

#### 4. O Modelo Atmosférico BRAMS

BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) simula circulações atmosféricas em área limitada. O modelo tem suas raízes na **RAMS** (Regional Atmospheric Modeling System). O RAMS é um modelo numérico versátil, altamente desenvolvido por vários grupos ao longo dos anos, incluindo os cientistas na Universidade do Colorado e ATMET. O modelo de previsão numérica foi concebido para simular circulações atmosféricas que vão desde as de grande escala para grandes até a camada limite planetária.

O BRAMS é o resultado de um Projeto de Pesquisa 2002/2003 patrocinado pela FINEP ([www.finep.gov.br](http://www.finep.gov.br)), destinada a produzir uma versão do **RAMS** ([www.atmet.com](http://www.atmet.com)) adaptadas aos trópicos e para ser usado nos Centros Regionais do tempo do Brasil e no modo de pesquisa de universidades brasileiras. Os parceiros do projecto foram:

- ATMET ([www.atmet.com](http://www.atmet.com)),
- IME / USP (Instituto de Matemática e Estatística / Universidade de São Paulo, [www.ime.usp.br](http://www.ime.usp.br)),
- IAG / USP (Instituto Astronômico e Geofísico / Universidade de São Paulo, [www.iag.usp.br](http://www.iag.usp.br)),
- CPTEC / INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, [www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br))

O projeto FINEP gerou três versões do modelo BRAMS. Outras versões foram geradas pelo CPTEC. Em 2007, uma nova versão do modelo BRAMS foi lançado: **BRAMS versão 4.0**. Esta versão é o resultado das melhorias (computacionais e meteorológicas) sobre a versão BRAMS 3,2 mais algumas correções com base em RAMS versão 6.0. Desta forma, BRAMS versão 4.0 é BRAMS versão 3.2 com parametrizações mais realistas para todos os processos físicos.

O BRAMS é mantido e apoiado pela equipe BRAMS do CPTEC. Manutenção e suporte deve ser obtida enviando uma mensagem para [brams@cptec.inpe.br](mailto:brams@cptec.inpe.br). Para mais informações, visite site BRAMS em [www.cptec.inpe.br/BRAMS](http://www.cptec.inpe.br/BRAMS)

As principais características deste modelo foram descritas em detalhes por diversos autores a saber: Cotton et al. (1978), Tripoli e Cotton (1980), Tremback et al. (1985) Tremback (1990) e Pielke et al. (1992).

O BRAMS é um modelo de mesoescala altamente flexível e versátil onde é possível ativar e desativar as diversas opções e parametrizações contidas em seu código, conforme o interesse do trabalho a ser desenvolvido.

As equações usadas no modelo são aquelas para uma atmosfera não hidrostática e portanto ele é capaz de descrever processos físicos nos quais a velocidade vertical é intensa. Os processos de superfície são representados numericamente de forma bem detalhada e simula aqueles associados à difusão turbulenta, radiação solar, a formação e interação de nuvens, precipitação de hidrometeoros na fase líquida e gelo, convecção de cumulus, troca de calor sensível e latente entre a superfície e atmosfera (incluindo o papel da vegetação) e transporte de calor no solo. O BRAMS é um modelo elaborado para ser utilizado em mesoescala mas também pode ser empregado em outras escalas, fazendo-se os ajustes correspondentes a escala de interesse.

No estudo do escoamento com topografia irregular usa-se “sigma” como coordenada vertical. A especificação deste sistema de coordenadas no BRAMS segue as considerações de Clark (1977).

O BRAMS permite o tratamento de diversas grades aninhadas, com resolução progressivamente mais refinada, e de forma simultânea. Logo, é possível a passagem de informações de uma escala para outra dentro do domínio da grade de menor resolução. Este procedimento possibilita que processos ocorrendo na grade de maior resolução possam ser “sentidos” na grade de menor resolução e vice-versa (conhecido como *two-way interaction*). Um conhecimento da relação entre as diferentes escalas atmosféricas nos permite, dentre outros: **a)** estimar as concentrações de gases e partículas, ao nível do solo, na área de estudo; **b)** reprogramar a operação das usinas em função da predição de períodos meteorológicos adversos; **c)** dimensionar os equipamentos de controle de emissões de gases e partículas, de acordo com a localização e altura das chaminés das futuras usinas, avaliando as repercussões ambientais associadas.

