Superficial

O coeficiente de troca de superfície

$$C_h = \frac{k^2 |V_0| \mathbf{F}\left(\frac{z}{z_0}, R_{iB}\right)}{\left(r_a \left(\left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right)^2\right)\right)}$$
$$\mathbf{F}\left(\frac{z}{z_0}, R_{iB}\right) = \begin{cases} (1 - b' R_{iB})^{-2} & \text{estavel} \\ 1 - \frac{b R_{iB}}{1 + c |R_{iB}|^{\frac{1}{2}}} & \text{instavel} \end{cases}$$

As constantes b e b' são especificadas como 9.4 e 4.7, respectivamente.

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo da Camada Superficial

enquanto o coeficiente c é definido como:

$$c = \frac{C^* k^2 b \left(\frac{z}{z_0} \right)^{1/2}}{\left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right)^2}$$

Onde C^* é 7.4 (Louis, 1979).

O coeficiente de troca C_h é definido da mesma forma que em Louis (1979) para que o fator de velocidade do vento seja absorvido por ele.

O número de Richardson bulk para a camada de superfície é definido como:

$$R_{iB} = \frac{gz(\theta_{0v} - \theta_{sv})}{\theta_{sv}|V_0|^2}$$

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo da Camada Superficial

$$R_{iB} = \frac{gz(\theta_{0v} - \theta_{sv})}{\theta_{sv}|V_0|^2}$$

Onde o subscrito v indica a temperatura potencial virtual.

O número de bulk-Richardson é uma função :

1. Altura (z),.
2. Diferença entre a temperatura potencial virtual do ar no primeiro nível do modelo (θ_{0v}) e a temperatura potencial virtual da superfície (θ_{sv}) correspondente à temperatura da superfície da energia da superfície equilíbrio .
3. E a velocidade do ar no primeiro nível do modelo ($|V_0|$)

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo de temperatura do solo

O sistema é fechado exceto para a evaporação potencial.

Balanço de energia de superfície

A temperatura da superfície é determinada a partir do método de balanço de energia da superfície

$$(1 - \alpha)S^\downarrow + L^\downarrow - \sigma T_s^4 = G + H + LE$$

onde o primeiro termo no lado esquerdo da Eq. é a radiação de onda curta descendente (radiação solar). O coeficiente α é o albedo da superfície e é função do tipo de superfície. O segundo termo do lado esquerdo é a radiação de onda longa descendente. O terceiro termo no lado esquerdo é a radiação de onda longa ascendente e o coeficiente σ é a constante de Stefan-Boltzmann (igual a $5,6666 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$). O primeiro termo no lado direito da Eq. é o fluxo de calor do solo. O segundo termo do lado direito é o fluxo de calor sensível.

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo de temperatura do solo

$$H = \rho_0 c_p C_h (\theta_s - \theta_0)$$

e é uma função da densidade do ar (ρ_0), do calor específico do ar ($C_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), do coeficiente de troca (C_h) e da diferença entre a temperatura potencial de superfície (θ_s) e a temperatura potencial do ar no primeiro nível do modelo θ_0 .

A evaporação potencial (E_p) é calculada usando o balanço de energia superficial para o estado de referência de uma superfície de água :

$$(1 - \alpha)S^\downarrow + L^\downarrow - \sigma T_s'^4 = G + H' + LE_p$$

Onde

Fluxo de calor no solo [G]

Modelo de temperatura do solo

$$E_p = \rho_0 C_h (q_s^*(T'_S) - q_0)$$

$$H' = \rho_0 c_p C_h (T'_S - \theta_0)$$

A variável de temperatura (T'_S) que aparece nas eq. é uma temperatura fictícia que a superfície teria se o solo estivesse suficientemente úmido para evaporar na taxa potencial.

A variável $q_s^*(T'_S)$ é a umidade específica de saturação para esta temperatura fictícia.

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

A estrutura de duas camadas usada para o modelo de umidade do solo (Mahrt e Pan, 1984) deve resolver adequadamente a variação diurna da termodinâmica do solo;

- a fina camada superior com uma espessura de 5 cm pode fornecer uma estimativa do gradiente térmico diurno acentuado.
- e a segunda camada mais espessa (95 cm) nos permite incorporar o armazenamento de calor e variações sazonais e especificar limite inferior constante de temperatura de solo, na realidade, varia na escala de tempo anual.

A equação de condução de calor, desprezando as interações horizontais, é dada como:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

onde **C é a capacidade volumétrica de calor** e **K é a condutividade térmica**. A capacidade de calor para água C_{water} é $4,2 \times 10^6 \text{ W m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ e para solo C_{soil} é escolhido como $1,26 \times 10^6 \text{ W m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ por simplicidade, embora varie ligeiramente para diferentes tipos de solo. A capacidade de calor do solo composto é simplesmente definida como

$$C = (1 - \theta)C_{soil} + \theta C_{water}$$

onde θ é o conteúdo volumétrico de água. Nesta definição, desprezamos a contribuição devida ao ar de acordo com DeVries (1975). **A condutividade térmica, K, é fortemente dependente do teor de umidade do solo.** Semelhante a McCumber e Pielke (1981), também adotamos a forma funcional para K seguindo Al Nakshabandi e Kohnke (1965):

$$K(\theta) = \begin{cases} 420 \exp(-P_f + 2.7) & P_f \leq 5.1 \\ 0.1722 & P_f > 5.1 \end{cases}$$

Onde

$$P_f = \log_{10} \left[\psi_s \left(\frac{\theta_s}{\theta} \right)^b \right]$$

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

$$P_f = \log_{10} \left[\psi_s \left(\frac{\theta_s}{\theta} \right)^b \right]$$

Os fatores ψ_s , θ_s , e b são funções da classe textural do solo (Clapp e Hornberger, 1978).

Na formulação de diferenças finitas, a equação do modelo será integrada primeiro sobre as duas camadas para expressar explicitamente o fluxo $K \frac{\partial T}{\partial z}$, através de cada camada. e o nível \tilde{z}_k representa o nível ao longo do qual a temperatura T_k é a mesma que o T médio da camada (neste estudo, o ponto médio da camada é selecionado). A equação integrada da camada torna-se

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$$C(\tilde{\theta}_k) \frac{\partial \tilde{T}_k}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_k} \left[K(\theta_{k-1}) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_{k-1}} - K(\theta_{k-1}) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_k} \right]$$

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

$$C(\tilde{\theta}_k) \frac{\partial \tilde{T}_k}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_k} \left[K(\theta_{k-1}) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_{k-1}} - K(\theta_{k-1}) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_k} \right]$$

onde o gradiente $\frac{\partial T}{\partial z}$ é resolvido como

$$\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_k} = \frac{\tilde{T}_k - \tilde{T}_{k+1}}{(\Delta \tilde{z})_k}$$

No topo do modelo, a temperatura da superfície \tilde{T}_s será usada para formar uma estimativa unilateral do gradiente

$$\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z_o} = \frac{\tilde{T}_s - \tilde{T}_1}{(0.5 * \Delta \tilde{z})_1} \quad \text{para } k = 0$$

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_0} = \frac{\tilde{T}_s - \tilde{T}_1}{(0.5 * \Delta \tilde{z})_1} \quad \text{para } k = 0$$

O gradiente na parte inferior do modelo é estimado usando uma temperatura constante especificada, \tilde{T}_{bot} (Fig. A1).

Para calcular a temperatura na interface do modelo termodinâmico do solo, a previsão de \tilde{T}_k^{n+1} é realizada usando o **esquema totalmente implícito de Cranck-Nicholson** dado por.

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$$C(\tilde{\theta}_k) \frac{\tilde{T}_k^{n+1} - \tilde{T}_k^n}{\Delta t} = \frac{1}{(\Delta z)_k} \left[K(\theta_{k-1}) \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^{n+1} \Big|_{z_{k-1}} - K(\theta_k) \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^{n+1} \Big|_{z_k} \right]$$

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

$$\tilde{T}_k^{n+1} - \tilde{T}_k^n = \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \left[\frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} (\tilde{T}_{k-1}^{n+1} - \tilde{T}_k^{n+1}) \Big|_{z_{k-1}} - \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} (\tilde{T}_k^{n+1} - \tilde{T}_{k+1}^{n+1}) \Big|_{z_k} \right]$$

$$\tilde{T}_k^{n+1} - \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} (\tilde{T}_{k-1}^{n+1} - \tilde{T}_k^{n+1}) + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} (\tilde{T}_k^{n+1} - \tilde{T}_{k+1}^{n+1}) = \tilde{T}_k^n$$

$$\left[1 + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} \right] \tilde{T}_k^{n+1} - \left[\frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} \right] (\tilde{T}_{k-1}^{n+1}) - \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} (\tilde{T}_{k+1}^{n+1}) = \tilde{T}_k^n$$

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

$$\begin{aligned}
 & \left[1 + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} \right] \tilde{T}_k^{n+1} - \left[\frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} \right] (\tilde{T}_{k-1}^{n+1}) - \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} (\tilde{T}_{k+1}^{n+1}) \\
 & = \tilde{T}_k^n \\
 & - \left[\frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} \right] (\tilde{T}_{k-1}^{n+1}) + \left[1 + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} \right] \tilde{T}_k^{n+1} - \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} (\tilde{T}_{k+1}^{n+1}) \\
 & = \tilde{T}_k^n
 \end{aligned}$$

$$-C\phi_{j-1}^{n+1} + (1+C)\phi_j^{n+1} = \phi_j^n$$

$$\begin{pmatrix} 1+C & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -C \\ -C & 1+C & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & -C & 1+C & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -C & 1+C & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -C & 1+C & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -C & 1+C \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \phi_1^{n+1} \\ \phi_2^{n+1} \\ \phi_3^{n+1} \\ \phi_4^{n+1} \\ \vdots \\ \phi_{j-2}^{n+1} \\ \phi_{j-1}^{n+1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \phi_1^n \\ \phi_2^n \\ \phi_3^n \\ \phi_4^n \\ \vdots \\ \phi_{j-2}^n \\ \phi_{j-1}^n \end{pmatrix}$$

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

$$-C\phi_{j-1}^{n+1} + (1 + C)\phi_j^{n+1} = \phi_j^n$$

$$-A(\tilde{T}_{k-1}^{n+1}) + B\tilde{T}_k^{n+1} - C(\tilde{T}_{k+1}^{n+1}) = \tilde{T}_k^n$$

No topo do modelo, a temperatura da superfície \tilde{T}_s será usada para formar uma estimativa unilateral do gradiente

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_o} = \frac{\tilde{T}_s - \tilde{T}_1}{(0.5 * \Delta \tilde{z})_1} \quad \text{para } k = 0$$

o gradiente na parte inferior do modelo é estimado usando uma temperatura constante especificada, T_{bot} (Fig. A1).

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

$$A = \left[\frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} \right]$$

$$B = \left[1 + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_{k-1})}{(\Delta \tilde{z})_{k-1}} + \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k} \right]$$

$$C = \frac{\Delta t}{C(\tilde{\theta}_k)} \frac{1}{(\Delta z)_k} \frac{K(\theta_k)}{(\Delta \tilde{z})_k}$$

Fluxo de calor no solo [G]

O modelo termodinâmico de duas camadas de solo

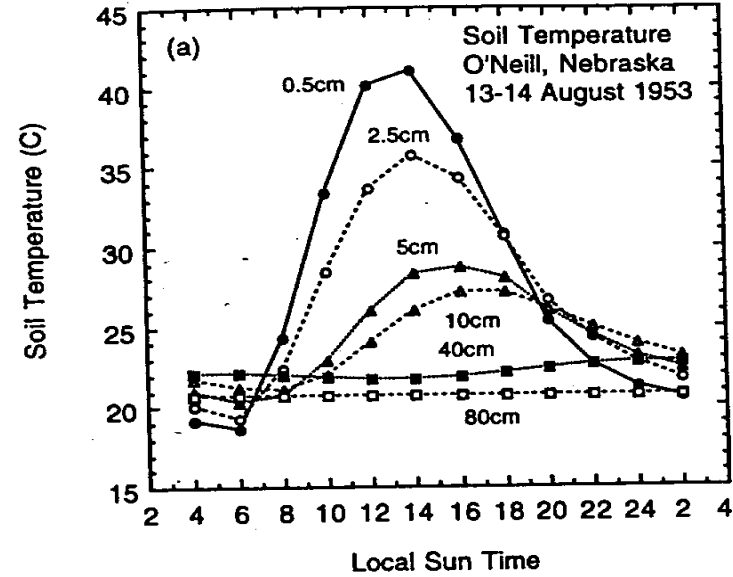
$$\begin{pmatrix} -A & B & -C & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & -A & B & -C & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -A & B & -C & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -A & B & -C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -A & B & -C & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -A & B & -C \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{T}_0^{n+1} \\ \tilde{T}_1^{n+1} \\ \tilde{T}_2^{n+1} \\ \tilde{T}_3^{n+1} \\ \vdots \\ \vdots \\ \tilde{T}_{k-2}^{n+1} \\ \tilde{T}_{k-1}^{n+1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \tilde{T}_s^n \\ \tilde{T}_1^n \\ \tilde{T}_2^n \\ \tilde{T}_3^n \\ \vdots \\ \vdots \\ \tilde{T}_{k-2}^n \\ \tilde{T}_{k-1}^n \end{pmatrix}$$

$$M * Y = X$$

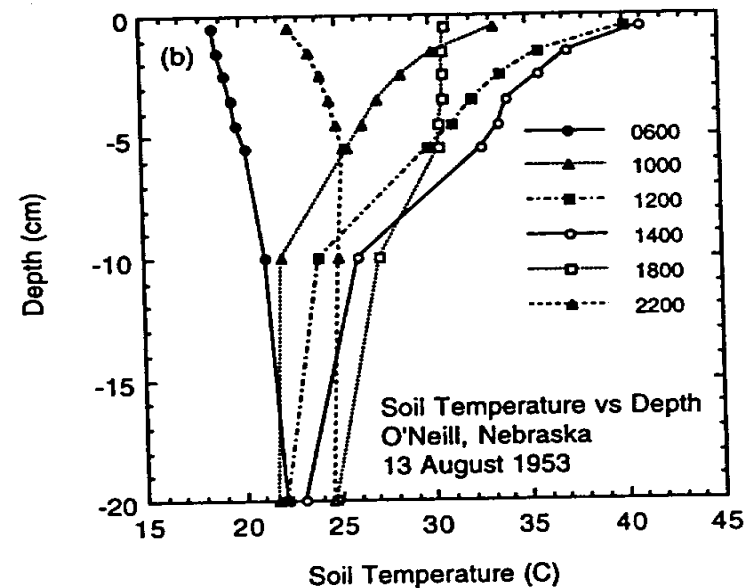
$$Y = M^{-1} * X$$

Fluxo de calor no solo [G]

