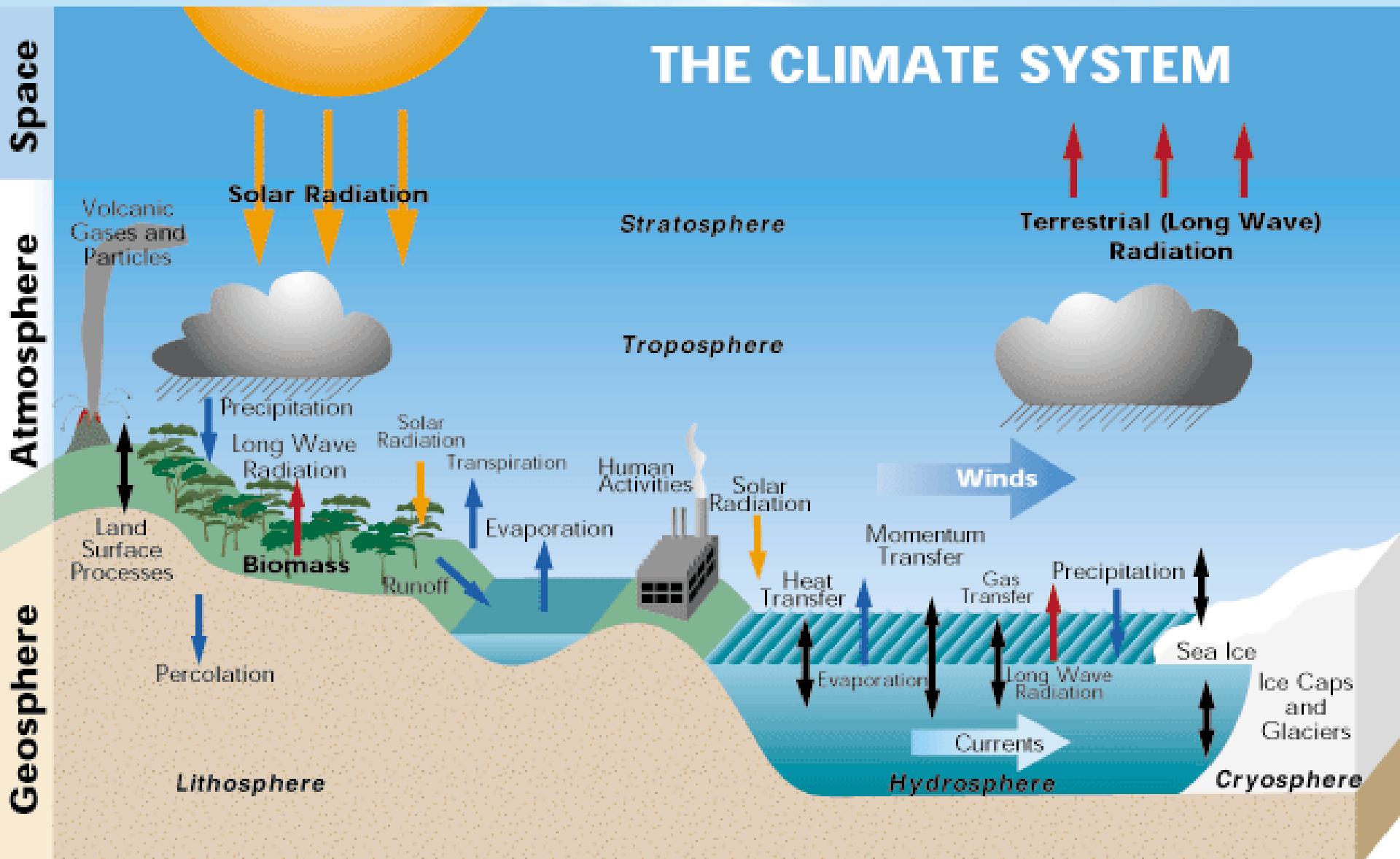


Modelagem Global “AGCM”

Paulo Yoshi Kubota

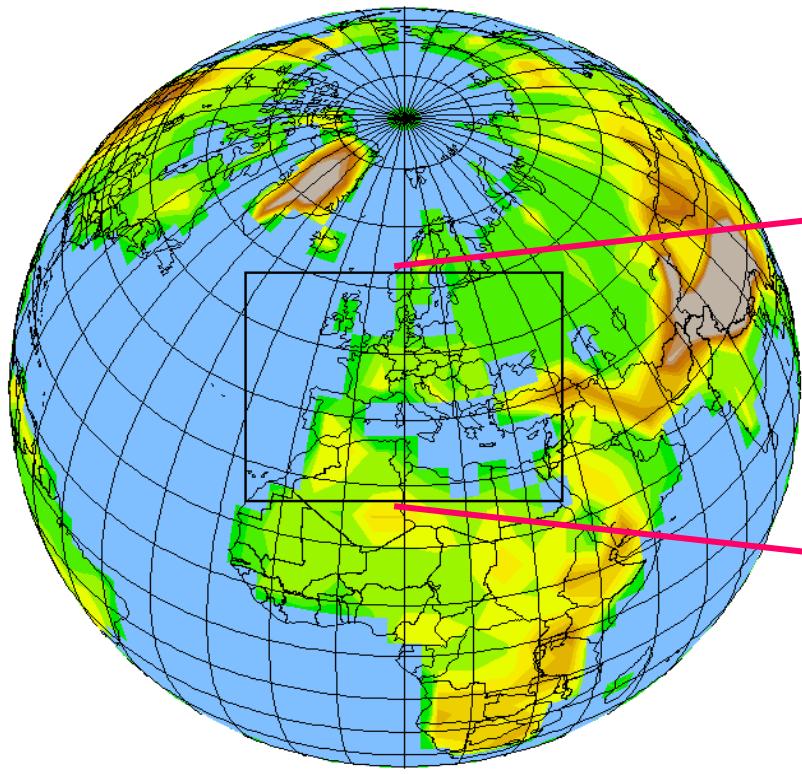
04/2015

O **clima** terrestre é um sistema altamente **não-linear** acoplado cujo: Os componentes interagem em uma ampla gama de escalas espaciais e temporais

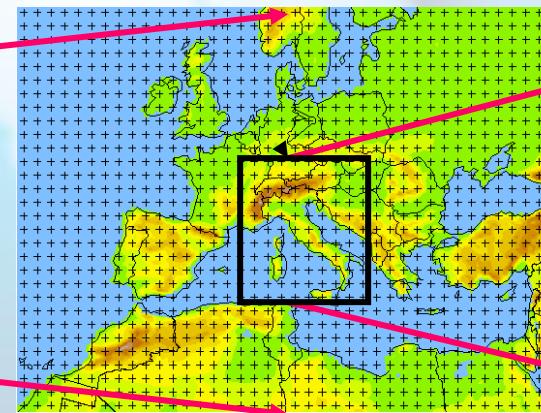


Do clima global ao regional A escalas espaciais dos processos climáticos

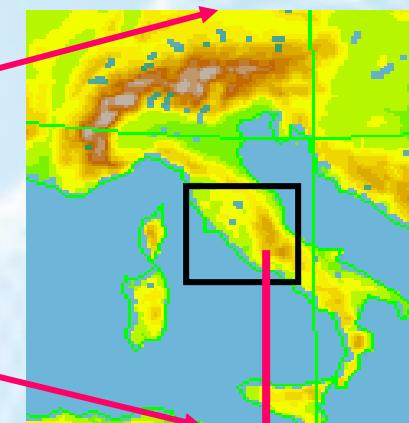
Global



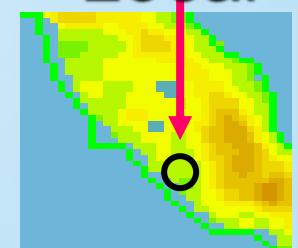
Continental

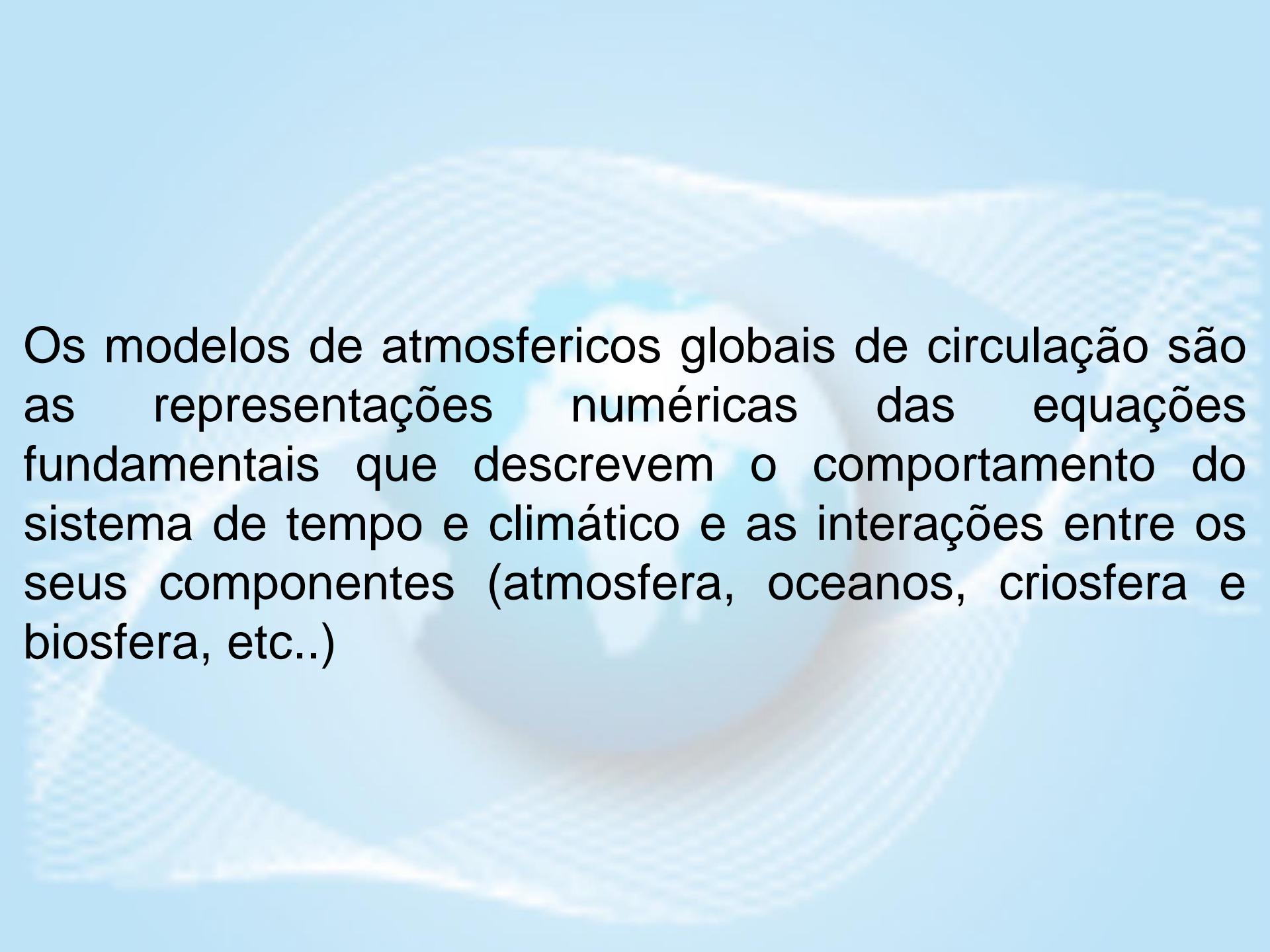


Regionais



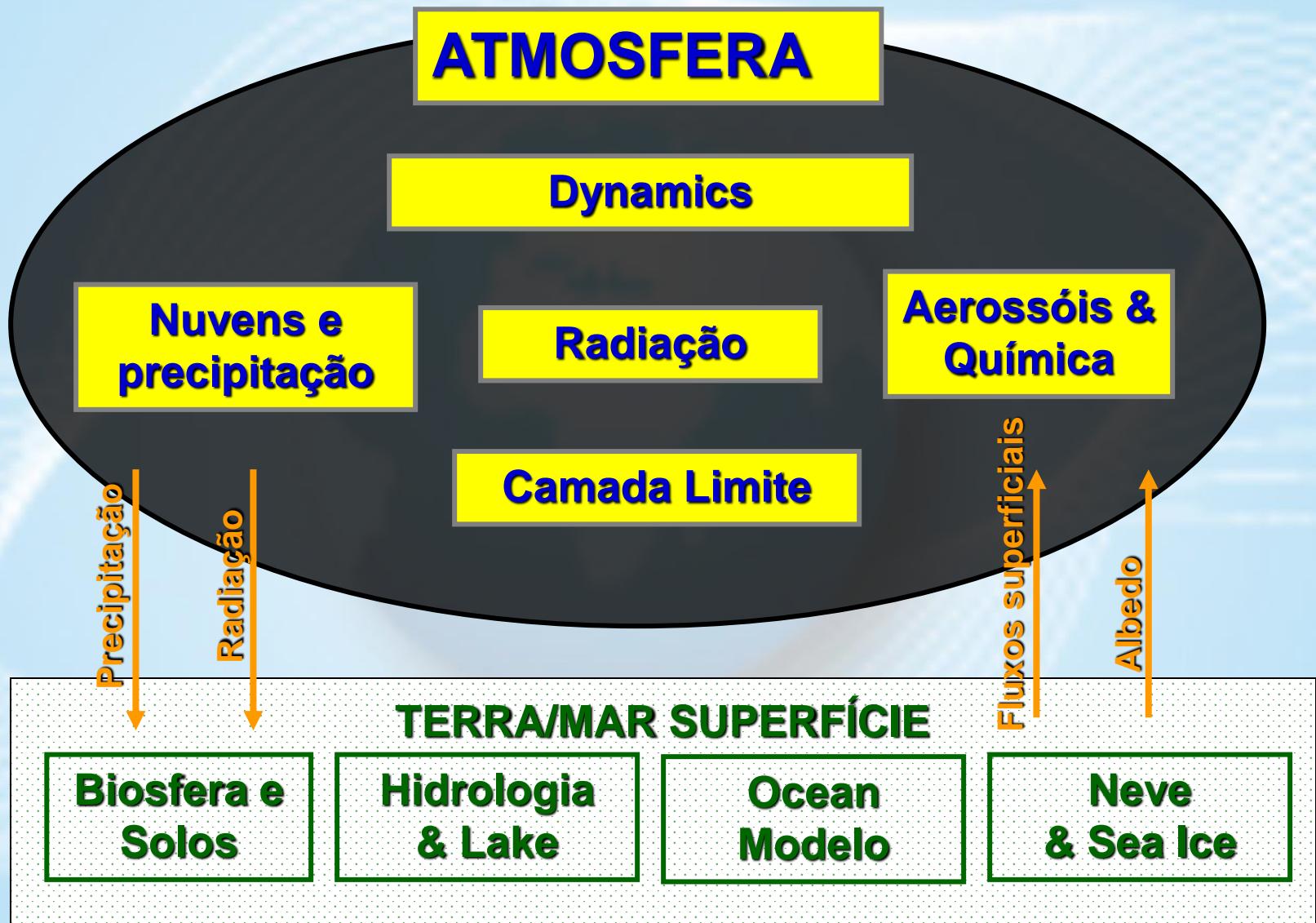
Local





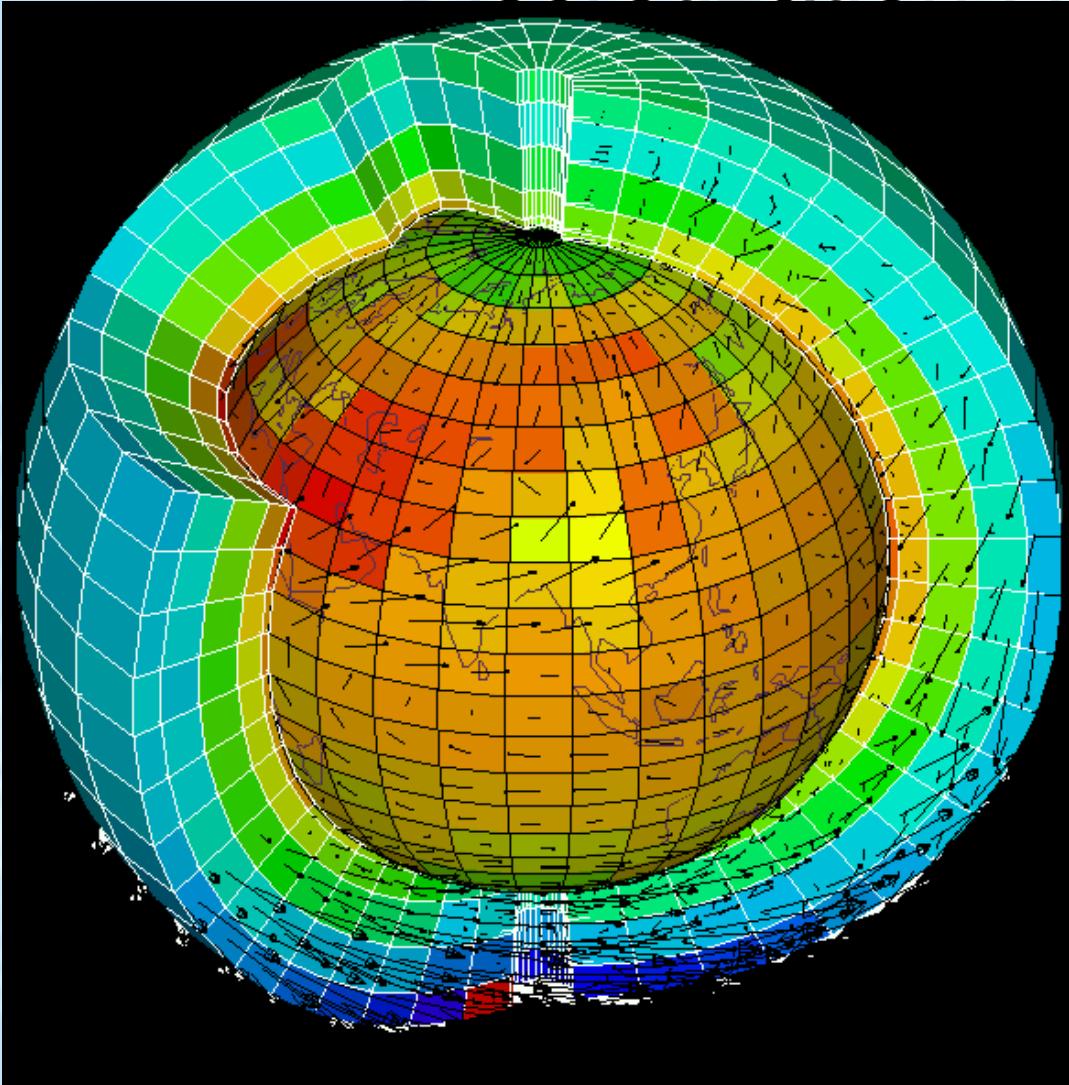
Os modelos de atmosféricos globais de circulação são as representações numéricas das equações fundamentais que descrevem o comportamento do sistema de tempo e climático e as interações entre os seus componentes (atmosfera, oceanos, criosfera e biosfera, etc..)

Um “núcleo atmosférico” de um modelo atmosférico de global



O "núcleo" dinâmicos de um modelo de clima

Discretization Horizontal

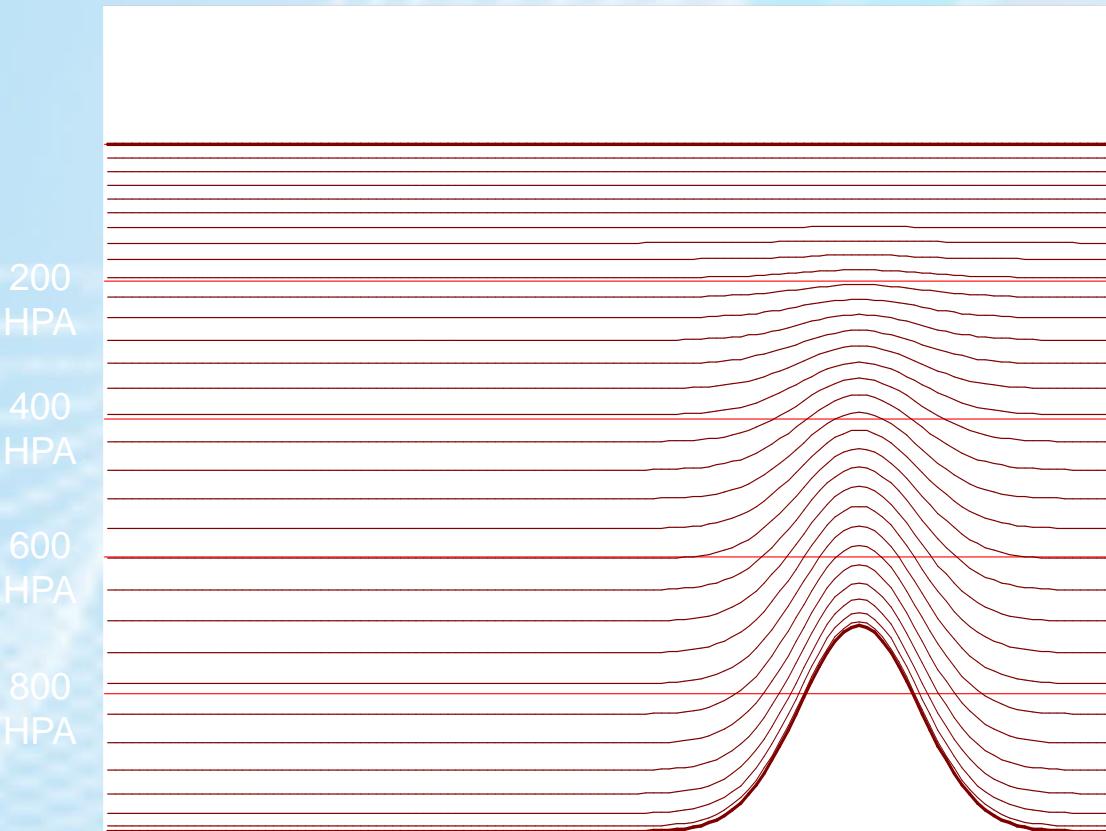


Métodos de integração
Diferenças finitas
Elementos Finitos
Spectral
Semi-Lagrangian

Resolução Horizontal
50-300 Km

O "núcleo" dinâmicos de um modelo de clima

Discretization Vertical



Coordenada Vertical
O terreno seguinte
 (Σ)
Altura (z)
Pressão (p)
Hybrid

Processos não lineares : A “física” de um modelo Atmosférico

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{V} = -\frac{\nabla p}{\rho} - 2\bar{\Omega} \times \bar{V} + \bar{g} + \boxed{F_V}$$

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q + F_T$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \rho = -\rho \nabla \cdot \bar{V}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla q = \boxed{\frac{S_q}{\rho} + F_q}$$

$$p = \rho R T$$

Transferência de pelos processos de sub-grade

Aquecimento/esfriamento Diabático

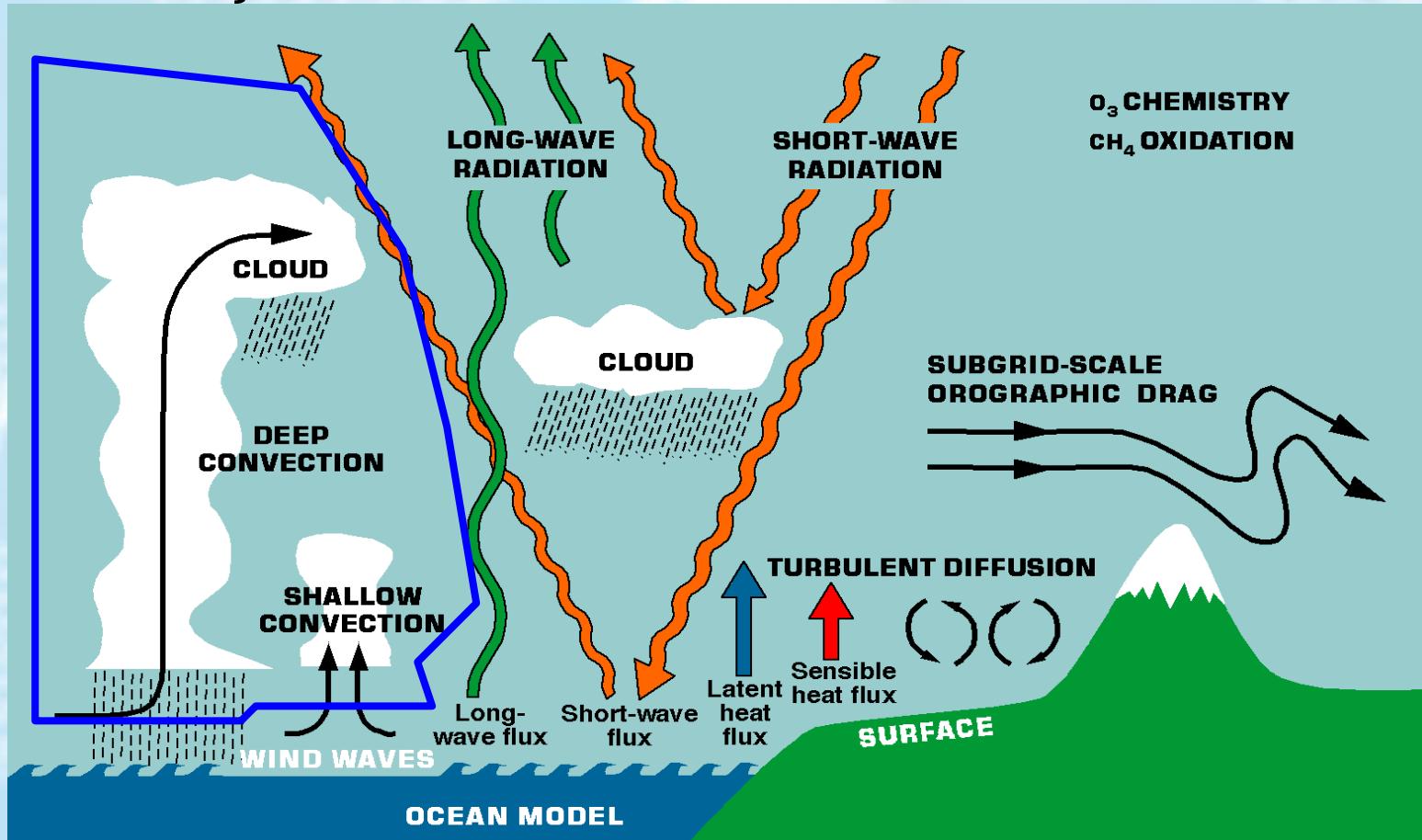
Transferência de energia pelos processos de sub-grade

Fontes/Sorvedouros de água

Transferência de água pelos processos de sub-grade

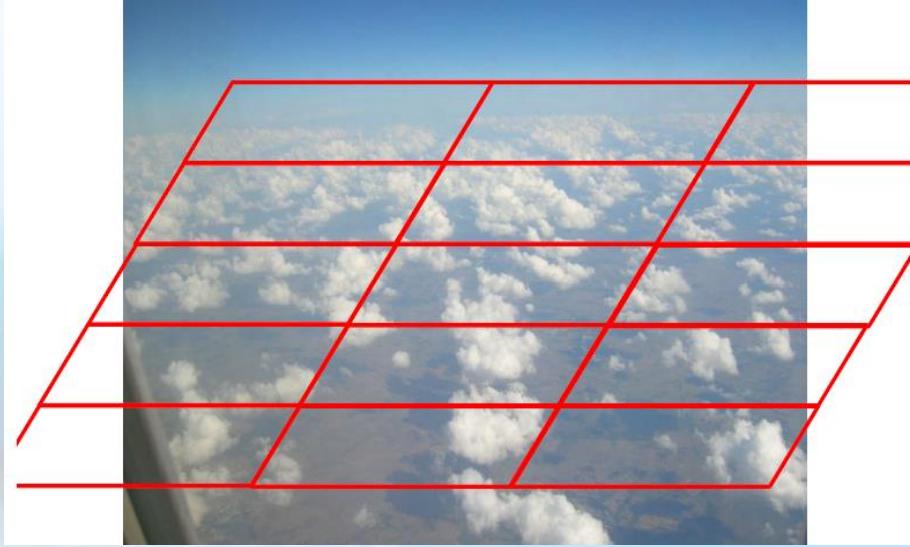
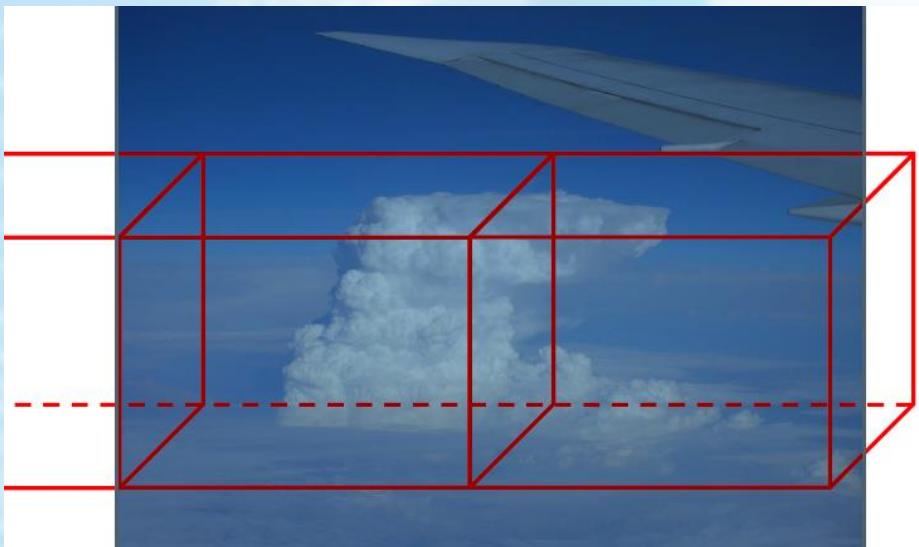
Parametrização física em um MCGA

Processos que não são explicitamente representados pelas variáveis dinâmicas e termodinâmicas nas equações básicas sobre a grade do modelo necessitam ser inclusos nas parametrizações.



A "física" de um modelo de clima
Nuvens e precipitação (Microfísica
e Convecção rasa e profunda)

A "física" de um modelo de clima Nuvens e precipitação (Microfísica e Convecção rasa e profunda)

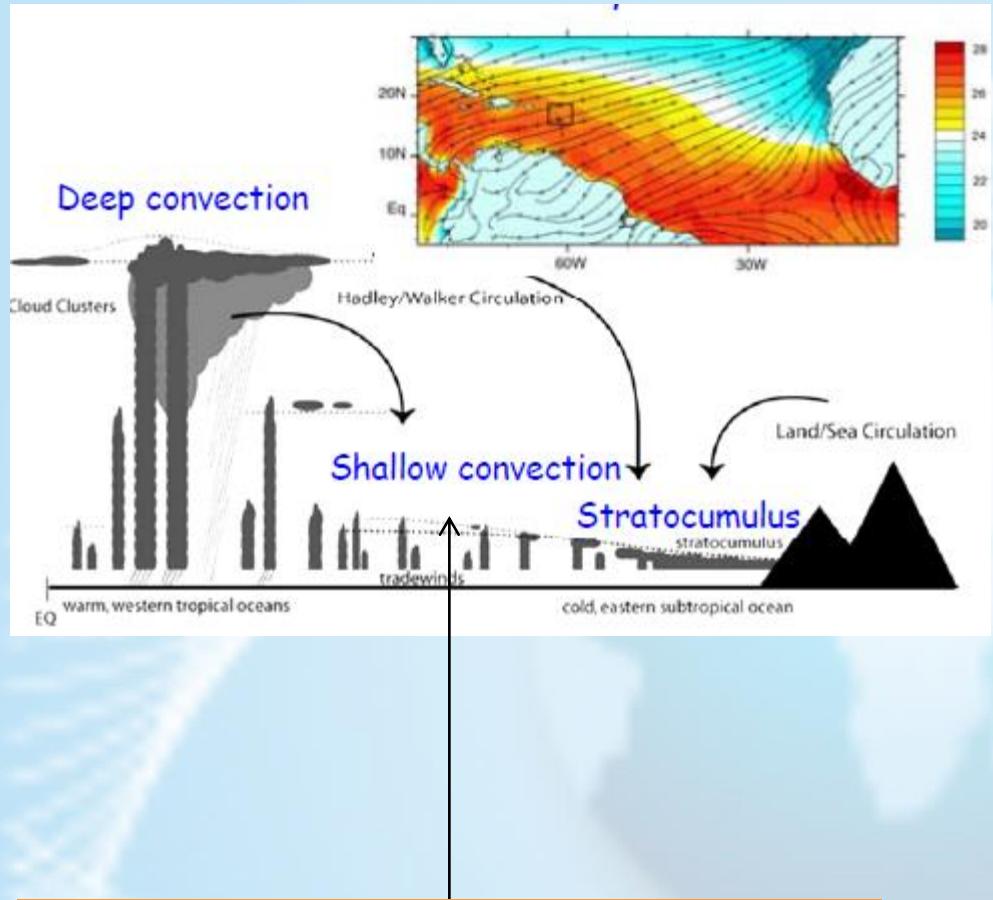


Convecção úmida: Representação de convecção rasas e profundas



Nuvens na previsão climática

Camada limite de Nuvens no previsão de tempo



A convecção rasa e o passo inicial para o dispara da convecção profunda



Papel do continente na formação de Nuvens

Importância da convecção úmida

- Gradiente horizontal de grande escala de aquecimento latente guia a circulação vertical [Hadley e Walker]
- Componente chave do El-nino
- Região de Convecção profunda organizada modifica o padrão da circulação de grande escala {Amazônia}
- Nuvens címulos rasos modifica o balanço de radiação na superfície

Propriedades da convecção úmida

- Convecção atmosférica na qual a mudança de fase da agua tem um papel apreciável
- Todas as nuvens cumuliforme são manifestações de convecção úmida
- A liberação de calor latente (condensação , congelamento) é o maior contribuidor para o fluxo de flutuabilidade positiva
- Evaporação ou derretimento (resfriamento) contribui fortemente nos downdrafts negativos

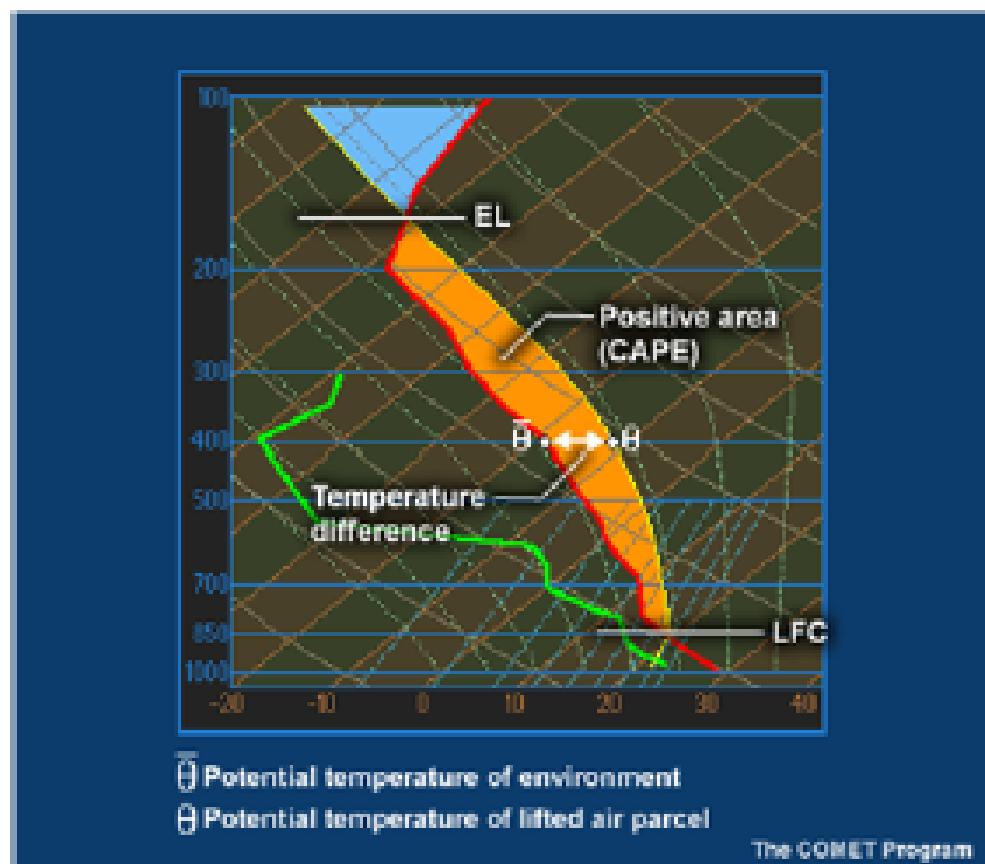
Convecção úmida : caracterização física

Convective available potential energy

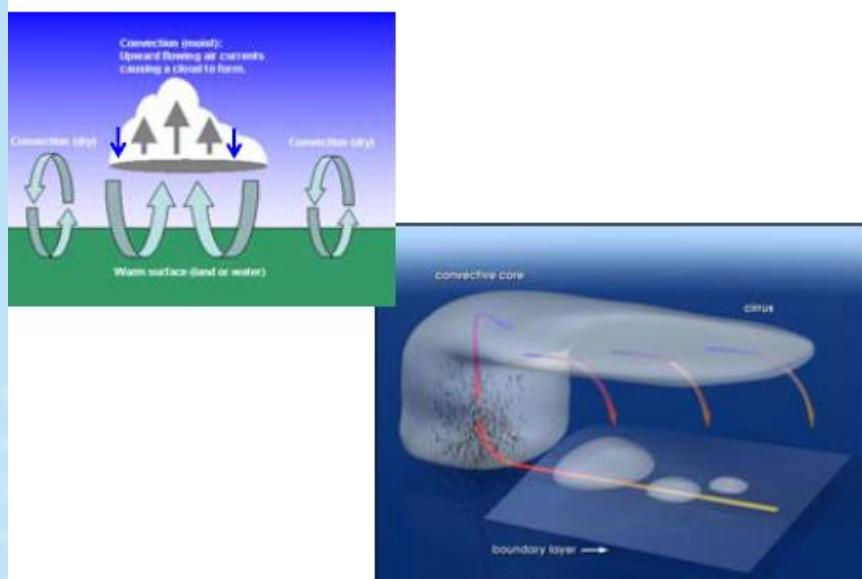
$$CAPE \equiv g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz$$

Convective inhibition
(opposite to CAPE)

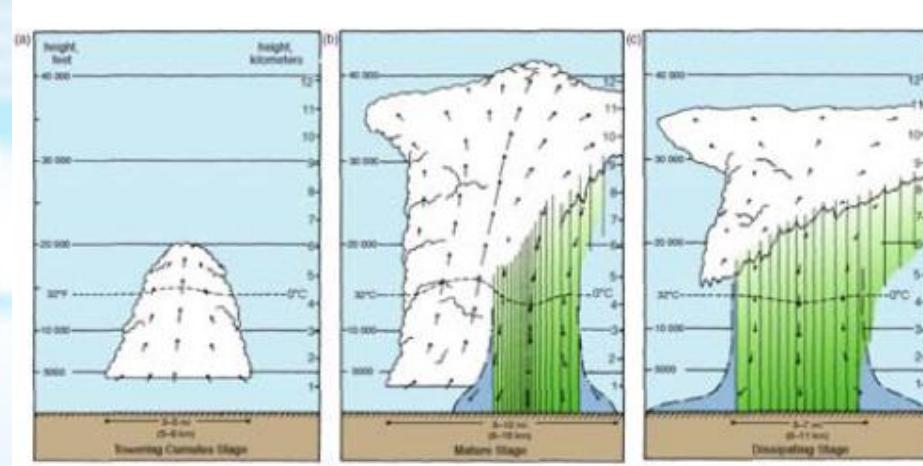
$$CIN \equiv g \int_{SL}^{LFC} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz$$



Representação da convecção úmida



Ciclo de vida de uma nuvem cumulus



Markowski and Richardson (2010)

Esquema de Parametrização de Cúmulos Convectivos

- **Esquema Manabe de ajustamento convectivo úmido.**
- **esquema Betts – Miller.**
- **esquema Kuo.**
- **esquema Arakawa – Schubert.**
- **esquema de Grell**



Esta tempestade alcançou o nível superior de inversão.,



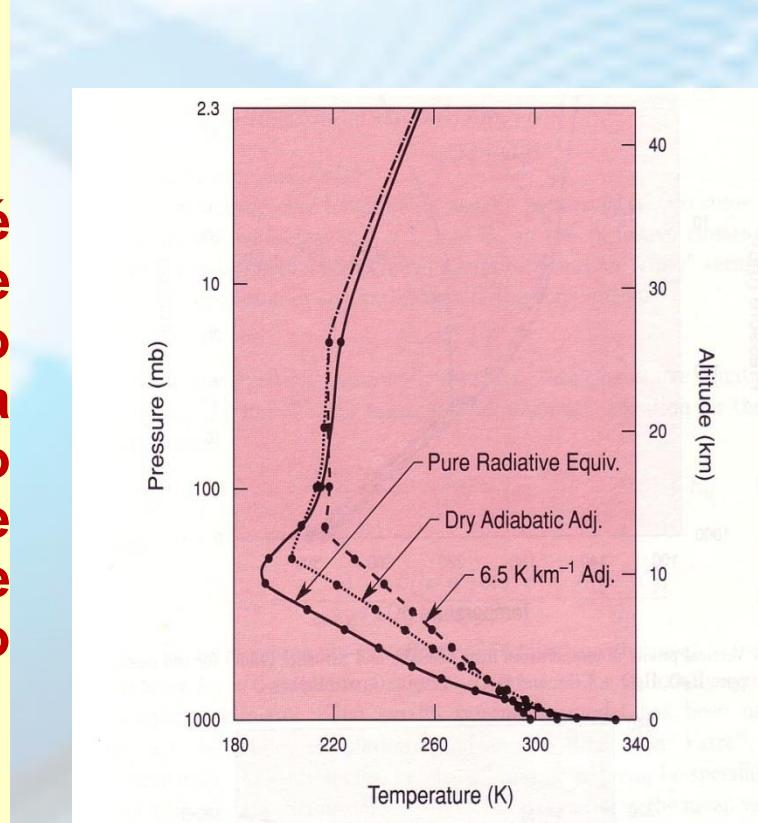
Estagio Maduro
desenvolvimento de
Cúmulos.