Os esquemas de parametrizações contidos no código do modelo, que podem ser ativadas e desativadas conforme objetivo do projeto são os seguintes:

- Parametrização de Convecção tipo Kuo (Kuo, 1974)
- Parametrização de Microfísica de nuvens (Flatau et al, 1989)

- Modelo de solo/vegetação (Tremback e Kessler, 1985)
- Parametrização de radiação solar e terrestre (Chen e Cotton, 1983)
- Parametrização de turbulência (Smagorinsky, 1963)

O modelo pode utilizar inicialização homogênea, onde parte-se de uma sondagem da atmosfera e a mesma é extrapolada, no instante inicial, para todo o domínio de grade do modelo, ou a inicialização heterogênea, onde é permitido assimilar um conjunto de dados de análise dos modelos globais tais como do NCEP (National Centers of Environmental Predictions – Washington), CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – São Paulo) ou mesmo do próprio BRAMS. As variáveis disponíveis nessas análises e que são utilizadas para a inicialização do BRAMS são: componentes horizontais do vento, altura geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa e pressão ao nível do mar.

O modelo permite analisar muitos aspectos relacionados às circulações locais de uma área em particular. Assim, por exemplo, sua aplicação ao sul do RS possibilita estudar as circulações atmosféricas clássicas e não clássicas. O modelo BRAMS é considerado como o “estado da arte” em modelagem de meso escala dada sua grande versatilidade e por possibilitar diferentes tipos de estudo, desde a micro escala até simulações de grandes turbilhões e fenômenos climáticos.

A versão 4.3 do BRAMS foi escolhida por apresentar parametrizações que representam os efeitos urbanos das grandes cidades e por ser um código que permite o processamento paralelo, acelerando a execução das simulações que envolvem um grande número de pontos de grade. A representação das regiões urbanas é feita através do acoplamento entre o modelo atmosférico e um modelo hidrológico, o modelo LEAF-2 (Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model), possibilitando a análise da interação atmosfera-vegetação-solo. O LEAF-2 é uma das parametrizações que tem sido desenvolvidas na Universidade do Colorado como parte do BRAMS. A corrente versão do LEAF-2 é uma representação dos aspectos da superfície incluindo vegetação, solo, lagos e oceanos e suas influências em cada outro e sobre a atmosfera. LEAF-2 inclui equações prognósticas para temperatura do solo e umidade em múltiplas camadas, temperatura da vegetação e água na superfície incluindo orvalho e precipitação interceptada, energia termal para múltiplas camadas, temperatura e razão de mistura do vapor d'água do ar do dossel. Os termos de troca nestas equações prognósticas incluem trocas turbulentas, condução de calor, difusão de água e percolação nas camadas do solo, transferências radiativas de onda curta e onda longa, transpiração e precipitação. Um dos aspectos importantes do LEAF-2 é sua habilidade em representar variações de

escala fina nas características da superfície, tais como tipo de vegetação, inclinação do terreno, tipo de solo e umidade, corpos d'água, os quais freqüentemente variam consideravelmente sobre curtas distâncias horizontais. Cada tipo de superfície responde as influências da atmosfera adjacente de uma maneira própria. Circulações atmosféricas são freqüentemente causadas ou fortemente afetadas por variabilidades espaciais das características da superfície (Pielke et al. 1992). Idealmente, cálculos em grades computacionais suficientemente finas, seriam empregadas em modelos atmosfera-ecossistema para resolver tanto os aspectos de superfície como a completa resposta atmosférica a eles. Entretanto, fontes computacionais sempre são um fator limitante na resolução do modelo, e normalmente não permitem uma simulação ideal. Felizmente, LEAF-2 é relativamente barato computacionalmente comparado com a representação dos processos atmosféricos no BRAMS. A implementação do LEAF-2 dentro do BRAMS, traz a vantagem desse fato permitir múltiplos tipos de superfície coexistirem dentro de uma única célula de grade resolvida numa coluna de ar. Cada tipo de superfície ou "patch" consiste de sua própria cobertura de neve e camadas de solo, vegetação, e ar do dossel (exceto para corpos d'água) sendo as variáveis prognósticas evoluídas para todas estas componentes pelo "patch". Nesta aproximação dinâmica estatística, todos os "patches" interagem com a mesma coluna de ar, cada um de acordo com a sua cobertura fracional. Um benefício óbvio desta aproximação é a habilidade em representar vários tipos de superfície (floresta, grama, solo nu), cada um de acordo com sua área fracional dentro da célula de grade, mais do que caracterizar toda célula de grade como tendo uma predominância do tipo de superfície, que pode ser menos que a maioria. Um outro benefício é a habilidade de tratar unicamente para cada "patch" a precipitação simulada atingindo o solo. Por exemplo, chuva ou neve freqüentemente escorrem em áreas inclinadas e se acumulam em vales antes de percolarem dentro do solo, e parte da umidade que percola nas áreas inclinadas, freqüentemente tende a escoar levemente dentro da camada de solo. Isto leva a uma secagem relativa do solo em algumas áreas e umedecimento em outras, sobre escalas de comprimento horizontal que incluem a escala subgrade. O efeito resultante sobre os fluxos de calor e umidade para a atmosfera pode ser bastante diferente do caso de percolação uniforme. Em ambos os exemplos, respostas não lineares da vegetação para o "patch" na umidade do solo e nos fluxos radiativos, podem complicar ainda mais a interação entre atmosfera, solo e ecossistema.