Fonte: adaptado de Hartmann, 1994



Maiores variações nas camadas mais superficiais

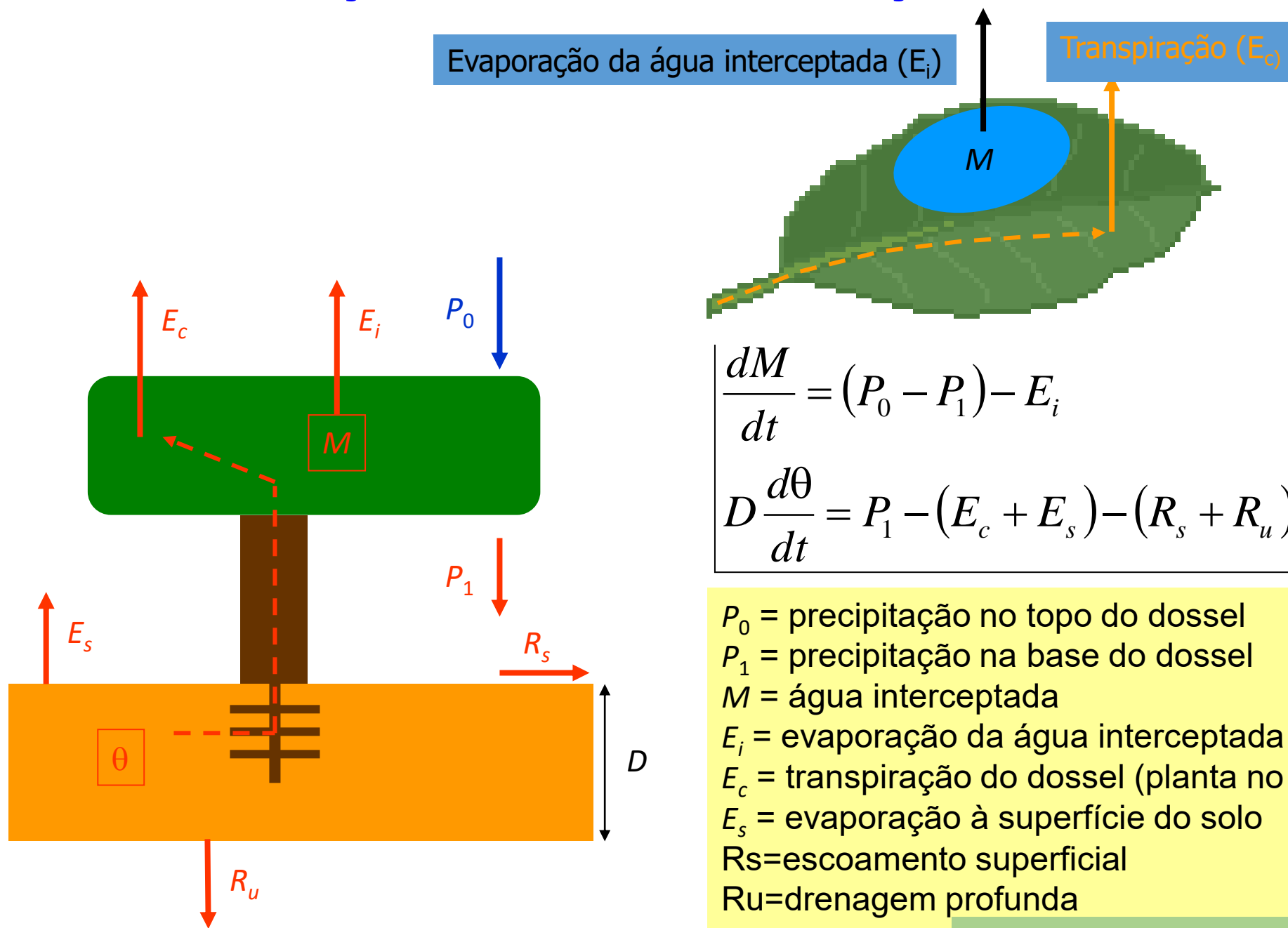


MET-576-4_Surface_Model_Water_Body.pdf

Modelo **com** vegetação

- Balanço hídrico
- Interceptação de água na folha
- Transpiração
- Resistência estomática
- Balanço de radiação
- Fluxo de *momentum*

BALANÇO DE ÁGUA COM VEGETAÇÃO



P_0 = precipitação no topo do dossel
 P_1 = precipitação na base do dossel
 M = água interceptada
 E_i = evaporação da água interceptada
 E_c = transpiração do dossel (planta no solo)
 E_s = evaporação à superfície do solo
 R_s = escoamento superficial
 R_u = drenagem profunda

INTERCEPTAÇÃO



$$W = M / S$$
$$S \propto L$$

M = quantidade de água na folha

S = armazenamento máximo de água na folha (mm)

L = índice de área foliar (adimensional)



folha seca

$$M = 0$$

$$W = 0$$



$$0 < M < S$$

$$0 < W < 1$$



folha coberta

$$M = S$$

$$W = 1$$

Fluxo de calor latente associado à evaporação da H₂O interceptada:

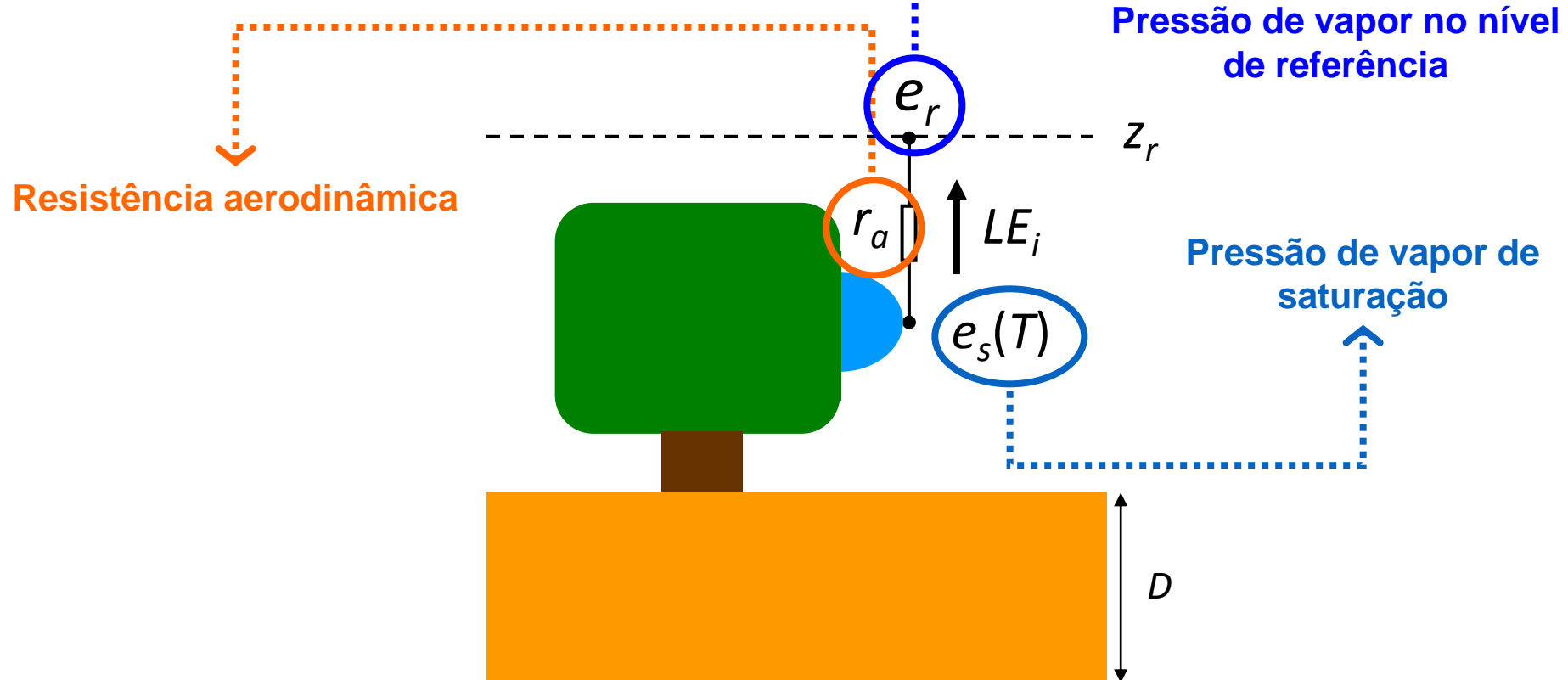
Semelhante ao
fluxo de calor
latente para
lamina d'água
+veg

Constante psicométrica:

$$\gamma = \frac{c_p P}{0,622 L_e}$$

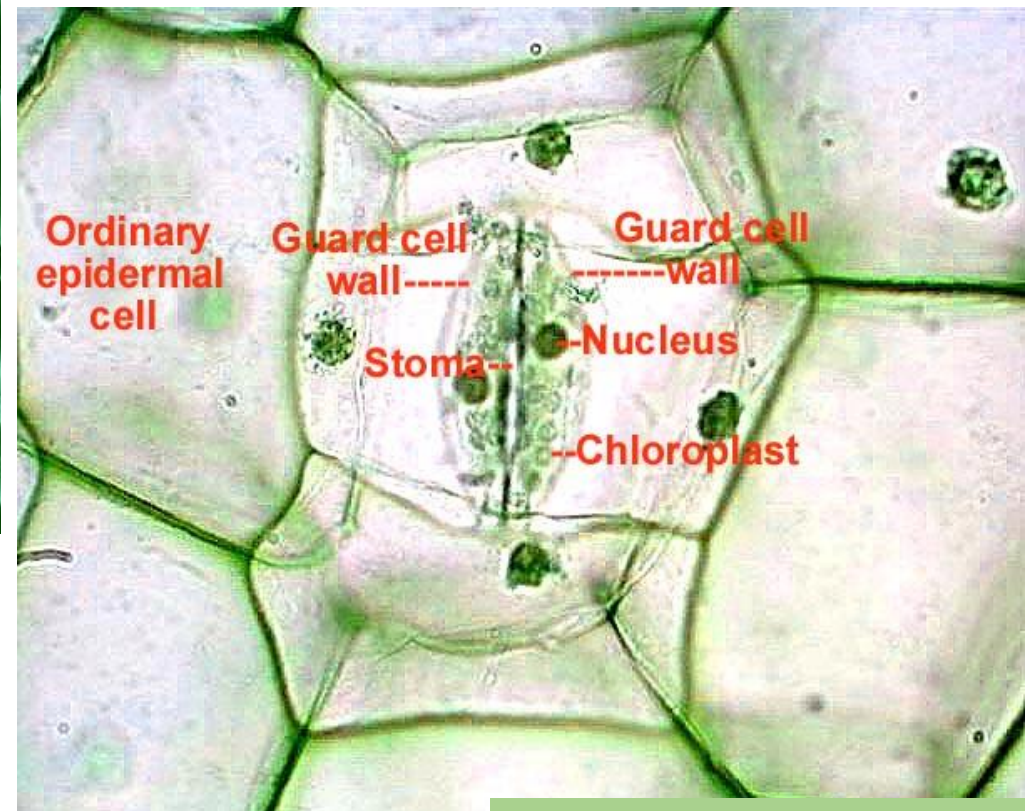
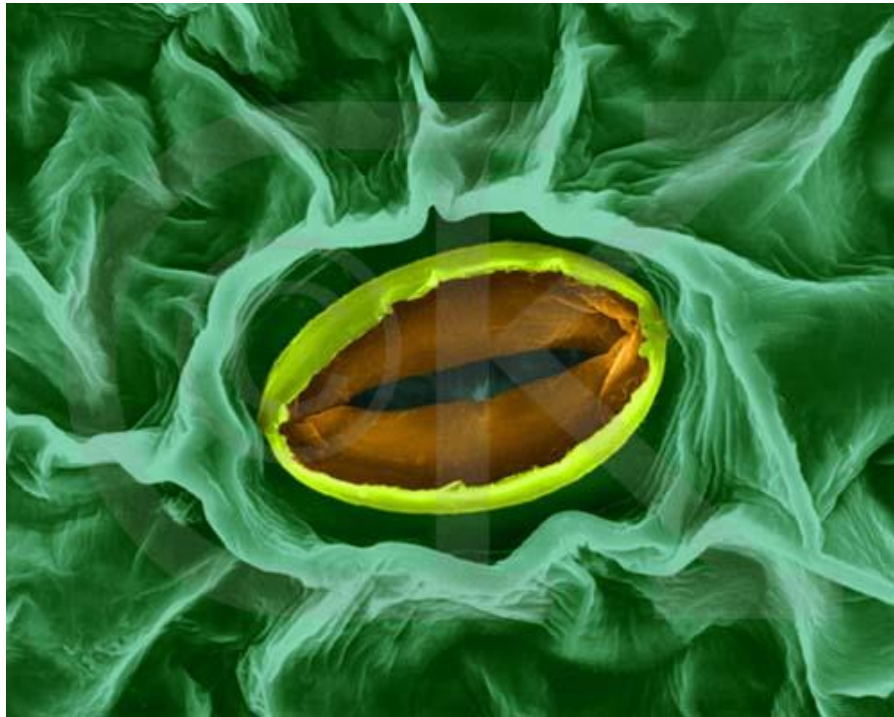
$$LE_i = W \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_s(T) - e_r}{r_a}$$