Estagio Inicial de
desenvolvimento de
cúmulos.

1. Esquema de ajustamento convectivo úmido de Manabe

- Manabe and Strickler (1965).
- Um esquema Fácil e simples.
- Ideia Básica: Se o lapso rate é maior do que o lapso rate adiabático, então o ajustamento vertical de calor e umidade faz a camada de ar ser saturado e o lapso rate igual o lapso rate adiabático úmido . O Excesso de umidade é considerado como precipitação.
- Limitação:
 - A Convecção é muito lenta.
 - A convecção é confinada dentro da camada instável.



Moist adiabatic adjustment.
(from Manabe, 1964)

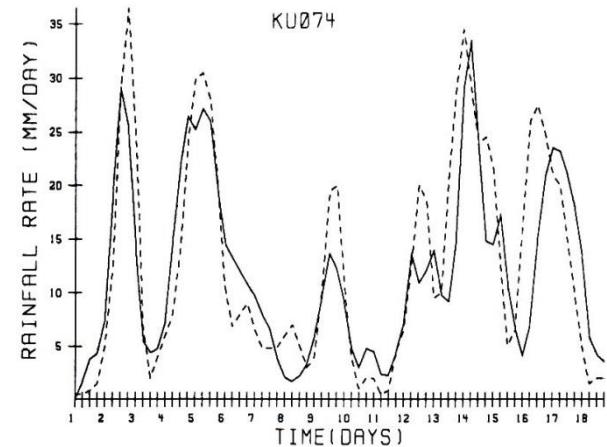
2. Esquema de Kuo

- Esquema Simples de Kuo(1965, 1974)
- Amplamente usado nos AGCMs para a convecção profunda.
- Ideia Básica:
 - A taxa de precipitação é balanceada pela taxa de convergência horizontal de umidade e evaporação de superfície.

$$P = \frac{F_s - \int_0^{p_s} (\nabla \cdot Vq) dp / g}{1 + b}$$

□

- Limitação:
 - Muito Simples, não pode representar realisticamente o comportamento físico da convecção.
 - Não pode representar a convecção rasa
 - b é uma constante.



▪ Radar observed rainfall(dashed line) and rainfall diagnosed from Kuo scheme(solid line) for a period of 18 days during GATE. (From Krishnamurti et al. (1980))

3. Esquema - Betts – Miller

- **Betts 1986, Betts and Miller 1986**

- **Ideia Básica:**

- Para Relaxar o perfil de temperatura e razão de mistura retorna-se ao perfil de referencia nas camadas instáveis.

-

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{T_R - T}{\tau}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{q_R - q}{\tau}$$

- *R representa o perfil de referencia, τ é a escala de tempo de relaxação*

- A convecção profunda e rasa são consideradas separadamente:

- Convecção profunda: Se a profundidade da camada convectiva excede o valor especificado. O perfil de referencia são empiricamente determinado de observações.

- Convecção Rasa: Quando a profundidade da camada convectiva é menor do que o valor especificado, Ele não produzirá precipitação..

- **Limitações:**

- O perfil de referencia fixado pode causar problemas em modelo climáticos.

- Mudança abaixo da base da nuvem não tem influencia.

4 Esquema de Arakawa – Schubert

■ Esquema Complexo de Arakawa e Schubert 1974.

■ Ideia Basica:

• Assume que a convecção pode ser representado por um conjunto de plumas de entrainment com diferentes alturas e taxa de entrainment. Convecção mantém a atmosfera quase neutra.

• Função de trabalho de Nuvem $A_i = \int_{z_b}^{Z_{Di}} e^{\lambda i(z-z_b)} B_i dZ$: É a medida de instabilidade convectiva úmida de cada tipo de nuvem.

• Suposição de Quase-equilíbrio:
Tendências convectivas são muito rápidas.

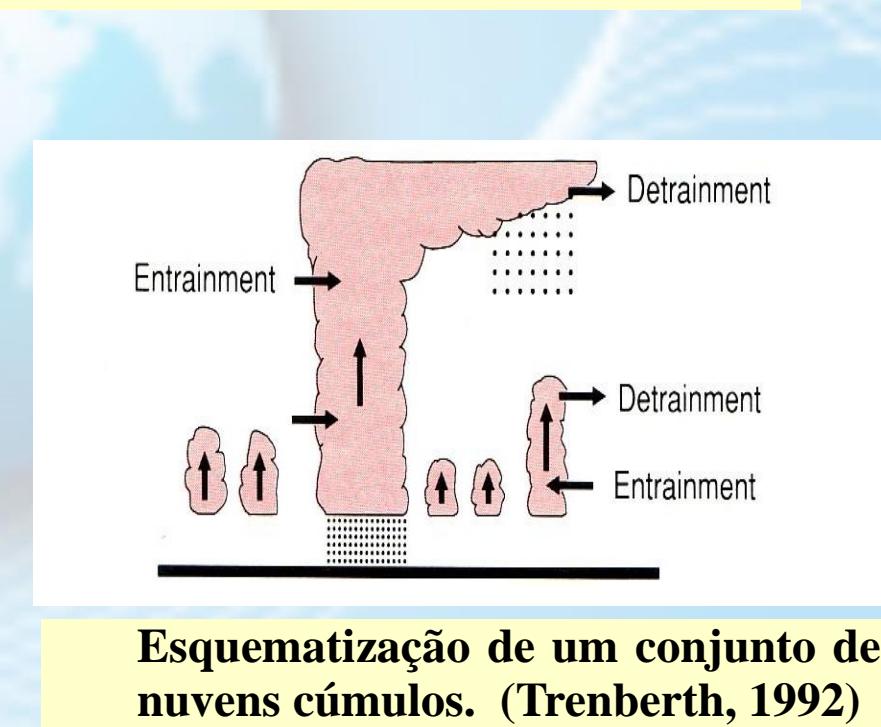
Assim, as tendências de larga escala, aproximadamente, equilibra as tendências convectivas.

$$-\left(\frac{dA_i}{dt}\right)_{LS} = \sum_j M_{b_j} K(\lambda_i, \lambda_j)$$

■ Limitações:

• Alta Complexidade, Muito caro computacionalmente

• Requer detalhamento do modelo do conjunto de nuvens



4 Esquema de Grell (Fluxo de Massa)

Esquema convectivo de Fluxo de Massa (GRELL)

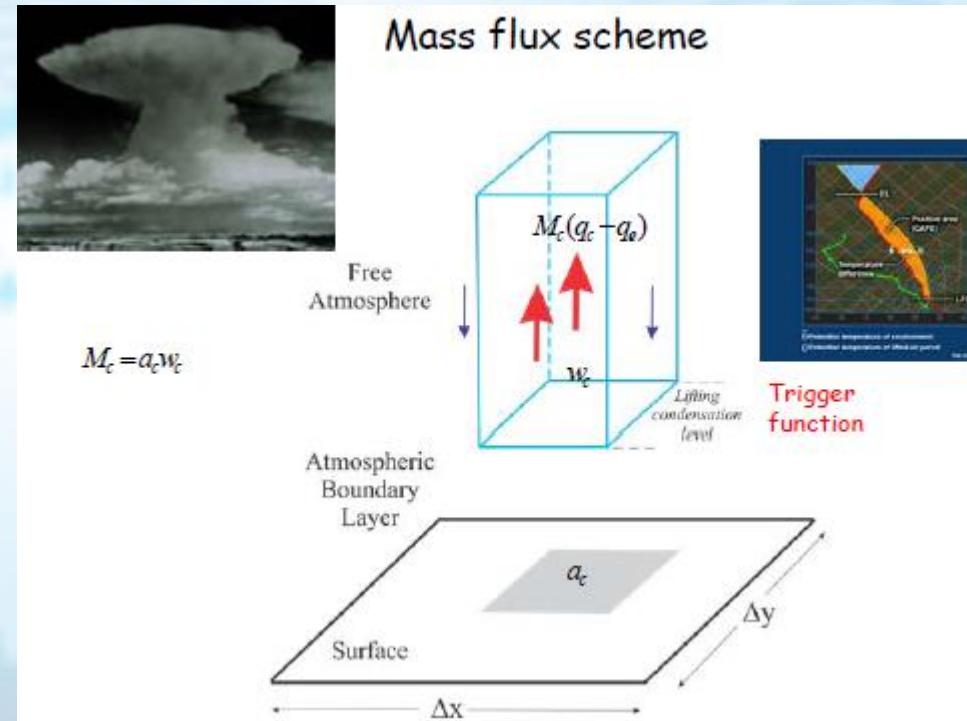
Transporte vertical de Eddy que guia a convecção úmida é subdividida em contribuições dos updrafts e downdrafts convectivos e a compensação de subsidência

Para os updrafts convectivos

$$\overline{wq} = a_c (w_c - w_e) (q_c - q_e)$$

$$w_c \gg w_e$$

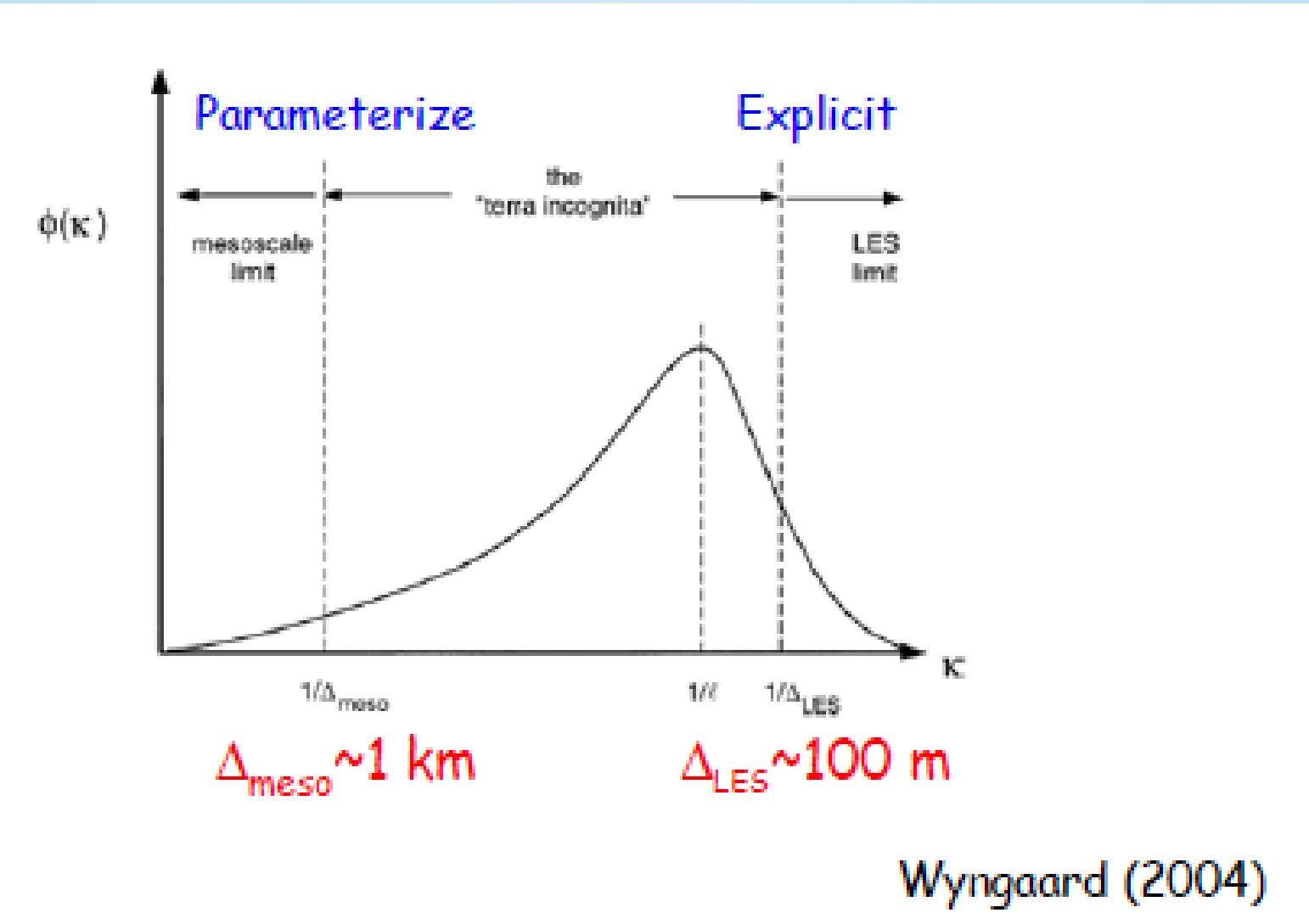
$$M_c = a_c w_c$$



O Problema da Parametrização

- Os esquema de Parametrização atual são muito simplificados para descrever os processos físicos naturais.
- Nosso conhecimento sobre os processos físicos e mecanismo de feedback limita o aprimoramento das parametrizações.
- A SuperParametrização é vista como sendo o melhor cominho para representar os processos físicos em relação as parametrizações convencionais.
- SuperParametrização é somente usado em processos de nuvens (CRM).
- O custo computacional é muito caro em torno de 100 a 1000 vezes o custo das parametrizações convencionais.

Quando Necessitamos um parametrização e quando resolvemos explicitamente





$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q + F_T$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla q = \frac{S_q}{\rho} + F_q$$

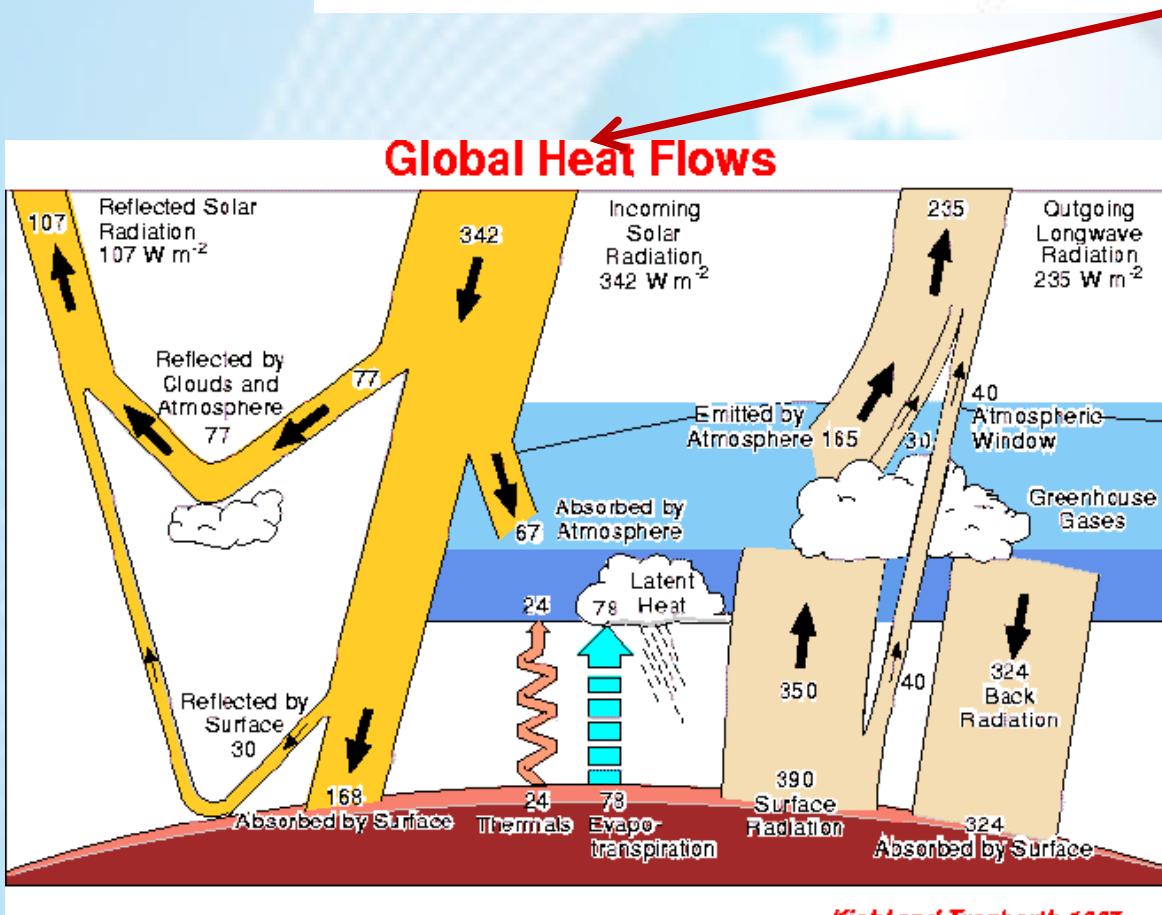
Convectivo (sub-escala) precipitação

A “física” do MCGA: Transferência Radiativa



A “física” do MCGA: Transferência Radiativa

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q + F_T$$



Tratamento separado da radiação Solar and térmica

Espectro dividido em bandas espectrais

; Espalhamento e absorção parametrizado para cada banda

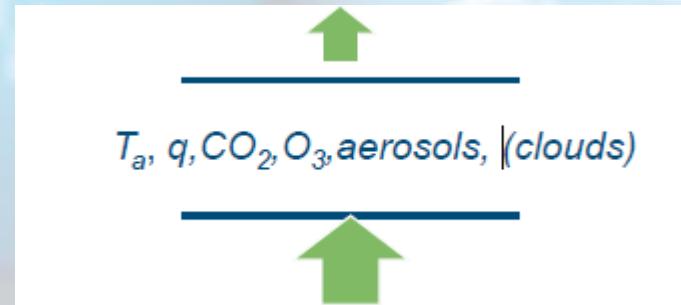
Contribuição dos Gases (H₂O, CO₂, O₃) nuvens

A “física” do MCGA: Transferência Radiativa

Mudança da radiação com a altura

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q + F_T$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial L^*}{\partial z} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial (F_D - F_U)}{\partial z}$$



Como encontrar Fu e Fd a baixo custo computacional e bem acurado
(preciso)

Radiação do corpo negro

Lei de Planck

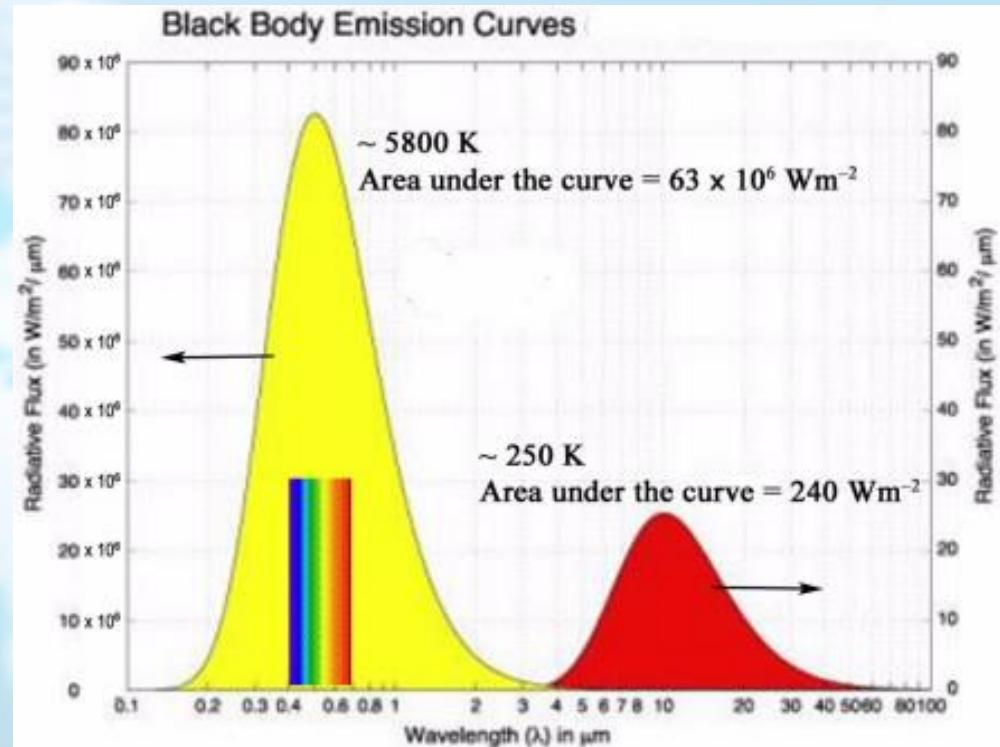
Radiação em uma temperatura T, e comprimento de onda λ por intervalo de comprimento de onda

$$B_\lambda(T) = \frac{c_1}{\lambda^5(e^{c_2/k_B\lambda T} - 1)}$$

Lei de Stefan Boltzmann

Radiação integrada sobre todos os intervalo de comprimento de onda

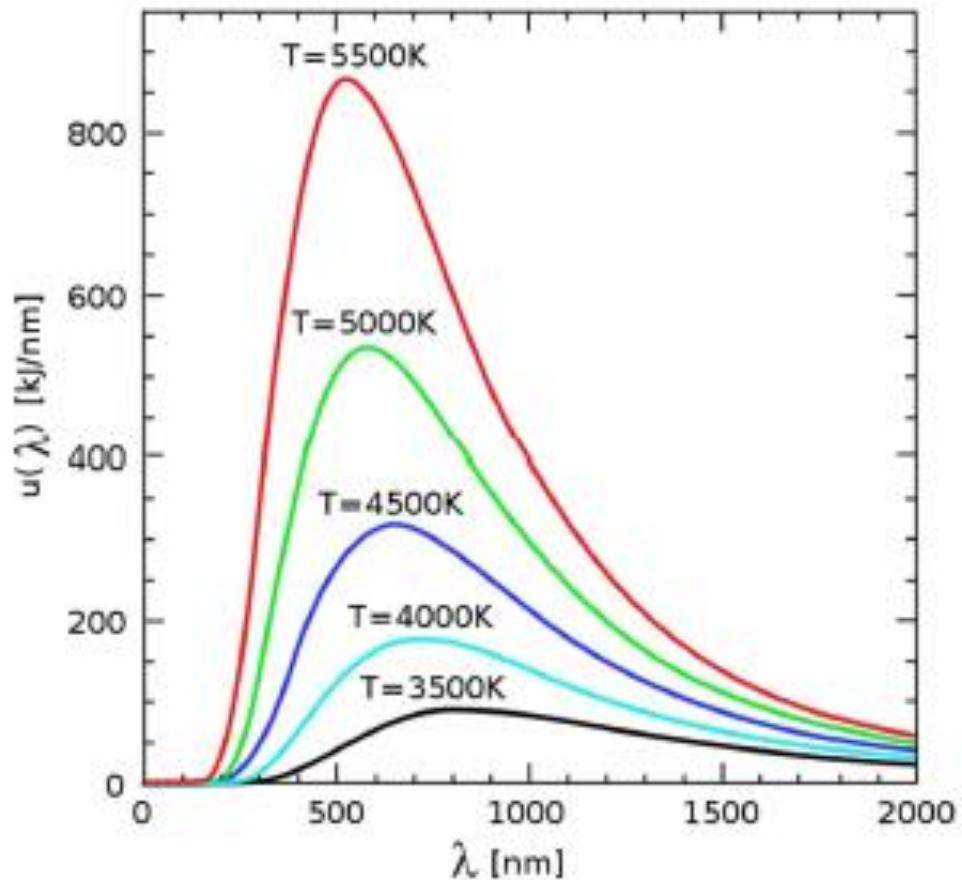
$$F = \sigma T^4$$



Lei de Wien

Radiação integrada sobre todos os intervalo de comprimento de onda

$$\lambda_{max}T = c$$



Espectro Terrestre de Onda Longa

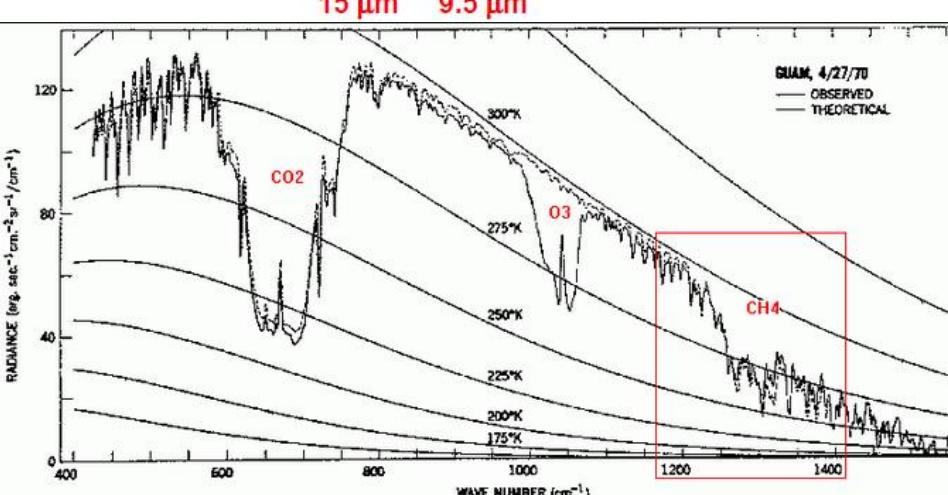
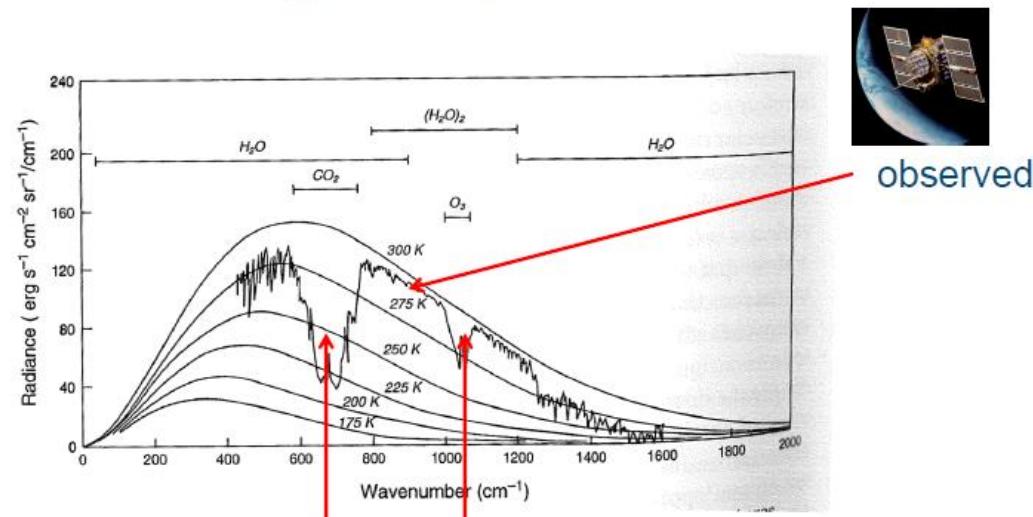
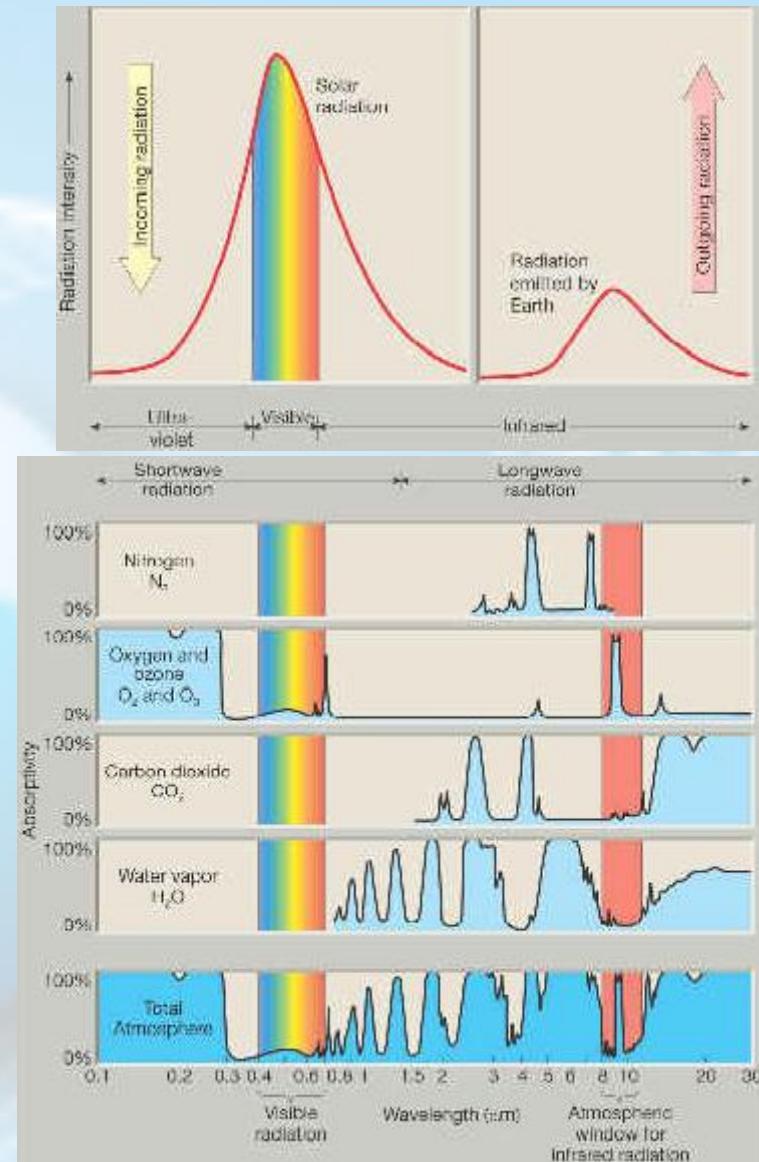


Fig. 3. Comparison of observed and theoretical radiances for a clear atmosphere near Guam at 15.1°N and 215.3°W on April 27, 1970.

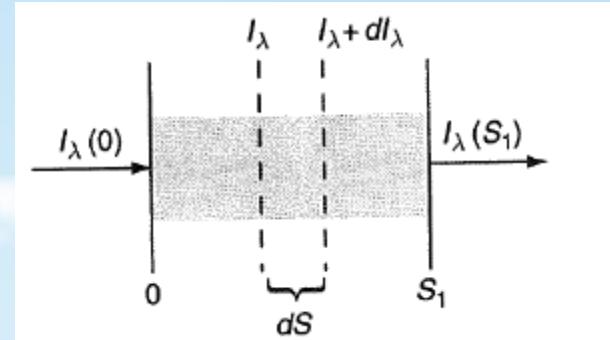


Lei de Beer

Espalhamento e absorção de Radiação

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda d_s$$

$$I_\lambda(S) = I_\lambda(0) e^{-\int_0^S k_\lambda \rho ds}$$



k_λ é o coeficiente de absorção, depende dos gases disponíveis para a absorção em um dado comprimento de onda λ

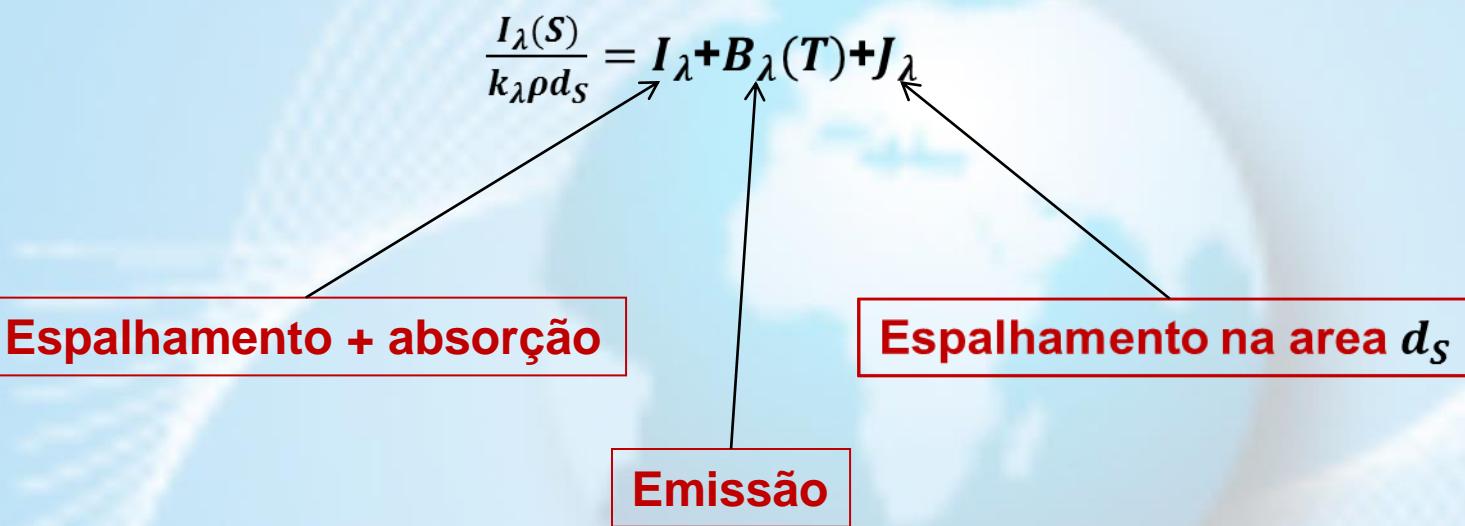
$$I_\lambda(S) = I_\lambda(0) e^{-\tau_\lambda}$$

τ_λ é a profundidade ótica ou espessura ótica

Lei de Beer

Espalhamento, absorção e emissão de Radiação

$$\frac{I_{\lambda}(abs)}{I_{\lambda}} + \frac{I_{\lambda}(reflexão)}{I_{\lambda}} + \frac{I_{\lambda}(transmissão)}{I_{\lambda}} = a_{\lambda} + r_{\lambda} + t_{\lambda} = 1$$



Na emissão e absorção dos gases do ambiente são quantificados

Os modelos necessitam resolver estas equações para cada dz , λ e dt

Isso não será barato computacionalmente!

Lei de Beer

Somente para absorção e emissão de onda longa

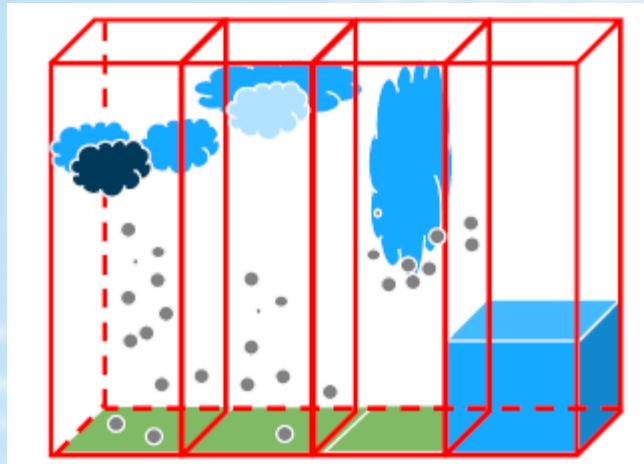
$$\frac{I_\lambda(S)}{k_\lambda \rho d_S} = I_\lambda + B_\lambda(T)$$

absorção

Emissão

Assumindo um Plano Paralelo

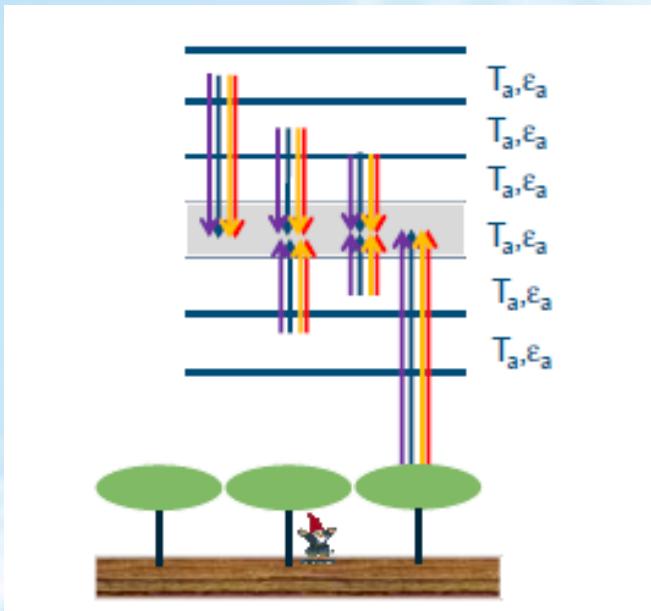
A atmosfera varia mais na vertical em relação a horizontal



Fluxo radiativos podem ser calculados da distribuição vertical e local dos parâmetros tal como condições de contorno na superfície e no topo da atmosfera

A atmosfera é tratada em colunas individuais

Porque é muito caro computacionalmente?