Como o LEAF-2 realiza o transporte de água somente na vertical, é necessária a utilização de algum recurso para representar o transporte lateral da água no solo. Para esta tarefa, o LEAF-2

utiliza o TOPMODEL (Beven et. al., 1984; Sivapalan et. al., 1987; Band et. al., 1993). TOPMODEL é um modelo hidrológico que representa o transporte lateral inclinado da água, dentro de regiões saturadas do solo. O acoplamento entre estes dois modelos pode simultaneamente representar, tanto o transporte vertical como o horizontal e suas interações. O transporte de água dentro do solo é relativamente lento, com um deslocamento lateral de somente uns poucos metros por dia ou menos. Conseqüentemente TOPMODEL representa o transporte de água em escalas muito mais finas do que as típicas dimensões das células de grade horizontal no BRAMS. O acoplamento mais apropriado é o TOPMODEL trocar a umidade do solo entre “patches” mais do que entre células de grade. Assim, na região de interesse do TOPMODEL, um “patch” é identificado como uma região na qual pode-se ganhar ou perder umidade do solo, devido ao transporte lateral. A troca de água vertical no LEAF-2 responde a distribuição de água e as taxas de transporte calculadas pelo TOPMODEL. Uma descrição mais detalhada do modelo LEAF-2 bem como de algumas parametrizações utilizada no modelo BRAMS serão apresentadas posteriormente nesta seção.

A eficiência das simulações com o LEAF-2 depende de uma boa caracterização do tipo de ocupação de solo da região de interesse. Para este fim, foram utilizados dados obtidos através do programa IGBP (International Geosphere Biosphere Programme) e disponível na página do USGS via internet (<http://edcdaac.usgs.gov>). Os parâmetros de ocupação do solo (vegetação, construções, represas, etc.) são baseados em dados com resolução de 1 km obtidos por radiômetros de altíssima resolução (Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR).

#### **4.1 Inicialização do Modelo.**

Para a caracterização da condição inicial do modelo foram utilizadas os processos de inicialização homogênea através de um perfil vertical extraído das análises do CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – São Paulo) em grades com 1,875 graus de latitude/longitude. Essas análises possuem informações do campo do vento (u,v), geopotencial, temperatura e umidade relativa em 11 níveis de pressão e, ainda, a pressão atmosférica em superfície. O ponto de grade escolhido para a inicialização corresponde a posição **245271.04 m E e 6506156.41 m S**. Para esse processo de inicialização, o BRAMS possui um pacote de análise objetiva que faz o ajuste das variáveis em todo o domínio da grade, ou seja, uma interpolação

controlada. Este ajuste obedece ao princípio de conservação de massa imposto pelo escoamento e pela topografia.

Durante as simulações foi utilizado o processo de aninhamento de grades. Neste processo, fenômenos de diferentes escalas são passados de uma grade para a outra num processo conhecido por “two way interaction”. Três grades foram utilizadas sendo a primeira com resolução de 16 km com 80 pontos nos eixos x e y. Na vertical foi utilizada uma grade com resolução variável, estando o primeiro nível a 25 m acima do solo e o último nível a 10350 m, totalizando 19 níveis. Aninhada a esta grade, foram incluídas duas grades, uma com resolução de 4 km e outra de 1 km, tendo 90 pontos na direção x e y e com os mesmos níveis verticais da primeira. As simulações foram feitas para o período de 03 a 05 de abril de 2001, totalizando 48 horas de simulação. Algumas características do modelo utilizadas durante a simulação são apresentadas na tabela abaixo.