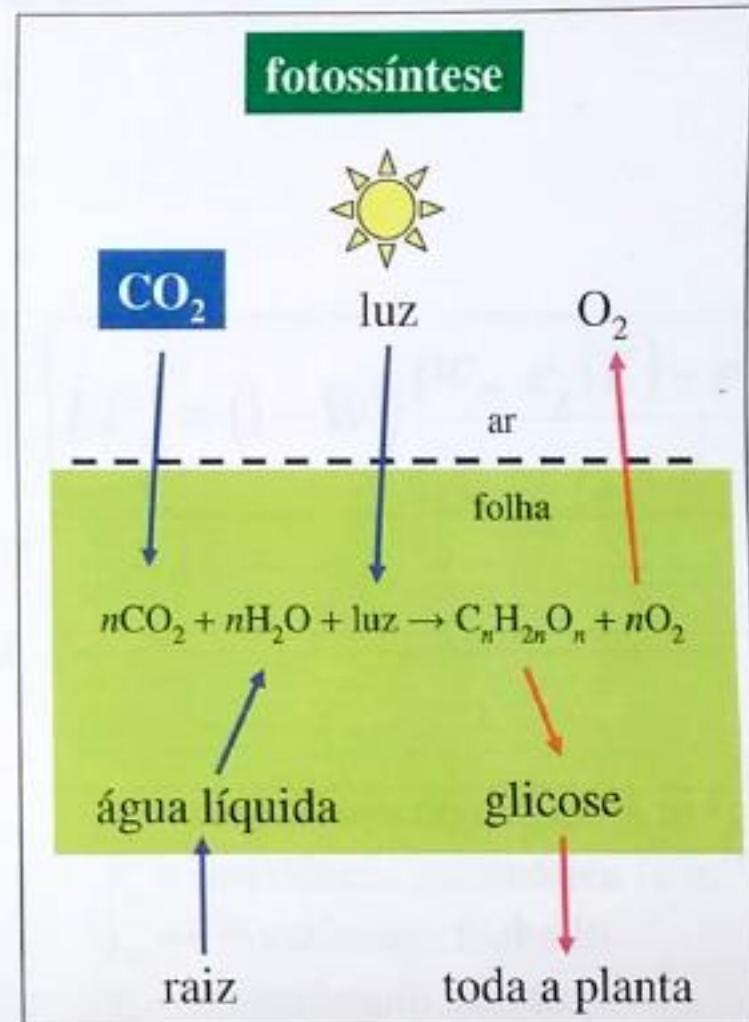
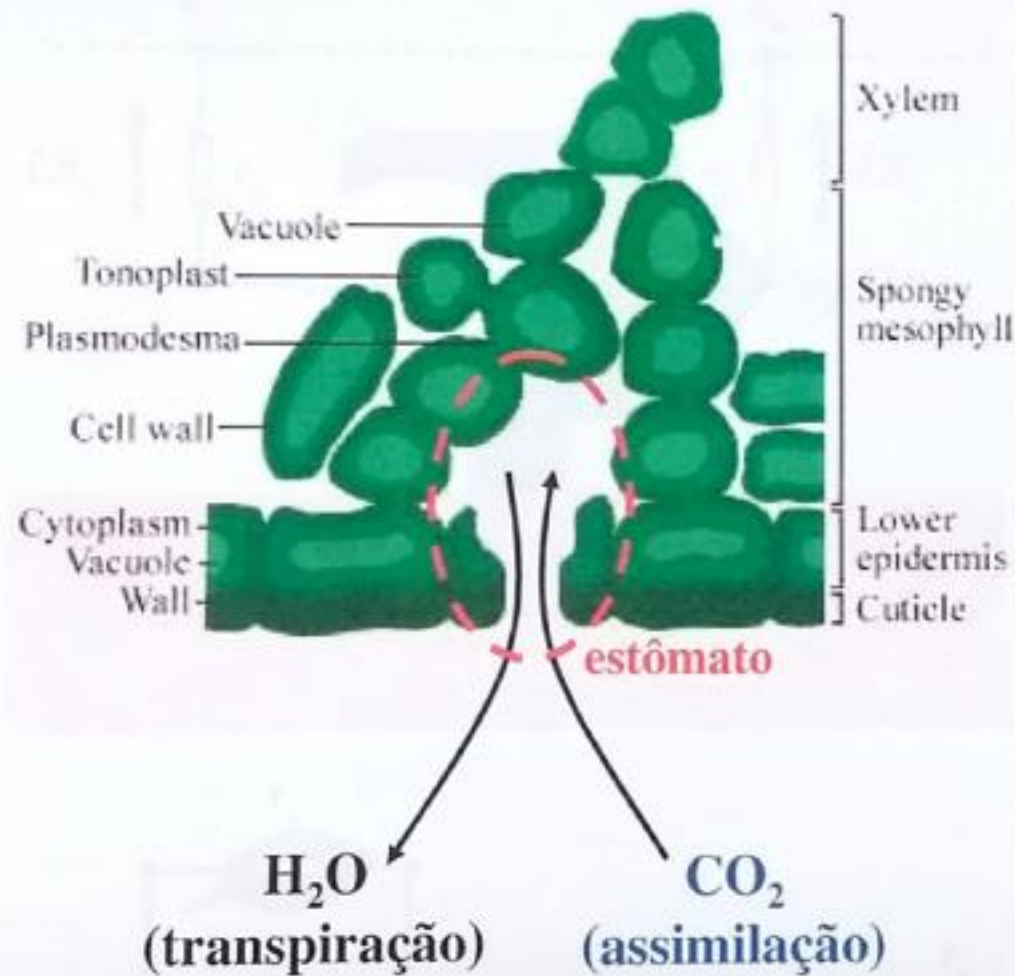
W=0 não E
W=1 tem E



Transpiração

- A taxa de transpiração está diretamente relacionada à **abertura** do estômato;
- A quantidade de água perdida pela planta depende do tamanho do estômato, além da **intensidade da luz, temperatura, umidade, vento** e quantidade de **água no solo**;
- A transpiração resfria a planta e permite o fluxo de minerais;
- Uma árvore grande pode perder centenas de litros de água em um dia quente e seco.

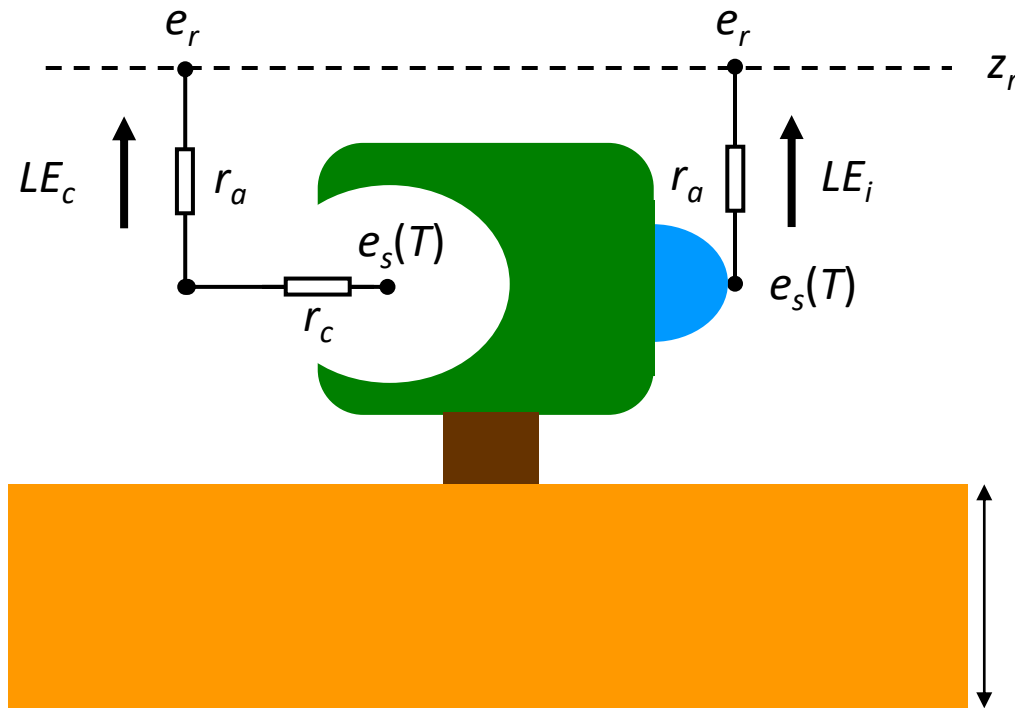




Os estômatos se abrem para assimilar CO_2 , mas perdem H_2O .

Abertura estomática procura maximizar a assimilação e minimizar a transpiração.

transpiração na copa



$$LE_c = (1 - W) \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_s(T) - e_r}{r_a + r_c}$$

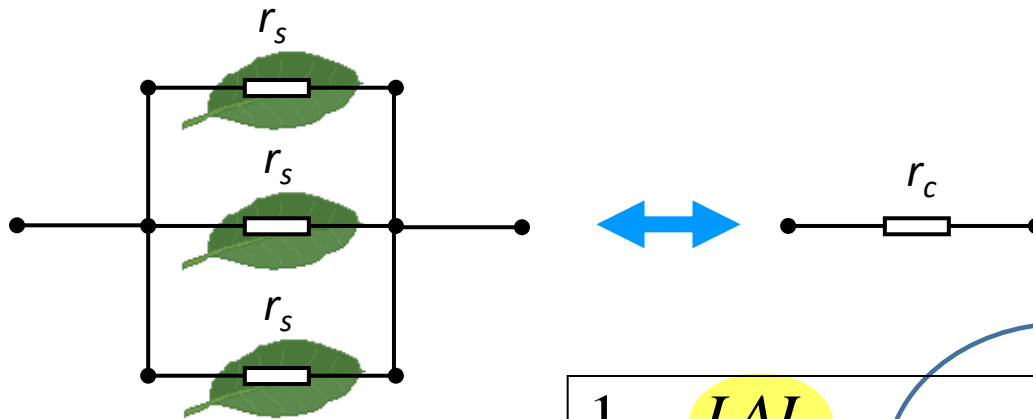
r_c = resistência da copa ($s\ m^{-1}$)

r_s = resistência estomática ($s\ m^{-1}$)

$r_s \rightarrow \infty$ estômato fechado

$r_s \rightarrow 0$ estômato aberto

$$r_s = r_c LAI$$

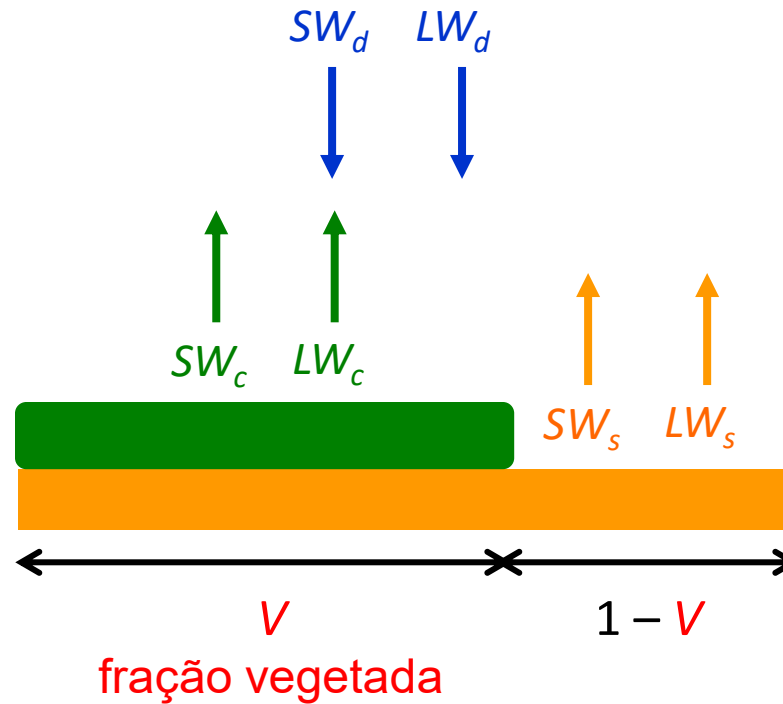


$$\frac{1}{r_c} = \frac{LAI}{r_s} \rightarrow r_c = \frac{r_s}{LAI}$$

O fluxo de calor latente resultante da transpiração da copa considera a pressão de vapor dentro do estômato e fora, assim como a resistência da copa >>> resistência estomática

Índice de Área Foliar

SALDO DE RADIAÇÃO COM VEGETAÇÃO



$$Rn = SW_d - [V SW_c + (1 - V)SW_s] + LW_d - [V LW_c + (1 - V)LW_s]$$

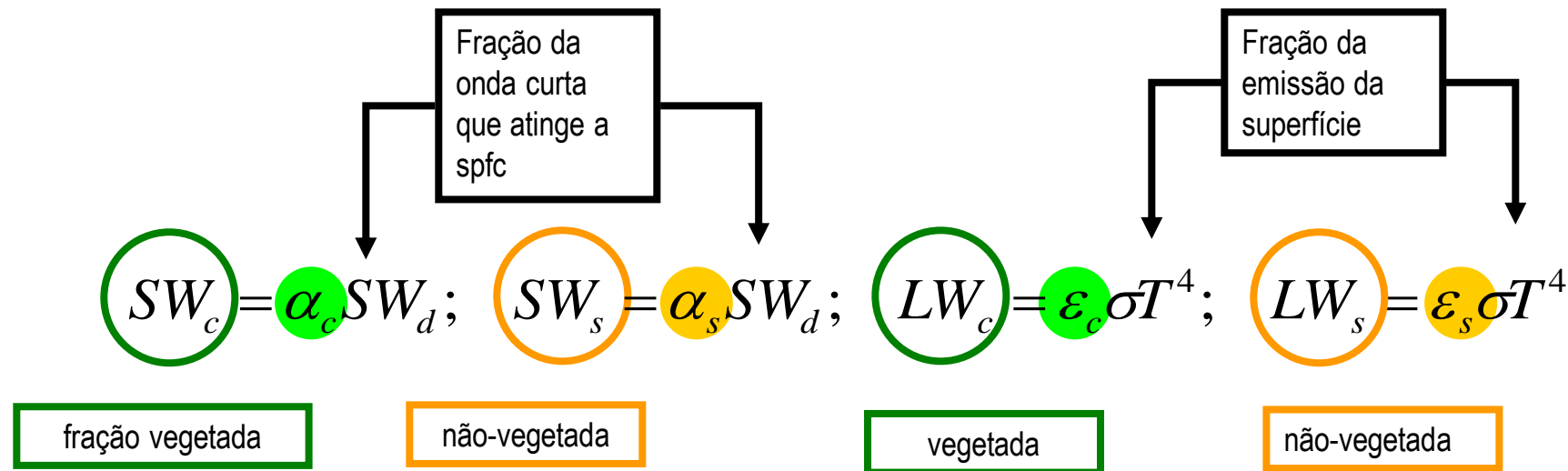
Onda curta
refletida pela
fração
vegetada

Onda curta
refletida pela
fração não-
vegetada

Onda longa
emitida pela
fração
vegetada

Onda longa
emitida pela
fração não-
vegetada

SALDO DE RADIAÇÃO COM VEGETAÇÃO



Saldo de Radiação na spfc é função do albedo e da emissividade da superfície

$$\therefore Rn = \left\{ 1 - [V\alpha_c + (1-V)\alpha_s] \right\} SW_d + LW_d - [V\varepsilon_c + (1-V)\varepsilon_s] \sigma T^4$$

?

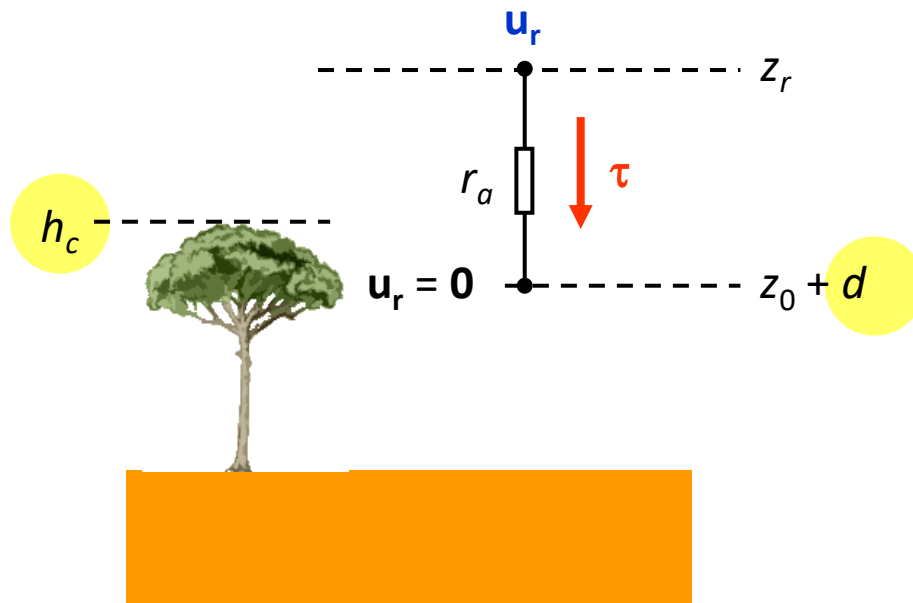
Floresta tropical:

$\alpha_c \sim 0,15$ a $0,20$

$\varepsilon_c \sim 0,98$

?