Deve ser calculado a absorção para todas as camadas, e a emissão por cada camada. E para cada passo de tempo

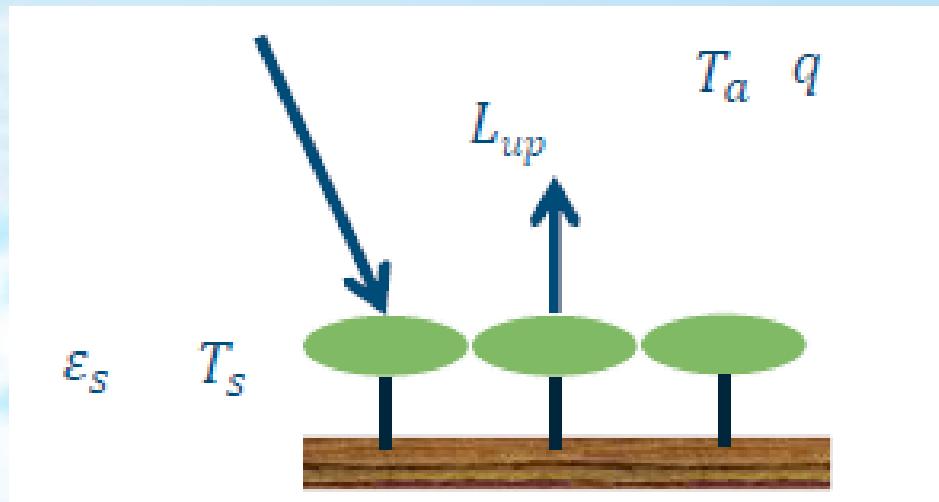
Onda Longa descendente L_{down}

Uma Aproximação Empírica

$$L^{\downarrow} = c + d\sigma T_a^4$$

$$c = -119$$

$$d = 16$$



$$L^* = \varepsilon_a \varepsilon_s \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 - (1 - \varepsilon_s) \varepsilon_a \sigma T_a^4$$

ε_a depende da umidade da ar e CO₂

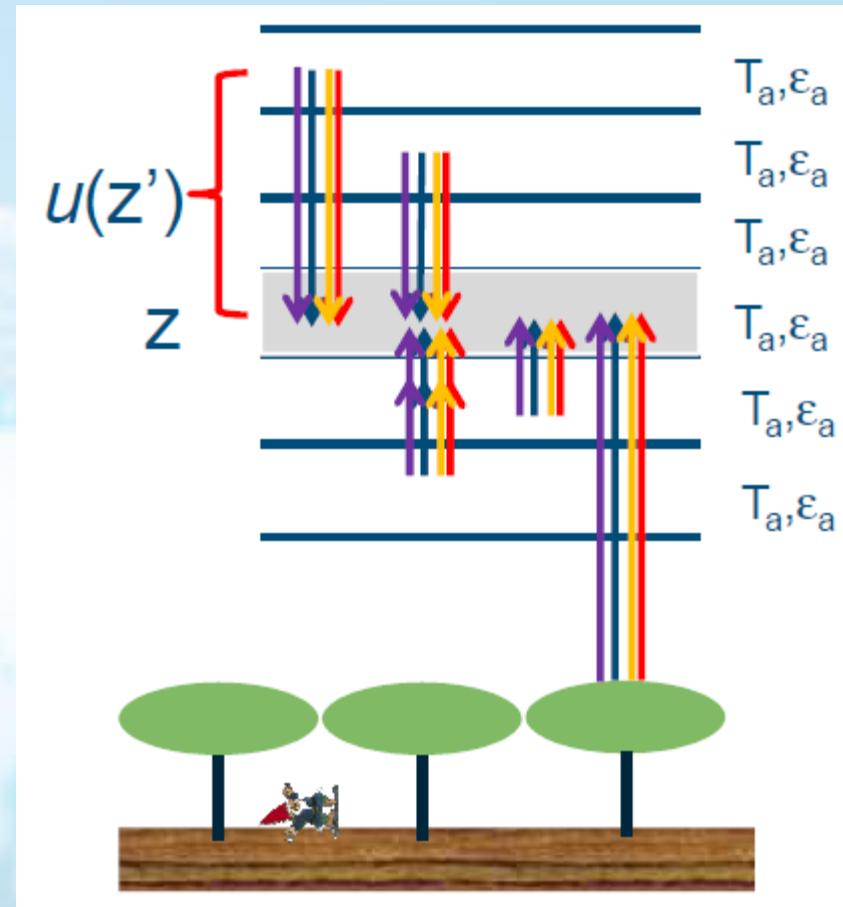
No entanto, usamos uma formulação empírica para um modelo 3D

Onda Longa linha por linha L_{down}

Aproximação two stream (2 fluxos)

$$F_D(z) = \int_0^\infty \int_z^\infty \pi B_v(z') \frac{d\tau_v(z, z')}{dz'} dz' dv$$

Transmissão por um corpo negro



$$F_U(z) = \int_0^\infty \pi B_v(0) \tau_v(z, 0) dv + \dots + \int_0^\infty \int_z^\infty \pi B_v(z') \frac{d\tau_v(z, z')}{dz'} dz' dv$$

$$\tau_v = e^{- \int_{u(z)}^{u(z')} k_v(T, P) du}$$

Onda Longa banda larga L_{down}

Aproximação two stream (2 fluxos)

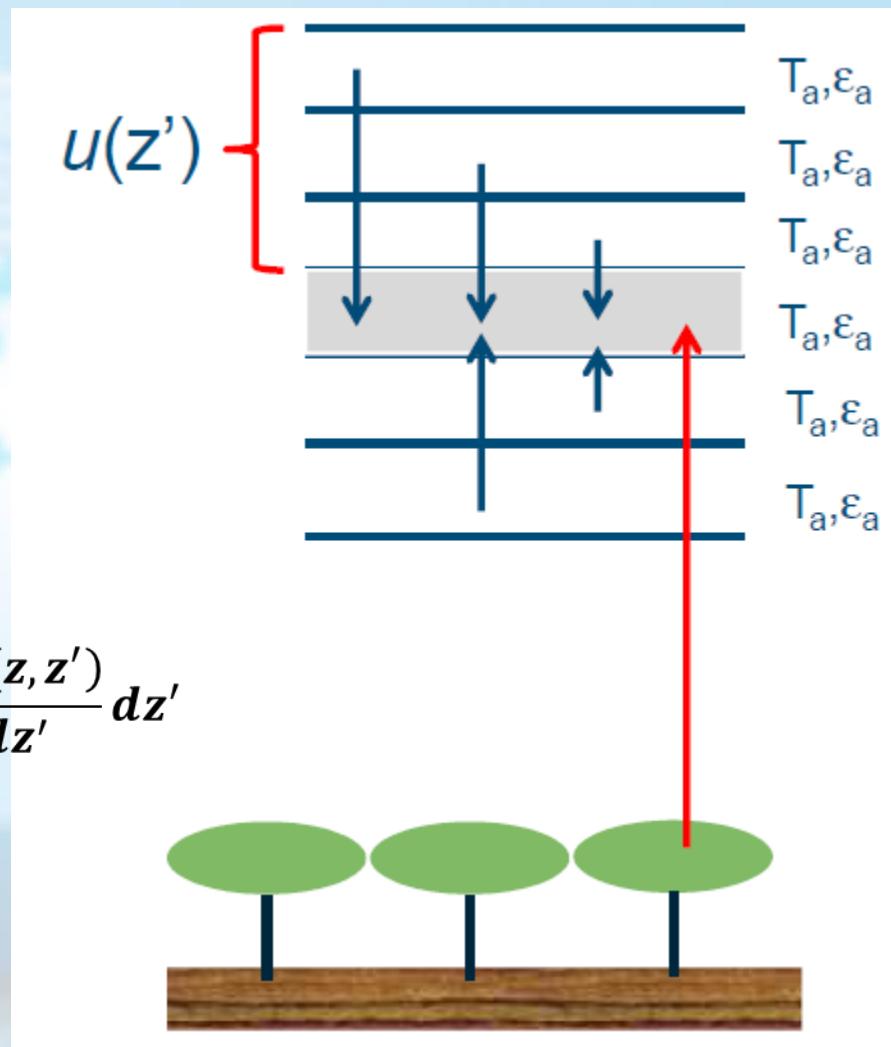
Para fazer algo barato

$$F_D(z) = \int_z^{\infty} \sigma T(z')^4 \frac{d\dot{\varepsilon}(z, z')}{dz'} dz'$$

Integra sobre todas as linhas de banda

$$F_U(z) = \sigma T_s^4 (1 - \varepsilon(z, 0)) + \int_0^z \sigma T(z')^4 \frac{d\dot{\varepsilon}(z, z')}{dz'} dz'$$

$$\varepsilon(u) = \sum_{n=0}^N b_n (\ln(u))^n$$



b_n é determinado de experimento de laboratório para um variação de u e temperatura

Modelo de Onda Longa de banda fina L_{down}

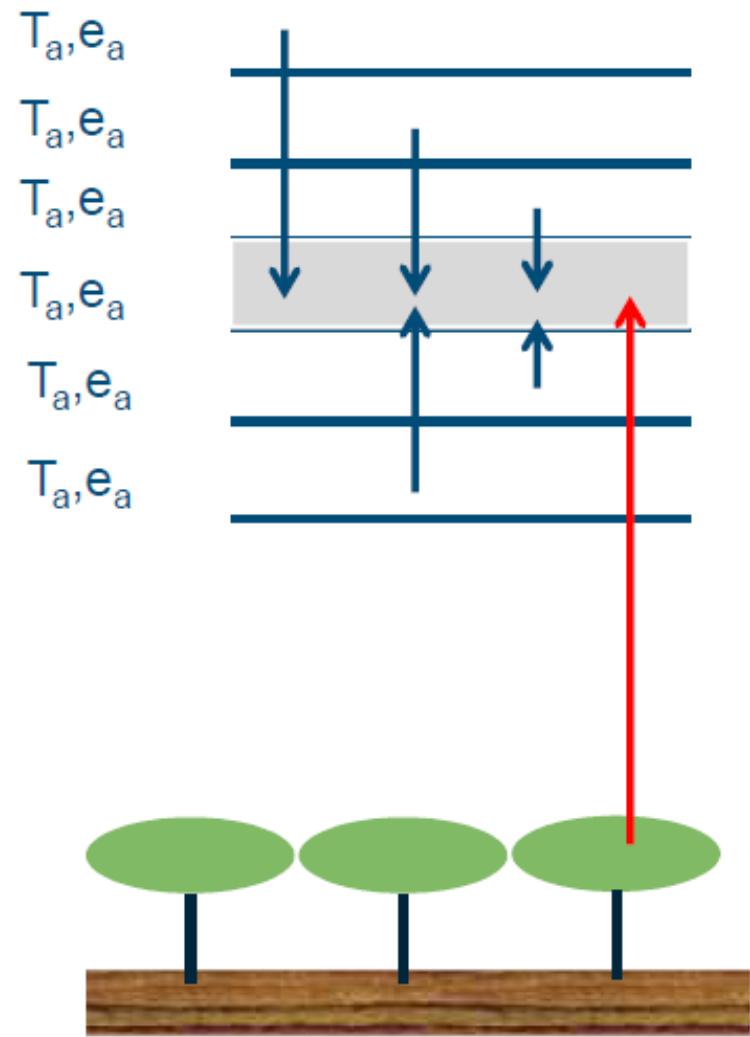
Aproximação two stream (2 fluxos)

Para tornar as coisas mais barato:

Integra-se sobre bandas de linhas

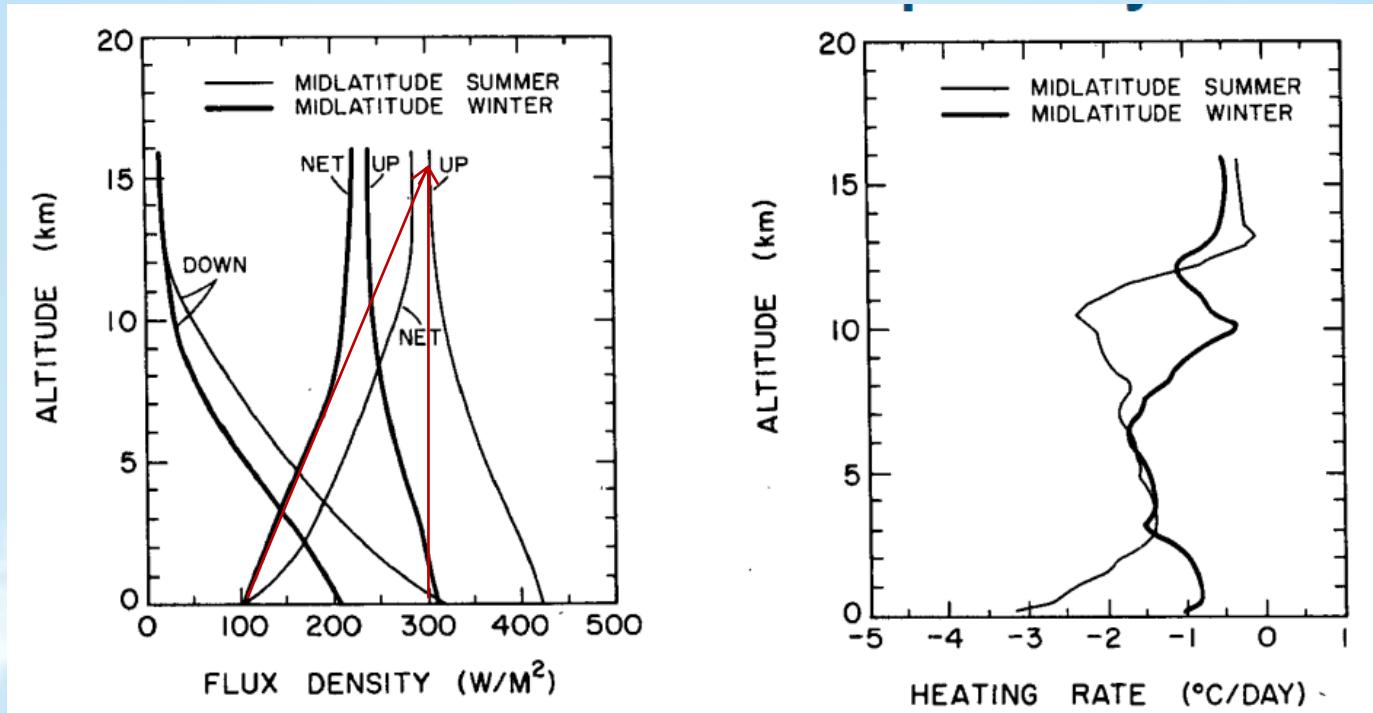
-Integra-se sobre coeficientes de absorção
(correlação-K; distribuição k)

$$\tau(z, z') = \frac{1}{\Delta v} \int_{\Delta v} e^{-k_v u} dv = \int_0^{\infty} f(k) e^{-ku} dk$$



Isto é Barato, ~ 1% de erro em comparação ao modelo linha por linha

Quanto se esfria/aquece a atmosfera pela radiação?



$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial L^*}{\partial z} = \frac{1}{1 * 1004} \frac{-300 - -100}{15000} \sim -1.15 K/day$$

Para o caso de verão em media latitude

Ondas Curtas

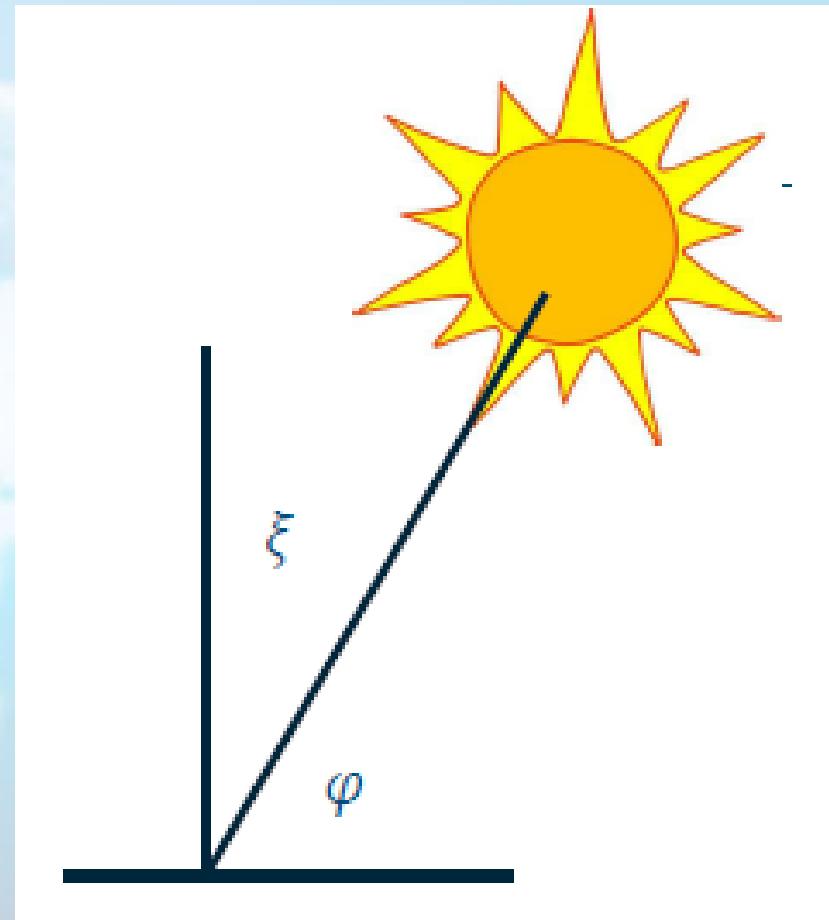
Aproximação Empírica

$$S = S_0(1 - a)\tau \cos(\xi)$$

a = albedo

τ É a transmissividade e é governada pelo espalhamento e absorção e depende do comprimento do caminho ótico e da agua precipitável

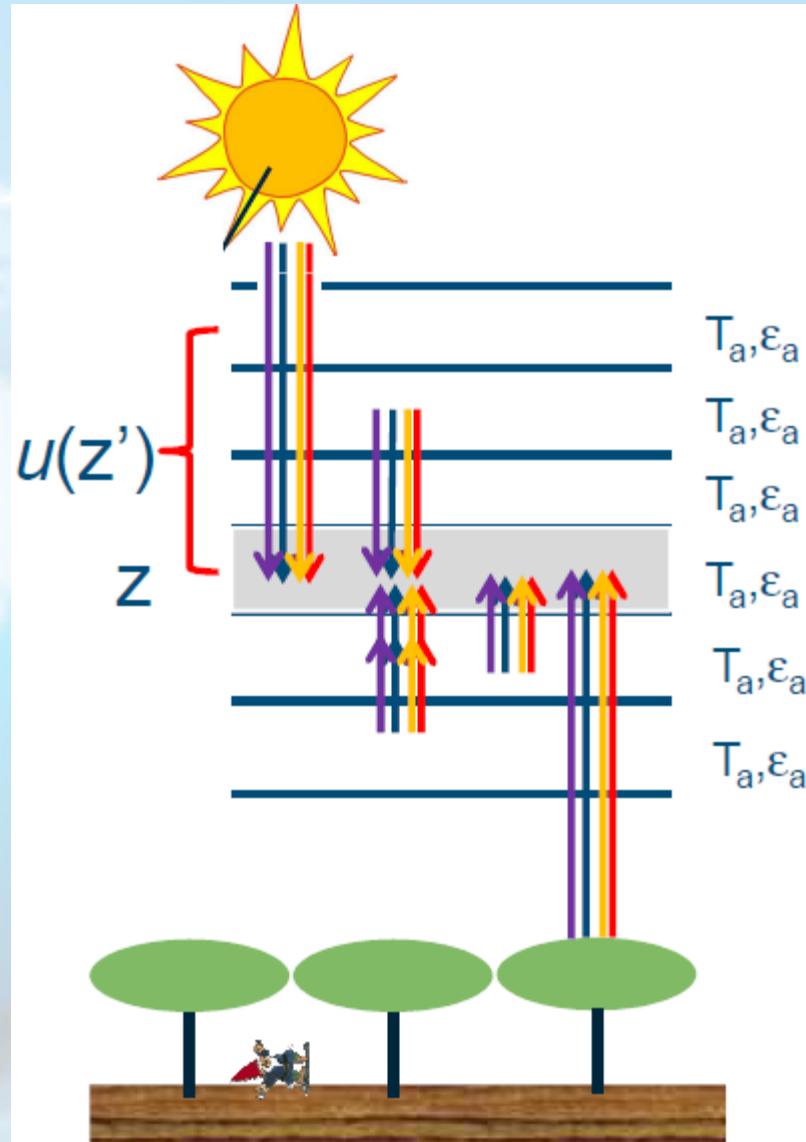
$$\tau = (0.6 + 0.2 \sin(\varphi))(1 - 0.4C_H)(1 - 0.7C_M)(1 - 0.4C_L)$$



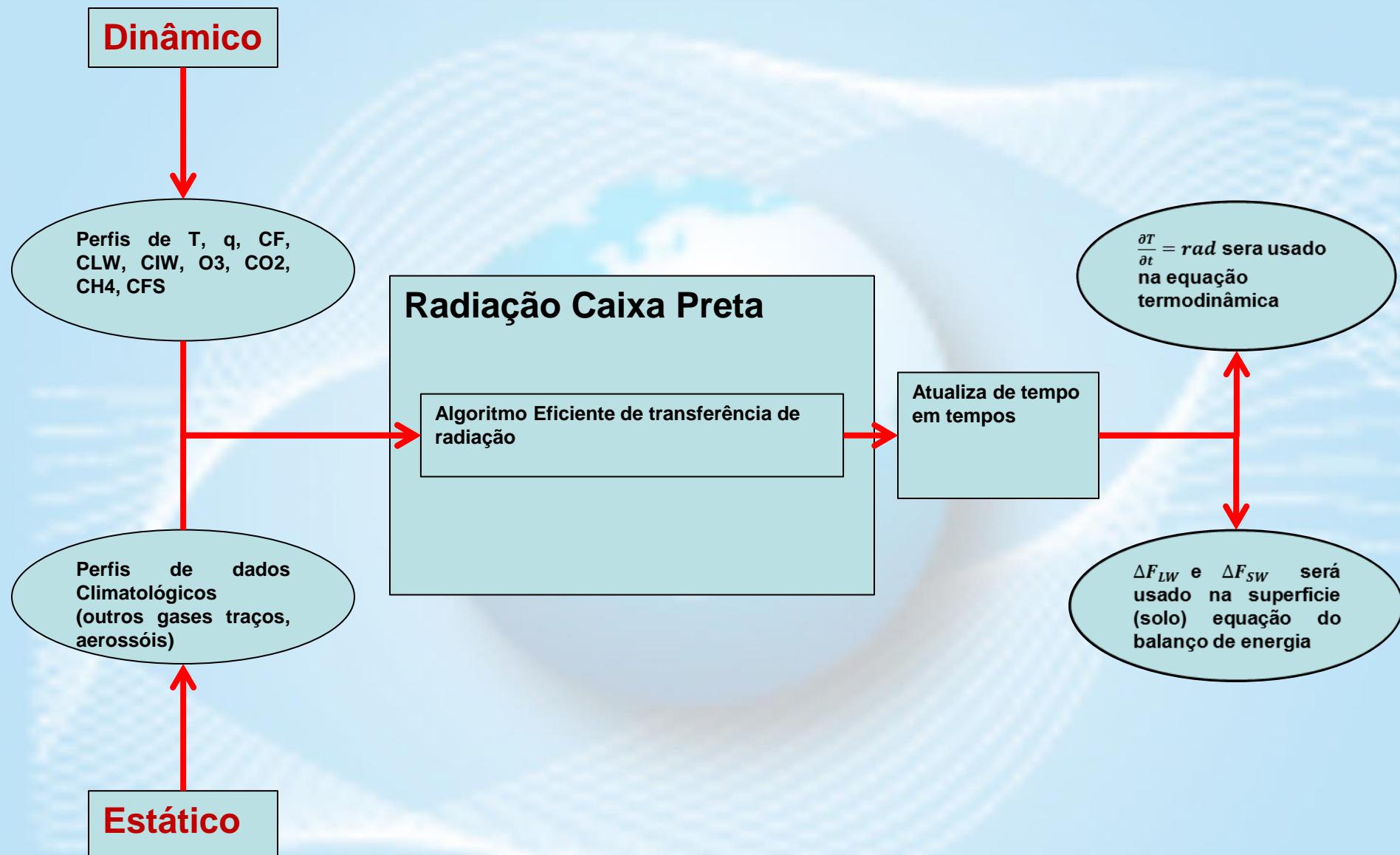
Ondas Curtas

Aproximação two stream (2 fluxos)

Abordagem analógica para onda longa
Direto e difusa



Visão Geral de um Esquema de Radiação



Visão Geral de um Esquema de Radiação

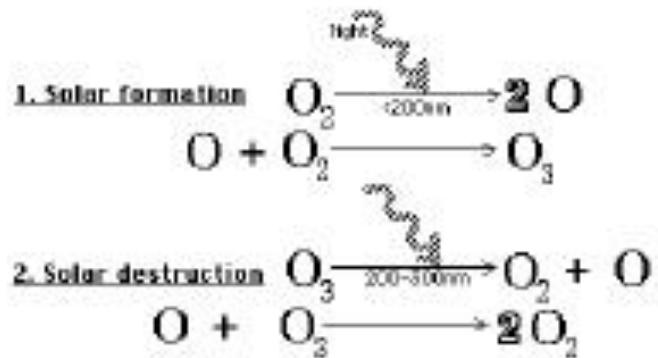
Onda curta

Dudhia	RRTMG	CAM3
Simple downward calculation	Spectral method (14 bands)	Spectral method (19 bands)
Cloud albedo and absorption	Interacts with cloud fractions (MCICA method)	Interacts with cloud fractions
No ozone effect (model top below 50 hPa OK)	Ozone/CO2 profile as in RRTMG longwave	Ozone/CO2 profile as in CAM longwave
Clear-sky scattering swrad_scat tuning parameter 1.0 = 10% scattered, 0.5=5%, etc.	Trace gases specified	Can interact with aerosols and trace gases
Water vapor absorption		

Onda longa

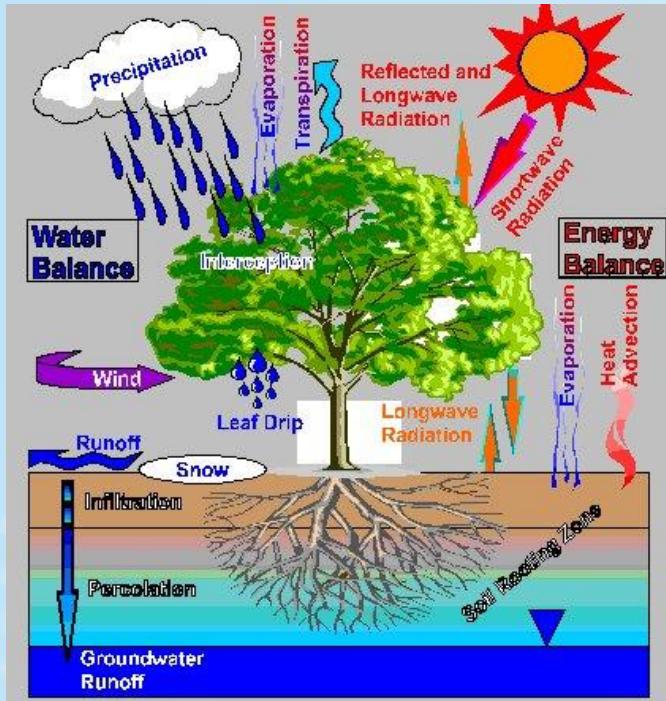
RRTM	RRTMG	CAM3
Spectral	Spectral scheme	Spectral scheme
16 longwave bands	16 longwave bands	8 longwave bands
K distribution	K-distribution	Broadband
Look-up table fit to accurate calculations	Look-up table fit to accurate calculations	Look-up table fit to accurate calculations
Interacts with <i>resolved</i> clouds	Interacts with <i>cloud fractions</i> (Monte Carlo Independent Cloud Approximation)	Interacts with <i>cloud fractions</i>
Ozone profile specified	Ozone profile specified	Ozone profile function of month, latitude
CO2 constant (well-mixed)	CO2 and trace gases specified	CO2 changes based on year

Efeito da qualidade do ar na radiação



Processos de Superfície

Processos de Superfície

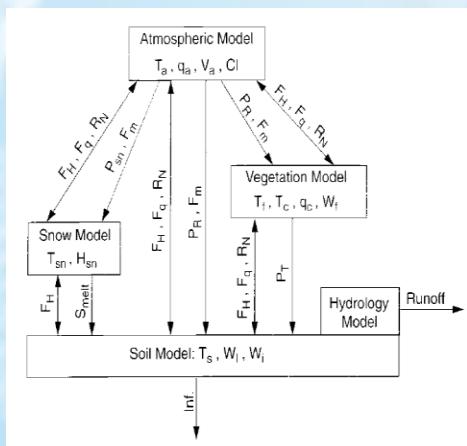


Esquemas de superfície são necessários para:

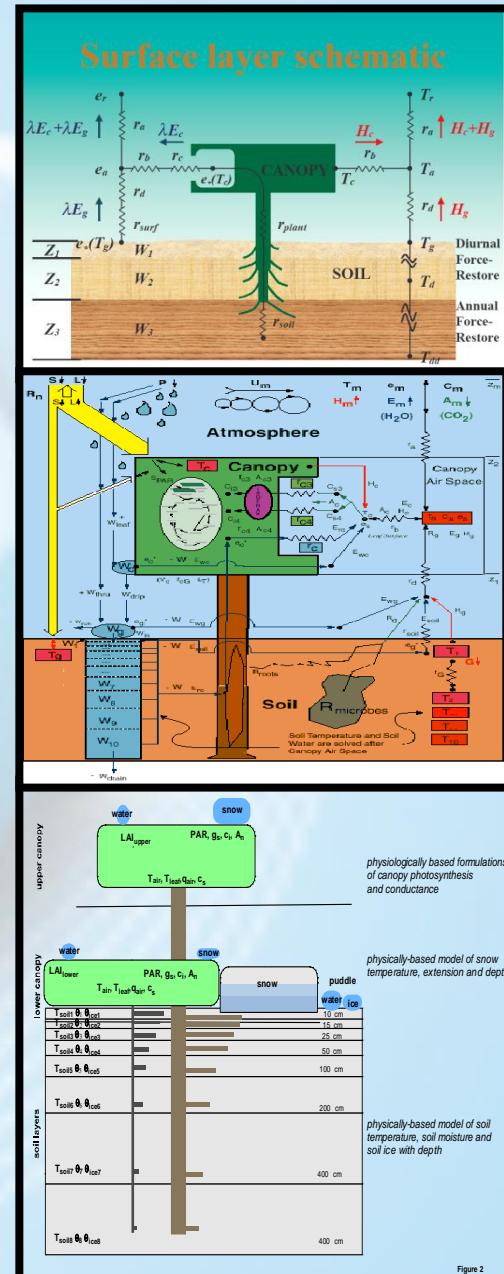
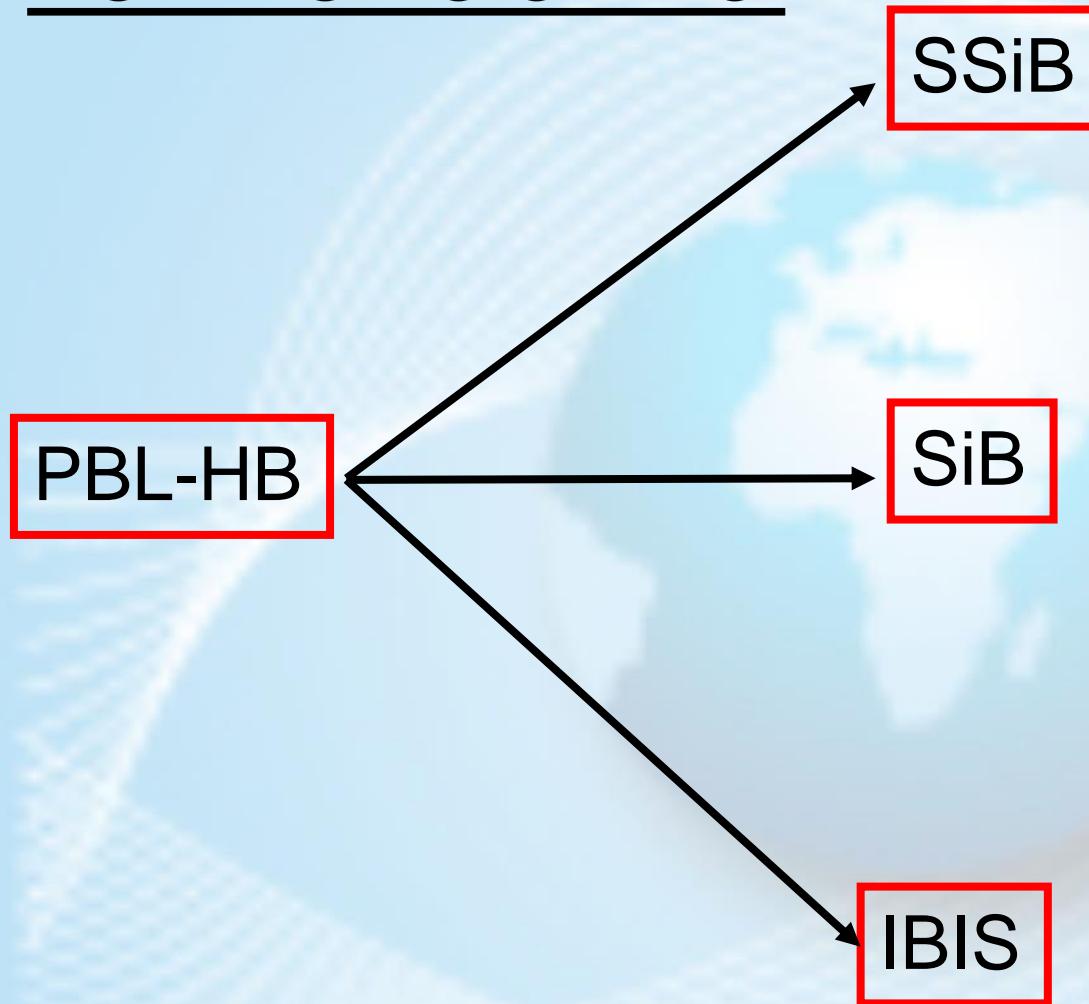
1. Calcular as trocas de calor, umidade e momentum entre a superfície e atmosfera.
2. Calcular a temperatura de superfície e outras variáveis.
3. Descrever o ciclo hidrológico na superfície (conteúdo de água no solo, neve, runoff).

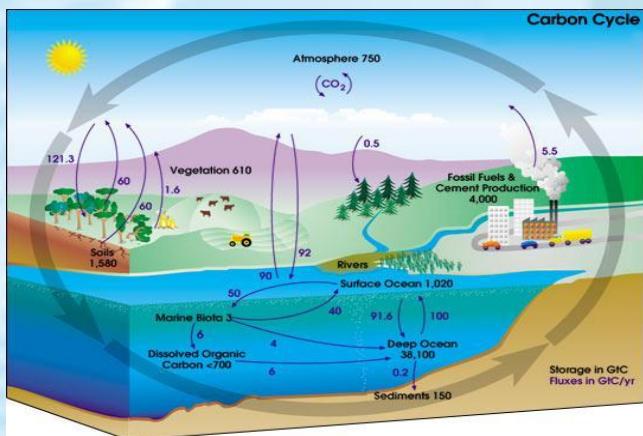
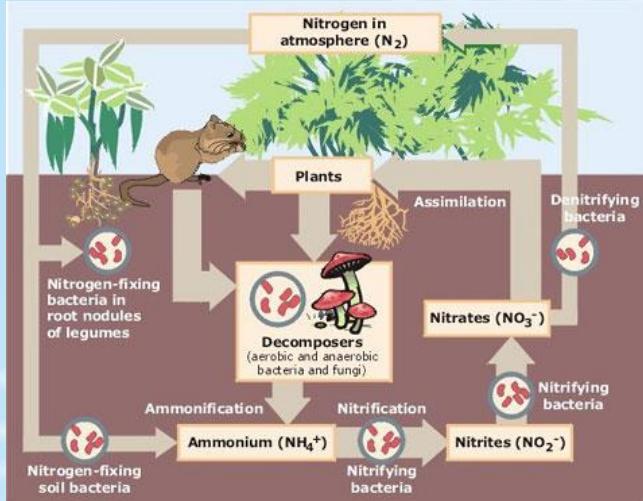
Sobre os oceanos, os esquemas são simplificados:

- Sobre o continente, os esquemas são compostos de uma combinação de módulos interagindo simultaneamente: solo, vegetação, neve, runoff.
- Esquemas de superfície continental pode ser muito sofisticado.