<b>Características</b>	<b>Grade 1</b>	<b>Grade 2</b>	<b>Grade 3</b>
Passo de tempo	40 s	10 s	2,5
Número de pontos na fronteira lateral (nudging)	5	5	5
Escala de tempo do nudging na fronteira lateral	3600 s	3600 s	3600 s
Escala de tempo do nudging no topo do domínio	10800 s	10800 s	10800 s
Tipo de radiação de onda longa e onda curta	Chen e Cotton	Chen e Cotton	Chen e Cotton
Parâmetros de difusão turbulenta	Mellor / Yamada	Mellor / Yamada	Mellor / Yamada

**Tabela 4.1** Características do modelo BRAMS utilizadas durante as simulações.

#### 4.1.1 Parametrização da radiação

O BRAMS possui duas opções de esquemas de radiação. O mais simples e com menor tempo computacional é atribuído a Mahrer e Pielke (1977), neste esquema a interação da radiação com campos de água líquida não é tratado. Nas simulações realizadas neste trabalho foi utilizado o esquema de parametrização de Chen e Cotton (1983) que inclui os efeitos de gelo e água líquida. Esse tipo de parametrização permite o tratamento de diversos processos relevantes para a transferência de radiação de onda curta tais como: os efeitos do espalhamento, a absorção molecular do ar, absorção pelo ozônio, transmissão e reflexão por camadas de nuvem. A parametrização de radiação de onda longa permite a emissão da atmosfera clara, emissão de camadas de nuvem e emissão de camadas mistas de nuvem e céu claro. Esse esquema de parametrização permite que o conteúdo de água e vapor d'água disponíveis na atmosfera tenham influência sobre os fluxos radiativos de onda longa e curta.

#### 4.1.2 Parametrização da turbulência

O modelo BRAMS possui quatro formas distintas de parametrização da difusão turbulenta. A escolha da mais apropriada passa pela relação entre as escalas horizontal e vertical do modelo. Nesta seção será feita uma breve discussão da parametrização utilizada nesse trabalho, denominada Deformação K de Smagorinsky para a horizontal e Mellor e Yamada na vertical. Genericamente, o operador TURB é representado por:

$$TURB(\bar{A}) = -\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial x_k^*} \left[ ab^{jk} (\overline{A''u_j''}) \right] \quad (4.1)$$

O termo de fluxo  $(\overline{A''u''})$  na horizontal é parametrizado de forma análoga à teoria K (Smagorinsky, 1963) através de um fechamento de viscosidade turbulenta. A deformação na horizontal é um fechamento de primeira ordem, que utiliza equações prognósticas para os campos médios em todas as variáveis, enquanto os termos de segunda ordem são parametrizados.

Os coeficientes de difusão horizontal são calculados pelo produto da taxa de deformação horizontal (gradiente horizontal da velocidade horizontal) e a escala de comprimento ao quadrado, com base na formulação original de Smagorinsky. A escala de comprimento  $l$  é dada por :

$$l = \Delta X . csx, \text{ onde } csx=0,32 \quad (4.2)$$

Para o fluxo turbulento de momentum:

$$-\overline{u_i''u_j''} = \frac{K_m}{a} \left( \frac{\partial}{\partial x_i} (ab^{jl}\bar{u}_i) + \frac{\partial}{\partial x_j} (ab^{il}\bar{u}_j) \right) \quad (4.3)$$

ou seja a difusão é proporcional à deformação do campo médio. Para as variáveis escalares  $\phi$ , o fluxo turbulento deste escalar é dado por:

$$-\overline{\phi''u_j''} = \frac{K_H}{a} \frac{\partial}{\partial x_i^*} (ab^{jl}\bar{\phi}) \quad (4.4)$$

onde  $K_m$  e  $K_H$  são os coeficientes de troca turbulenta de momentum e de calor, respectivamente, sendo  $K_H$  utilizado para todas as variáveis escalares.

Portanto trata-se de uma teoria de fechamento local de primeira ordem, pois a quantidade desconhecida  $\overline{\phi''u_j''}$  é parametrizada em função de um gradiente conhecido no mesmo local.

Os coeficientes de troca turbulenta  $K_m$  e  $K_H$  não são constantes.  $K_m$  é calculado em função do:

- tamanho da grade;
- do campo de deformação;
- da estabilidade termodinâmica.

Conforme descrito por Tremback (1990),  $K_H$  correlaciona-se com  $K_m$  através da relação:

$$K_H = 3K_m \quad (4.5)$$

A expressão para o calculo de  $K_m$  é dada por:

$$K_m = (csx)\Delta^2 \left\{ |D^2| + \text{Max}(-N,0)^2 \right\}^{0.5} \quad (4.6)$$

onde  $\Delta$  é o espaçamento da grade,  $|D|$  é o modulo do tensor de deformação e  $N^2$  é a frequência de Brünt-Vaisala.