FLUXO DE MOMENTUM COM VEGETAÇÃO



$$\tau = \rho \frac{V_r}{r_a}$$

$$\frac{1}{r_a} = \left[\frac{ku}{\ln[(z-d)/z_0]} \right]^2$$

Condições
neutras

Acima do
dossel

Floresta tropical:

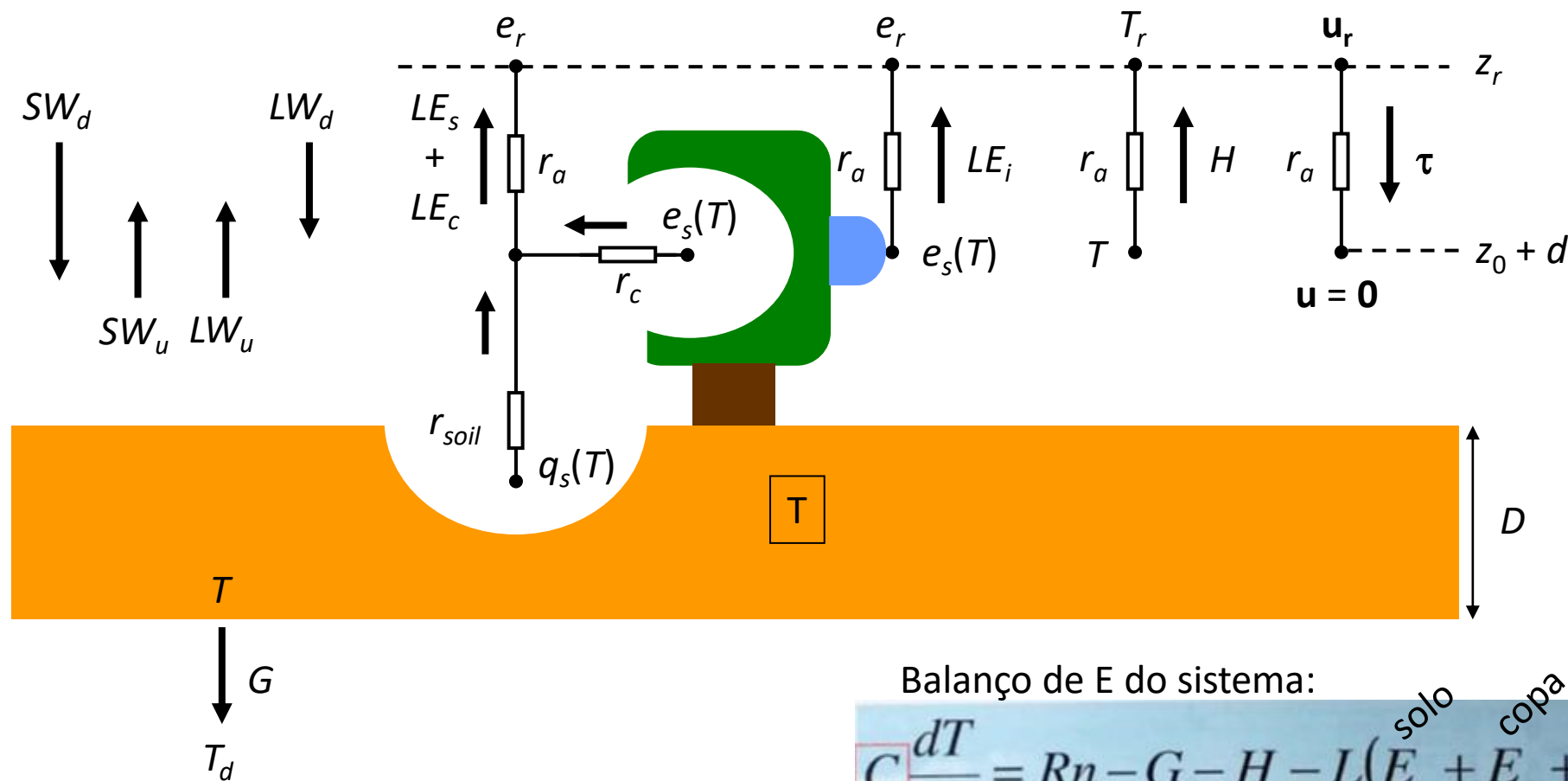
$$z_0 \sim 0,9 h_c$$

$$d \sim 0,1 h_c$$

d = deslocamento do plano zero (m)

h_c = altura do dossel (m)

O SISTEMA SOLO-PLANTA-ATMOSFERA



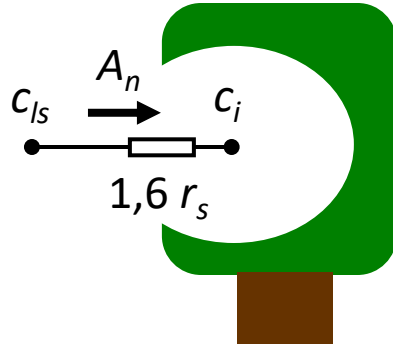
Balço de E do sistema:

$$C \frac{dT}{dt} = Rn - G - H - L(E_s + E_c + E_i)$$

C = capacidade térmica efetiva
 $C \sim 10^3$ a 10^4 J K⁻¹ m⁻²

Assimilação de carbono (a nível da folha)

Parametrização de A_n (carbono assimilado)



3 incógnitas: A_n , c_i , r_s

entradas: PAR , T_{ls} , h_{ls} , c_{ls} , p , θ

A_n = assimilação (fotossíntese) líquida
= assimilação bruta menos respiração
 c_i = concentração de CO_2 no interior da folha
 c_{ls} = concentração de CO_2 na superfície da folha
 T_{ls} = temperatura na superfície da folha
 c_{ls} = umidade relativa na superfície da folha
 p = pressão
 m , b = constantes

$$A_n = f(c_i, PAR, T_{ls}) \cdot \frac{\theta}{\theta_s} \quad (\text{Cox et al., 1998})$$

$$A_n = \frac{1}{p} \frac{c_{ls} - c_i}{1,6 \cdot r_s}$$

$$\frac{1}{r_s} = m \frac{A_n}{c_{ls}} h_{ls} p + b$$

3 equações

A forma como ocorre o particionamento de calor sensível e latente influencia diretamente nas variáveis próximas da superfície >> profundidade e estrutura da PBL e no potencial para PRP

MET-576-4_Surface_Model_Vegetaion.pdf

MET-576-4_Surface_Urban_Canopy.pdf

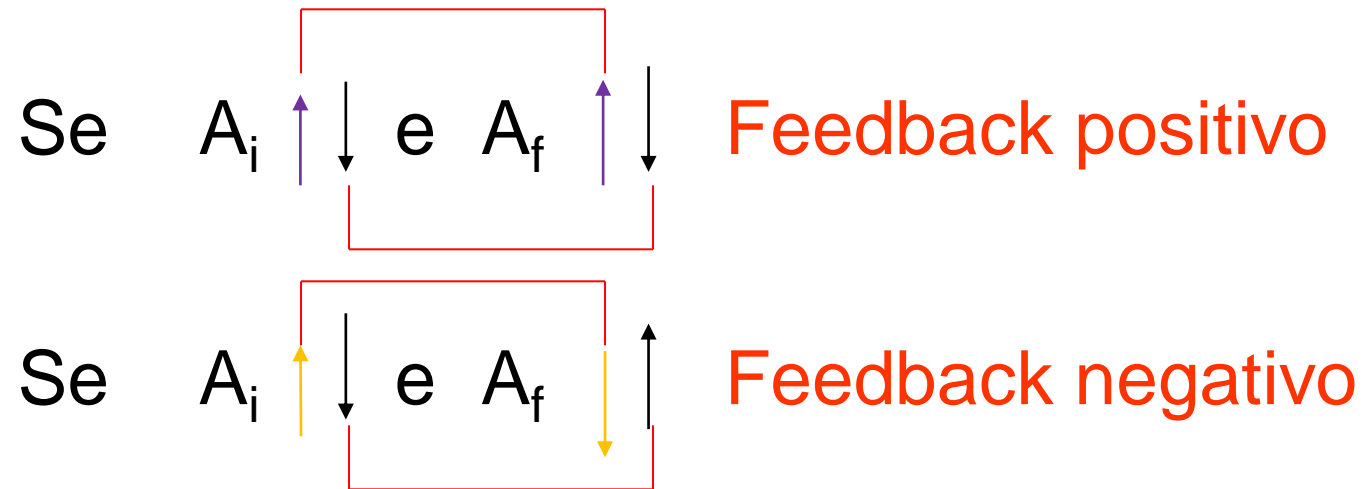
Mecanismos de *feedback*

- Albedo
- Evapotranspiração
- Rugosidade
- Umidade

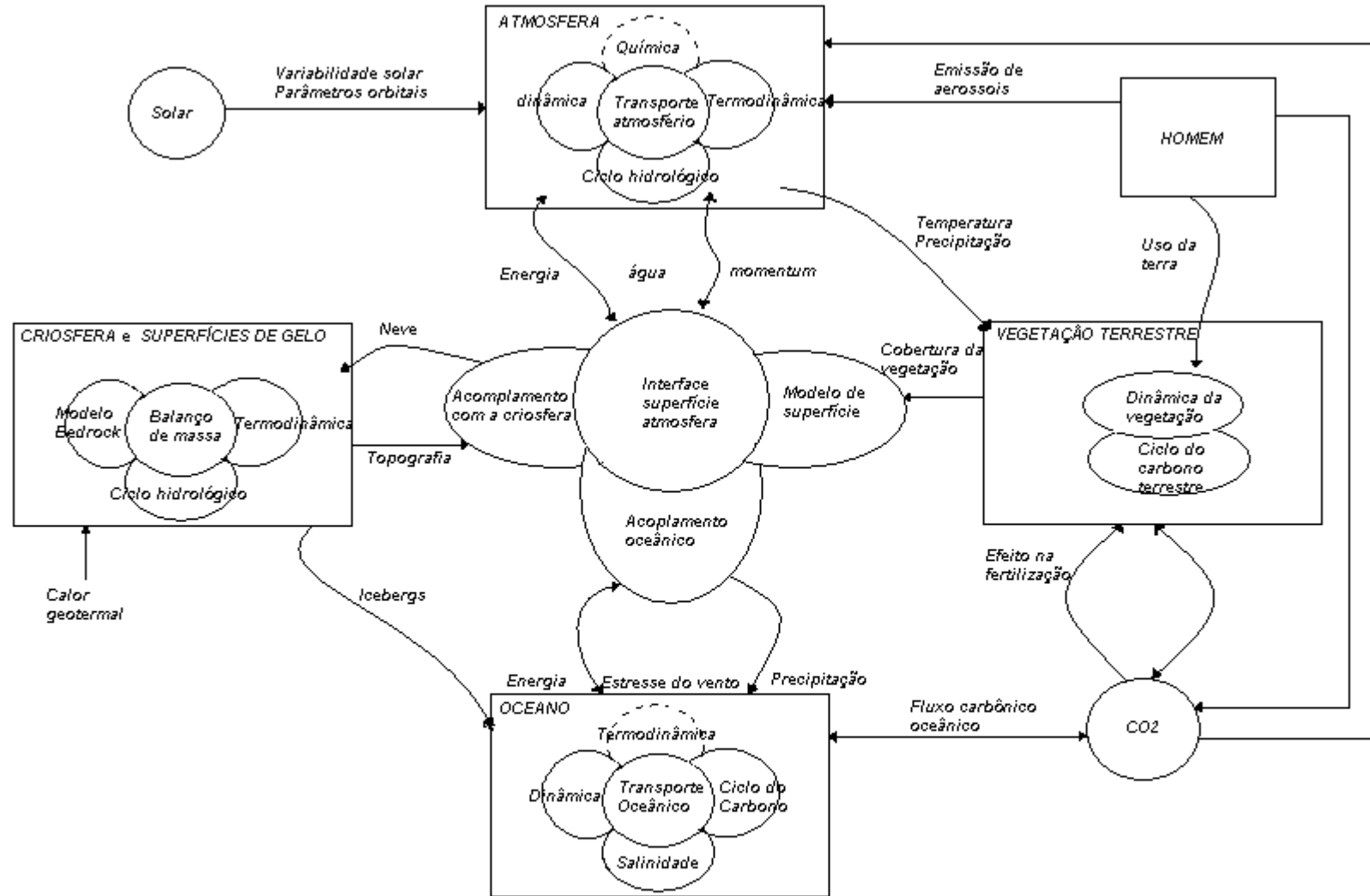
Feedback = “realimentação”

- Processo inicial influencia um segundo processo que por sua vez influencia o primeiro:

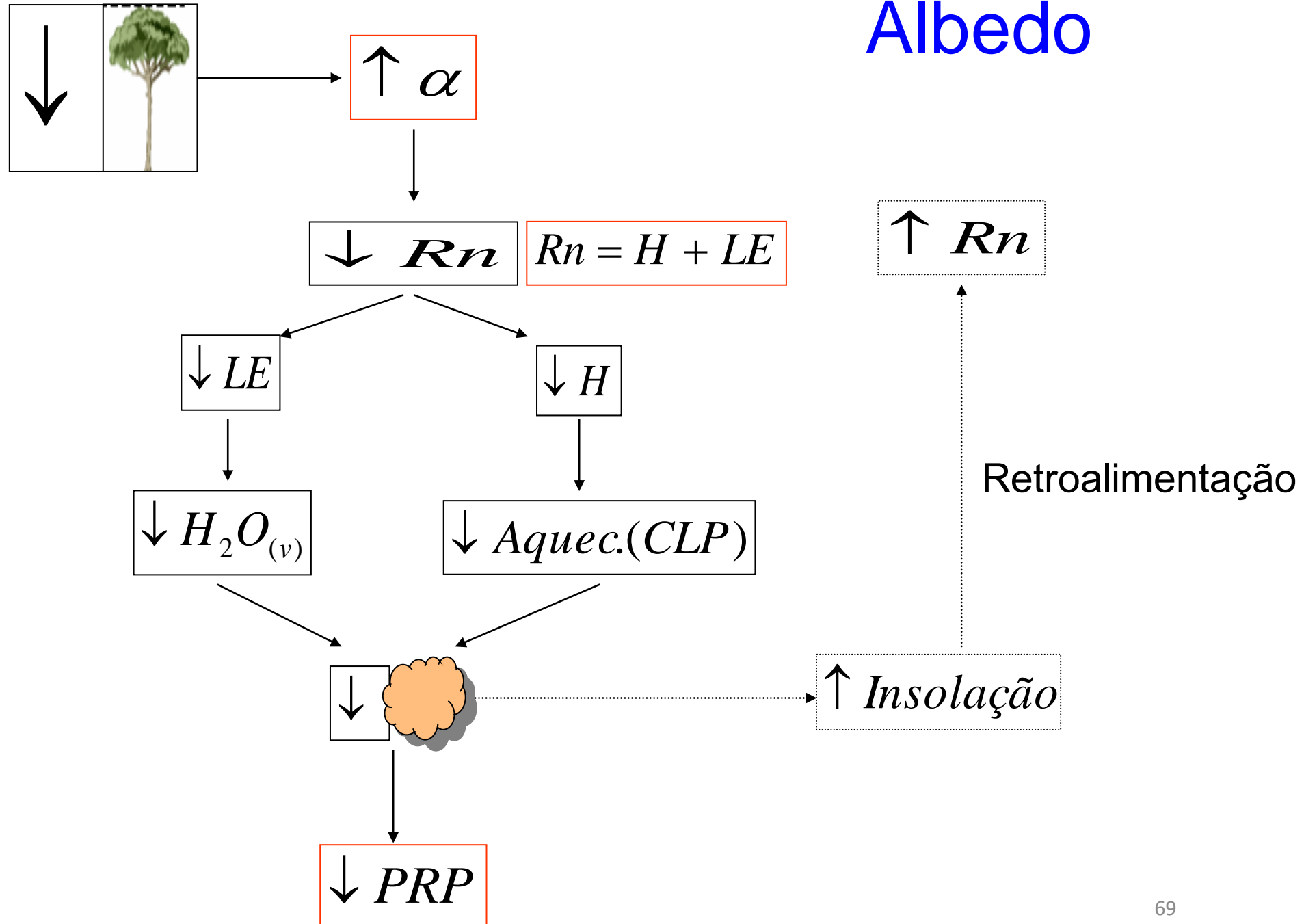
$$A_i \rightarrow B \rightarrow A_f$$



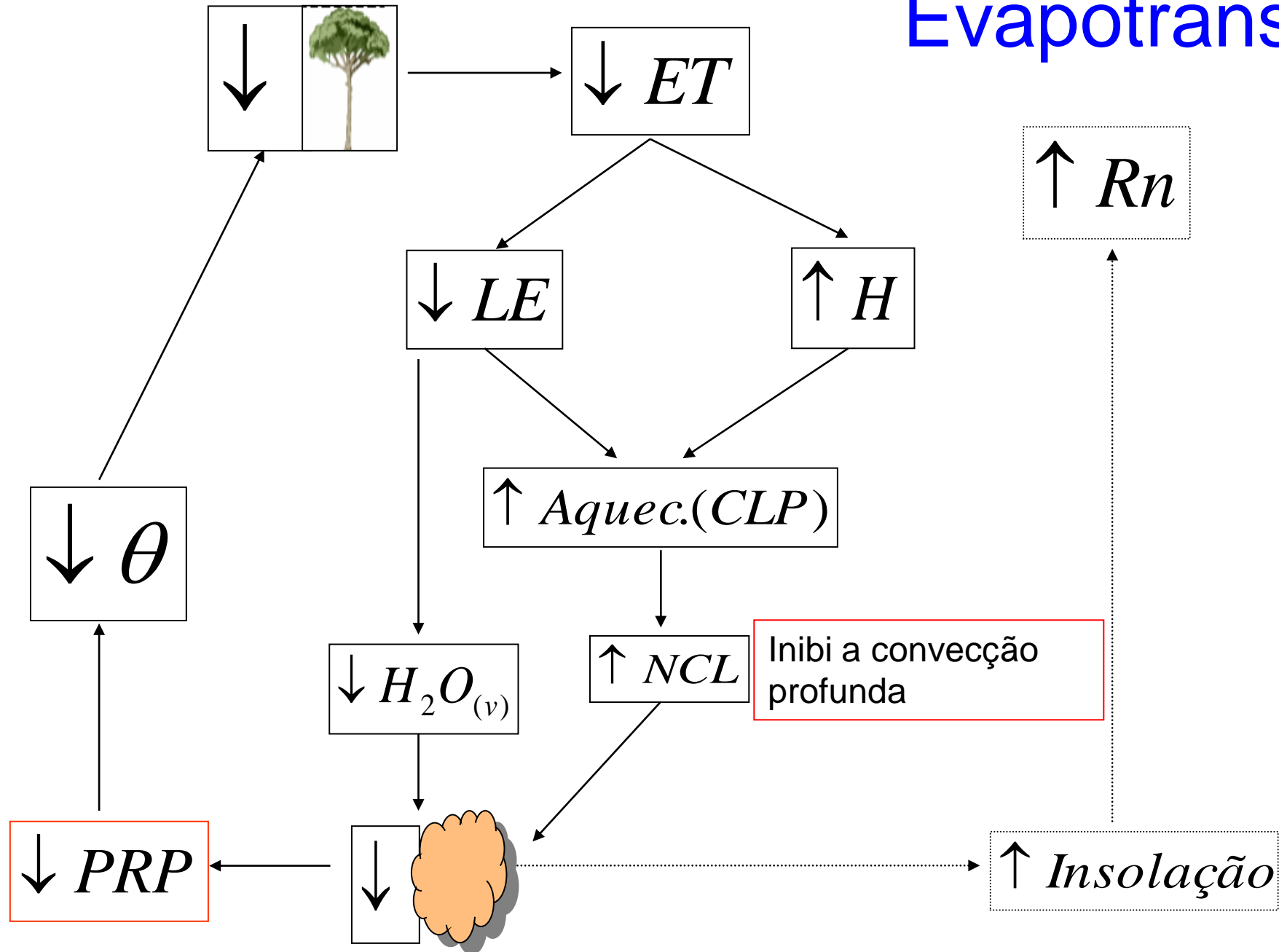
Sistema completo

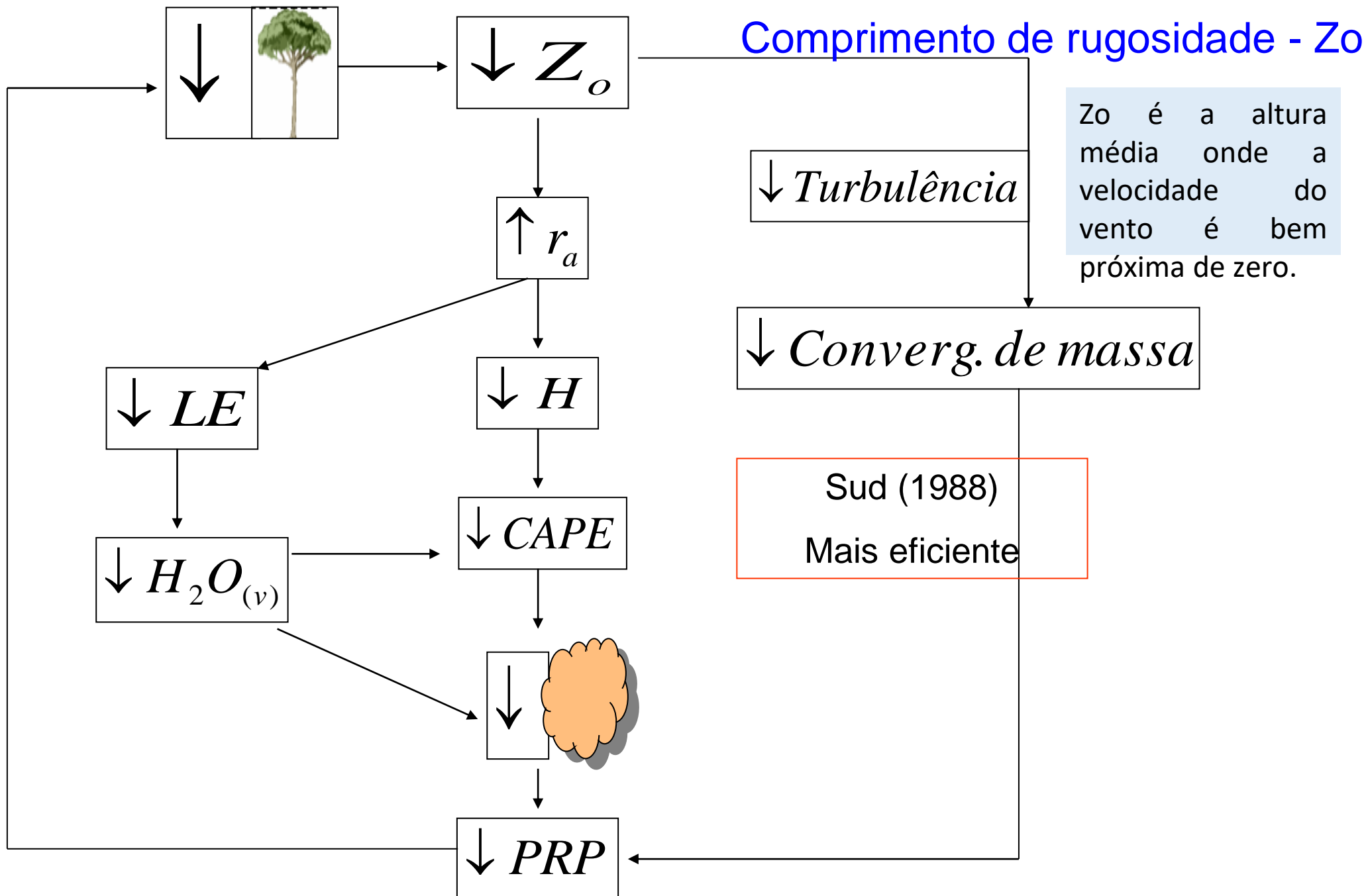


Albedo

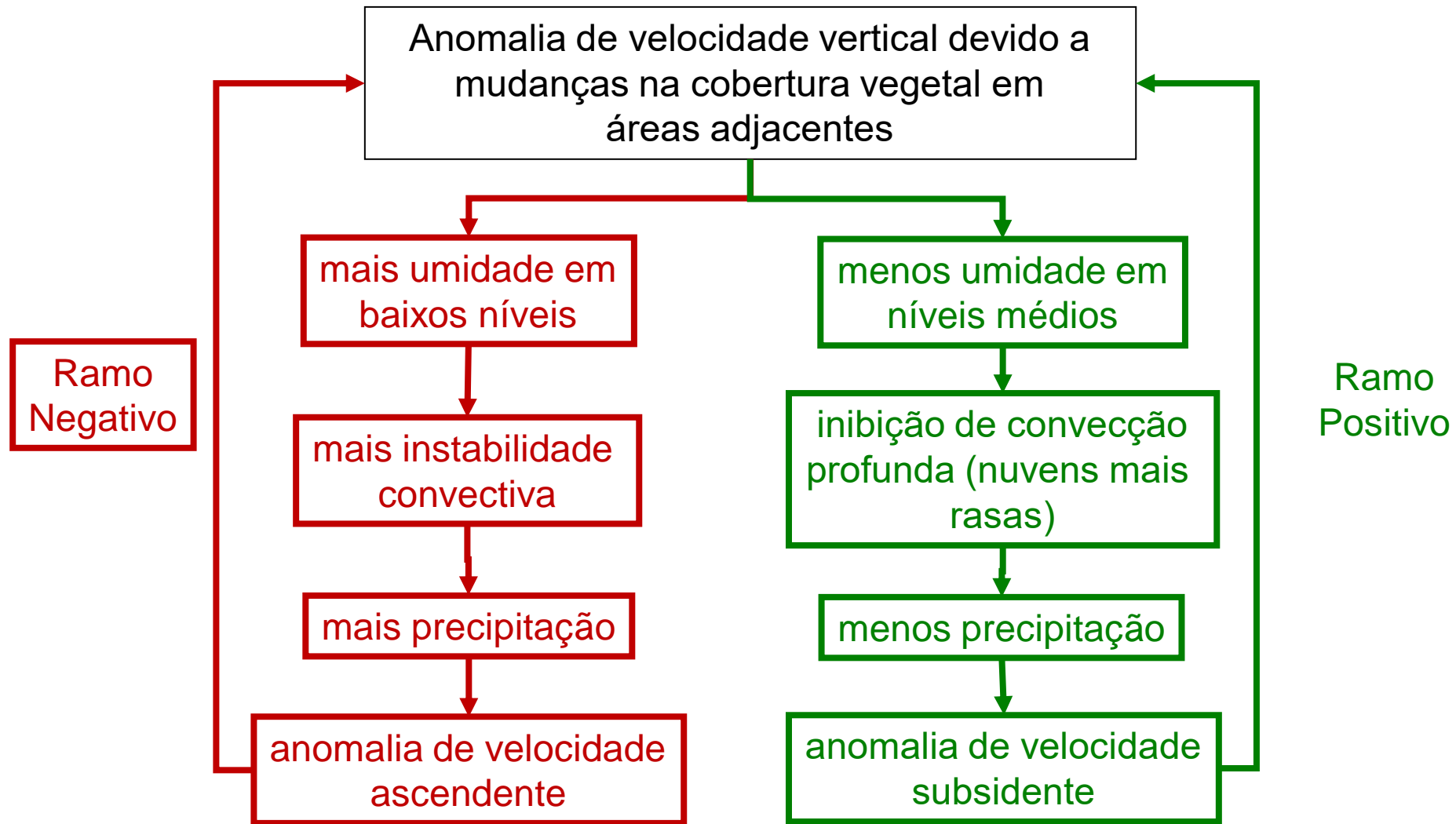


Evapotranspiração





Mecanismo de umidade:



Modelos Biofísicos e Biogeoquímicos

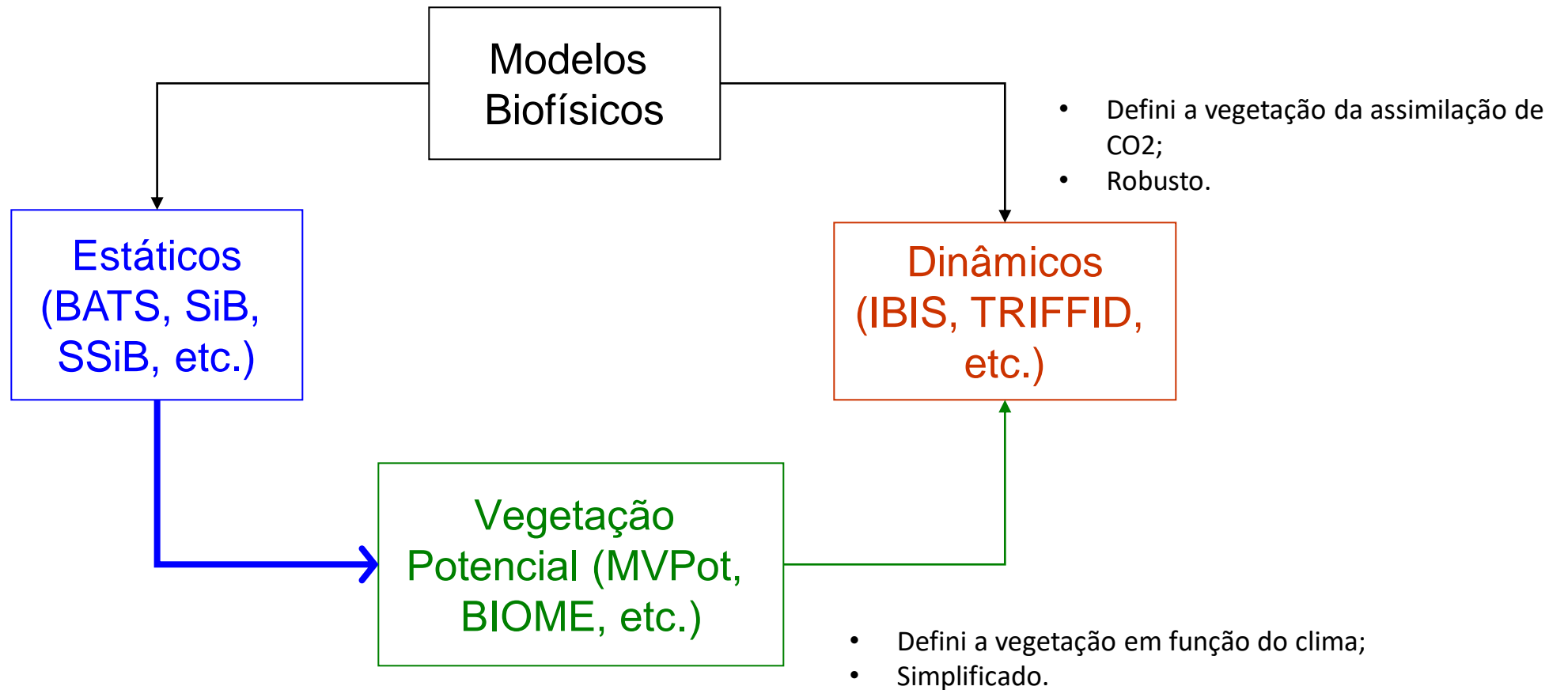
No início as deficiências nos MCGA eram:

i) Albedos não realistas

ii) Roughness lenght constante

iii) Bucket model com capacidade constante de 150 mm

A partir da década de 80 foram criados os primeiros modelos biofísicos



Tipos de modelos atuais de superfície de MCGA's:

- Simple Biosphere Model (SIB);
- Integrated Biosphere Simulator Model (IBIS);
- Community Land Model (CLM).