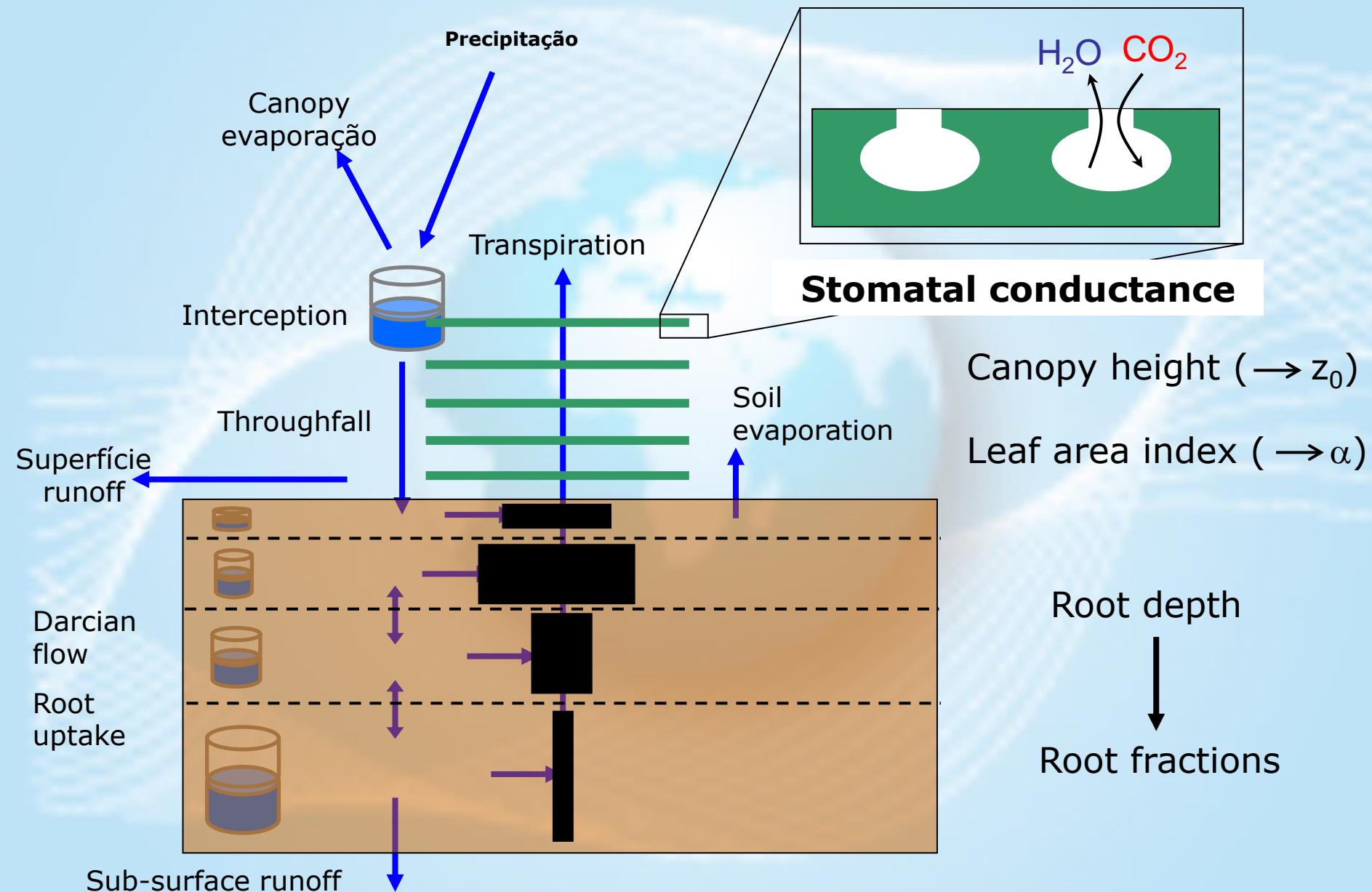


MODELO DO CPTEC:



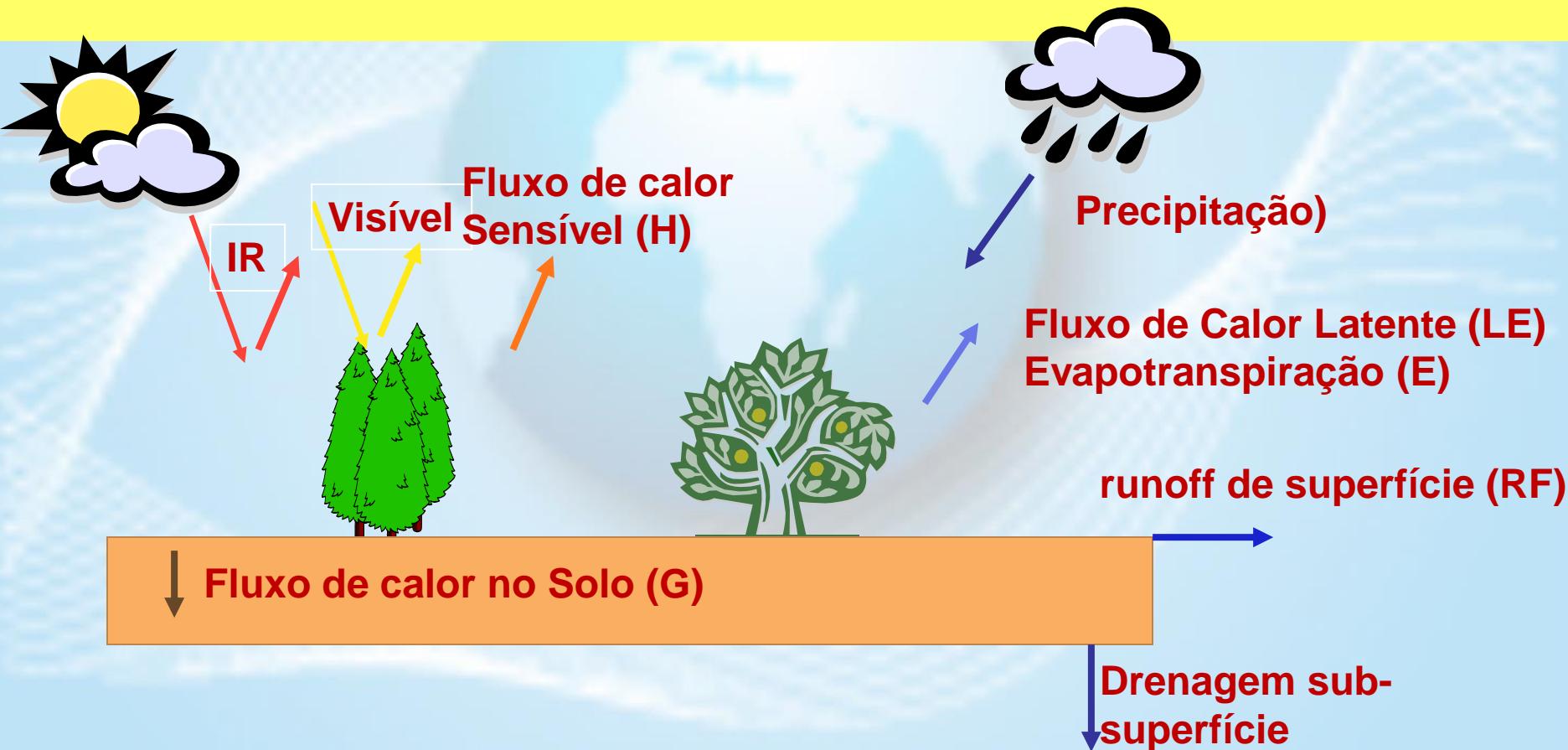


Modelling vegetation processes in state-of-the-art land surface schemes

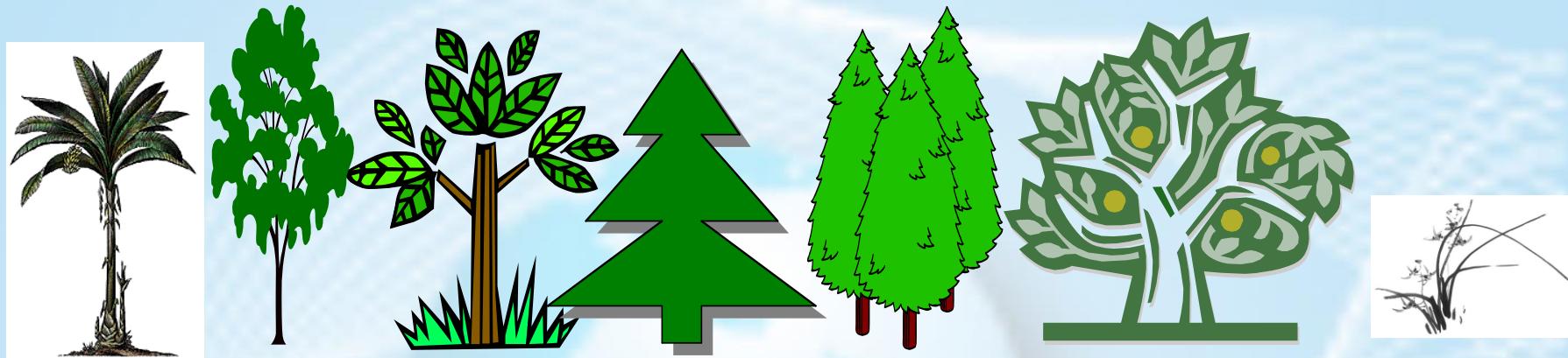


Física da Superfície continental no modelo IBIS

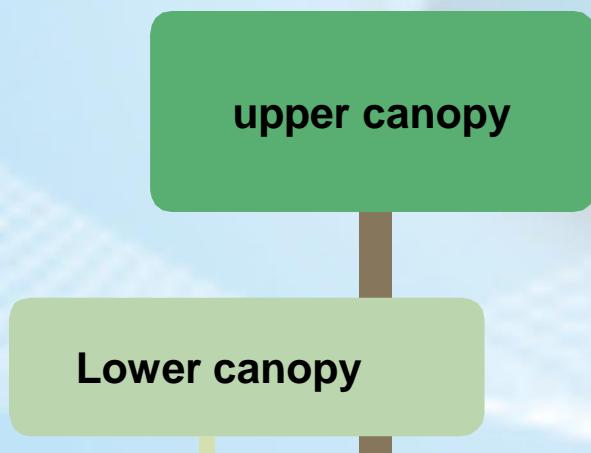
- Baseado no modelo 'LSX' de Pollard e Thompson
- Designado para ser parte de um modelo atmosférico (~time step horário)
- Propósito do módulo de superfície-continental: Calcular o balanço de energia, Balanço de água, balanço de Carbono na superfície continental.



Cada Célula de Grade no IBIS pode conter 12 tipos funcionais de plantas (pft)

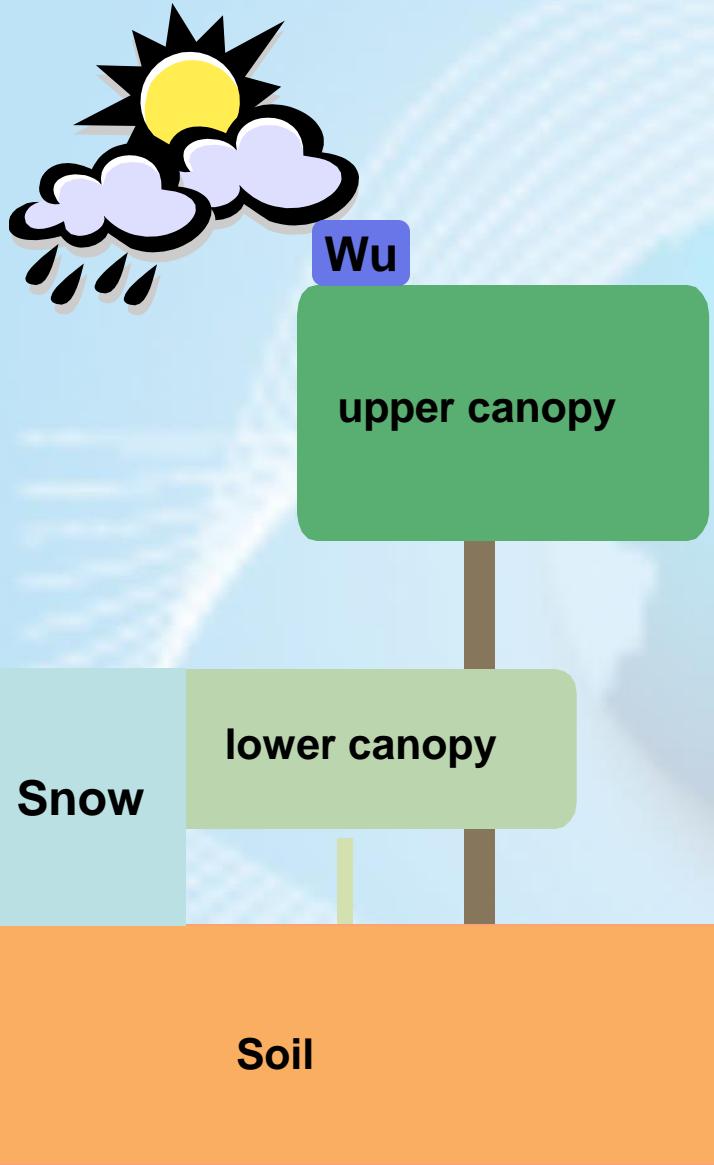


Parte do código da representação na física de superfície :



- Cada canopy é caracterizado por 1 conjunto de parâmetros. (eg: LAI of upper canopy = Soma dos lai de cada pft das árvores na célula de grade)
- Parâmetros e fluxos dependem das pft são pesados pela abundância relativa das pft na canopy (e.g : fluxo de CO₂).

Energia Térmica e vapor de agua : calculada na subroutine turvap e linsolve no modulo canopy

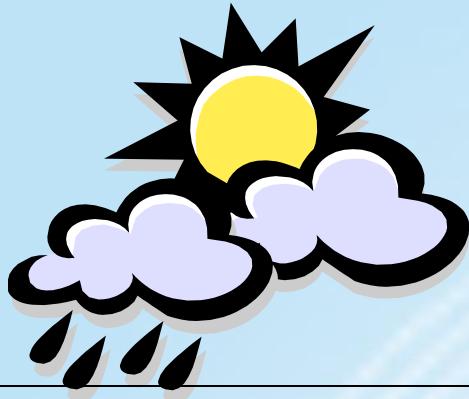


Para Resolver o balanço de energia e agua, o modelo necessita calcular:

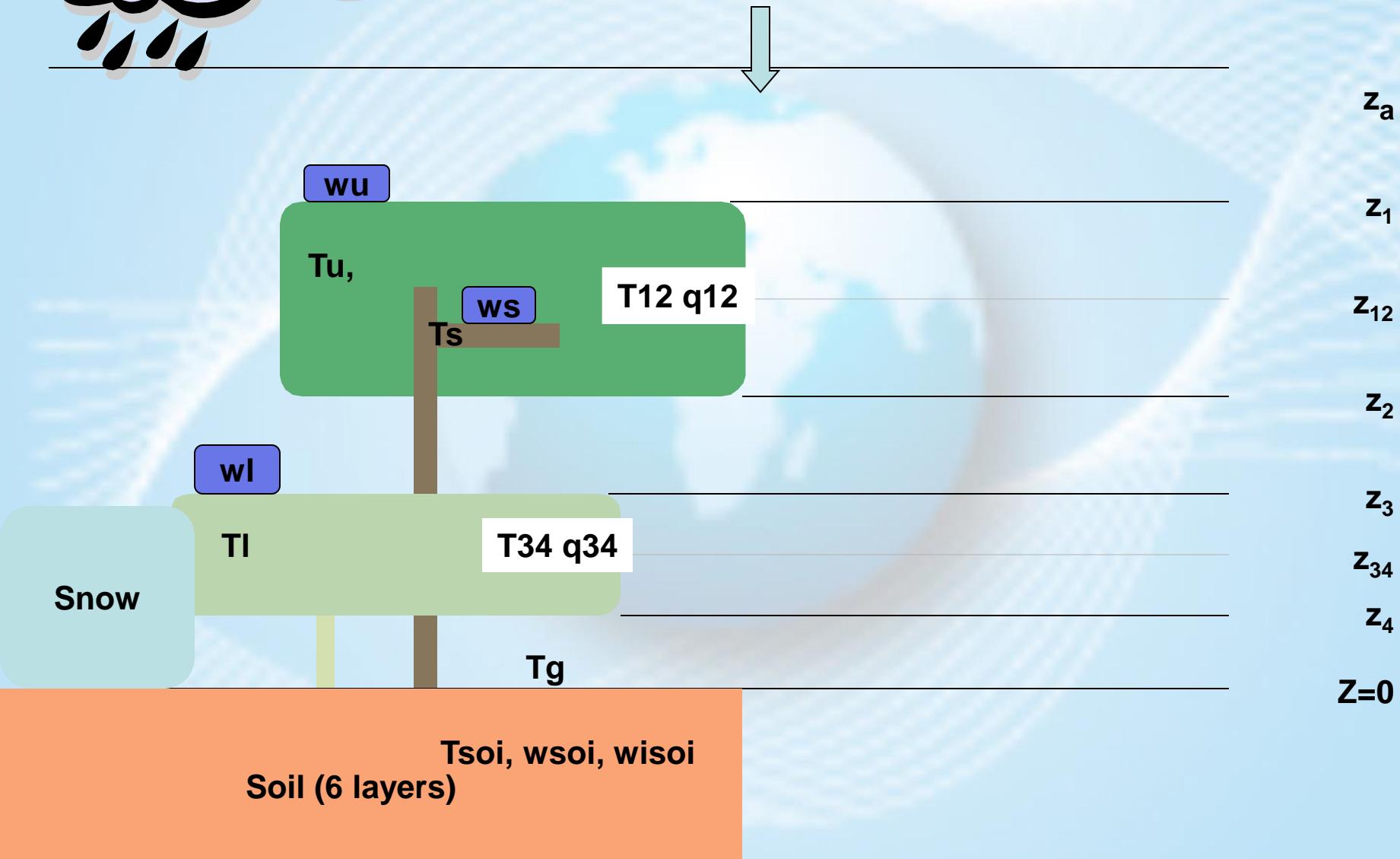
- a temperatura de ambas as copas, do ar na copa, do Solo, e neve.
e.g Balanço de Energia na copa superior (por unidade de Lai)

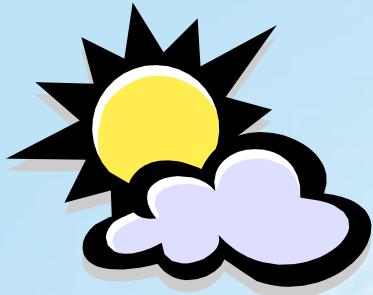
$$(c_u + c_w W_u) \frac{dT_u}{dt} = \frac{Vis_u + IR_u}{LAI_u} - H_u - LE_u$$

- O escoamento de agua através da copa e através do solo e o conteúdo de umidade e agua em cada componente



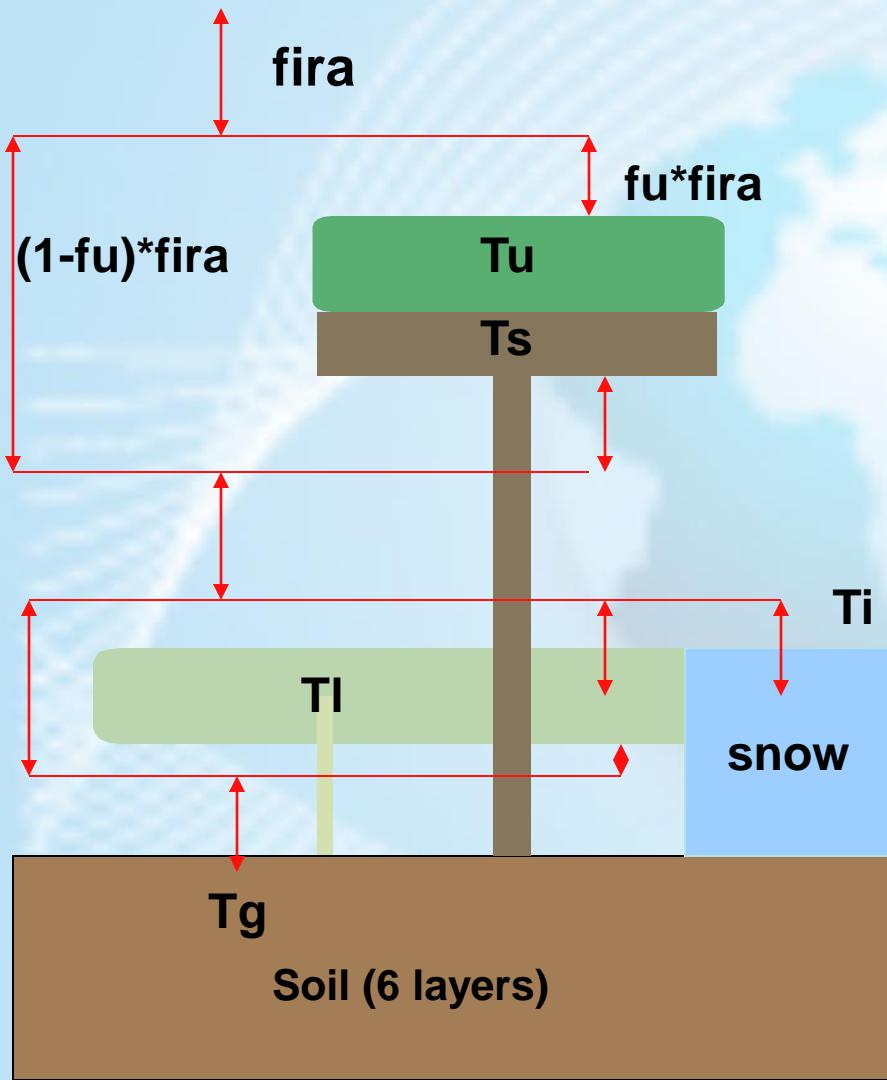
Balanço de energia e agua : Ta, qa, ua, raina, snowa, Solar radiation





Radiação- infraVermelha

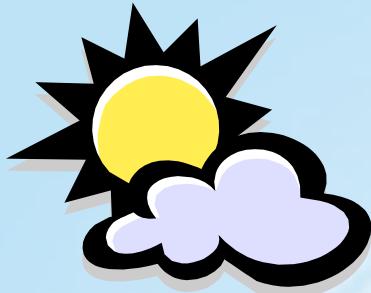
O Calculo é realizada na subroutina irrad no modulo radiation



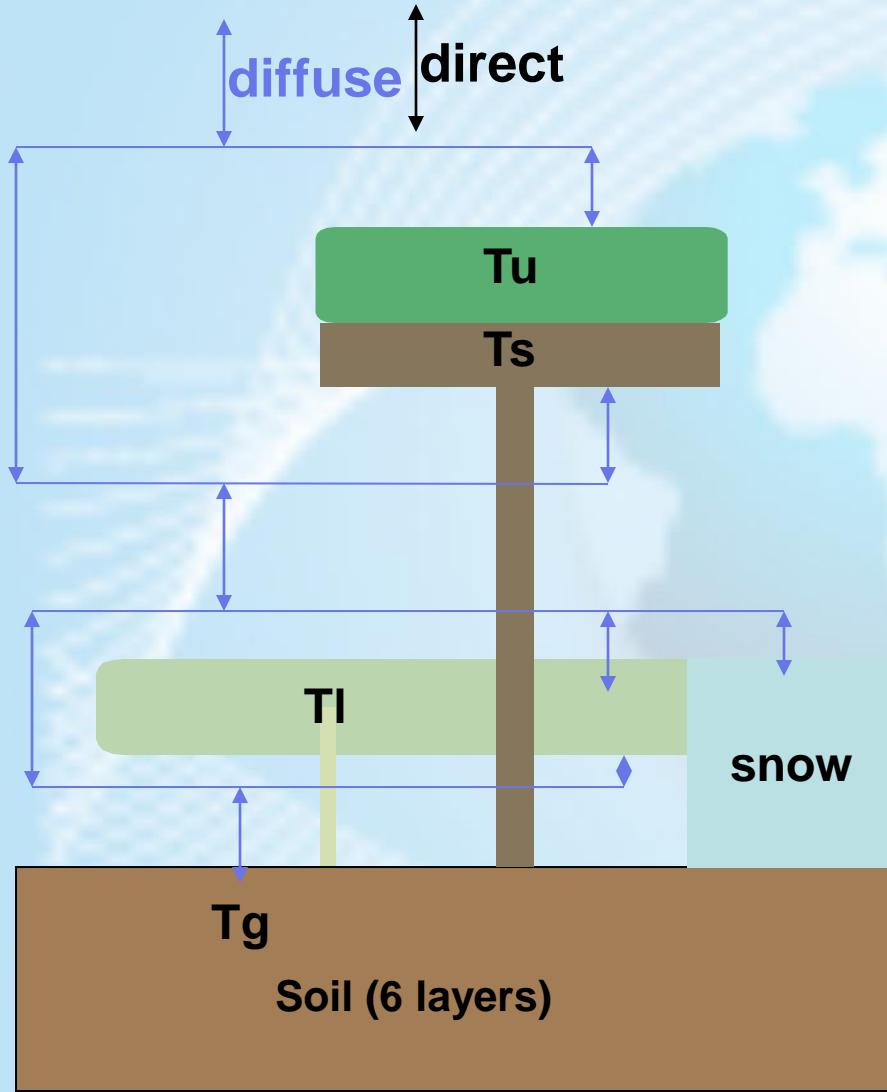
• Cada ‘meio’ (folhas e ramos, troncos, galhos da copa superior e inferior, superfície de neve e solo nu) comporta-se como um corpo negro e emite a absorve a radiação de acordo com a equação :

$$\text{emissivity} * \text{stefan-ct} * T^4$$

• Os Fluxo são balanceados pela cobertura fracional media :fu para a upper canopy, fl para a lower canopy, fi para a snow cover



Radiação- realizada na solset, solsur, solalb, solarf, twostr, twoset no modulo radiation

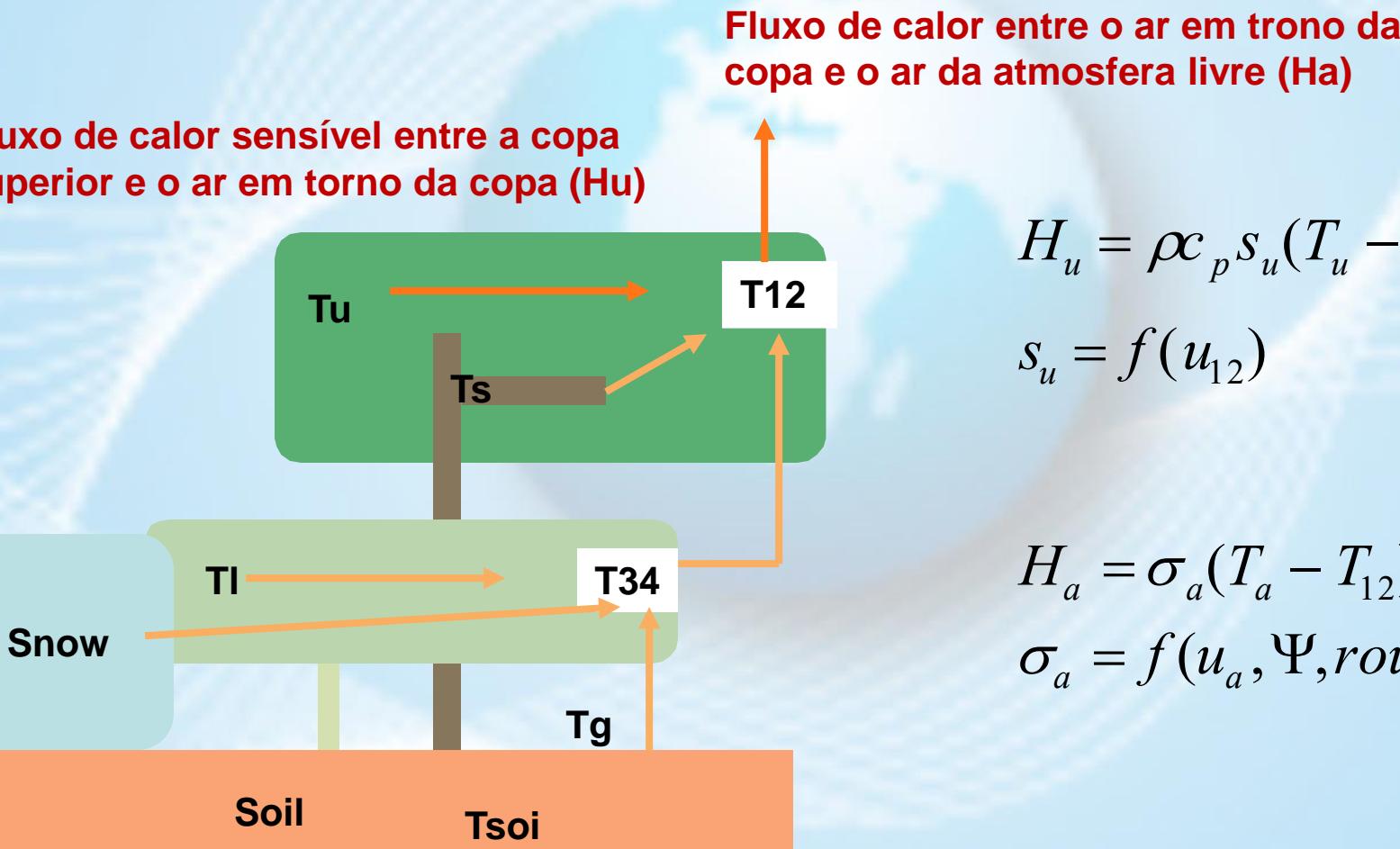


- O calculo é feito separadamente para o visível ($0.4\text{-}0.7 \mu\text{m}$) e infra vermelho próximo ($0.7\text{-}4 \mu\text{m}$)
- Aproximação ‘two-stream’ é usado para cada camada de vegetação: feixe direto e difuso
- A vegetação é caracterizada pela transmitância , refletância, e distribuição do angulo da folha
- O solo e neve impacta o albedo
- Os fluxo são balanceados por pesos em função da cobertura fracional (O efeito cheio da media das arvores sobre todo a célula de grade)

Aerodinâmica: é realizada na subroutines canini e turcof no modulo canopy

Calcula:

- Fluxos turbulento de calor (sensível e latente) e fluxo de vapor de agua do solo e copas para ar em torno da copa.
- Coeficiente de transferência para os fluxos entre o ar da capa e o ar acima (e.g: s_u, σ_a)
- Exemplo : Fluxo de calor na copa superior :



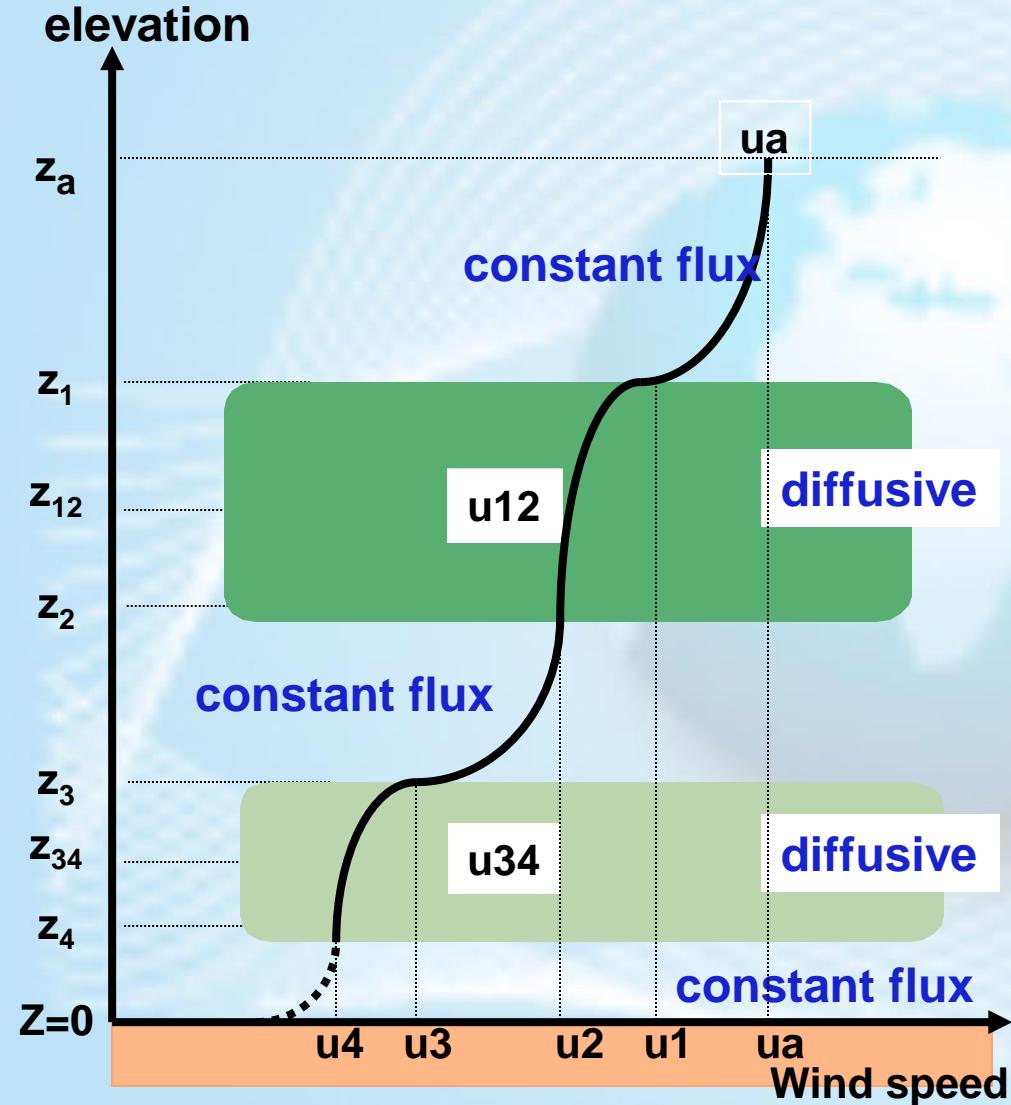
$$H_u = \rho c_p s_u (T_u - T_{12})$$

$$s_u = f(u_{12})$$

$$H_a = \sigma_a (T_a - T_{12})$$

$$\sigma_a = f(u_a, \Psi, roughness)$$

Aerodinâmica



Entre as copas :

Camada de fluxo-constante com perfil logaritimo do vento modificado pela “estratificação” :

$$u(z) = \sqrt{\frac{\tau}{\rho} \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)} \Psi$$

Na copas :

Modelo difusivo

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{\tau}{\rho} \right) = C u^2$$

Hyp: Continuidade da velocidade do vento e stress do vento nos contornos da copa.

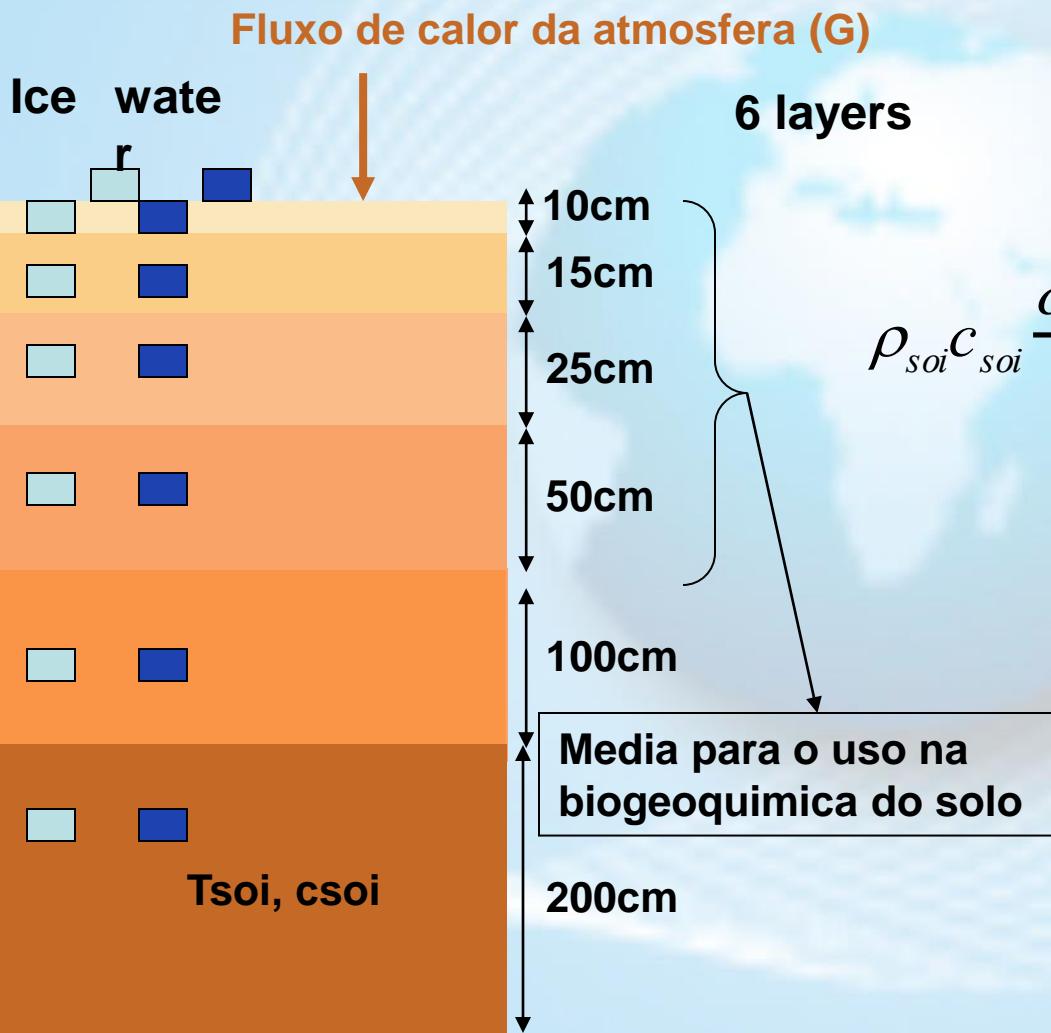
τ : stress do vento (constante entre as copas)

ρ : densidade do ar

Z_0 : comprimento de rugosidade (altura, LAI)

d : Altura de deslocamento (~Altura da copa)

Calor no solo: Calculo é feito nas subroutines soilheat, wadjust no modulo soil.



Cada camada é caracterizada pelo calor específico (c_{soi}), e condutividade térmica (κ). Ambos dependem da textura do solo e do conteúdo de agua e gelo.