A parametrização da Energia Cinética Turbulenta (ECT) é utilizada para avaliar os coeficientes de difusão turbulenta na vertical. O esquema utilizado para calcular os coeficientes de difusão é o sugerido por Mellor Yamada (1974, 1982). A técnica desenvolvida é o esquema de fechamento de ordem 1.5 com modificações para o caso de crescimento da turbulência. Os campos de vento, temperatura potencial e ECT são retirados dos campos prognósticos do BRAMS. A ECT, ( $e$ ), é definida como:

$$e = 0,5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (4.7)$$

A equação prognóstica para ( $e$ ) é dada por:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -u \frac{\partial e}{\partial x} - v \frac{\partial e}{\partial y} - w \frac{\partial e}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_e \frac{\partial e}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_e \frac{\partial e}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_e \frac{\partial e}{\partial z} + P_s + P_b + \varepsilon \quad (4.8)$$

onde  $P_s$  é o termo de produção de cisalhamento,  $P_b$  é o termo de produção de empuxo e  $\varepsilon$  é a taxa de dissipação, calculados como:

$$P_s = K_m \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (4.9)$$

$$P_b = -\frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (4.10)$$

$$\varepsilon = a_e \frac{e^{3/2}}{l} \quad (4.11)$$

Os coeficientes de difusão para momentum, calor e ECT são calculados como segue:

$$K_m = S_m l \sqrt{2e} \quad (4.12)$$

$$K_h = S_h l \sqrt{2e} \quad (4.13)$$

$$K_e = S_e l \sqrt{2e} \quad (4.14)$$

O vento e a temperatura são calculados na forma de gradientes verticais adimensionais:

$$G_u = \frac{l}{\sqrt{2e}} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (4.15)$$

$$G_v = \frac{l}{\sqrt{2e}} \frac{\partial v}{\partial z} \quad (4.16)$$

$$G_m = G_u^2 + G_v^2 \quad (4.17)$$

$$G_h = -\frac{g}{\theta} \frac{l^2}{2e} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (4.18)$$

A escala de comprimento  $l$  assumida por Mellor and Yamada (1982) é a seguinte:

$$l = \frac{k(z + z_0)}{1 + k(z + z_0)/l_\infty} \quad (4.19)$$

$$l_{\infty} = 0.1 \frac{\int_0^H z \sqrt{e} dz}{\int_0^H \sqrt{e} dz} \quad (4.20)$$

$k$  é a constante de Von Karman e  $z_0$  é o comprimento de rugosidade.

No limite superior da expressão acima, André et al. (1978) propôs a seguinte expressão para  $l$ :

$$l \leq 0.75 \left[ \frac{2e}{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \right]^{1/2} \quad (4.21)$$

A condição acima implica em:  $G_h \geq -0.75^2$ .

No esquema de ordem 1.5, as funções adimensionais  $S_m$  e  $S_h$  dependem dos gradientes adimensionais de vento e temperatura.

$$S_m = \frac{A_1 \{1 - 3C_1 - 3A_2 [B_2 (1 - 3C_1) - 12A_1 C_1 - 3A_2] G_H\}}{1 - 3A_2 (7A_1 + B_2) G_h + 27A_1 A_2^2 (4A_1 + B_2) G_h^2 + 6A_1^2 [1 - 3A_2 (B_2 - 3A_2) G_h] G_m} \quad (4.22)$$

$$S_h = A_2 \frac{1 - 6A_1 S_m G_m}{1 - 3A_2 (4A_1 + B_2) G_h} \quad (4.23)$$

As constantes empíricas estão associadas aos seguintes valores (Mellor e Yamada, 1982):

$$\{A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, S_e, a_e\} = \{0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08, 0.20, 2^{2/3} / 16.6\}$$

### 4.1.3 Parametrização da camada superficial

As escalas da camada superficial,  $u_*$  a velocidade de atrito,  $\theta_*$  escala de temperatura e  $q_*$ , a escala de umidade, são obtidas da teoria de similaridade para a camada superficial descrita em Louis, (1979). O esquema é usado para determinar os fluxos turbulentos entre a superfície e atmosfera.