Evolução do modelo Simple Biosphere Model (SiB):

1986: Simple Biosphere Model – SiB (Sellers et al., 1986)

1991: Simplified Simple Biosphere Model – SSiB (Xue et al., 1991)

1996: Simple Biosphere Model 2 – SiB2 (Sellers et al., 1996)

2003: Simple Biosphere Model 2.5 SiB 2.5 (Baker et al., 2003)

2003: Simplified Simple Biosphere Model 2 – SSiB2 (Zhan et al., 2003)

2003: Simplified Simple Biosphere Model 3 – SSiB3 (Sun e Xue, 2003)

2007: Simple Biosphere Model 3 – SiB3 (Baker et al., 2003)

2008: Simplified Simple Biosphere Model 4 – SSiB4/TRIFFID (Xue et al., 2008)

2015: Simple Biosphere Model 4 – SiB4 (Haynes, K; Baker, I. Denning, S., 2015)

ARTICLE

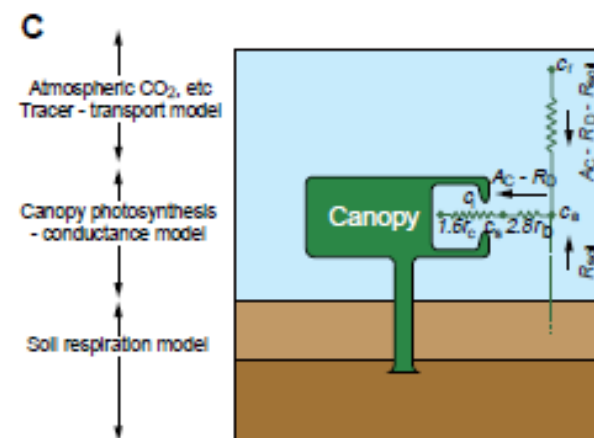
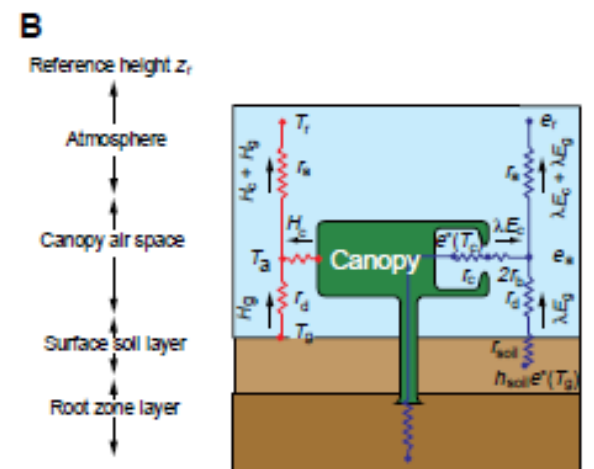
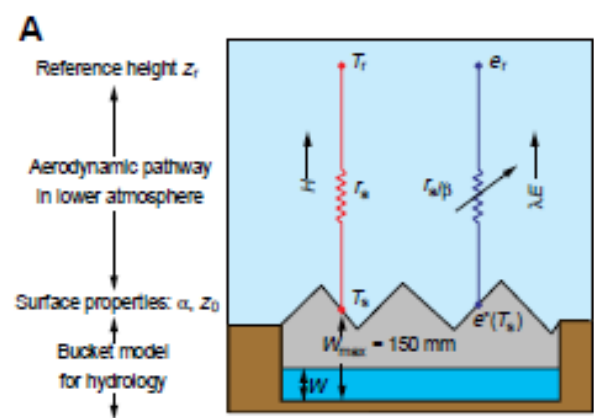
Modeling the Exchanges of Energy, Water, and Carbon Between Continents and the Atmosphere

P. J. Sellers,* R. E. Dickinson, D. A. Randall, A. K. Betts, F. G. Hall, J. A. Berry, G. J. Collatz, A. S. Denning, H. A. Mooney, C. A. Nobre, N. Sato, C. B. Field, A. Henderson-Sellers

Atmospheric general circulation models used for climate simulation and weather forecasting require the fluxes of radiation, heat, water vapor, and momentum across the land-atmosphere interface to be specified. These fluxes are calculated by submodels called land surface parameterizations. Over the last 20 years, these parameterizations have evolved from simple, unrealistic schemes into credible representations of the global soil-vegetation-atmosphere transfer system as advances in plant physiological and hydrological research, advances in satellite data interpretation, and the results of large-scale field experiments have been exploited. Some modern schemes incorporate biogeochemical and ecological knowledge and, when coupled with advanced climate and ocean models, will be capable of modeling the biological and physical responses of the Earth system to global change, for example, increasing atmospheric carbon dioxide.

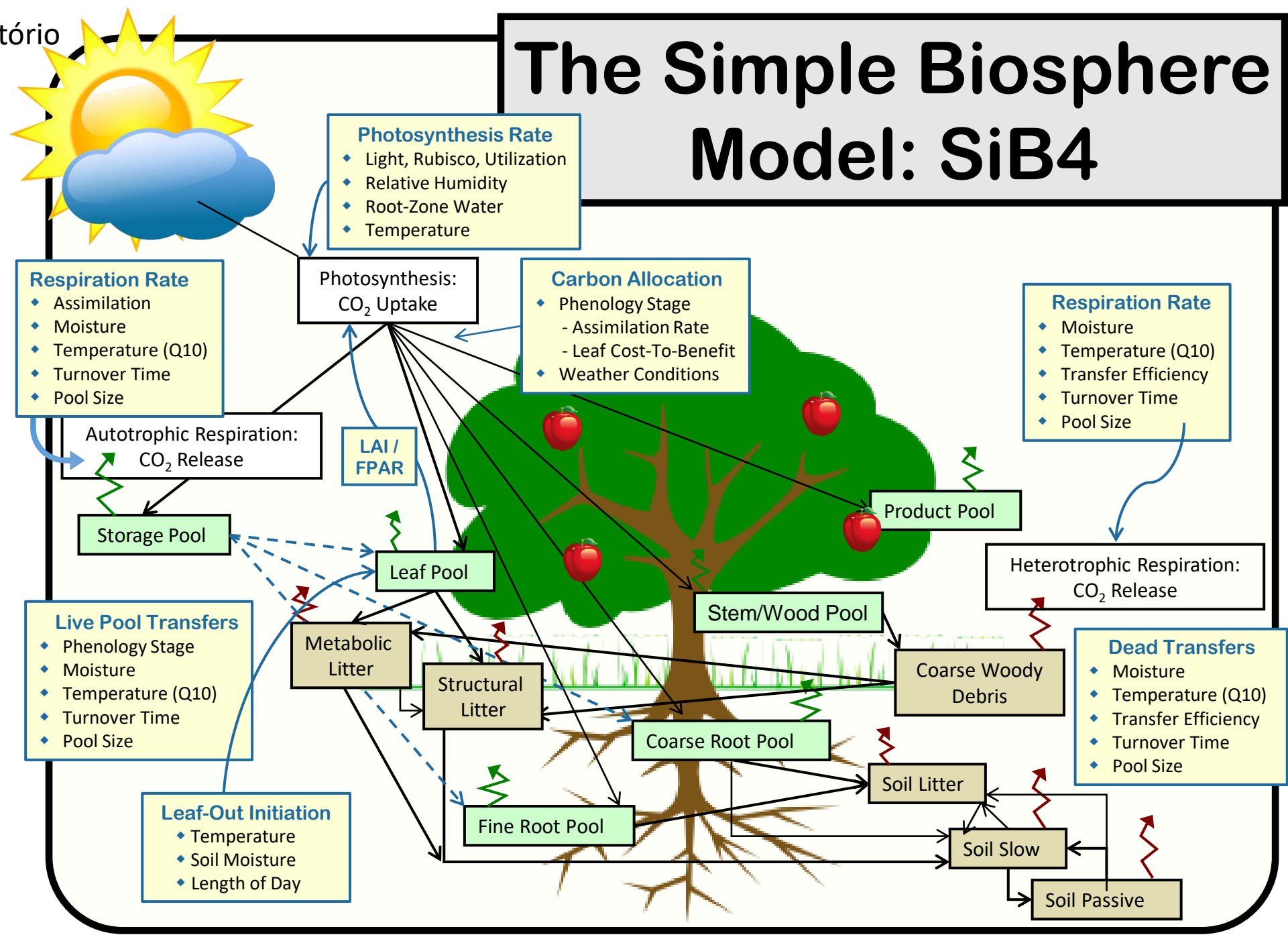
sure and temperature gradients, and friction (2, 11). Energy transfer processes include radiative heating and cooling; heat transport by means of convection, condensation, and evaporation; and the transfer of energy, water, and momentum across the lower boundary of the atmosphere, that is, between the land or ocean surfaces and the atmosphere. The AGCMs use three-dimensional grid systems to represent the vertical and horizontal structure and state of the atmosphere and integrate finite difference versions of the governing

2008



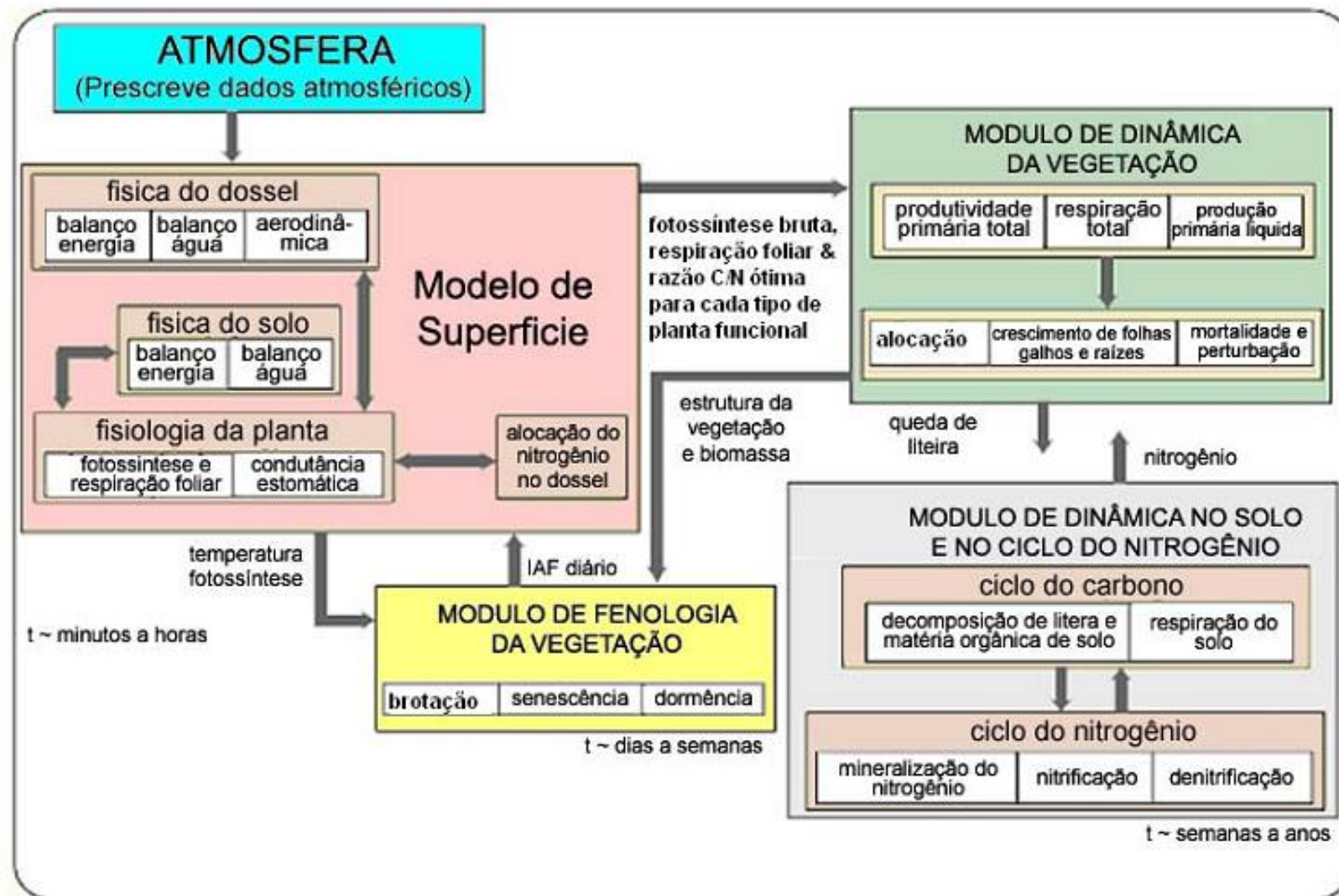
Pool: reservatório

The Simple Biosphere Model: SiB4

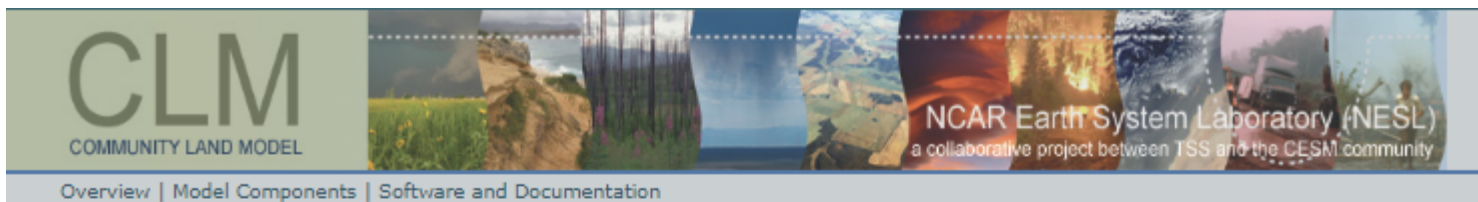


[Integrated Biosphere Simulator Model](#) (IBIS) (modelo com opção de vegetação dinâmica simples);

Estrutura básica do IBIS



Community Land Model (modelo mais sofisticado com opção de vegetação dinâmica);



UCAR > NCAR > NESL > CGD > TSS > CLM Home

Overview

Model Components

- Biogeophysics
- Hydrologic Cycle
- Biogeochemistry
- Dynamic Vegetation

Software and Documentation

- CLM 2.0
- CLM 2.1
- CLM 3.0
- CLM 3.5
- CLM 4.0

Welcome to the Community Land Model

The Community Land Model is the land model for the Community Earth System Model (CESM) and the Community Atmosphere Model (CAM).