Solução da equação :

$$\rho_{soi} c_{soi} \frac{\delta T_{soi}}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(\kappa \frac{\delta T_{soi}}{\delta z} \right) + source$$

ρ : densidade do solo

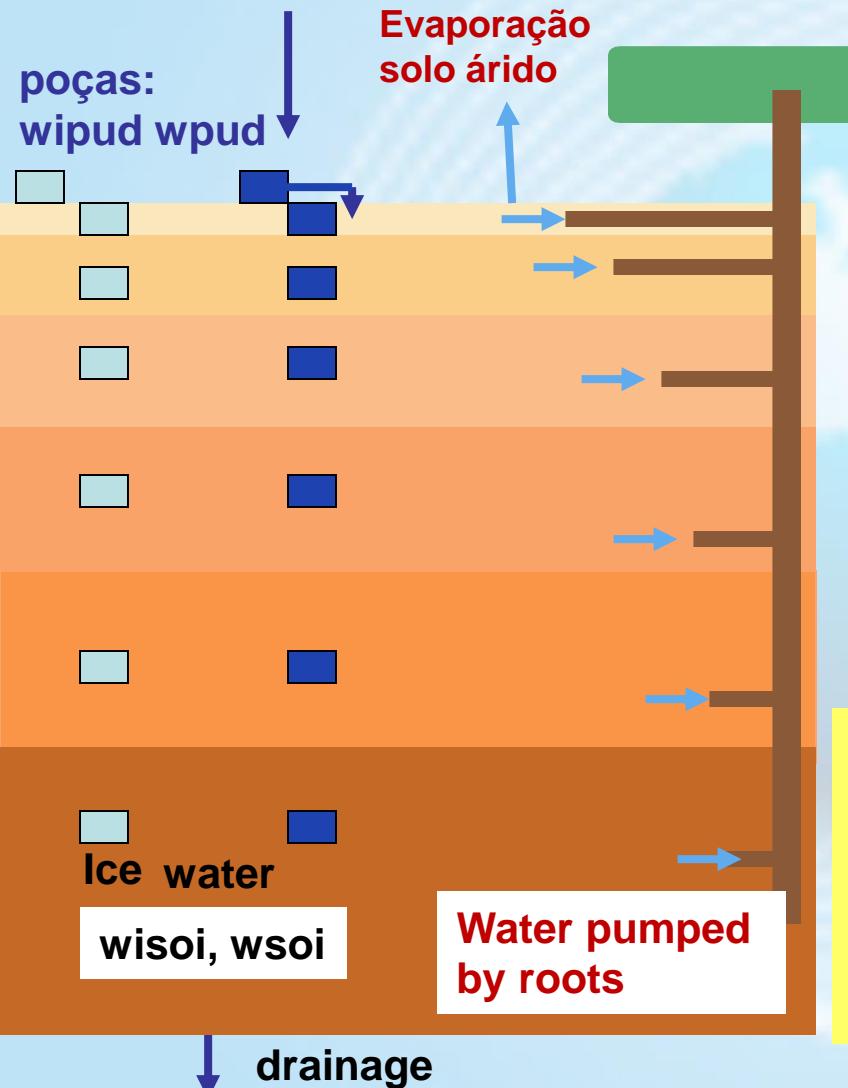
κ : condutividade térmica do solo

source: fluxo de calor da atmosfera (somente na 1st camada), gelo congelado no solo

Sinks: derretimento de gelo no solo

Agua no solo: o calculo é feito no subroutines soilset, soilctl, soilh2o no modulo soil

Fluxo de entrada de agua (Precipitação, Gotejamento da copas superior e inferior, derretimento de neve)



Difusão de agua no solo segue a lei de Darcy combinado com a conservação de massa:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(K \frac{\delta \Psi}{\delta z} \right) + \frac{\delta K}{\delta z} + \text{source - sinks}$$

ϑ : conteúdo volumétrico de agua

Ψ : Potencial mátrico

K : condutividade hidráulica

Source: Fluxo de agua de poças (somente 1st camada)

Sinks: evaporação (somente 1st camada), agua absorvida pela raiz, drenagem (somente na 6th camada)

Ψ e K depende do conteúdo volumétrico de agua e textura do solo através da equação de Clapp e Hornberger.

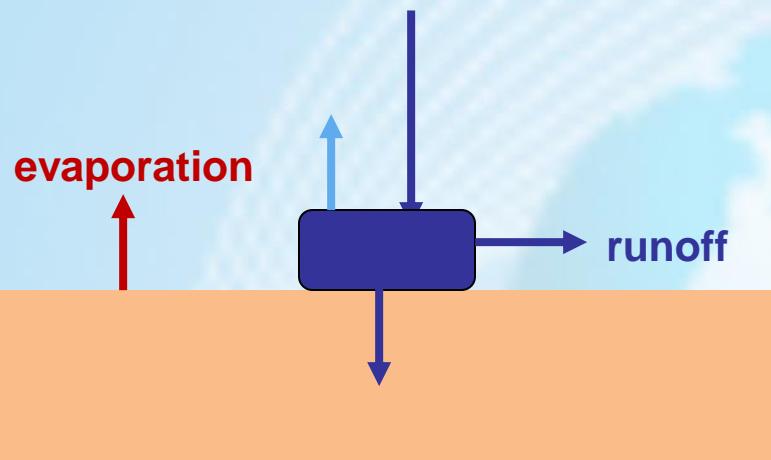
No modelo as variáveis são :

wsoi = Fração do espaço dos poros do solo preenchido com agua.

wisoi = Fração do espaço dos poros do solo preenchido com gelo.

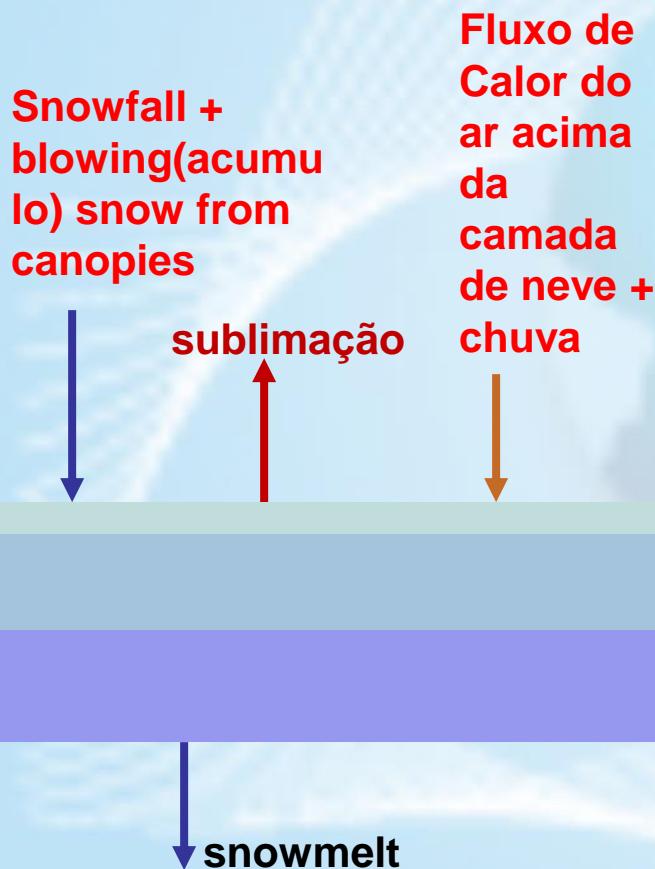
Superfícies do solo: poças

Fluxo de entrada de agua
(Precipitação, gotejamento das
copas superior e inferior,
derretimento de neve)



Runoff se $w_{pud} > w_{pudmax}$

**Neve: Calculo é feito nas subroutines inisnow (initial.f) , snow, showheat no modulo snow
(person to contact: John Lenters)**



Neve caracteriza o albedo, emissividade, condutividade térmica e densidade (fixado).

Variáveis:

$tsno$ =(temperatura para cada camada)

$hsno$ =(Altura de cada camada)

f_i = fração da cobertura de neve em cada célula de grade (depende de $hsno$)

Solução da equação :

$$\rho_{sno} c_{sno} \frac{\delta T_{sno}}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(K \frac{\delta T_{sno}}{\delta z} \right) + source - sinks$$

ρ : densidade da neve

κ : condutividade térmica da neve

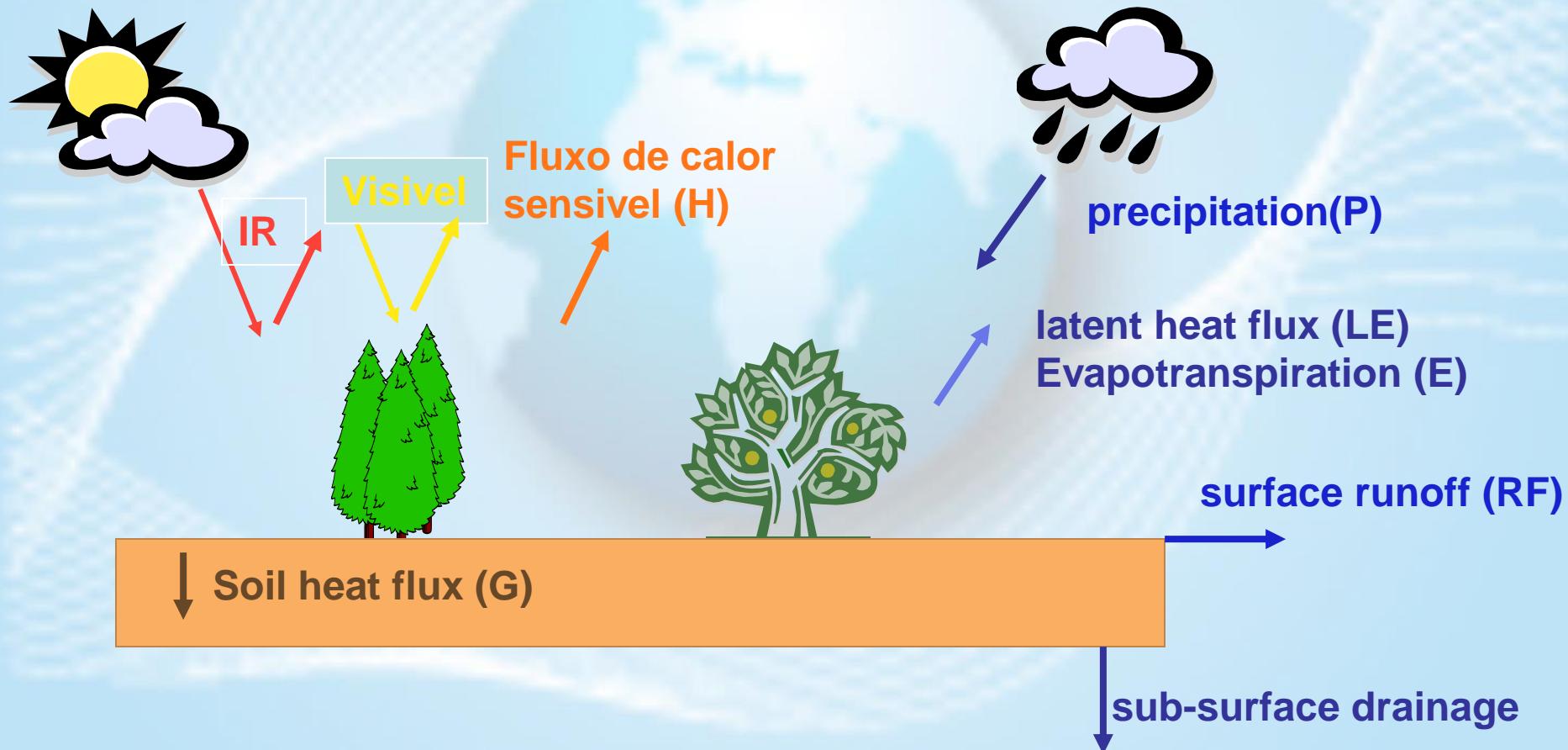
Source: fluxo de calor da atmosfera (somente na 1st camada), Congelamento no solo I

Sinks: derretimento de neve

•Balanço de Energia : $R_n = H + LE + G$

$$R_n = (1\text{-albedo}) \text{ Visible} + IR_{down} - IR_{up}$$

•Balanço de Água: Precipitation = Evapotranspiration - Runoff - Drainage + $\Delta W / \Delta t$

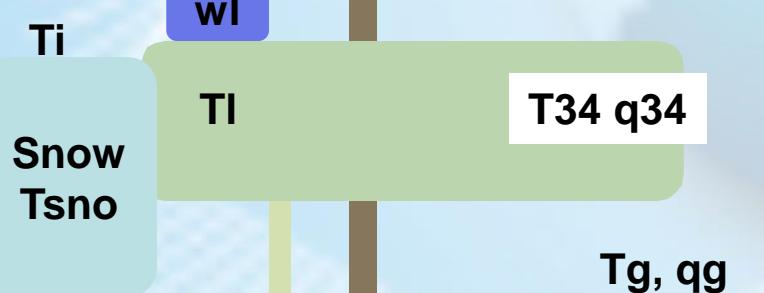


Para Resolver a equação do balanço de energia e agua, o modelo necessita calcular:

1) As temperaturas de ambas a copas (T_u , T_l), Do ar em torno da copa (T_{12}, T_{34}), do solo (T_{soi}), e neve (T_{sno}).

e.g Balanço de energia da copa superior (por unidade LAI)

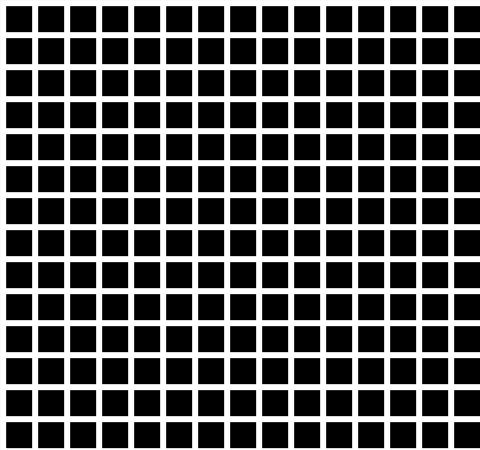
$$(c_u + c_w W_u) \frac{dT_u}{dt} = \frac{Vis_u + IR_u}{LAI_u} - Hu - LE_u$$



O Fluxo de agua através das copas e através do solo e a umidade (q_{12} , q_{34} , q_g) agua (e gelo) conteúdo de cada componente (w_u , w_l , w_s , w_{soi} , w_{sroi})

Sub-grid aggregation effects

Discrete Methods



Regular sub-grid

Each box has its own site-specific topography and land type



Fractional type

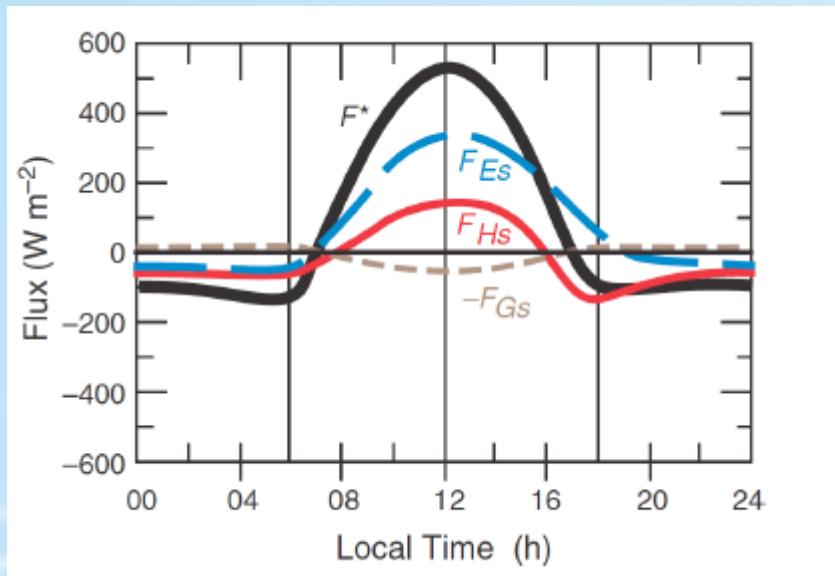
Each homogeneous type describes the fractional cover by a surface type or elevation class

Method

- 1) Grid box climate variables are disaggregated onto the sub-grid
- 2) Land processes and fluxes are calculated for each sub-grid box
- 3) Fluxes are aggregated to the model grid box and passed to the atmosphere

Processos na Camada Limite Planetária

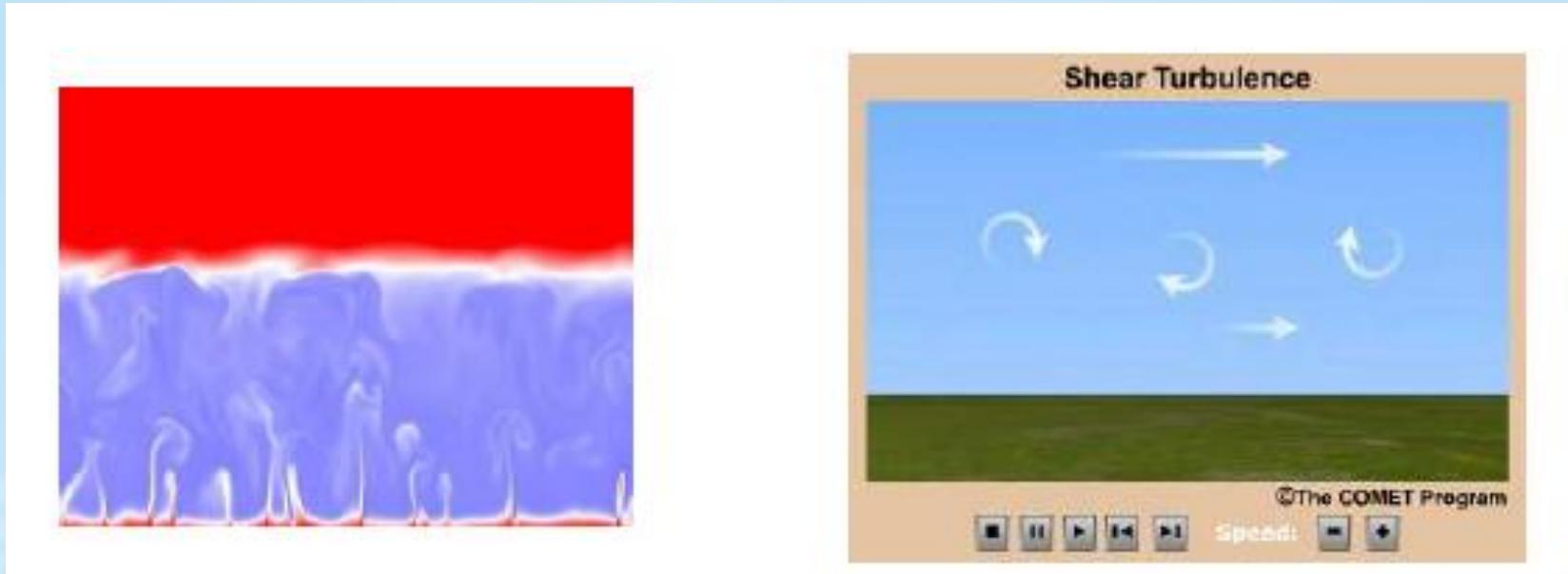
Entrada de Energia na Superfície



Como é transferida energia, momentum e escalares para a camada limite?

Pela Turbulência....

Turbulência



Flutuabilidade

Fonte se instável
Sumidouro se estável

Cisalhamento

Sempre uma Fonte

$$R_i = \frac{F}{C} = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2}$$

camada superficial realiza as trocas (entre a superfície e o primeiro nível do modelo)

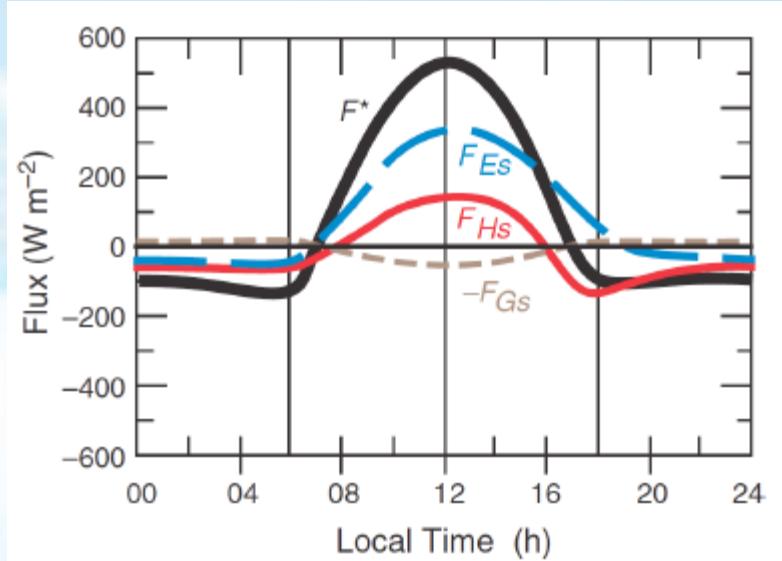
Fluxo de Calor Sensível

$$F_{Hs} = C_H U (\theta_s - \theta_A)$$

$$C_H = C_{H,n} f(R_i)$$

$$C_{H,n} = \left(\frac{k}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \right) \left(\frac{k}{\ln\left(\frac{z}{z_{0H}}\right)} \right),$$

caso neutro

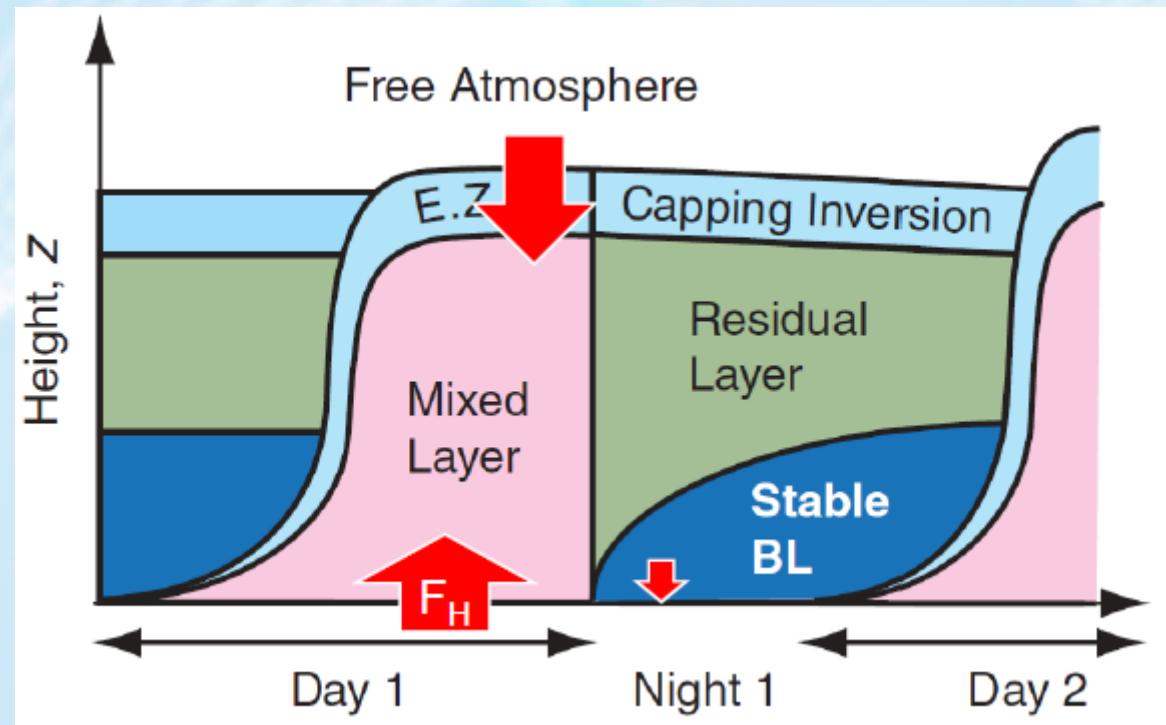


Assim Valores de C_H alto e forte fluxo ocorre para valores de z_0 alto
..... e grande instabilidade

Parametrizações camada superficial difere na forma de $f(R_i)$

camada superficial realiza as trocas (entre a superfície e o primeiro nível do modelo)

A CAMADA LIMITE



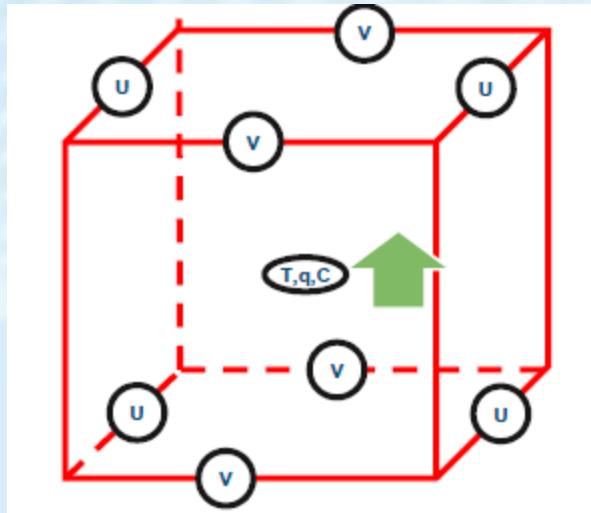
EQUAÇÕES DE BALANÇO

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

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = - \frac{\partial (\bar{u}'_j \bar{\theta}')}{\partial x_j} + \text{termos diabáticos}$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} = - \frac{\partial (\bar{u}'_j \bar{q}')}{\partial x_j} + \text{termos fonte/sumidouros}$$

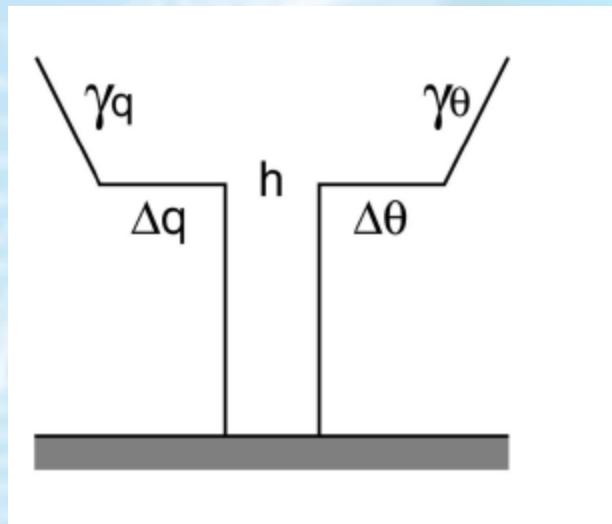
CONCEITO DE FECHAMENTO



**Necessidade de expressar o fluxo através de variáveis do modelo conhecidas
fechamento mais complexo = computacionalmente mais caro**

Camada limite: Modelo Buld (Fechamento de ordem 0th)

Configuração básica do modelo CLASS



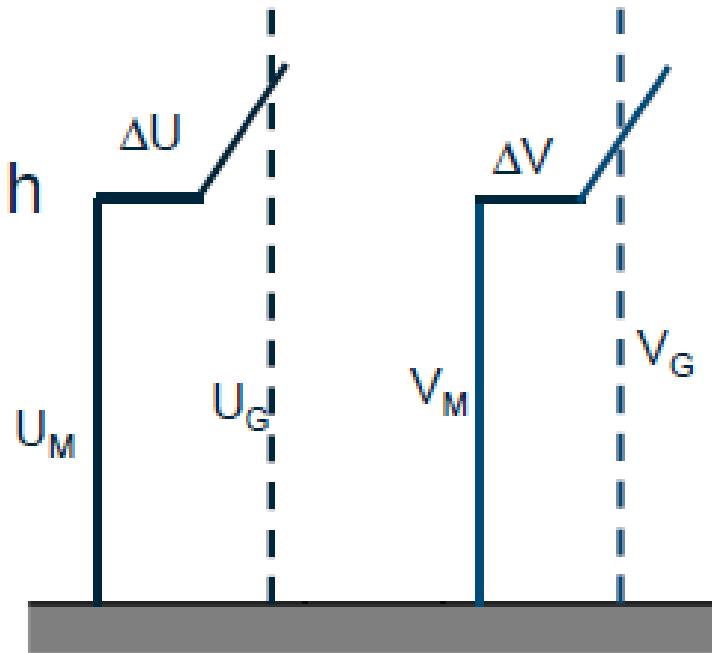
$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = \frac{\bar{w}\bar{\theta}_s - \bar{w}\bar{\theta}_e}{h}$$

$$\frac{\partial \Delta\theta}{\partial t} = w_e \gamma_\theta - \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}$$

$$\bar{w}\bar{\theta}_e = -w_e \Delta\theta$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = w_e + w_L$$

Modelo Bulk estendida para a velocidade do vento



$$\frac{\partial U}{\partial t} = f(V_M - V_G) - \frac{\overline{uw}_s - \overline{uw}_e}{h}$$
$$\frac{\partial V}{\partial t} = -f(U_M - U_G) - \frac{\overline{vw}_s - \overline{vw}_e}{h}$$
$$\frac{\partial \Delta U}{\partial t} = w_e \gamma_U - \frac{\overline{uw}_s - \overline{uw}_e}{h} + f \Delta V$$
$$\frac{\partial \Delta V}{\partial t} = w_e \gamma_V - \frac{\overline{vw}_s - \overline{vw}_e}{h} - f \Delta U$$
$$\overline{uw}_e = -w_e \Delta U$$
$$\overline{vw}_e = -w_e \Delta V$$

camada limite Difusão (de fechamento 1 ordem)

Noções básicas de todas as aproximações : analógica para a difusão molecular:

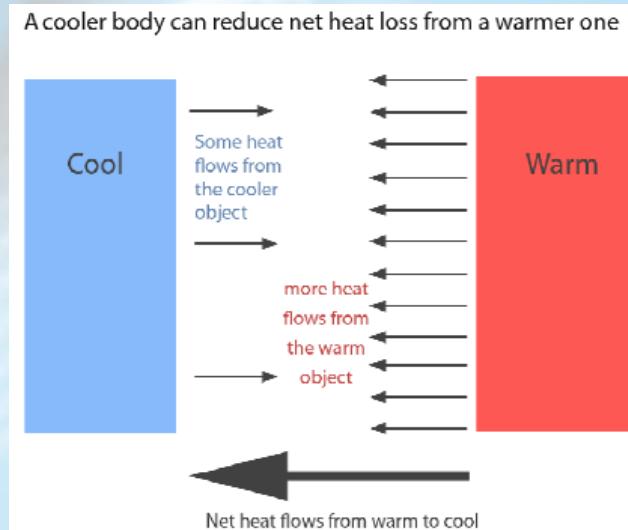
$$\overline{wC} = -K \frac{\partial C}{\partial z}$$

Fluxo = Coeficiente de troca * gradiente

C pode ser qualquer quantidade conservada; temperatura potencial. Umidade específica, componentes do vento, espécie químicas...

Como formular K?

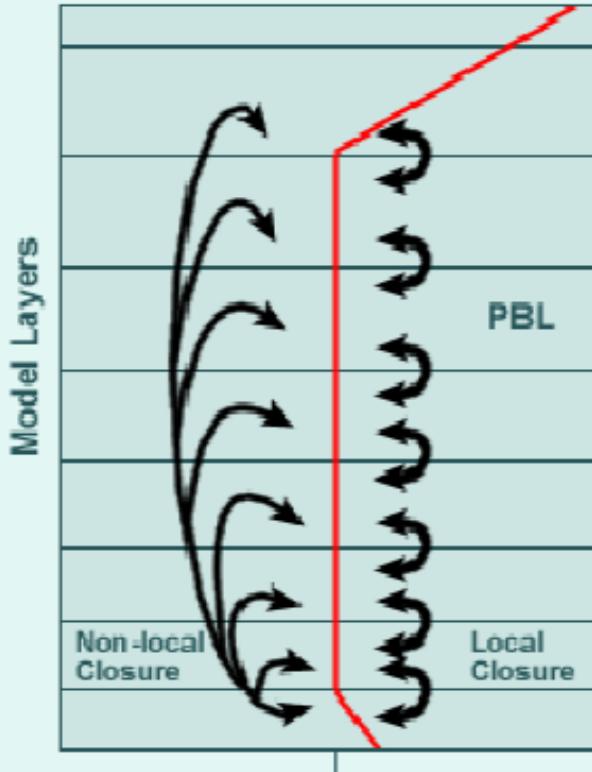
Formulação de qualquer simulação de grandes escalas ou Análise de Dados



Abordagens do coeficiente K

- a) local: representa apenas verticais gradientes para as células vizinhas
- b) Não Local: considera gradientes verticais entre células vizinhas e estruturas coerentes que cobrem toda a PBL (turbilhões organizados do tamanho da PBL).

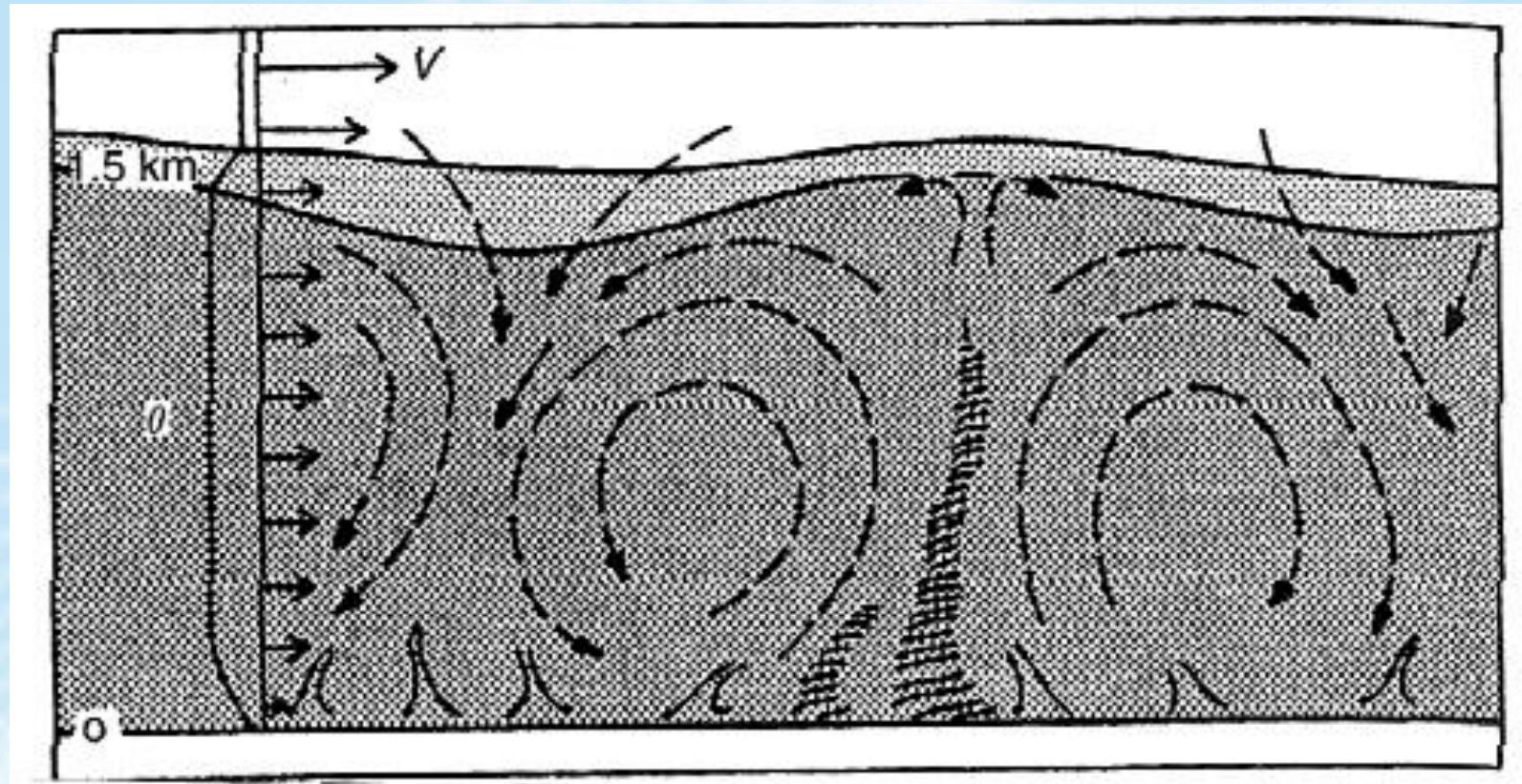
Local Versus Non-local Closure Assumptions



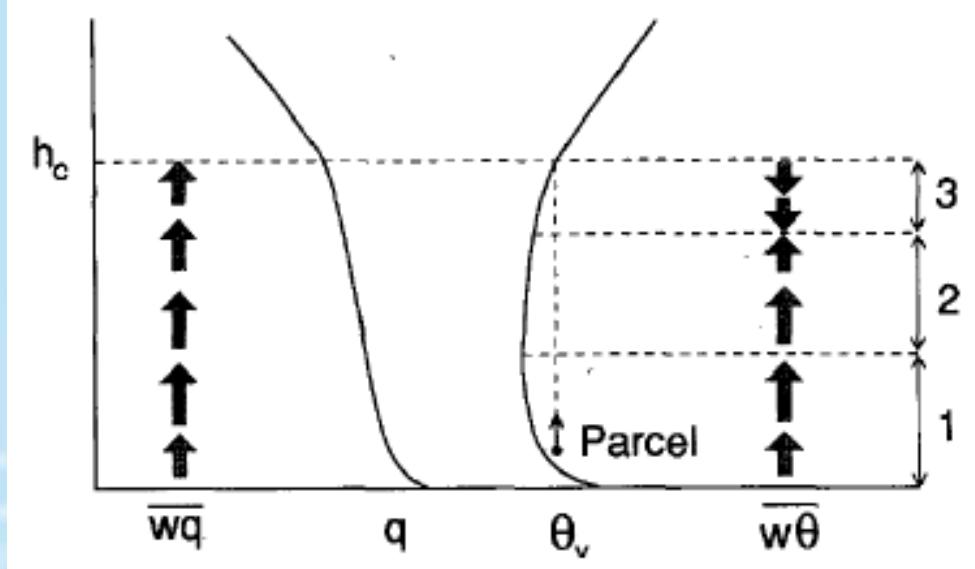
Non-local closure:
properties of one layer
may mix with all the
other layers in the PBL,
thus simulating the mixing
done by large-scale eddies.

Local closure:
only properties
of adjacent layers
can mix

ESTRUTURA DA CAMADA LIMITE CONVECTIVA



Transporte contra gradiente CBL



Down gradiente
transporte.

Contra gradiente
transporte.