$$u_*^2 = a^2 \bar{U}^2 F_m \left( \frac{z}{z_0}, R_{iB} \right) \quad (4.24)$$

$$\theta_* = \frac{a^2 \bar{U} \Delta \theta}{u_*} F_h \left( \frac{z}{z_0}, R_{iB} \right) \quad (4.25)$$

$$q_* = \frac{a^2 \bar{U} \Delta q}{u_*} F_h \left( \frac{z}{z_0}, R_{iB} \right) \quad (4.26)$$

onde:  $a^2 = \frac{k^2}{\left( \ln \frac{z}{z_0} \right)^2}$ ,  $\Delta \theta = \bar{\theta}(z) - \bar{\theta}_s$ ,  $\Delta q = \bar{q}(z) - \bar{q}_s$ ,  $\bar{U} = \sqrt{u(z)^2 + v(z)^2}$ , sendo  $k$  a

constante de von Karmann,  $z$  altura acima da superfície do nível mais baixo do modelo e  $z_0$  o parâmetro de rugosidade. As expressões analíticas para  $k$  e  $k$  são dadas por:

- caso estável:  $F_m = \frac{1}{1 + \frac{2bR_{iB}}{\sqrt{1+dR_{iB}}}}$  e  $F_h = \frac{1}{1 + 3bR_{iB}\sqrt{1+dR_{iB}}}$
- caso instável:  $F_m = 1 - \frac{2bR_{iB}}{1 + 2c_m b a^2 \sqrt{\frac{z}{z_0} |R_{iB}|}}$  e  $F_h = 1 - \frac{3bR_{iB}}{1 + 3c_h b a^2 \sqrt{\frac{z}{z_0} |R_{iB}|}}$

com  $b = 5.$ ,  $d = 5.$ ,  $c_m = 7.5$  e  $c_s = 5.$ , e  $R_{iB}$  é o número ‘bulk’ de Richardson dado por:

$$R_{iB} = \frac{gz\Delta\theta}{\frac{1}{2}(\bar{\theta}(z) + \bar{\theta}_s)\bar{U}^2}$$

Sendo os valores de  $u_*$ ,  $\theta_*$  e  $q_*$  calculados através da teoria de similaridade para a camada superficial, os fluxos de momentum, calor e umidade, são derivados de equações algébricas da camada superficial descritas em Manton e Cotton (1977).

❖ Fluxos turbulentos de momentum:

$$\overline{u'w'} = -\frac{\bar{u}}{\bar{U}} u_*^2, \quad (4.27)$$

$$\overline{v'w'} = -\frac{\bar{v}}{\bar{U}} u_*^2, \quad (4.28)$$

$$\overline{w'w'} = \left( 0.27q_0^2 - 1.18 \frac{\eta}{\psi} \right) u_*^2, \quad (4.29)$$

onde  $q_0^2 = 6.25 \frac{1-\eta}{\psi}$ ,  $\psi^2 = \frac{(1-3.21\eta)(1-2.18\eta)}{(1-2.86)}$ ,  $\eta = \frac{\xi}{\phi_m(\xi)}$ , onde

$$\phi_m(\xi) = \left\{ \begin{array}{ll} 1 + 4.7\xi, & \text{se } \xi \geq 0 \\ (1 - 15\xi)^{-1/4}, & \text{se } -0.5 < \xi < 0 \\ 0.47(\xi)^{-1/3}, & \text{se } \xi \leq -0.5 \end{array} \right\}, \quad \text{sendo } \xi = \frac{z}{L}, \quad \text{e } L = \frac{\bar{\theta} u_*^2}{gk\theta_*}, \quad \text{o}$$

comprimento de Monin-Obukhov.

❖ Fluxos turbulentos de calor e umidade:  $\overline{\theta'w'} = -\theta_* u_*$ , (4.30)

e  $\overline{q'w'} = -q_* u_*$ . (4.31)

#### 4.1.4 Parametrização do solo - Descrição do LEAF-2

LEAF-2 contém um conjunto de equações que representam o armazenamento e a troca de calor e umidade associada com a interface terra-atmosfera. É baseado num modelo conceitual que envolve as seguintes componentes físicas:

1. Solo
2. superfícies temporárias de água (ex. cobertura de neve)
3. Vegetação
4. corpos de água permanentes
5. Ar do dossel
6. A atmosfera livre (mais baixo nível)

A componente solo é subdividida em vários níveis verticais para representar a variabilidade vertical. Cada camada tem normalmente de 4 a 20 cm de espessura, e junto representam o solo a uma espessura de 1 m ou mais. A energia interna e o conteúdo de umidade são prognosticados em cada camada de solo. Superfícies temporárias de água são definidas como precipitação que atinge a superfície e que ainda não foi percolada para dentro do solo ou ainda não escorreu (“*runoff*”) para um corpo de água permanente (oceanos, lagos, rios, etc). A vegetação não é subdividida em camadas computacionais, mas representada por uma única temperatura e umidade prognosticadas

ao nível da superfície. O ar do dossel é definido como o ar existente nas proximidades da vegetação e influenciado por ela. Também é representado por um único valor prognóstico de temperatura e umidade. O ar do dossel serve como um meio de comunicação direta, via fluxos turbulentos, entre solo, vegetação e atmosfera livre. A temperatura de corpos d'água permanentes não é prognosticada mas é especificada como temporariamente constante ou variando sazonalmente.