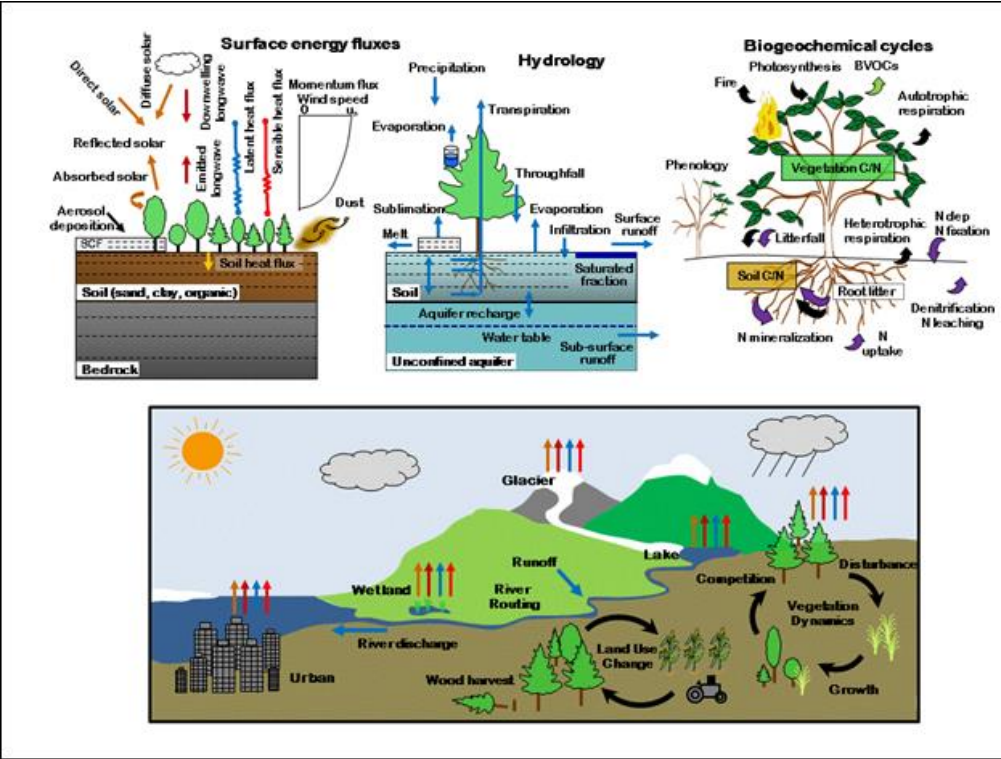
It is a collaborative project between scientists in the Terrestrial Sciences Section (TSS) and the Climate and Global Dynamics Division (CGD) at the National Center for Atmospheric Research (NCAR) and the CESM Land Model Working Group. Other principal working groups that also contribute to the CLM are Biogeochemistry, Paleoclimate, and Climate Change and Assessment.

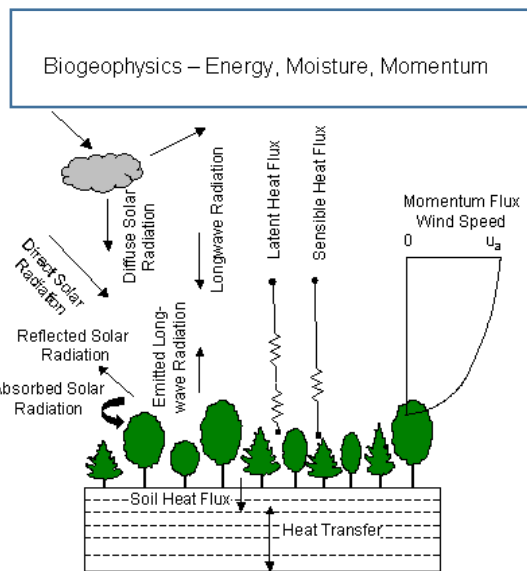
The model formalizes and quantifies concepts of ecological climatology. Ecological climatology is an interdisciplinary framework to understand how natural and human changes in vegetation affect climate. It examines the physical, chemical, and biological processes by which terrestrial ecosystems affect and are affected by climate across a variety of spatial and temporal scales. The central theme is that terrestrial ecosystems, through their cycling of energy, water, chemical elements, and trace gases, are important determinants of climate.

Model components consist of: biogeophysics, hydrologic cycle, biogeochemistry and dynamic vegetation.

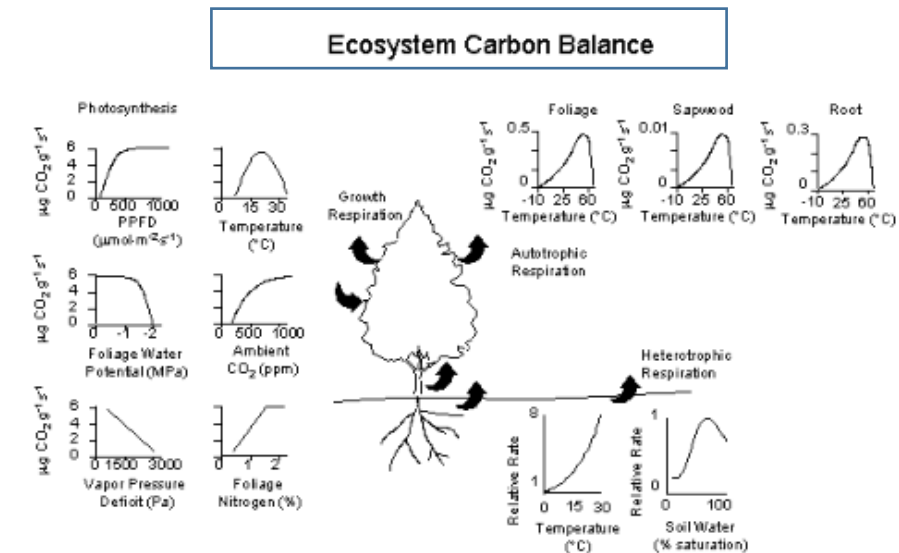
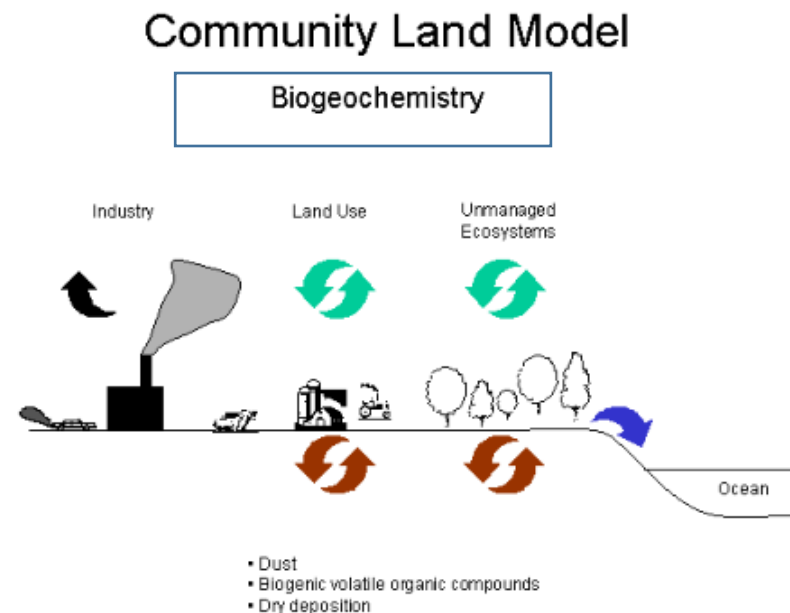
The land surface is represented by 5 primary sub-grid land cover types (glacier, lake, wetland, urban, vegetated) in each grid cell. The vegetated portion of a grid cell is further divided into patches of plant functional types, each with its own leaf and stem area index and canopy height. Each subgrid land cover type and PFT patch is a separate column for energy and water calculations.

The current version of the Community Land Model is CLM4.0

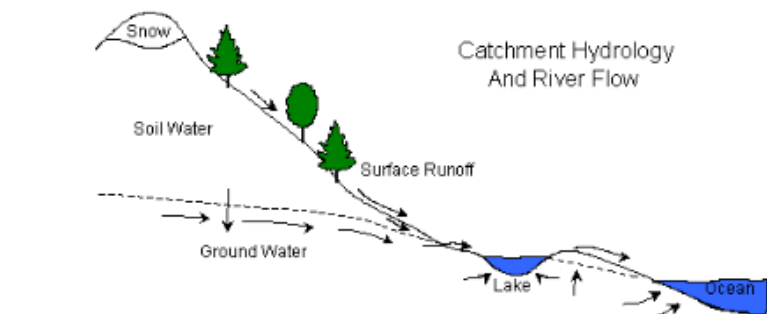
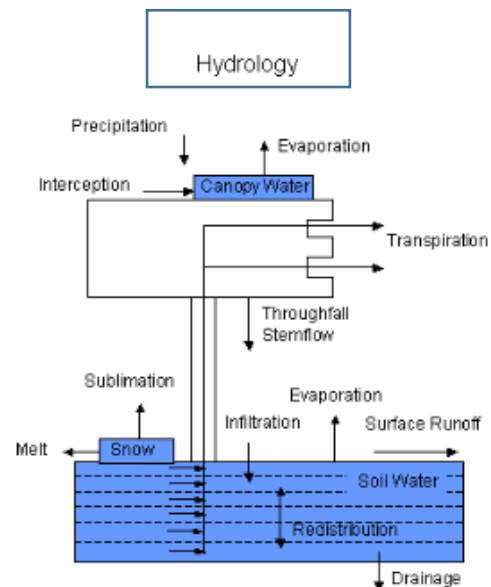




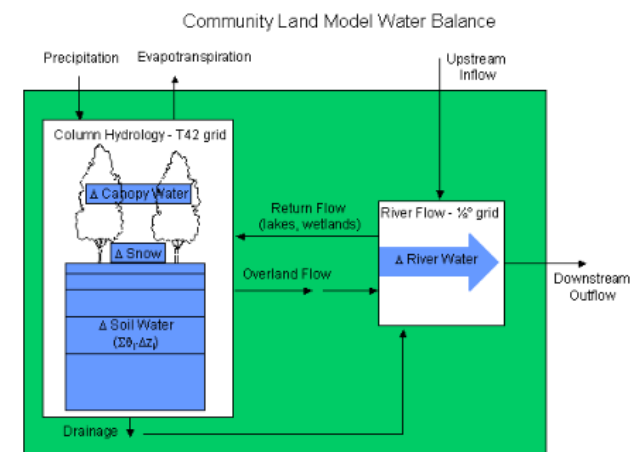
Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press



Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press, Cambridge



Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press, Cambridge



Column (T42): Precipitation + Return - Evapotranspiration - Total Runoff

River (1/2°): Inflow + Total Runoff - Return - Outflow

Grid Cell (T42): Precipitation + Inflow - Evapotranspiration - Outflow

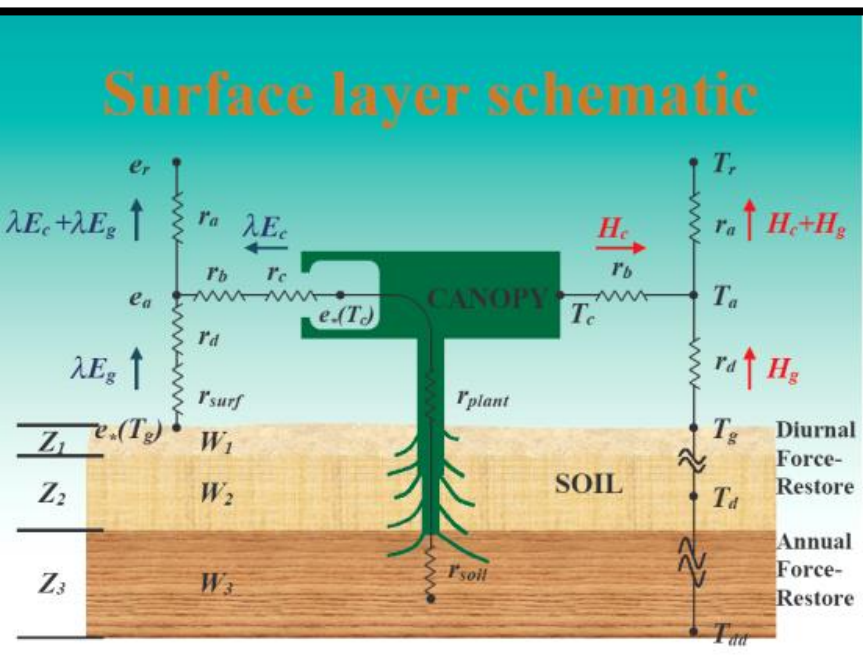
Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press, Cambridge

Modelos de superfície do BAM

SSiB

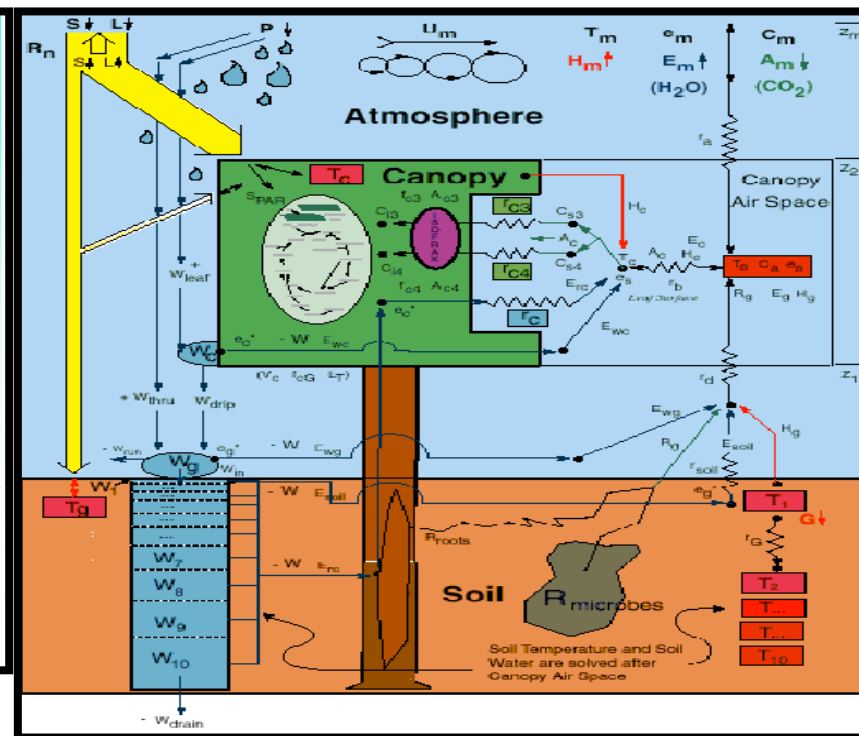
SiB 2.5

IBIS



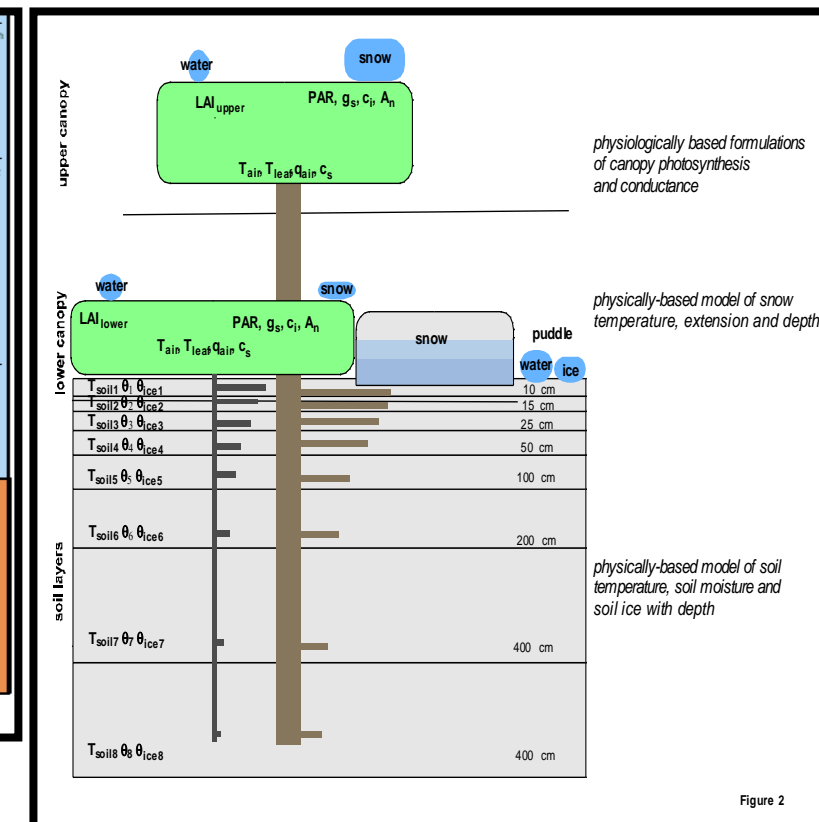
SSiB (Xue et al., 1991)