Down gradiente
transporte

Impossível para refletir o fluxo com modelo de fechamento local

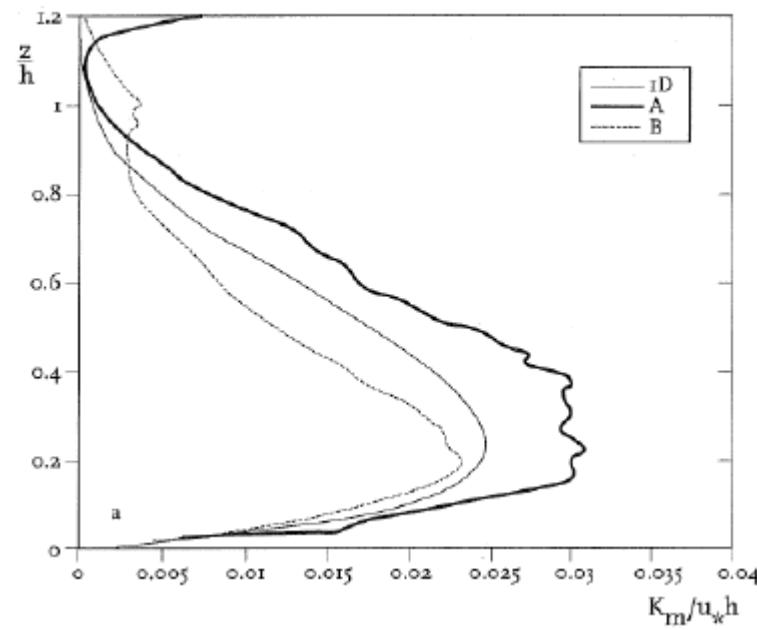
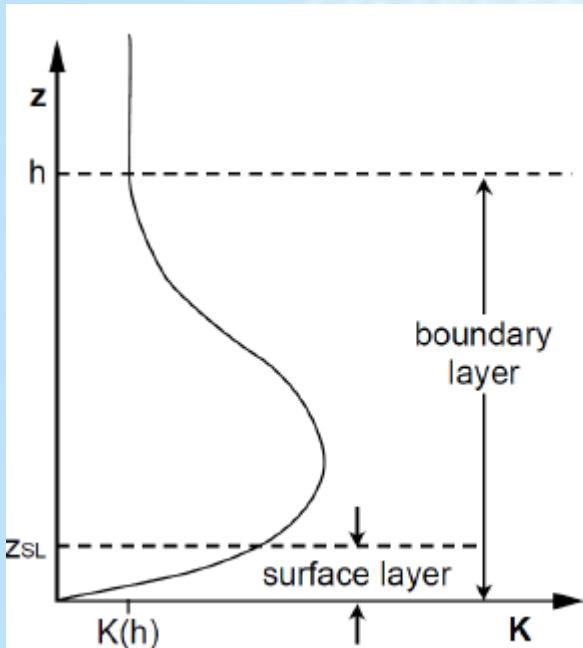
Esquemas não local

O Efeito não local é incluído adicionando um termo extra na parametrização dos fluxo turbulentos (método contra gradiente)

$$\overline{w\theta} = -K \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - \gamma_{NL} \right)$$

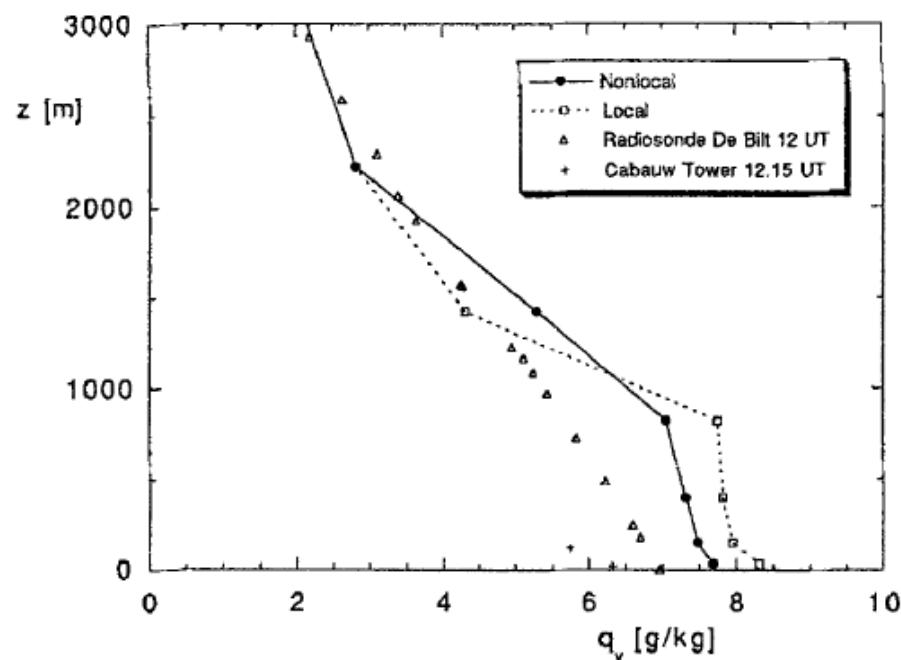
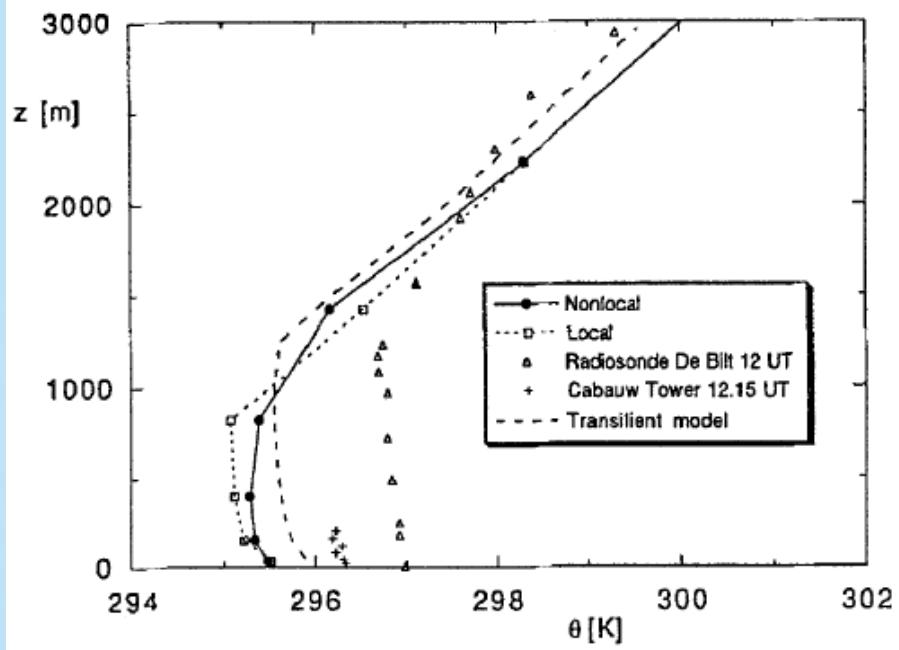
$$\gamma_{NL} = C \frac{\overline{W\theta_s}}{W_s h}$$

$$K = \frac{k U_* z}{\varphi_m} \left(1 - \frac{z}{h} \right)^2$$

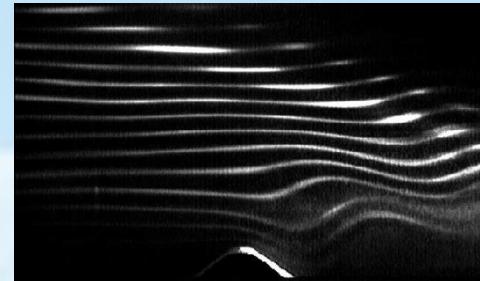
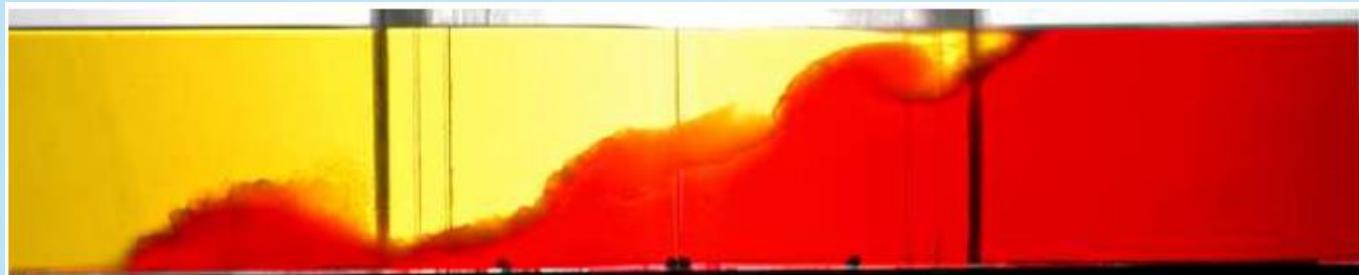


Da simulação
dos grandes
Turbilhões
“Laboratório
Atmosférico”

Local vs não-local



Fechamento de 1 Ordem

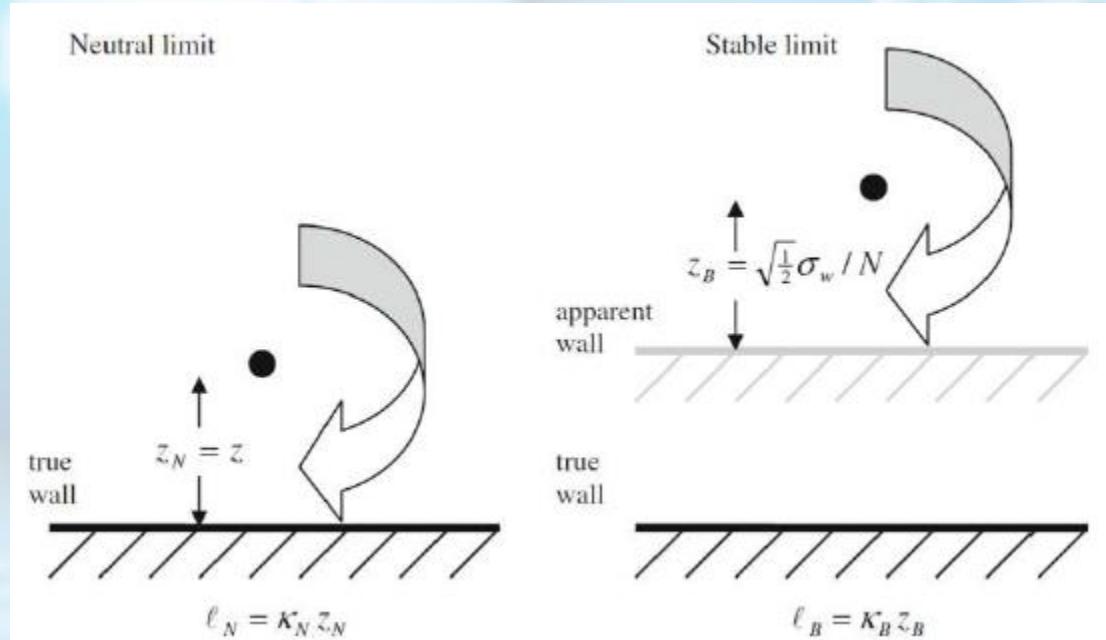


$$\overline{wC} = -K \left(\frac{\partial C}{\partial z} \right) = L * U \frac{\partial C}{\partial z}$$

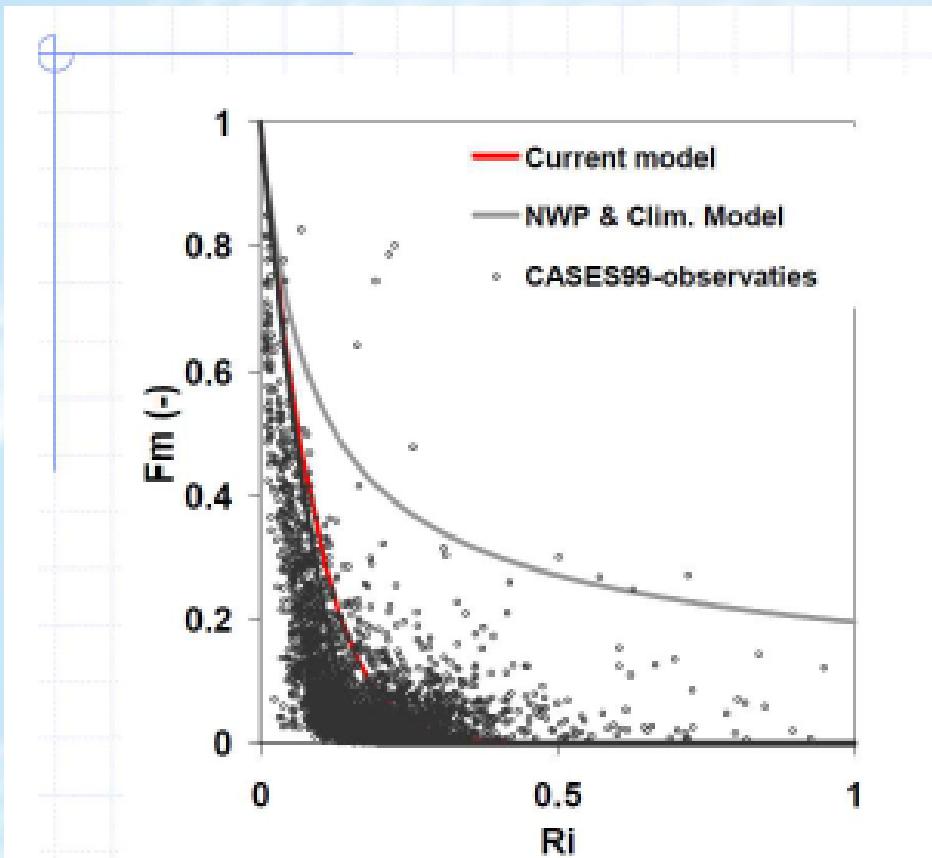
**K é limitado pela
distancia da
superficie e
estratificação**

$$K = (kz)^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| f(R_i)$$

$$R_i = \frac{F}{C} = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2}$$



Condição estavel



$$K = (kz)^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| f(Ri)$$

$$l = kz$$

$$f(Ri) = \frac{1}{\varphi^2 m}$$

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

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = - \frac{\partial (\bar{u}'_j \bar{\theta}')}{\partial x_j} + \text{termos diabaticos}$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} = - \frac{\partial (\bar{u}'_j \bar{q}')}{\partial x_j} + \text{termos fonte/sumidouros}$$

$$\boxed{\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = - \overline{u' w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{v' w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{\bar{\theta}} \overline{w' \theta'} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{\frac{w' p'}{\rho} + e w'} \right) - \varepsilon,}$$

$$\varepsilon = c_\varepsilon \frac{e^{3/2}}{l}$$

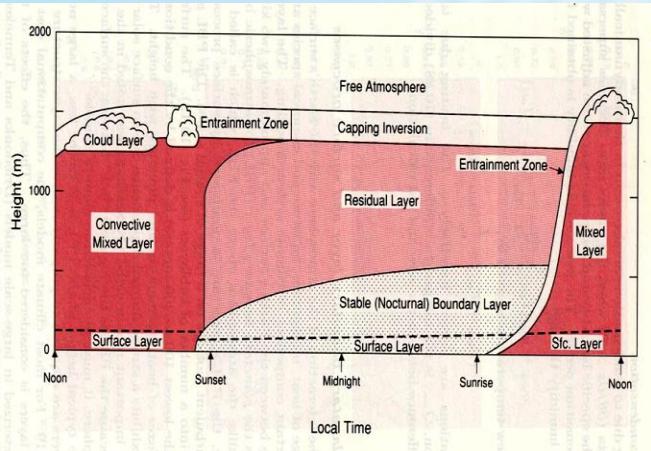
Esquema de fechamento local ordem 1.5

$$\text{MYJ} \quad \overline{wc} = -K \frac{\partial C}{\partial z}$$

$$K = l\sqrt{TKE} f(Ri)$$

A “Física” de um MCGA

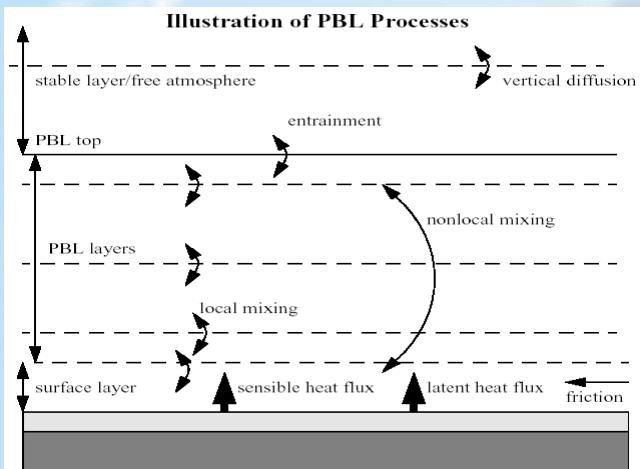
Processos na Camada Limite Planetária



$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{V} = -\frac{\nabla p}{\rho} - 2\bar{\Omega} \times \bar{V} + \bar{g} - \bar{F}_V$$

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q + F_T$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla q = \frac{S_q}{\rho} + F_q$$



Esquemas de PBL simulam o transporte de momentum, energia e vapor de água da superfície para a atmosfera livre.

Transporte na camada Limite

O caminho mais simples para calcular o transporte turbulento na camada limite é usar a “K-theory”, pela analogia com a difusão molecular.

$$\overline{u'w'} \approx -K \frac{\partial U}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \approx \frac{\partial}{\partial z} \left(-K \frac{\partial U}{\partial z} \right) \approx K \frac{\partial^2}{\partial z^2} U$$

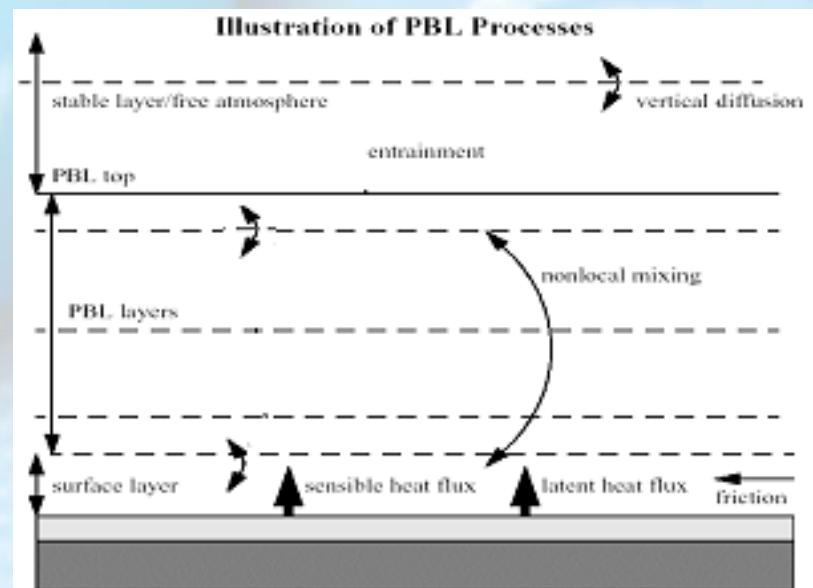
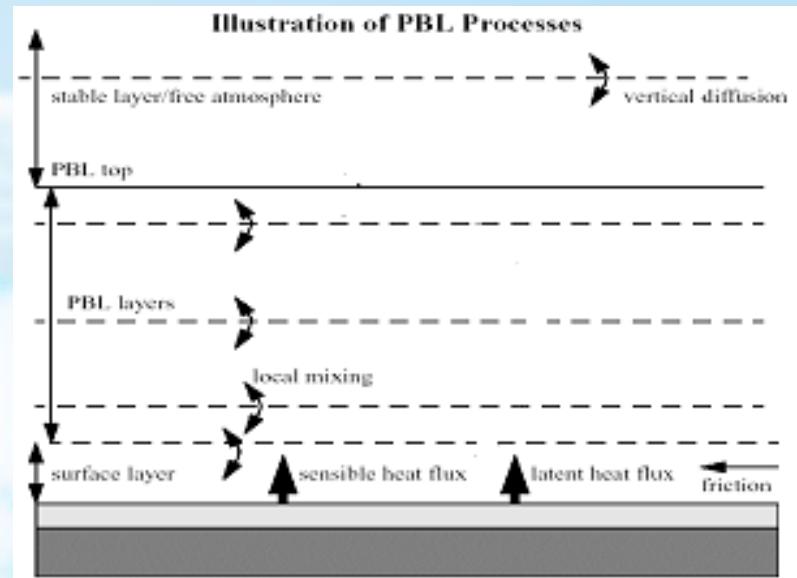
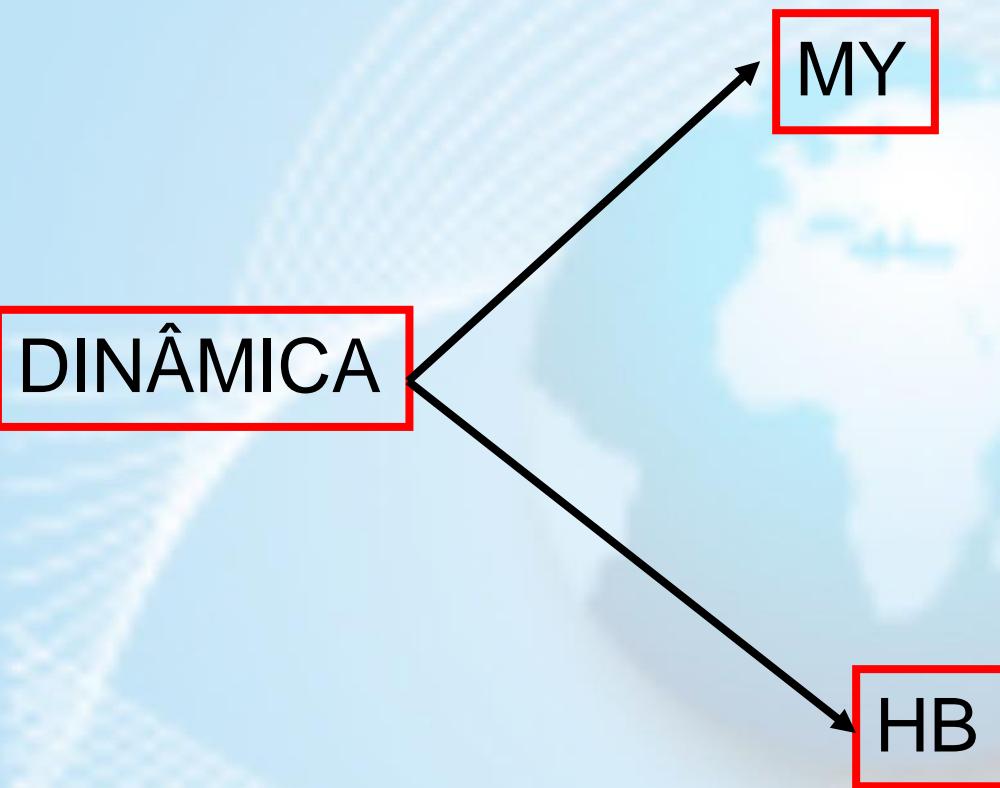
Os coeficientes de difusão são funções da estabilidade (baseado sobre a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov) e pode ser baseado sobre a estabilidade local e não local.

Esquemas de Ordem mais Alta estão disponíveis na qual as equações são desenvolvidas para componentes turbulentas das variáveis da camada limite.

Transporte na camada Limite

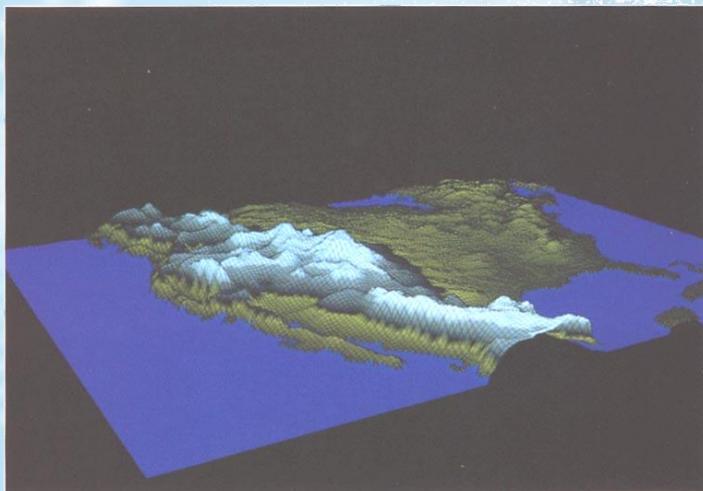
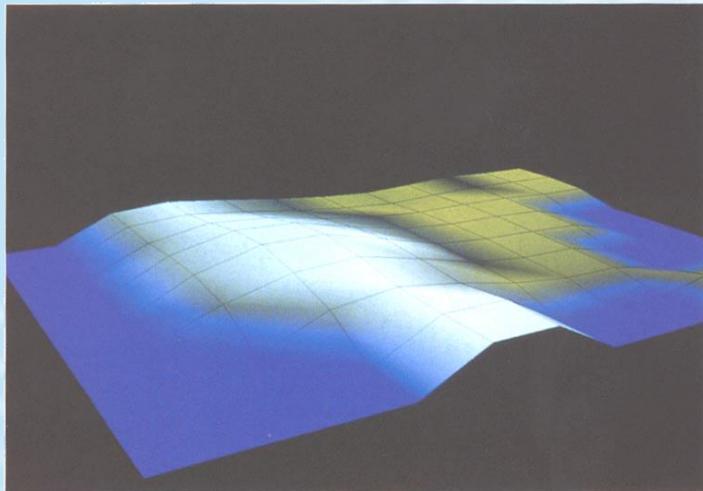
MODELO DO CPTEC:

DINÂMICA



Running a climate model Boundary conditions

Topography



Land-sea mask



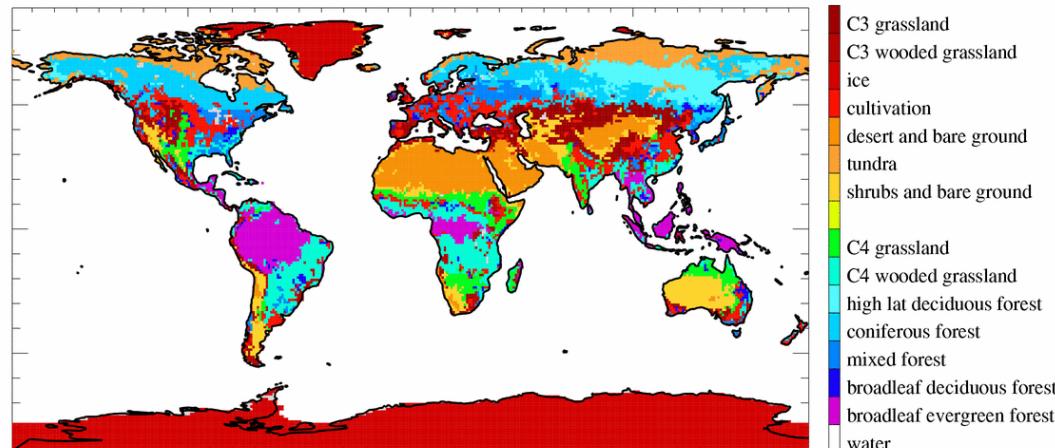
300 km
resolution



50 km
resolution

Running a climate model Boundary conditions

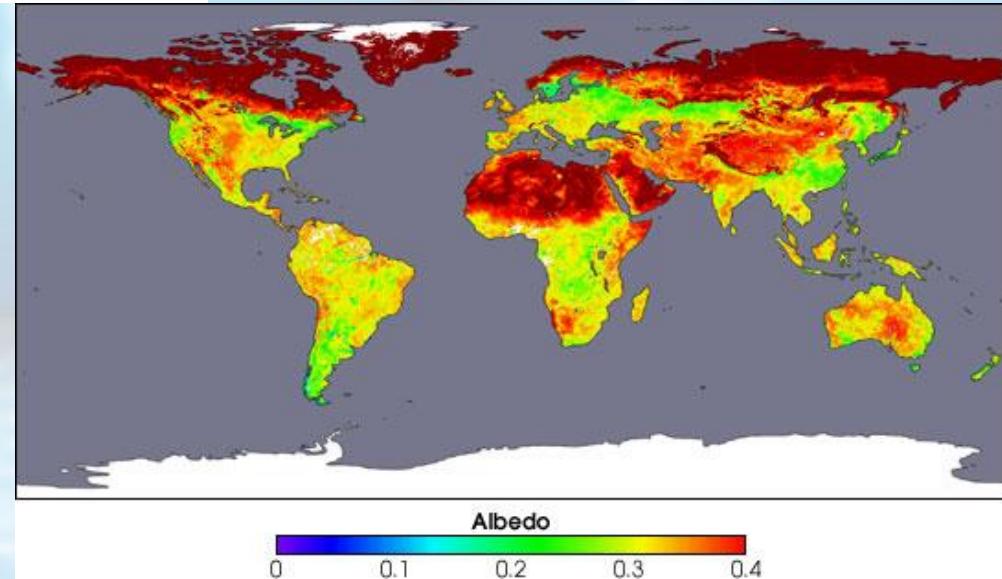
Vegetation Class
ISLSCP I



Vegetation variables

Vegetation type

Surface albedo



Desenvolvimento do Modelo Global do CPTEC

Desenvolvimento

Linha do Tempo

1982

The shortwave radiation is that of Lacis and Hansen (1974), modified by Davies (1982),

1982

Camada limite Planetária (Mellor and Yamada 1982),

1983

Shallow convection following Tiedtke (1983),

1983

Implementado o esquemas de precipitação convectiva: (Kuo 1974)

1985

O AGCM era o modelo de Produção do NCEP

1987

Formulação de radiação de onda longa desenvolvida por Hashvardhan et al. (1987)

1989-
1990

Interação Nuvem Radiação considerando nuvens diagnosticadas usando um esquema híbrido de Hou (1990) e o esquema do NCAR CCM2 (Kiehl et al. 1994). O esquema de Hou é baseado no método de previsão de nuvens de Slingo (1987).

1991

O Esquema SSIB (Xue, et al. 1991) foi implementado para o cálculo dos Fluxos de superfície

1992

Implementado o esquemas de precipitação convectiva Arakawa-Schubert Relaxado (RAS) esquema (Moorthi e Suarez 1992),

1994

Início em operação no CPTEC foi em 1994 usando a versão COLA AGCM versão 1.7. Em 1994 o modelo com modificações para rodar no supercomputador NECSX3 foi nomeado de CPTEC-COLA.

Desenvolvimento

- AGCM é o modelo de circulação geral da atmosfera que está operacional no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticas (CPTEC).
- O AGCM foi desenvolvido com base no [AGCM- COLA](#) de 1988.
- A partir de 1998 o modelo tem sido constantemente desenvolvido.
- Foram incluídas novas parametrizações físicas, dois novos núcleo dinâmicas (Euleriano e Semi-Lagrangiano), Paralelismo MPI e OpenMP. E o código foi rescrito no padrão fortran 95 e 2003.



Desenvolvimento

- O desenvolvimento foi feito com colaboradores de varias instituições (DMD/CPTEC, IME/USP, IAG/USP, IF/USP, DCA/UFCG and IMPA.)
- A versão atual é portável para diversas arquitetura de maquinas.



Desenvolvimento

**O que está em
desenvolvimento
no MCGA-
CPTEC?**

AGCM

Ponto-1

$p, t, u, v, q_v, q_l, q_i$

Dinâmica espectral
Atmosférica

Ponto-2

Dinâmica em
pts de Grade

Ondas
Gravidade

Radiação

Biosfera

Camada
Limite

Difusão Semi-
Implicita
Espectral

AEROSOIS

Convecção

Microfisica

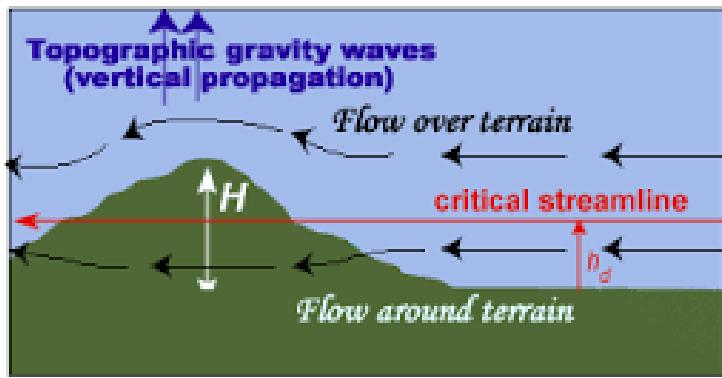
Quimica

Quimica

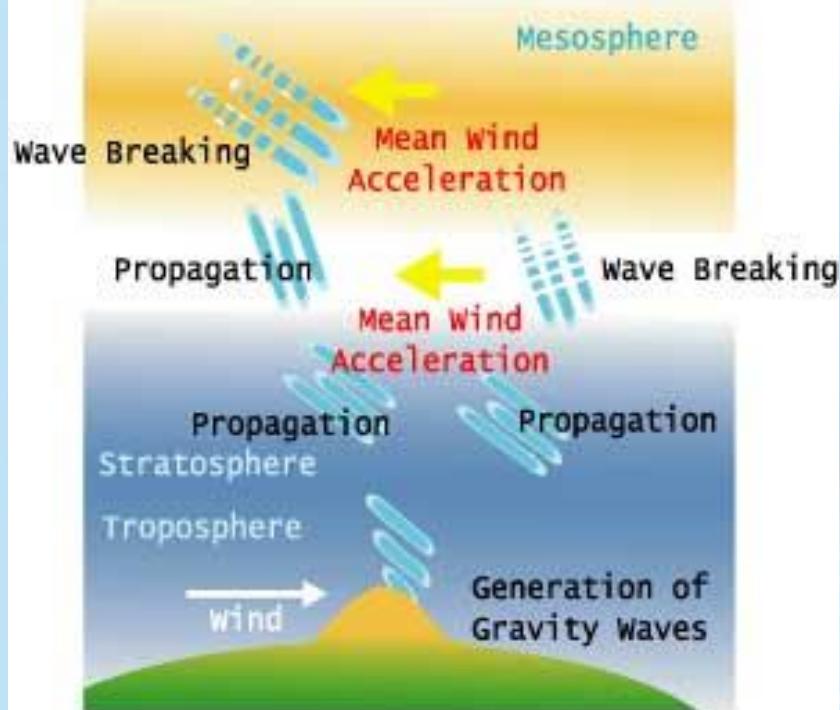
Melhorias
Ponto-3

Gravity Wave Drag

Parameterized Sub-grid Scale Flow Over Topography



The COMET Program



© Craig Barnes / Caters

Gravity Wave Drag

Utilizado Operacionalmente no
CPTEC

Alpert, et al. 1988

No Blocking

Alpert, J. C., M. Kanamitsu, J. C. Sela, G. H. White, and E. Kalnay, 1988: Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range model. Preprints. Eight Conf. on Numerical Weather Prediction, Amer. Meteor. Soc., 429-432.

Shutts, et al. 2011

No Blocking

Shutts, G. J. and Vosper, S. B., 2011: Stratospheric gravity waves revealed in NWP model forecasts, Article first published online: 1 MAR 2011 DOI: 10.1002/qj.763. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society [Volume 137, Issue 655](#), pages 303–317, January 2011 Part B

Kim, et al. 2005

Blocking

Kim, Y.-j. and Doyle, J. D. (2005), Extension of an orographic-drag parametrization scheme to incorporate orographic anisotropy and flow blocking. Q.J.R. Meteorol. Soc., 131: 1893-1921. doi: 10.1256/qj.04.160

Gravity Wave Drag

Arrasto devido as ondas gravidade é parametrizado por Alpert et al. (1988).

- ✓ A parametrização inclui a **determinação do momento de fluxo** devido a ondas de gravidade na superfície, assim como **a níveis mais elevados**.
- ✓ A **tensão de superfície** é **uma função não-linear da velocidade do vento** de superfície e o número de Froude local, seguindo Pierrehumbert (1987).
- ✓ **Variações verticais** na dinâmica do **fluxo** ocorre quando o número Richardson local é inferior a 0,25 (0 stress desaparece), ou quando ocorre a quebra da onda (**número de Froude local torna-se crítico**);
- ✓ Neste último caso, o fluxo de impulso é reduzido de acordo com a hipótese de saturação Lindzen (1981).
- ✓ As modificações são feitas para **evitar a instabilidade quando a camada crítica está perto da superfície**, uma vez que a escala de tempo para o arrasto onda de gravidade é menor que o passo de tempo modelo .

Gravity Wave Drag

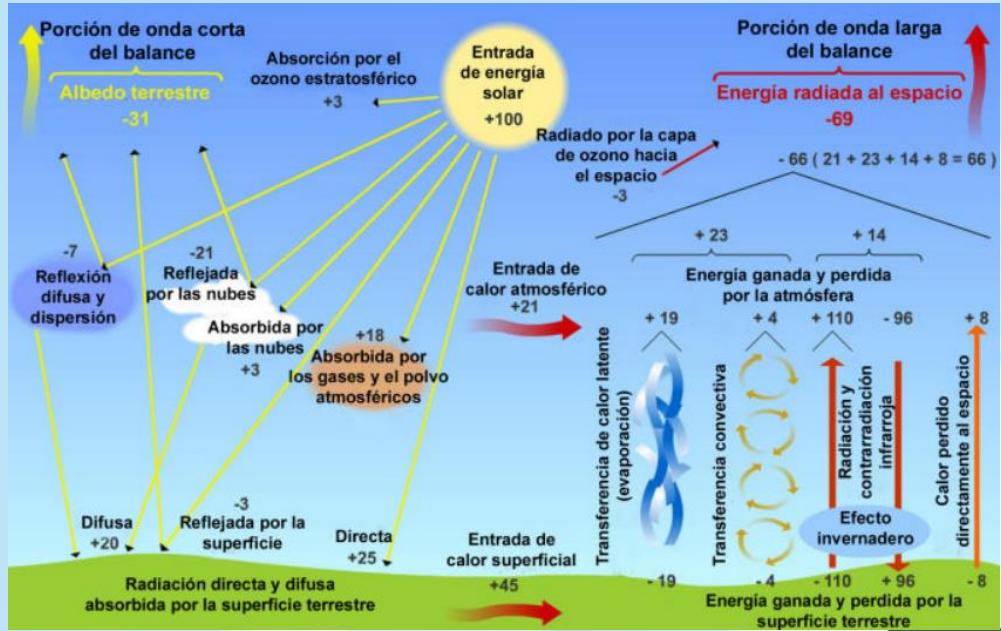
Ajuda pouco na redução da precipitação sobre topografias elevadas. Mas não resolve o problema.

Há a necessidade de realizar mais trabalhos com estes conjuntos de parametrização.

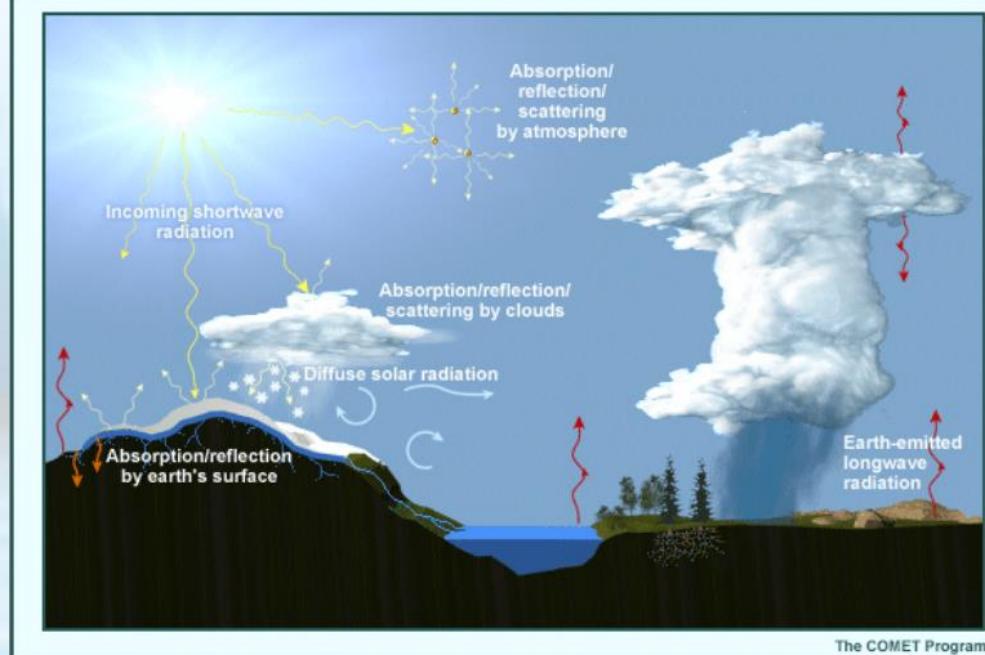
Os desenvolvimentos ainda não estão totalmente finalizados.

Prioridade de desenvolvimento baixa.

Radiation



Fonte: http://www.biogeoblog.info/pdf/Balance_energetico_atmosfera.pdf



Radiation

O que está implementada no MCGA-CPTEC?

COLA

Lacis A. and J. E. Hansen, 1974: A parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.

Harshvardhan, R. Davis, D. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 92, 1009-1016.