O prognóstico das variáveis de calor e umidade é governado pelas leis de conservação e incluem termos de armazenamento e vários fluxos entre as componentes do sistema representado no LEAF-2. Por exemplo, considerando dois “*patches*” sob a mesma coluna atmosférica, onde ambos possuem cobertura vegetal, tal como grama, e apenas um deles possui cobertura de vegetação densa, tal como floresta.

Os fluxos são denotados na forma

$$F_{abc}$$

sendo:

- a: o tipo de fluxo  $\Rightarrow$   $w$  (transferência de água);  $h$  (transferência de calor);  $r$  (transferência de radiação de onda longa)
- b: a fonte  $\Rightarrow$   $g$  (superfície);  $v$  (vegetação);  $c$  (dossel);  $a$  (atmosfera livre);  $s$  (neve)
- c: o receptor.

As equações gerais para o conteúdo de umidade para todas as variáveis dependentes do tempo no LEAF-2 são dadas por:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = F_{wsc} + F_{wgc} + F_{wvc} + F_{wgvc2} + F_{wgvc1} - F_{wca}, \quad (4.31)$$

$$\frac{\partial W_v}{\partial t} = -F_{wvc} + F_{wav} - F_{wvs}, \quad (4.32)$$

$$\frac{\partial W_{s2}}{\partial t} = -F_{wsc} + F_{wss} + F_{was} + F_{wvs}, \quad (4.33)$$

$$\frac{\partial W_{s1}}{\partial t} = -F_{wss} + F_{wgs}, \quad (4.34)$$

$$\Delta z_2 \frac{\partial W_{g2}}{\partial t} = -F_{wgc} - F_{wgs} - F_{wgvc2} + F_{wgg}, \quad (4.35)$$

$$\Delta z_1 \frac{\partial W_{g1}}{\partial t} = -F_{wgvc1} - F_{wgg}, \quad (4.36)$$

onde  $\Delta z_1$  e  $\Delta z_2$  são as espessuras (m) das camadas de solo e  $F_{wgvc}$  denota o fluxo de água do solo para o ar do dossel via vegetação, na forma de transpiração. As variáveis prognósticas  $W_c$ ,  $W_v$ ,  $W_{s2}$  e  $W_{s1}$  representam o conteúdo de água do ar do dossel, da vegetação, e de duas camadas com cobertura de neve, em kg por m<sup>2</sup> horizontal dentro de um “patch”, enquanto que  $W_{g2}$  e  $W_{g1}$  são o conteúdo de água no solo em kg /m<sup>3</sup> do volume total do solo. Todos os fluxos de umidade estão em unidades de kgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>.

As equações de conservação para a energia termal são dadas por:

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = \underbrace{F_{hsc}}_{\text{calor da neve para o dossel}} + \underbrace{F_{hgc}}_{\text{calor do solo para o dossel}} + \underbrace{F_{hvc}}_{\text{calor da vegetação para o dossel}} - \underbrace{F_{hca}}_{\text{calor do dossel para a atmosfera}}, \quad (4.37)$$

$$C_v \frac{\partial T_v}{\partial t} = - \underbrace{F_{hvc}}_{\text{calor da vegetação para o dossel}} + \underbrace{F_{hav}}_{\text{calor da atmosfera para a vegetação}} - \underbrace{F_{hvs}}_{\text{calor da vegetação para a neve}} - \underbrace{F_{rva}}_{\text{calor da vegetação (rad onda longa) para a atmosfera}} + \underbrace{F_{rsv}}_{\text{calor da neve (rad onda longa) para a vegetação}} + \underbrace{F_{rgv}}_{\text{calor da superfície (rad onda longa) para a vegetação}} + \underbrace{S_v}_{\text{radiação de onda curta recebida pela vegetação}} - \left( \underbrace{F_{wvc}}_{\text{calor latente da vegetação para o dossel}} + \underbrace{F_{wgvc2}}_{\text{calor latente da superfície para o dossel via vegetação}} + \underbrace{F_{wvc1}}_{\text{calor latente da superfície para o dossel via vegetação}} \right) L, \quad (4.38)$$