3° geração



SiB 2.5 (Baker et al., 2003)

3° geração



IBIS (Foley, J.A. et al., 2005)

Simplified Simple Biosphere Model 2 – SSiB2 (Zhan et al., 2003) em desenvolvimento>>> future SSiB4 (Haynes, K; Baker, I. Denning, S., 2015)

A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies

Y. XUE, P. J. SELLERS, J. L. KINTER AND J. SHUKLA

Center for Ocean–Land–Atmosphere Interactions, Department of Meteorology, University of Maryland, College Park, Maryland

(Manuscript received 8 February 1990, in final form 7 November 1990)

SSiB

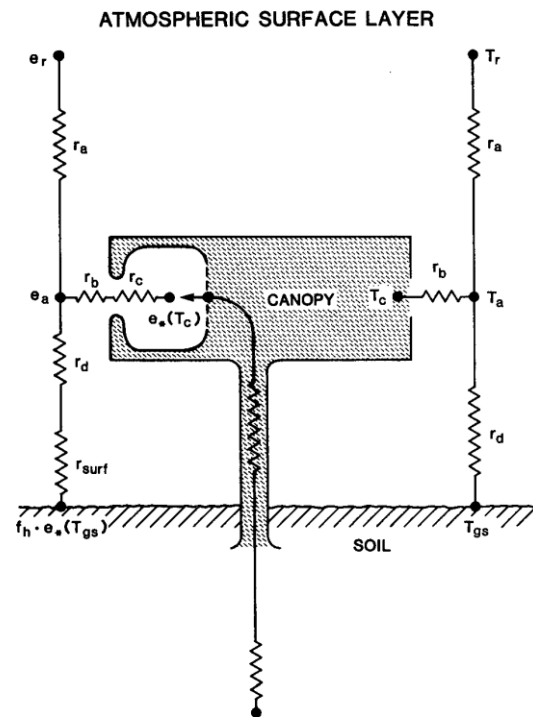


FIG. 3. Schematic diagram of SSiB. T_r is the air temperature at reference height, T_c the canopy temperature, T_a the air temperature within the canopy space, T_g the soil temperature, r_a the aerodynamic resistance between canopy air space and reference height, r_b the bulk boundary layer resistance, r_c the bulk stomatal resistance, r_d aerodynamic resistance between canopy air space and ground.

- A parametrização do ciclo diurno do albedo foi simplificada;
- Simplificação da dependência da resistência estomática em relação à na zona de raízes;
- Os fluxos de calor, umidade e momentum entre o dossel e a atmosfera foram parametrizados com base em uma linearização derivada a partir da teoria de similaridade de Monin-Obukhov;
- O nº de camadas de vegetação foi reduzido de dois para um.

Parâmetros morfológicos, fisiológicos e físicos

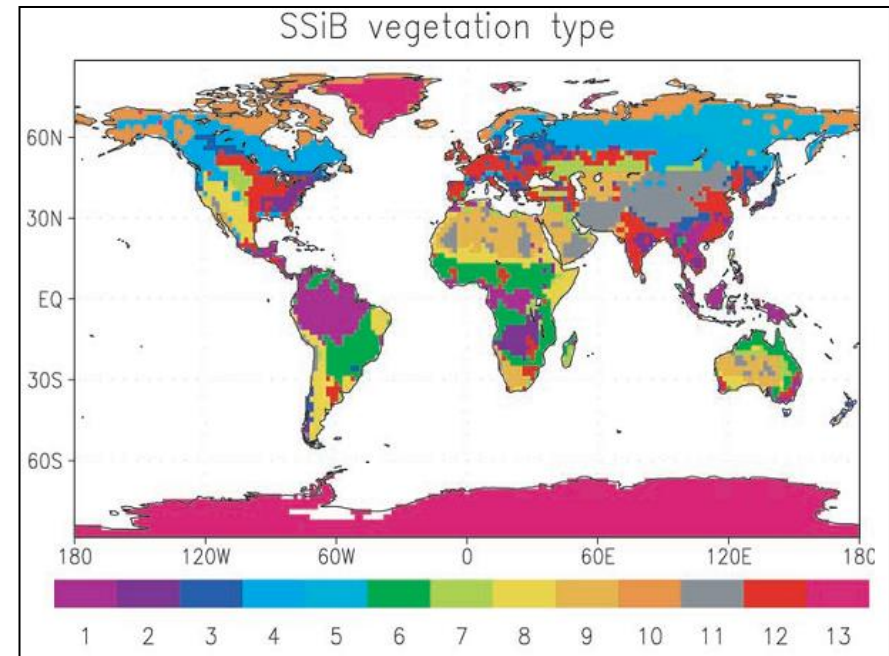
Definition	SiB	SSiB
Vegetation cover	Vc, Vg	Vc
Leaf angle distribution	Oc, Og	Oc
Height of canopy top	z2	z2
Height of canopy bottom	z1	
Leaf index	Lc, Lg	Lc
Rooting depth	Zdc, Zdg	Zdc
Root length density	Dgc, Dgg	
Root cross section	Rcroc, Rcrog	
Thickness of 3 soil layers	D1, D2, D3	D1, D2, D3
Green fraction	Nc, Ng	Nc
rs coefficients	(a, b, c) _c , (a, b, c) _g	(a, b, c)
Constant for temperature adjustment	(T1, Th, To) _c (T1, Th, To) _g	(T1, Th, To)
Constant for water vapor deficit adjustment	h5c, h5g	h5c
Constant for moisture adjustment	(ψ_{c2}, ψ_{c1}) _c (ψ_{c2}, ψ_{c1}) _g	(C1, C2)
Root resistance	Rc, Rg	
Plant resistance	r(plant)	
Roughness length	zo	zo
Displacement height	d	d
Soil pore	Os	Os
Soil moisture potential	ψ_s	ψ_s
b parameter	B	B
Lengthscale of leaf	l	
Canopy source height	ha	
Slope	α	α
Parameter for rd	Cd	Cd
Parameter for rb	Cb	Cb
Parameter for aerodynamic resistance	G1, G2, G3, ZTZO	

- Parâmetros reduzidos de 44 para 21;
- mudanças na estrutura do modelo;
- simplificação das parametrizações;

SSiB (Xue et al., 1991)

Classificação dos Biomas Segundo Dorman e Sellers (1989)

Bioma	Características
0	Gelo perpétuo
1	Árvores latifoliadas perenes (florestas tropicais)
2	Árvores latifoliadas decíduas (floresta temperada)
3	Árvores latifoliadas/aciculadas (floresta mista)
4	Árvores aciculadas perenes (floresta conífera)
5	Árvores aciculadas decíduas (floresta de lariços)
6	Árvores latifoliadas com cobertura arbustiva/herbácea (savana)
7	Arbustos (campos extratropicais)
8	Arbustos latifoliados com cobertura herbácea (caatinga)
9	Arbustos latifoliados com solo exposto (semi-deserto)
10	Árvores anãs e arbustos com cobertura herbácea (tundra)
11	Solo exposto (deserto)
12	Cultivos (parâmetros iguais aos do tipo 7)*

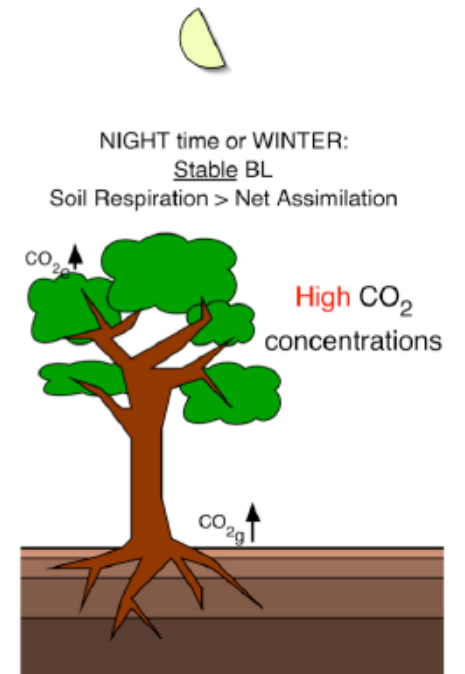
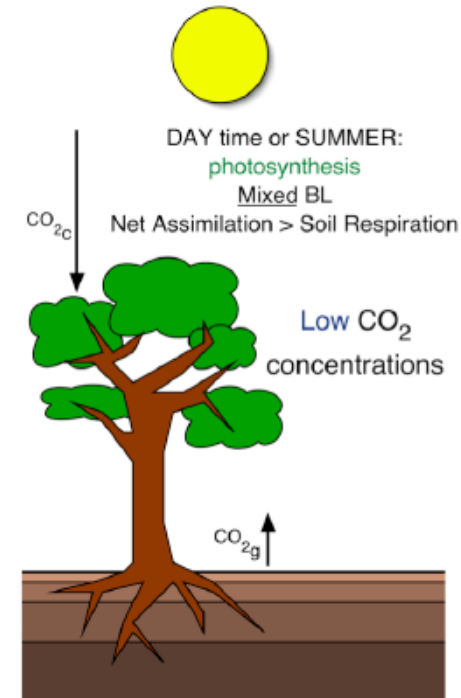
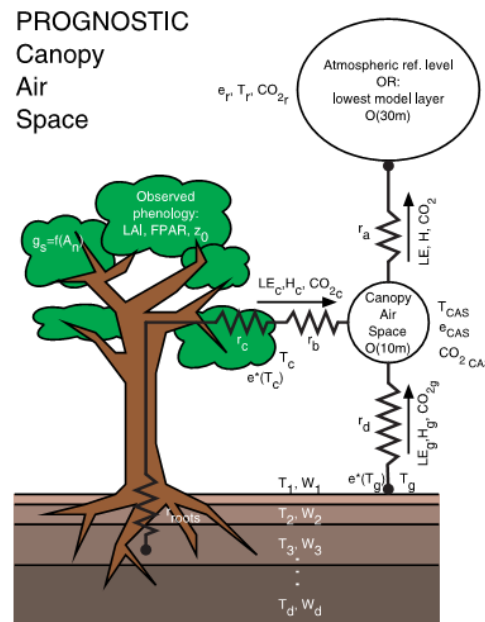
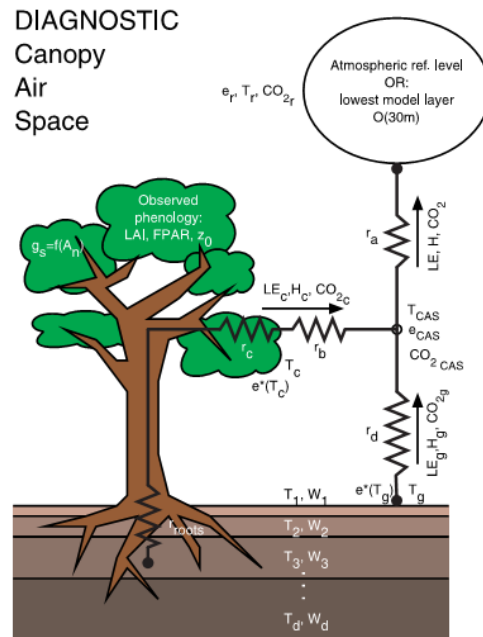


*cada vegetação corresponde a um tipo de solo

SiB2.5 (Baker et al., 2003)

- Seis camadas de solo;
- 13 tipos de vegetação e 12 tipos de solo independentes.

Assimilação de CO₂



IBIS *Integrated Biosphere Simulator*

➤ *Filosofia*

- Modelo dinâmico da vegetação global;
- 15 tipos de vegetação e 12 tipos de solo;
- Considera mudanças ocorridas na composição e estrutura da vegetação em resposta à condições ambientais;
- Inclui:
 - ✓ Interações superfície-atmosfera
 - ✓ Ciclos de CO₂
 - ✓ Nutrientes terrestres
 - ✓ Efeitos fisiológicos do dossel
 - ✓ Fenologia
 - ✓ Dinâmica e competição da vegetação

- Maneiras típicas de considerar a fenologia num modelo de interação atmosfera-biosfera:
 - ✓ IAF pré-definido (p. ex., LSM, CLM)
 - ✓ IAF determinado por sensoriamento remoto (p. ex. SiB2)
 - ✓ IAF simulado de acordo com regras (p. ex. IBIS)

	IAF pré-definido	IAF sens. remoto	IAF simulado
Vantagens	<ul style="list-style-type: none"> ■ modelo mais simples 	<ul style="list-style-type: none"> ■ potencialmente mais preciso no curto prazo 	<ul style="list-style-type: none"> ■ responde a variabilidade interanual do clima, mudanças climáticas ou mudanças no CO₂
Desvantagens	<ul style="list-style-type: none"> ■ não responde a variabilidade interanual do clima, mudanças climáticas ou mudanças no CO₂ 	<ul style="list-style-type: none"> ■ estudos de clima futuro ou fora da faixa de dados disponíveis têm que ignorar mudanças na fenologia 	<ul style="list-style-type: none"> ■ modelo mais complexo

Sugestões de leitura

Campbell, G.S.; Norman, J.M. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer, 2nd edition, 1998. 286p.

Garrat, J.R. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, 1992. 316p.

Monteith, J.L.; Unsworth, M. *Principles of Environmental Physics*. Arnold, 2nd edition, 1990.

Sellers, P.J.; Mintz, Y.; Sud, Y.C.; Dalcher, A. A Simple Biosphere model (SiB) for use within General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.*, v.43, p.505-531, 1986. **[SiB1]**

_____; Randall, D.A.; Collatz, G.J.; Berry, J.A.; Field, C.B.; Dazlich, D.A.; Zhang, C.; Collelo, G.D.; Bounoua, L. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part I: Model Formulation. *J. Climate*, v.9, p.676-705, 1996. **[SiB2]**