Harshvardhan, D. A. Randall, T. G. Corsetti, and D. A. Dazlich, 1989: Earth radiation budget and cloudiness simulations with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1922-1942

CLIRAD

Chou, M.-D., and M.J. Suarez. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies. NASA Tech. Memo. 10460, Vol. 15, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 48 pp, 1999.

Tarasova T.A., and B.A. Fomin. Solar radiation absorption due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1947-1951, 2000.

Tarasova, T.A., and B.A. Fomin, The use of new parameterization for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models. *J. of Atm. and Oceanic Technol.*, v. 24, No. 6, 1157-1162, 2007

CLIRADT

Usado Operacionalmente no CPTEC.

RRTMG

Já implementados. E estão sendo adaptado para a implementação de aerossóis atmosféricos.

UKMET

Radiation

http://rtweb.aer.com/rrtm_frame.html

RRTMG_LW



**Propriedades
Óticas de
aerossóis**



Aerossol

Iacono, M.J., J.S. Delamere, E.J. Mlawer, S.A. Clough: Evaluation of upper tropospheric water vapor in the NCAR community climate model (CCM3) using modeled and observed HIRS radiances. *J. Geophys. Res.*, 108(D2), 4037, doi:10.1029/2002JD002539, 2003.

Barker, H.W., R. Pincus, and J.-J. Morcrette, The Monte-Carlo Independent Column Approximation: Application within large-scale models. *Proceedings of the GCSS/ARM Workshop on the Representation of Cloud Systems in Large-Scale Models.*, May 2002, Kananaskis, Alberta, Canada, 10pp., 2003. Available on-line at: www.met.utah.edu/skrueger/gcss-2002/Extended-Abstracts.pdf.

Pincus, R., H.W. Barker, and J.-J. Morcrette: A fast, flexible, approximate technique for computing radiative transfer in inhomogeneous clouds. *J. Geophys. Res.*, 108(D), 4376, doi:10.1029/2002JD003322, 2003.

Morcrette, J.-J., Impact of the radiation-transfer scheme RRTM in the ECMWF forecasting system, ECMWF Newsletter No. 91, 2001.

Iacono, M.J., E.J. Mlawer, S.A. Clough and J.-J. Morcrette: Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate mode, CCM3. *J. Geophys. Res.*, 105, 14873-14890, 2000.

Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono and S.A. Clough: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102, 16,663-16,682, 1997

Radiation

http://rtweb.aer.com/rrtm_frame.html

RRTMG_SW



**Propriedades
Óticas de
aerossóis**



Aerossol

Iacono, M.J., J.S. Delamere, E.J. Mlawer, M.W. Shephard, S.A. Clough, and W.D. Collins, Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *J. Geophys. Res.*, 113, D13103, doi:10.1029/2008JD009944, 2008.

Morcrette, J.-J., H.W. Barker, J.N.S. Cole, M.J. Iacono, and R. Pincus, Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecast System, *Mon. Wea. Rev.*, 136, 4773-4798, 2008.

Clough, S.A., M.W. Shephard, E.J. Mlawer, J.S. Delamere, M.J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, P.D. Brown, Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 91, 233-244, 2005.

Barker, H.W., R. Pincus, and J.-J. Morcrette, The Monte-Carlo Independent Column Approximation: Application within large-scale models. *Proceedings of the GCSS/ARM Workshop on the Representation of Cloud Systems in Large-Scale Models.*, May 2002, Kananaskis, Alberta, Canada, 10pp., 2003.

Available on-line at: www.met.utah.edu/skrueger/gcss-2002/Extended-Abstracts.pdf.

Pincus, R., H.W. Barker, and J.-J. Morcrette, A fast, flexible, approximate technique for computing radiative transfer in inhomogeneous clouds. *J. Geophys. Res.*, 108(D), 4376, doi:10.1029/2002JD003322, 2003.

Oreopoulos, L., and H.W. Barker, Accounting for subgrid-scale cloud variability in a multi-layer 1-D solar radiative transfer algorithm. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 301-330, 1999.

Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono and S.A. Clough: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102, 16,663-16,682, 1997

Radiation

CLIRADT

Está sendo desenvolvido fora do CPTEC
(Dra. Tatiana A. Tarasova)

http://rtweb.aer.com/rrtm_frame.html

RRTMG

Está sendo desenvolvido no CPTEC
Diego Pereira Enore
Paulo Kubota

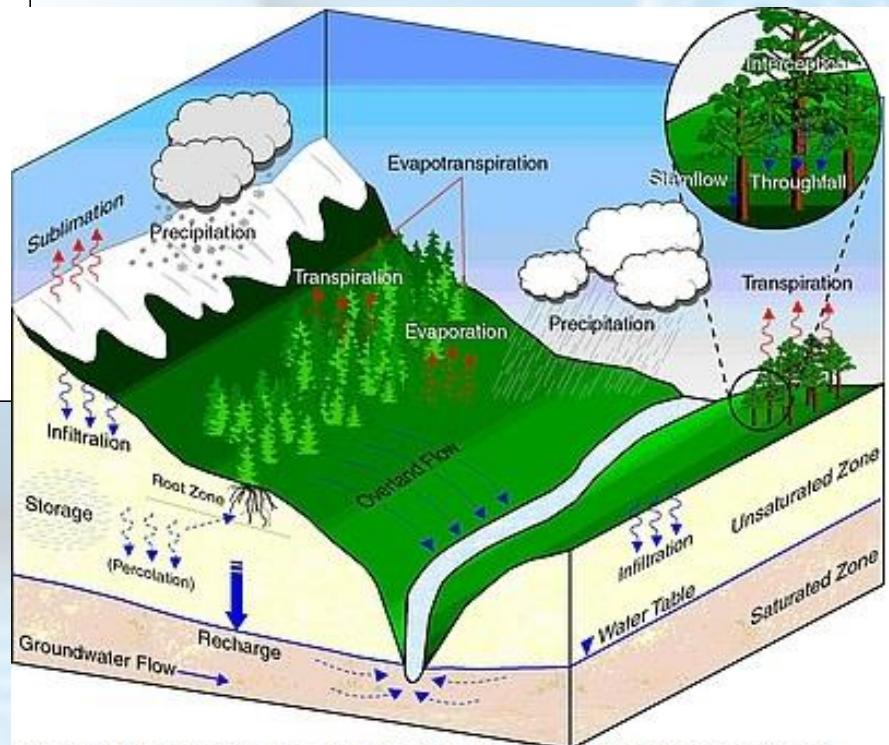
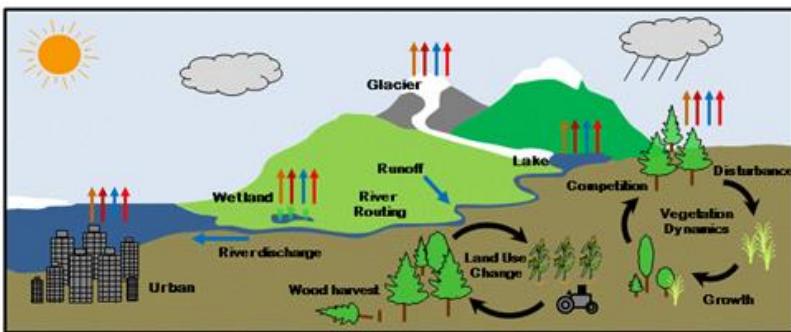
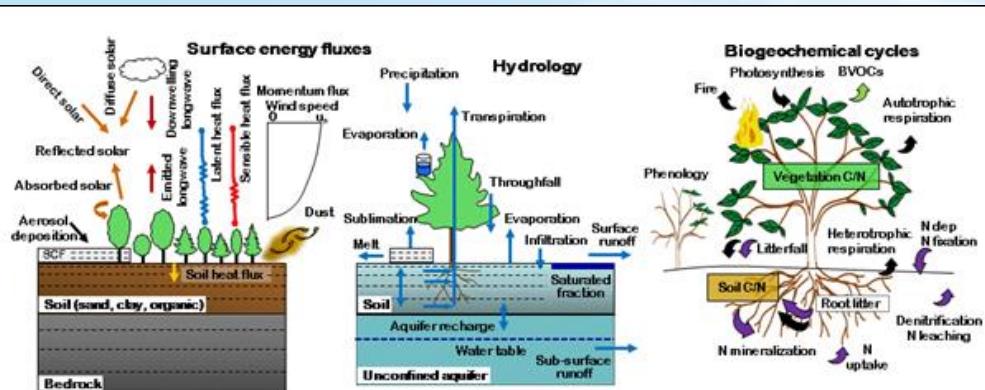
Fluxo de radiação similar ao Clirad Operacional.

Há a necessidade de realizar mais trabalhos com este conjunto de parametrização.

Adaptar a entrada de aerossóis. Etc..

Prioridade de desenvolvimento Alta.

Surface



<http://www.cesm.ucar.edu/models/clm/>

fomte: <http://www.geo.uni-tuebingen.de/forschung/international-research-training-group-integrated-hydrosystem-modelling.html>

Surface

O que está implementada no MCGA-CPTEC?

IBIS-2.6

Foley JA, Prentice IC, Ramankutty N et al.(1996) Na integrated biosphere Model of Land surface processes, terrestrial Carbon balance, And vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10,603–628.
Foley JA, Levis S, Prentice IC et al. (1998) Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biology*, 4, 561–579

SSiB

Xue, Y., P. J. Sellers, J. L. Kinter And J. Shukla, 1991:A Simplified Biosphere model For global climate studies. *J. Climate* , 4,345-364.

SiB-2.5

Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531, 1986.

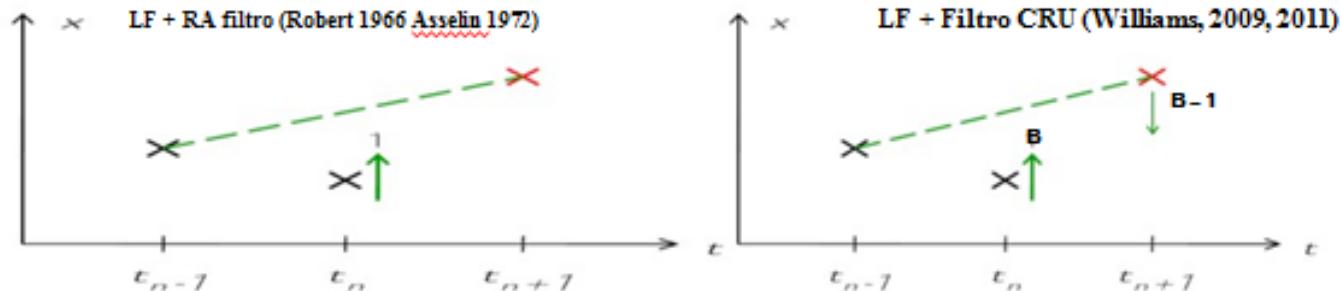
Sellers, P.J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. D. Collelo, L. Bounoua, A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part 1: Model formulation. *Jour. Clim.*, 9, 676-705, 1996a.

Sellers, P. J., S. O. Los, C. J. Tucker, C. O. Justice, D. A. Dazlich, G. J. Collatz, D. A. Randall, A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *Jour. Clim.*, 9, 706-737, 1996b.

Surface

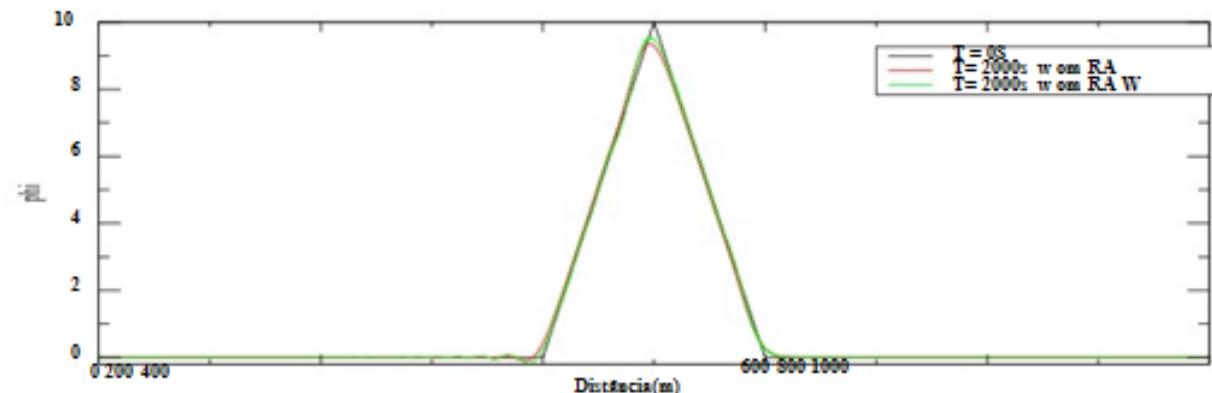
O que está sendo implementada IBIS-2.6?

O filtro RA vs RAW



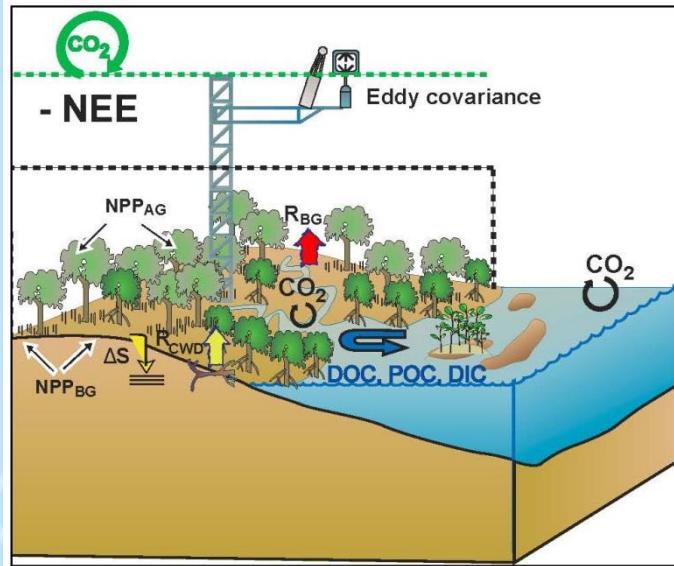
- ➊ RA filtro aplica-se em
- ➋ Reduz curvatura mas não conserva a curvatura media
- ➌ Precisão da amplitude é 1.^o ordem
- ➊ Filtro-RWA aplica-se em x^n e x^{n+1}
- ➋ Reduz e ao mesmo tempo, conserva a curvatura média (para $B=1/2$)
- ➌ Precisão da amplitude é $\approx 3.^o$ ordem

Salto com Vcto RA _and_ RA W _filter social e dt=0,5, a alfa=0,05, beta=0,6

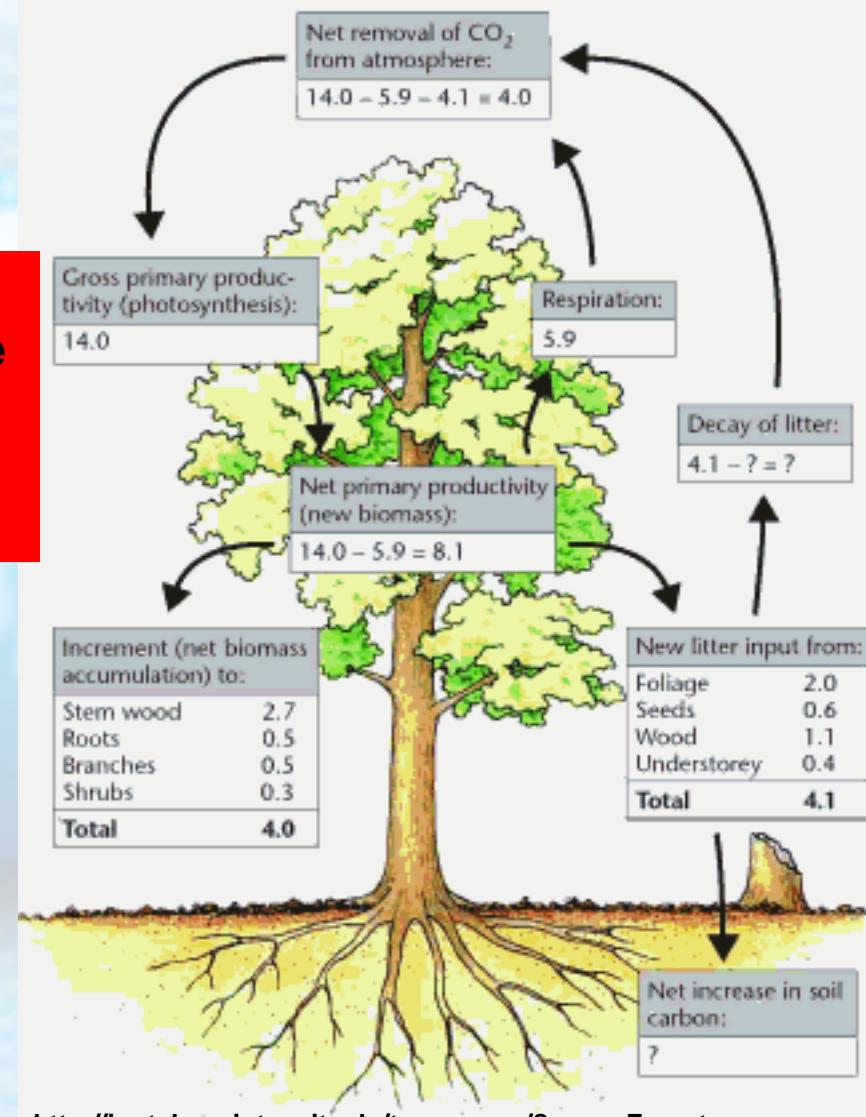
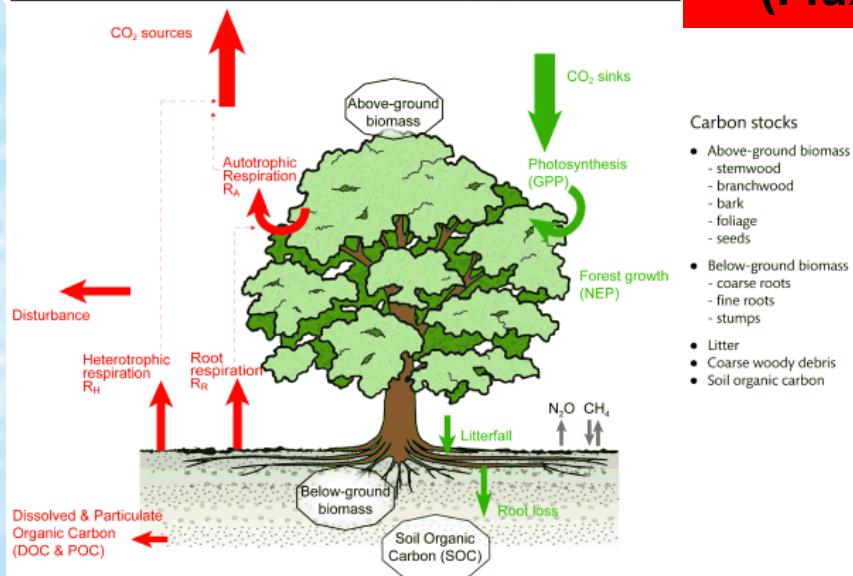


Surface

O que está sendo desenvolvido no IBIS-2.6?

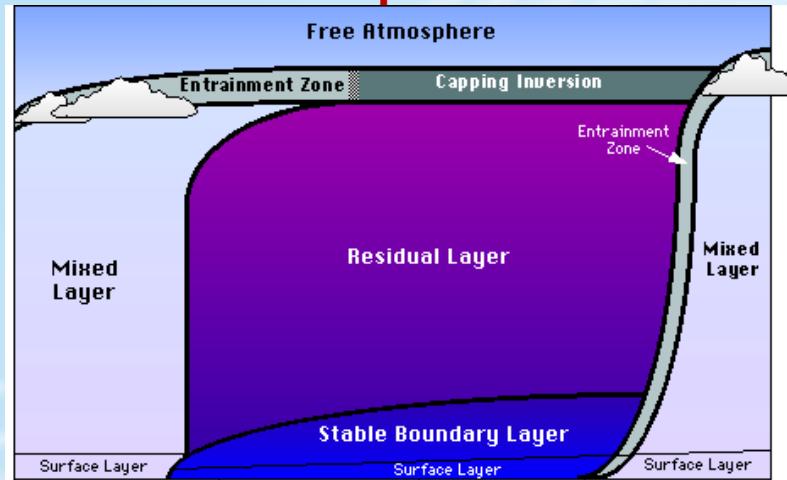


Emissão Natural de CO₂ para atmosfera (Fluxo)



Planetary Boundary Layer

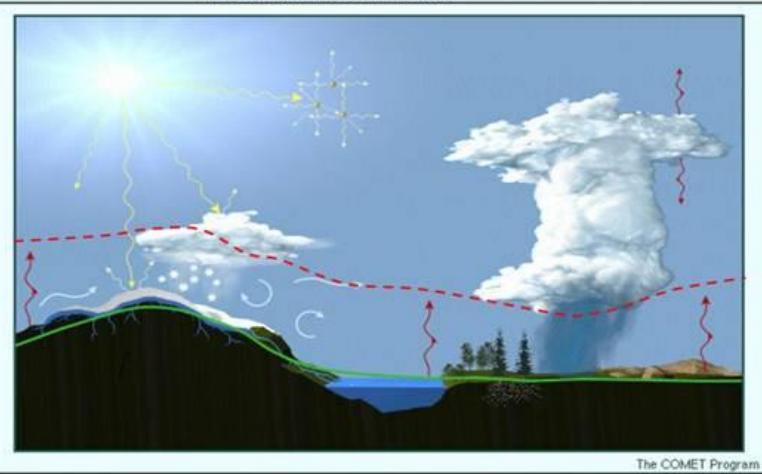
Implementation of the parameterization of moist planetary boundary layer
parameterization of the Washington University.



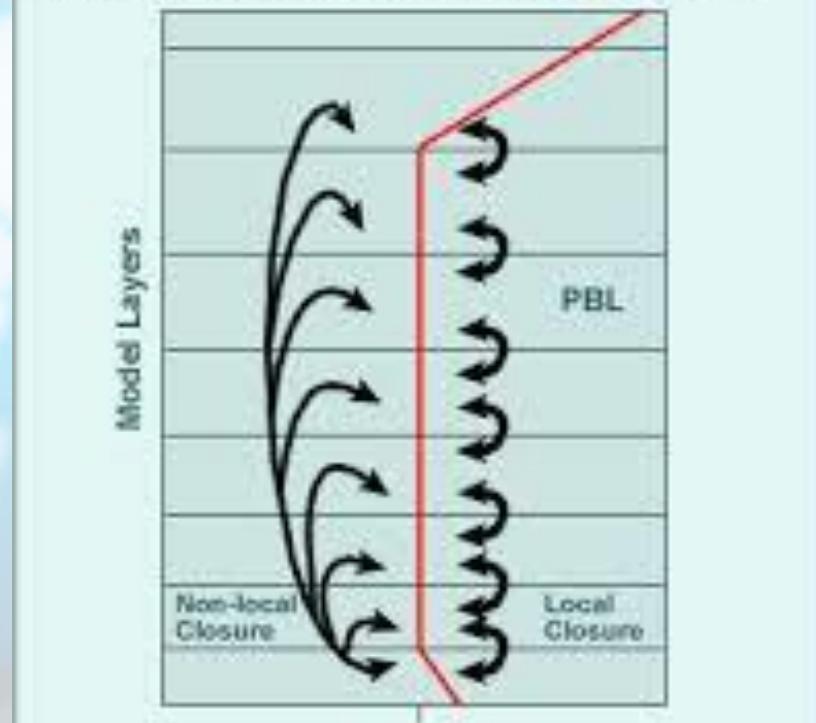
Structure of Planetary Boundary Layer
adapted from Stull, 1988.

Depiction of various surfaces and PBL processes

Top of the planetary boundary layer



Local Versus Non-local Closure Assumptions



Non-local closure:
properties of one layer
may mix with all the
other layers in the PBL,
thus simulating the mixing
done by large-scale eddies.

Local closure:
only properties
of adjacent layers
can mix

Planetary Boundary Layer

O que está implementada no MCGA-CPTEC?

Melor Yamada

Mellor, G. L., and T. Yamada (1982), Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys.*, 20, 851–875, doi:10.1029/RG020i004p00851

Holtslag and Boville

A. A. M. Holtslag and B. A. Boville, 1993: Local Versus Nonlocal Boundary-Layer Diffusion in a Global Climate Model. *J. Climate*, 6, 1825–1842. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1825:LVNBLD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1825:LVNBLD>2.0.CO;2)

Sungsu Park

Bretherton, C.S., and S. Park, 2009: A new moist turbulence parameterization in the Community Atmosphere Model. *Journal of Climate*, 22, 3422–3448, DOI: [10.1175/2008JCLI2556.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2556.1).

Planetary Boundary Layer

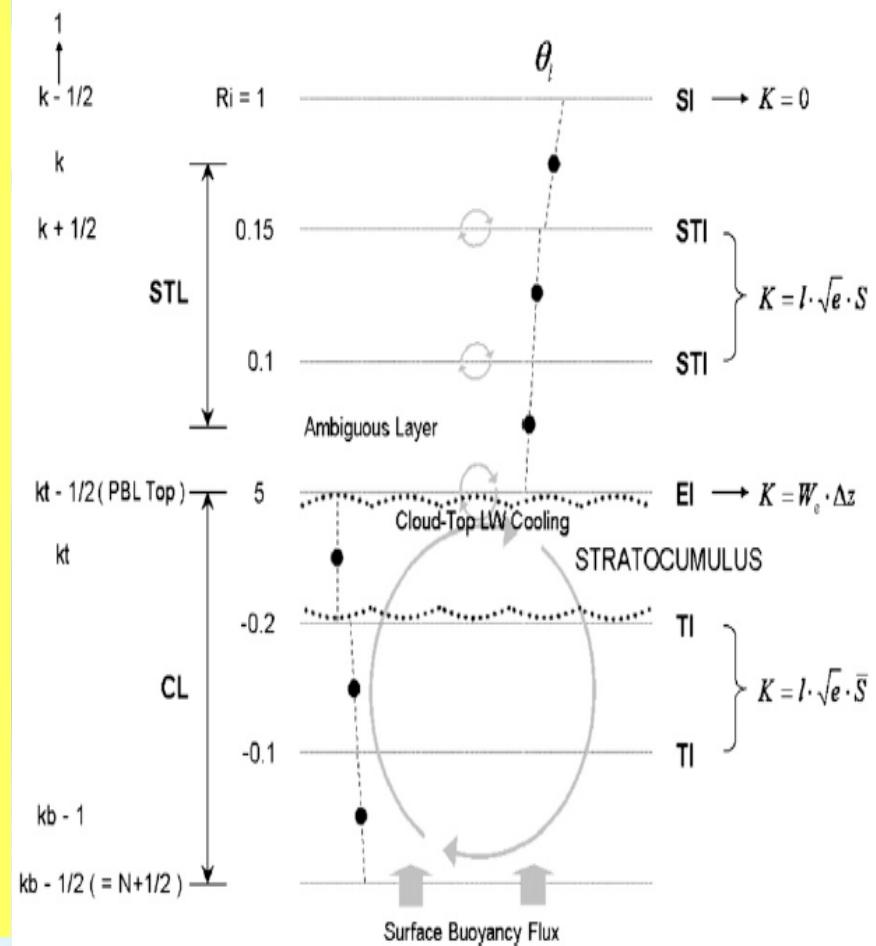
Implementation of the parameterization of moist planetary boundary layer
parameterization of the Washington University.

Sungsu Park

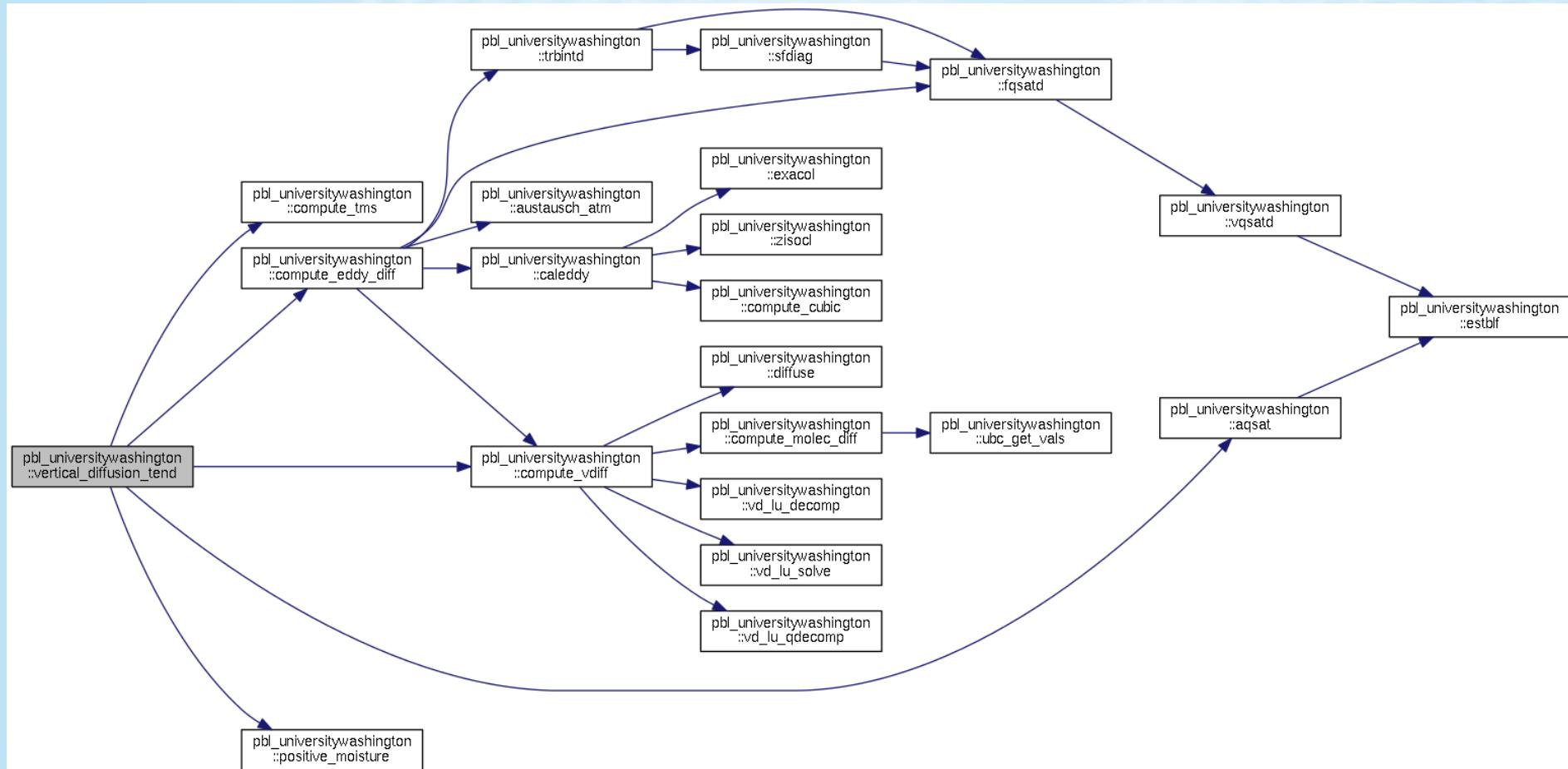
As principais características do esquema incluem o uso da conservação de variáveis húmidas,

Um fechamento de entranhamento explícito para as camadas convectivas.

O diagnóstico da energia cinética turbulenta (ECT) para o cálculo dos coeficientes de difusão turbulenta. Utiliza uma nova formulação mais eficiente de transporte TKE com um relaxamento para a camada média-TKE e um tratamento unificado de todas as camadas turbulentas em cada coluna atmosférica.



Implementação da Parametrização da camada limite úmida da Universidade de Washington

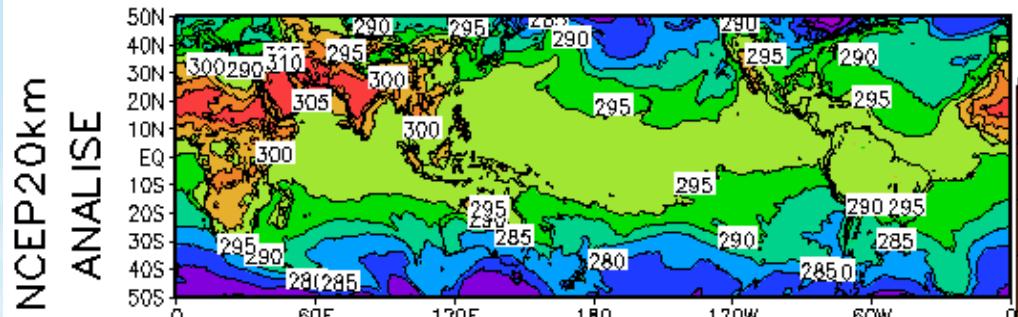


Resultado da Implementação da Parametrização da camada limite úmida da Universidade de Washington e esquema de superfície (IBIS-MOD)

IBIS-OLD
PBL-Seca

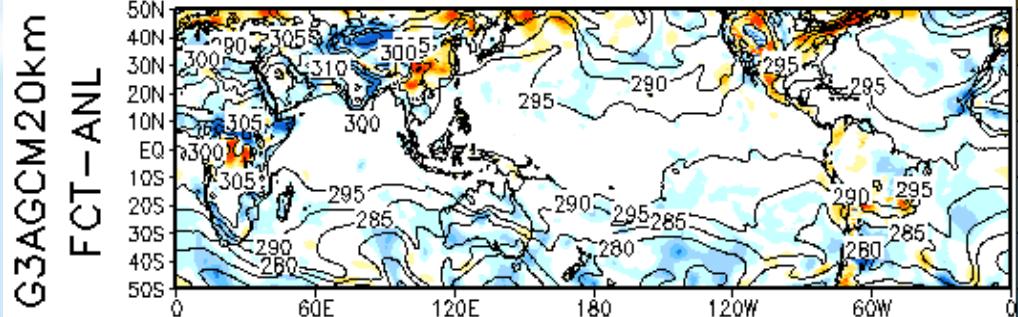
IBIS-MOD
PBL-Umida

Condicao Inicial 12z30may2015 FCT=24h
VirtualTemperature 12z31may2015



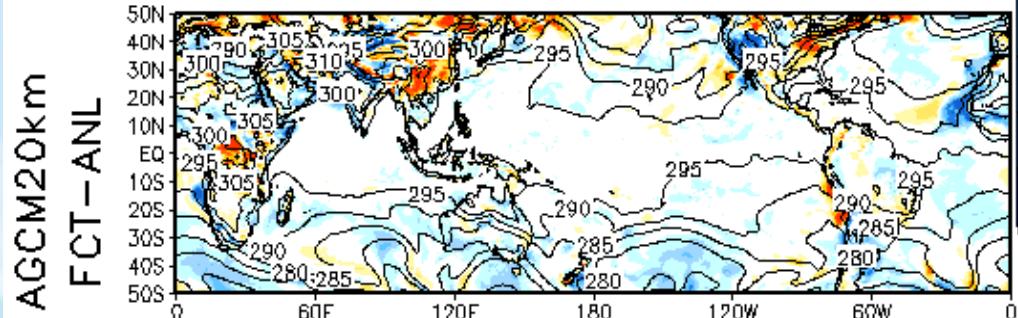
G3AGCM20KM

VAR	BIAIS	RMSE	MSE	R
PREC	0.22	9.75	95.07	0.37
PSNM	0.19	1.48	2.20	0.98
TEMP	-0.64	1.54	2.36	0.99
UMES	-0.18	0.06	0.00	0.92
ZGEO	-9.26	13.40	179.51	0.98



AGCM20KM

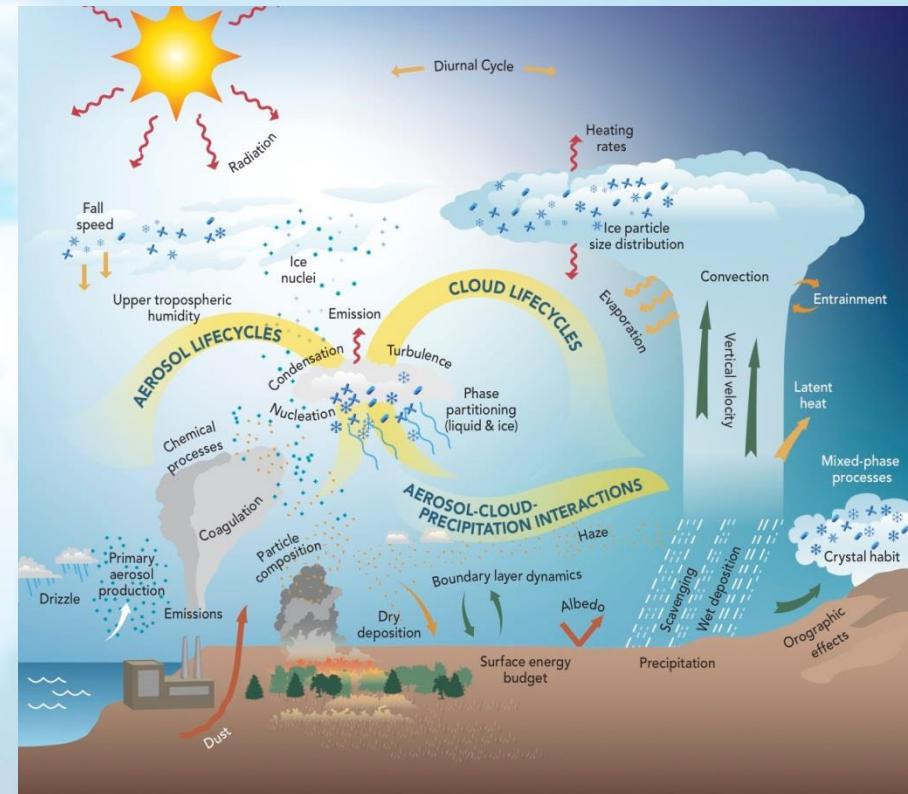
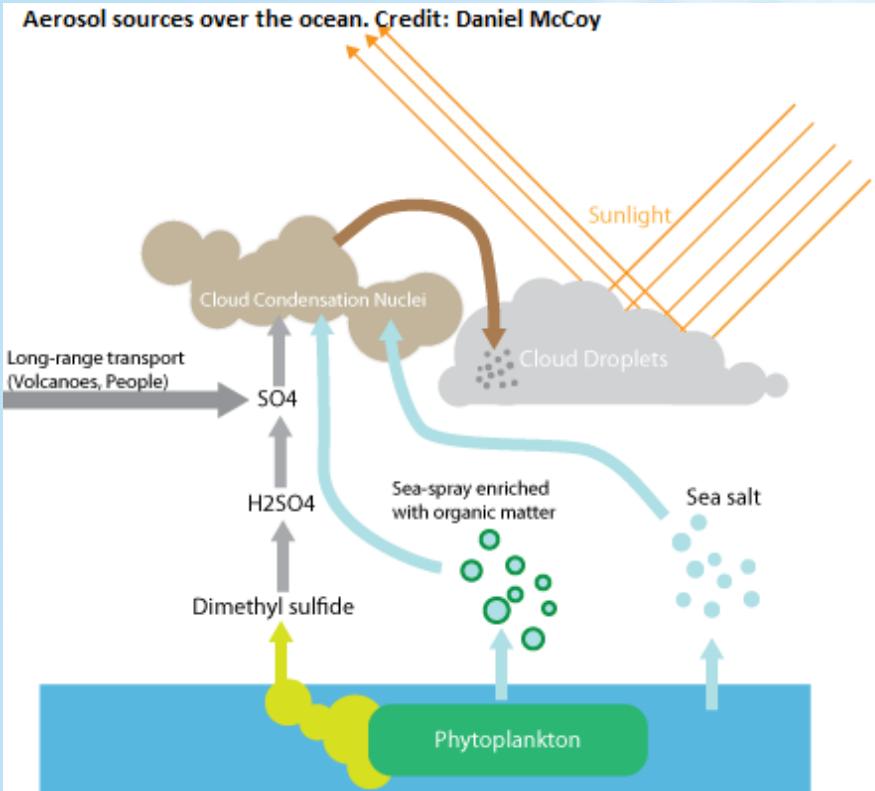
VAR	BIAIS	RMSE	MSE	R
PREC	-0.43	9.53	90.85	0.35
PSNM	0.26	1.50	2.25	0.98
TEMP	-0.51	1.64	2.69	0.98
UMES	-0.08	0.06	0.00	0.91
ZGEO	-12.77	15.71	246.90	0.98



Convection

Convecção Profunda

Aerosol sources over the ocean. Credit: Daniel McCoy



GREL

Grell, G., and D. Dévényi, Parameterized convection with ensemble closure/feedback assumptions, 9th conference on Mesoscale Processes, AMS, Ft. Lauderdale, pp 12–16, 2001.

RAS

Arakawa, A., 1972: Design of the UCLA general circulation model. Numerical Simulation of Weather and Climate, Dept. of Meteorology, University of California, Los Angeles, Tech. Rep.7, 116 pp.

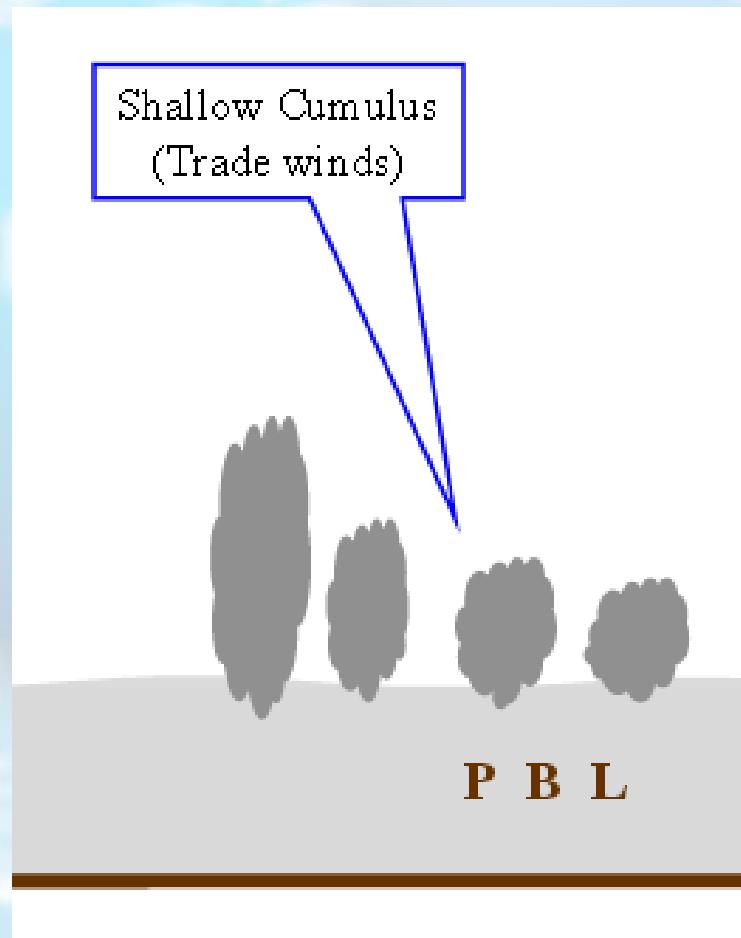
Moorthi, S., and M.J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. Mon. Wea. Rev., 120, 978–1002.

KUO

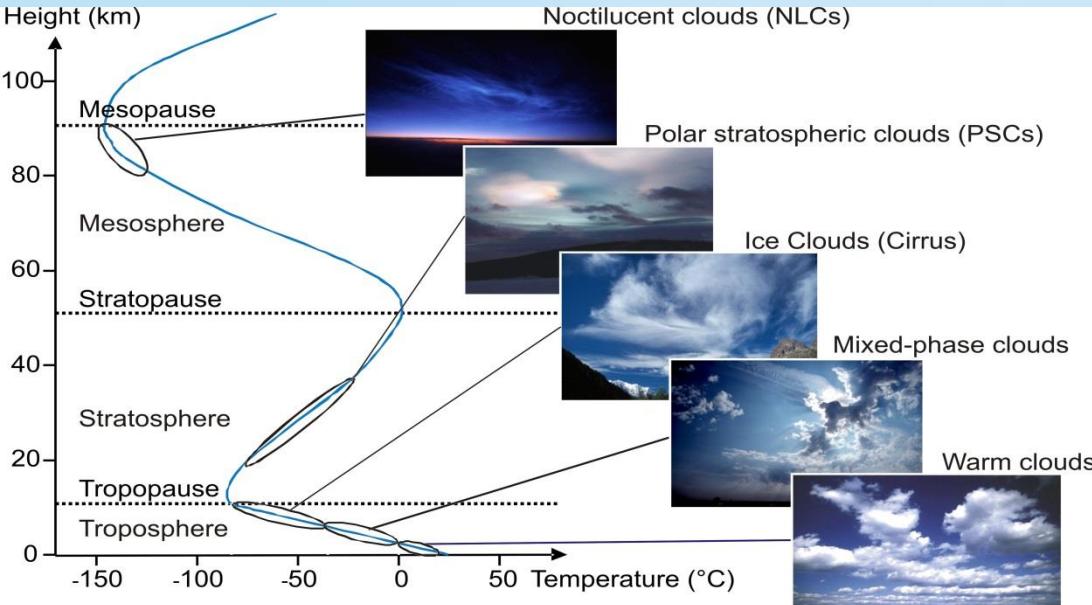
Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection of large-scale flow. J. Atmos. Sci., 31, 1232–1240.

Convecção RASA

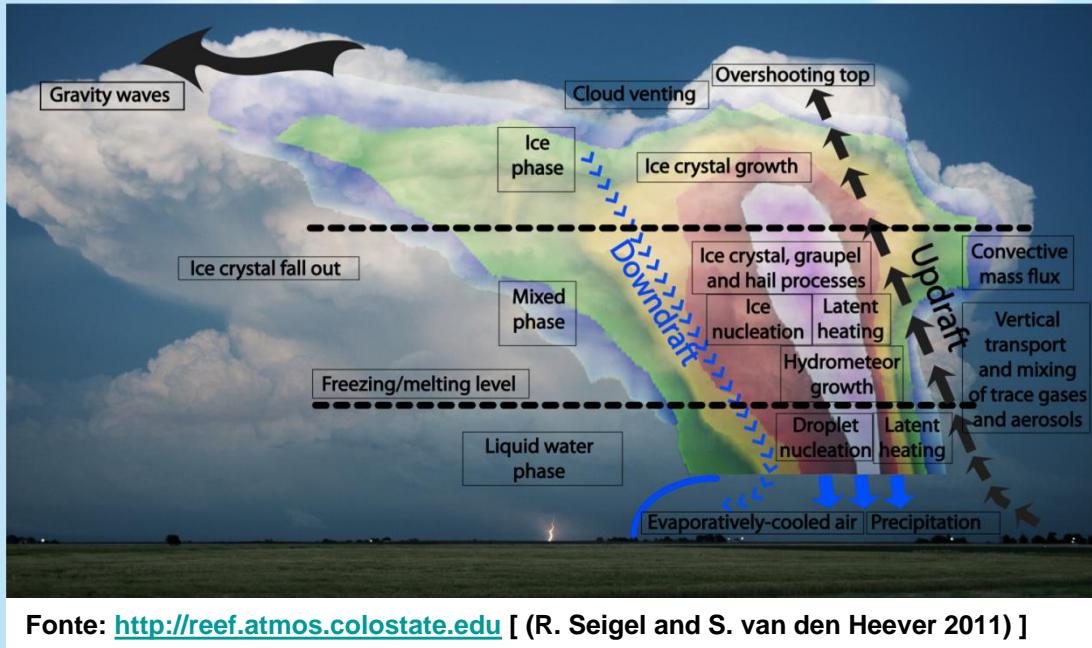
TIEDTKE, M.(1983). The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. ECMWF Workshop on Convection in Large-Scale Models(pp. 297-316). Reading, England: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts



Microfisica

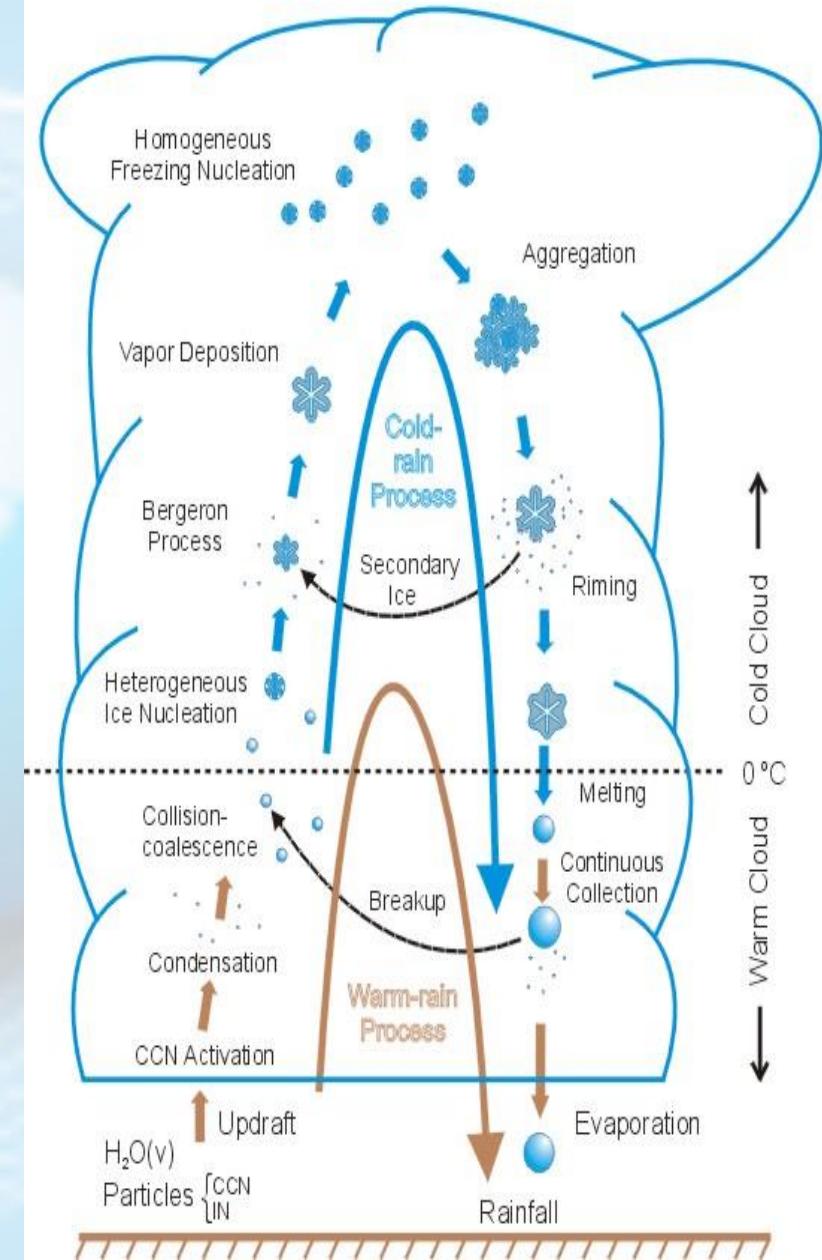


Fonte: <https://www.imk-aaf.kit.edu/415.php>



Fonte: <http://reef.atmos.colostate.edu> [(R. Seigel and S. van den Heever 2011)]

PRECIPITATION MECHANISMS



Microfisica

MIC

Rasch, P., and J. E. Kristjánsson, 1998: A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. *J. Climate*, 11, 1587–1614

HWRF
HGFS

Ferrier, B. S., Tao, W. K., and Simpson, J.: A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme, Part II: Simulations of convective storms in different large-scale environments and comparisons with other bulk parameterizations, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1001–1033, 1995.

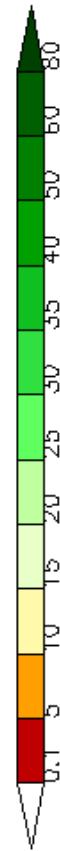
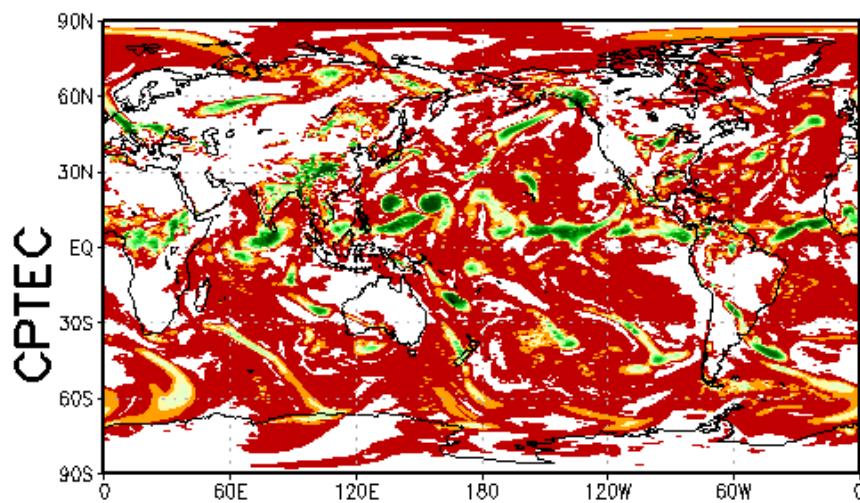
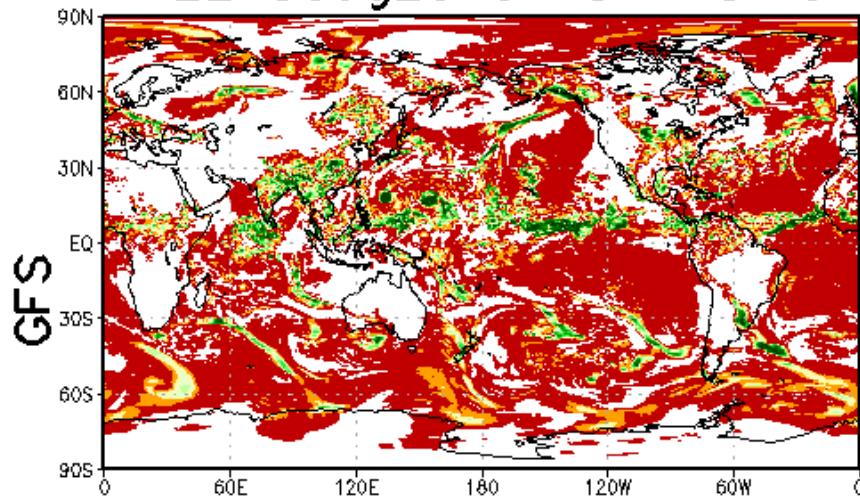
B. S. Ferrier, Y. Lin, T. Black, E. Rogers, and G. DiMego, “Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model,” in *Proceedings of the 15th Conference on Numerical Weather Prediction*, pp. 280–283, American Meteorological Society, San Antonio, Tex, USA, 2002

MORR
HUMO

Morrison, H., J. A. Curry, and V. I. Khvorostyanov, 2005: A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description. *J. Atmos. Sci.*, 62, 1665–1677.

UKMO

12Z18aug2015 FCT=48hrs



Dinâmica

Equação de momentum

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \varphi} (U \frac{\partial U}{\partial \lambda} + V \cos \varphi \frac{\partial U}{\partial \varphi}) + \dot{\sigma} \frac{\partial U}{\partial \sigma} - fV + \frac{1}{a} (\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + RT \frac{\partial \ln ps}{\partial \lambda}) = F_u$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \varphi} (U \frac{\partial V}{\partial \lambda} + V \cos \varphi \frac{\partial V}{\partial \varphi}) + \dot{\sigma} \frac{\partial V}{\partial \sigma} + fU + \frac{\cos \varphi}{a} (\frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + RT \frac{\partial \ln ps}{\partial \varphi}) + \frac{\sin \varphi}{a \cos^2 \varphi} (U^2 + V^2) = F_v$$

Equação de Termodinâmica

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \varphi} (U \frac{\partial T}{\partial \lambda} + V \cos \varphi \frac{\partial T}{\partial \varphi}) + \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \theta \dot{\sigma} \frac{\partial \Pi}{\partial \sigma} = \kappa T (\frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla) \ln ps + F_T$$

Equação de Umidade

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \varphi} (U \frac{\partial q}{\partial \lambda} + V \cos \varphi \frac{\partial q}{\partial \varphi}) + \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} = F_q$$

Equação de Pressão de Superfície

$$\frac{\partial \ln ps}{\partial t} + \int_0^1 (\vec{V} \cdot \nabla \ln ps) d\sigma + \int_0^1 D d\sigma = 0$$

Equação de Hidrostática

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} + \frac{RT}{\sigma} = 0$$

Equação de Velocidade Vertical

$$\sigma \frac{\partial ps}{\partial t} + \int_0^\sigma \nabla \cdot (ps \vec{V}) d\sigma = -ps \dot{\sigma}$$

Variables:

$$U = u \cos \varphi, V = v \cos \varphi, \vec{V} = (U, V)$$

T - virtual temperature, θ - potential temperature, $T = \Pi \theta$

ps - surface pressure, $\sigma = p/ps$ - vertical coordinate, $\dot{\sigma}$ - vertical velocity,

f - Coriolis, q - specific humidity, D - horizontal divergence. F_u, F_v, F_T and F_q are forcing terms due to the physical parameterization processes.

Dinâmica

As Variáveis Prognósticas

D – Campo de Divergência

ξ - Campo de Vorticidade

As velocidades U e V serão derivadas de ξ e D.

T – temperatura Virtual

Q – Umidade específica

Ln ps – log da pressão de superfície

Será armazenado no espaço espectral . Em cada nível k, nós armazenaremos os coeficientes F_n^m de uma expansão tal como:

$$F(\lambda, \varphi) = \sum_{m=-M}^{M} \sum_{n=|m|}^{M} F_n^m P_n^m(\sin \varphi) e^{im\lambda}$$

Onde, é utilizado um truncamento triangular para cada campo prognostico

Dinâmica

Duas Formas de Discretização das equações primitivas no espaço espectral

euleriana

Time step segue o critério de estabilidade de CFL.

- ✓ Utilizado para baixas resoluções > (T299L64) ~ 40 km

Semi-Lagrangiana

- ✓ Suporta até 5 vezes o time step da discretização euleriana.
- ✓ Utilizado para altas resoluções < (T299L64) ~ 40 km

As parametrizações físicas responsáveis pelas tendências não lineares estão no espaço físico em um grade regular gaussiana

Dinâmica

Problemas

```
330 !VaryMWithLat: Implements Courtier-Naughton criteria for computing
331 !      wave number per latitude in the reduced grid.
332 !      Internal module procedure
333
334 SUBROUTINE VaryMWithLat(Pmn, W, mPerLat)
335     REAL(KIND=8),   INTENT(IN ) :: W(jMax)           ! Gaussian Weights
336     REAL(KIND=r8),  INTENT(IN ) :: Pmn(jMaxHalf, mnExtMax) ! AssoLegFunc
337     INTEGER, INTENT(OUT) :: mPerLat(jMax)            ! Waves per latitude
338     REAL(KIND=r8) :: Partial(nExtMax, mnExtMax)      ←
339     INTEGER :: j, m, n, nPrime, mn, mnPrime
340     REAL(KIND=r8) :: erroMax, wj
341     REAL(KIND=r8), PARAMETER :: acceptable=1.0e-12_r8 ! orthogonality acceptabl
342
343
344 ! At a given latitude j, Partial contains the partial summations from
345 ! North Pole up to j that are the contribution of this
346 ! set of latitudes to the orthogonality of Associated Legendre Functions
347 ! of Legendre Degree nPrime and Legendre Order m with respect to all
348 ! Associated Legendre Functions with same Order. While this contribution
349 ! is less than a fixed acceptable error, that particular Order is not
350 ! required for that latitude. (Courier-Naughton criteria)
351
352
353     Partial = 0.0_r8
354     DO j = 1, jMaxHalf
355         wj = w(j)
356         DO m = mMax, 1, -1
357             DO n = m, nExtMax
358                 mn = mnExtMap(m,n)
359                 DO nPrime = n, nExtMax
360                     mnPrime = mnExtMap(m,nPrime)
361                     Partial(nPrime,mn) = Partial(nPrime,mn) + &
362                     Pmn(j,mn)*Pmn(j,mnPrime)*wj
363             END DO
364         END DO
365         erroMax = 0.0_r8
366         DO n = m, nExtMax
367             mn = mnExtMap(m,n)
368             erroMax = Max(erroMax, MAXVAL(ABS(Partial(n;nExtMax,mn))))
369         END DO
370         IF (erroMax > acceptable) THEN
371             mPerLat(j) = MIN(mMax, m+1)
372             EXIT
373         END IF
374     END DO
375
376     mPerLat(jMaxHalf+1:jMax)=mPerLat(jMaxHalf:1:-1)
377 END SUBROUTINE VaryMWithLat.
```

$$mMax = \text{trunc} + 1$$

$$nMax = mMax$$

$$nExtMax = mMax + 1$$

$$mnExtMax = (nExtMax+2)*(nExtMax-1)/2$$

! any MPI process has at most mnMaxLocal mn's (may have less) and

! at most mnExtMaxLocal mnExt's (may have less).

! mnMaxLocal and mnExtMaxLocal are used to dimension arrays over all MPI processes

$$mnMaxLocal = \text{MAXVAL}(\text{mnsPerProc})$$

$$mnExtMaxLocal = \text{MAXVAL}(\text{mnsExtPerProc})$$

! myMNMax: scalar containing how many mn's at this MPI process

! myMNExtMax: scalar containing how many mnExt's at this MPI process

$$\text{myMNMax} = \text{mnsPerProc}(\text{myId_four})$$

$$\text{myMNExtMax} = \text{mnsExtPerProc}(\text{myId_four})$$

**Problemas de Alocação de Memorias para
a Configuração de grade reduzida na
resolução TQ1332L64 (~10km) [Alteração
no Algoritmo]**

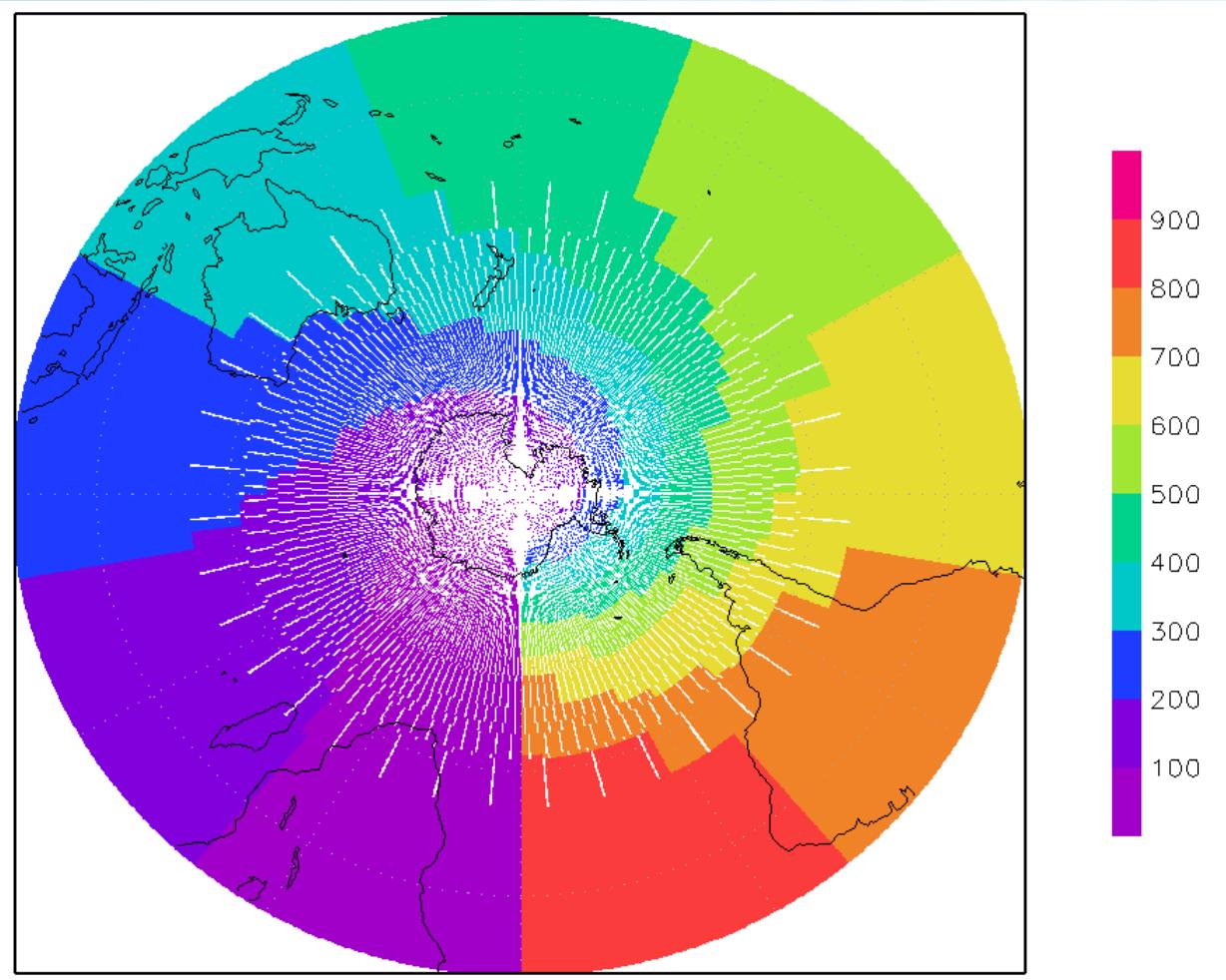
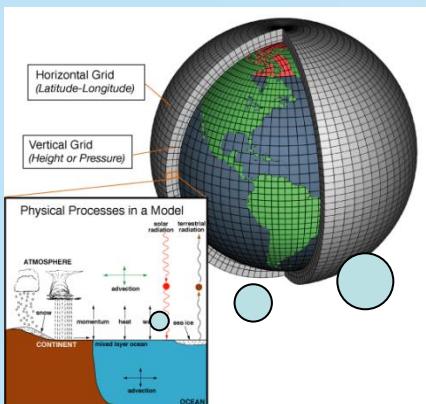


Figura 2 Distribuição dos pontos de malha em uma malha reduzida da resolução TQ0299L064.

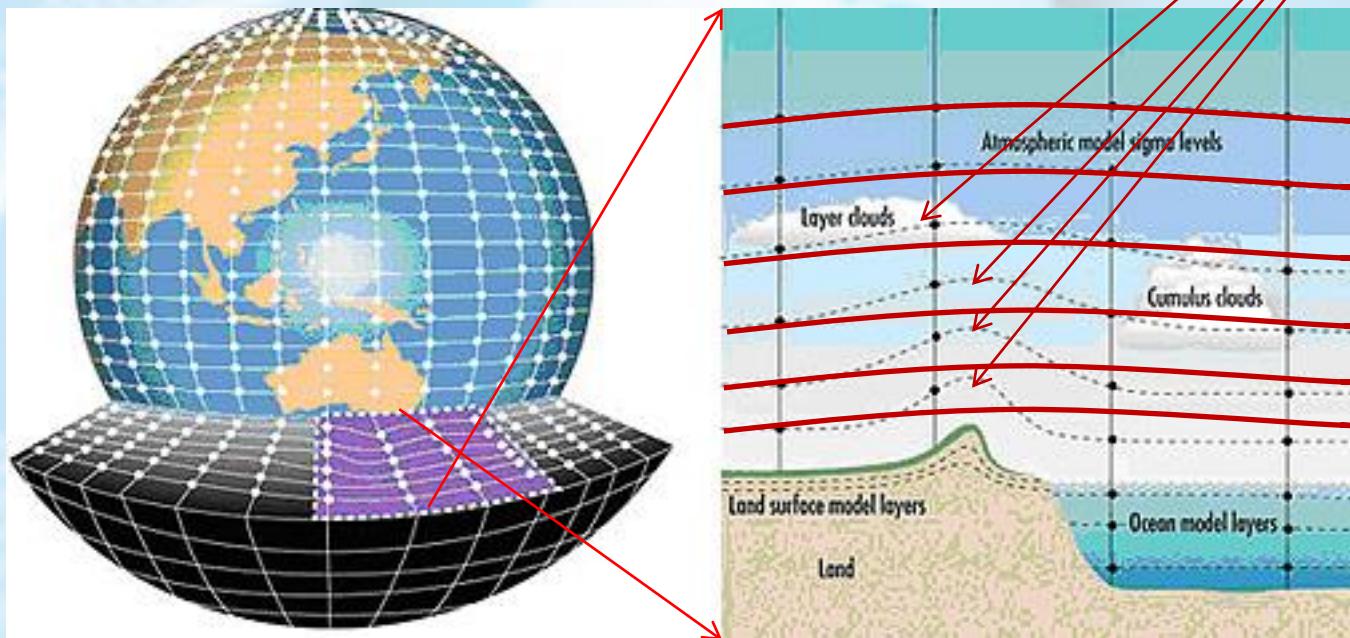
Implementação da coordenada hibrida sigma-pressão [efeito da topografia sobre a convecção]



Restruturação das parametrizações físicas para utilizar a coordenada hibrida

Pode gerar falsa precipitação

Fonte: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/73/AtmosphericModelSchematic.png>



Fonte:<http://www.dpi.nsw.gov.au/research/topics/climate-change/projects-modelling>

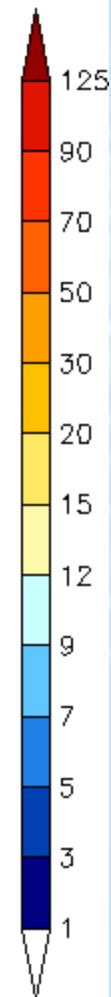
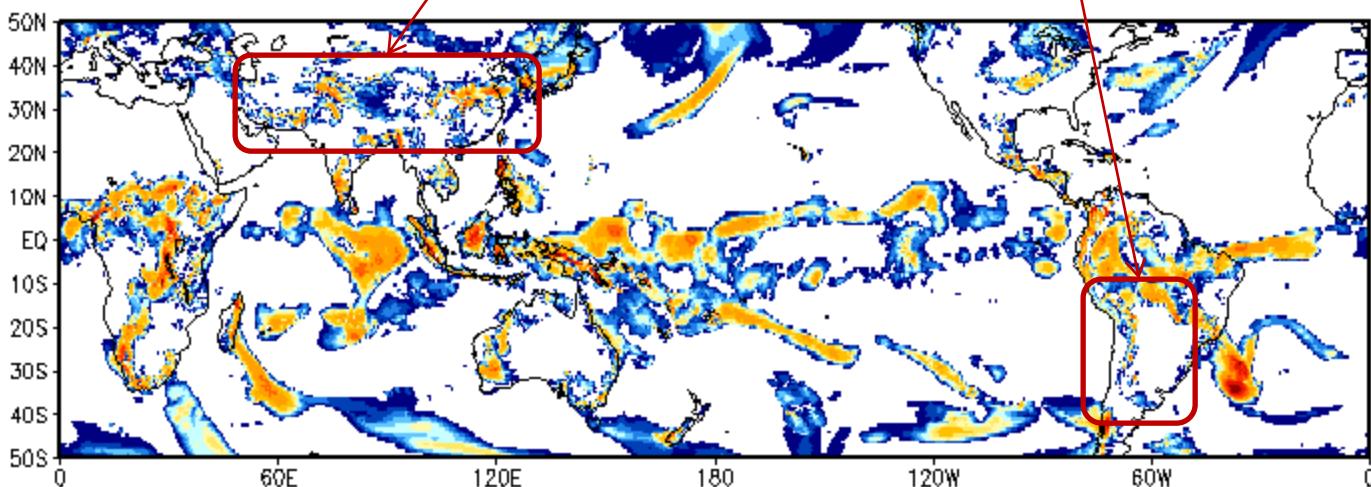
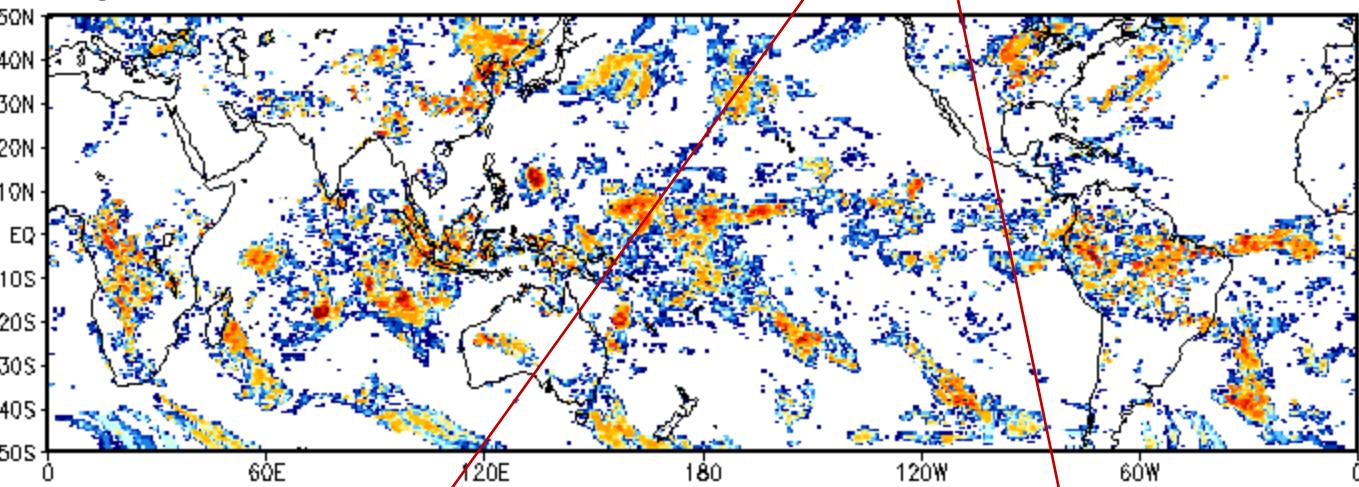
Efeito da topografia e níveis sigma sobre a precipitação

Condicao Inicial 12z28mar2015 FCT=120h
Periodo acumulado 18z01apr2015–12z02apr2015

RMM3B42RT

ACCM20KM

Cood. Hibrida
Irá melhorar



Configuração do MCGA-CPTEC/INPE

Desafios: operacionalizar o modelo TQ1332L64(~10 km)

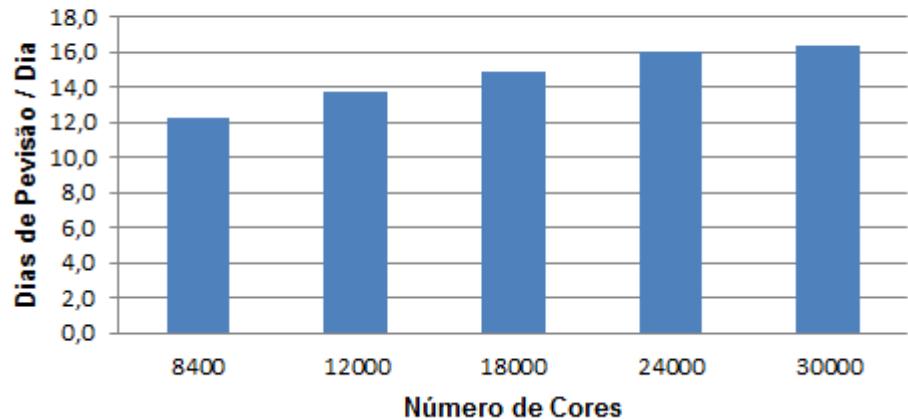
Opcções	Descrição (OPERACIONAL TQ299L64)	Descrição (EXPERIMENTAL TQ1332L64)
Dinâmica	Euleriana com grade Reduzida	Semi-Lagrangiano com grade Reduzida
Radiação de onda Curta	CLIRAD	RRTMG
Radiação de onda Longa	HASHVANADAN(1987)	RRTMG
Camada Limite	Hostlag e Boville modificado (MY)(1992)	PBL UMIDA
Esquema de Superfície	IBIS(1996)	IBIS(1996)
Convecção Profunda	GRELL(1993)	GRELL-NILO
Convecção Rasa	TIEDKE(1983)	TIEDKE(1983)
P. de Larga escala	Microfísica (Rasch and Kristjánsson (1998))	Microfísica (Morrison)
Onda de Gravidade	ALPERT(1988)	ALPERT(1988)

Os números do supercomputador Cray-XE6

CPUs	1280 nós, cada nó com 2 Opteron 12 núcleos de 2,1GHz, cada nó com velocidade máxima de 201,6 GFlop/s, 32 GB de memória e rede SeaStar2, totalizando 30720 cores
Desempenho	Máximo: 258 TFlop/s Efetivo: 205 TFlop/s no Linpack
Disco primário	Sistema de arquivos com 866 TB líquidos, acessíveis à 320 Gbs
Armazenamento Secundário	3,84 Petabytes (PB) em discos SATA, biblioteca de fitas com 8.000 slots com 8.000 fitas LTO4, 6 PB de fitas
Processamento Auxiliar	20 nós, cada nó com 4 Opteron 4 core de 2,7 GHz, 128 GB de memória com desempenho SPECfp_rate_base2006 agregado de 3760
Acesso Interativo	13 nós, cada nó com 4 Opteron 4 core de 2,7 GHz, 128 GB de memória com desempenho SPECfp_rate_base2006 agregado de 2444
Espaço físico, energia e refrigeração	Ocupa 100 m ² , requer 639 Kw de energia, refrigerado a ar com dissipação máxima de 550.000 Kcal/h, com portas contendo dissipadores refrigerados a água

Processos MPI	Threads OpenMP/MPI	Número de Nós	Número de Core	Período de Integração	Tempo de CPU
1400	6	350	8400	24 horas	1,962 horas
2000	6	500	12000	24 horas	1,745 horas
3000	6	750	18000	24 horas	1,613 horas
4000	6	1000	24000	24 horas	1,494 horas
5000	6	1250	30000	24 horas	1,468 horas

MCGA-CPTEC/INPE TQ1332L64~10km em Cray-XE6



TQ1332L64(~10 km)