$$\frac{\partial(W_{s2}Q_{s2})}{\partial t} = - \underbrace{F_{hsc}}_{\text{calor da neve para o dossel}} + \underbrace{F_{hss}}_{\text{calor de uma camada de neve para outra}} + \underbrace{F_{hvs}}_{\text{calor da vegetação para a neve}} + \underbrace{F_{has}}_{\text{calor da atmosfera para a neve}} - \underbrace{F_{rsv}}_{\text{onda longa da neve para a vegetação}} - \underbrace{F_{rsa}}_{\text{onda longa da neve para a atmosfera}} + \underbrace{S_{s2}}_{\text{onda curta recebida}} - \underbrace{F_{wsc}L}_{\text{calor latente da neve para o dossel}}, \quad (4.39)$$

$$\frac{\partial(W_{s1}Q_{s1})}{\partial t} = - \underbrace{F_{hss}}_{\text{calor de uma camada de neve para outra}} + \underbrace{F_{hgs}}_{\text{calor da superfície para a neve}} + \underbrace{S_{s1}}_{\text{onda curta recebida}}, \quad (4.40)$$

$$\Delta z_2 \frac{\partial Q_{g2}}{\partial t} = - \underbrace{F_{hgc}}_{\text{calor da superfície para o dossel}} - \underbrace{F_{hgs}}_{\text{calor da superfície para a neve}} + \underbrace{F_{hgg}}_{\text{calor de uma camada do solo para a outra}} - \underbrace{F_{rga}}_{\text{onda longa da superfície para a atmosfera}} - \underbrace{F_{rgv}}_{\text{onda longa da superfície para a vegetação}} + \underbrace{S_g}_{\text{onda curta recebida}} - \underbrace{F_{wgc}L}_{\text{calor latente da superfície para o dossel}}, \quad (4.41)$$

$$\underbrace{\Delta z_1 \frac{\partial Q_{g1}}{\partial t}}_{1^\circ \text{ camada de solo}} = \underbrace{-F_{hgg}}_{\text{calor de uma camada de solo para outra}} \quad (4.42)$$

Nas expressões acima,  $L$  representa o calor latente de mudança de fase. As variáveis prognósticas  $T_c$  e  $T_v$  representam as temperaturas do dossel e da vegetação, respectivamente, e os coeficientes  $C_c$  e  $C_v$  são as capacidades térmicas areais ( $\text{Jm}^{-2}\text{K}^{-1}$ ). Todos os fluxos estão em unidades de  $\text{Wm}^{-2}$ .

#### 4.1.4.1 Fluxos entre as camadas do solo.

No LEAF-2, os fluxos entre as camadas do solo são baseadas num modelo multicamadas descrito em Tremback e Kessler (1985). Este esquema é uma modificação dos esquemas desenvolvidos por McCumber e Pielke (1981) e Mahrer e Pielke (1977), onde a temperatura da superfície é calculada através da equação do balanço de energia na superfície:

Nas equações 4.35 e 4.36, o fluxo de umidade do solo é definido por

$$F_{wgg} = W_s = -K_\eta \rho_w \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \quad (4.43)$$

sendo  $K_\eta$  a condutividade hidráulica ( $\text{ms}^{-1}$ );  $\psi$  o potencial matricial (m), o qual representa o trabalho necessário para extrair água do solo, considerando a capilaridade e as forças de atração; e  $z$  é a altura (m).

Para o cálculo de  $K_\eta$  e  $\psi$  (Clapp e Hornberger, 1978) temos,

$$K_\eta = K_s \left[ \frac{\eta}{\eta_s} \right]^{2b+3}, \quad (4.44)$$

$$\psi = \psi_s \left[ \frac{\eta_s}{\eta} \right]^b, \quad (4.45)$$

onde  $\eta$  é o conteúdo de umidade no solo (adimensional) expresso em termos de volume de água por volume de água no solo e é dado por:

$$\eta = \frac{W_g}{\rho_w}, \quad (4.46)$$

$K_s$ ,  $\psi_s$  e  $\eta_s$  representam os valores para o solo em estado saturado (definido como o estado em que todos os espaços entre partículas sólidas do solo estão preenchidos com água) e  $b$  é uma constante

adimensional dependente da textura e classe de solo. A relação  $\eta/\eta_s$  é conhecida como grau de saturação e é um dos parâmetros utilizados como informação para a condição inicial do modelo BRAMS.

#### 4.1.4.2 Fluxos turbulentos de calor e umidade.

Os fluxos de umidade e calor sensível feitos por transferência turbulenta são aqueles que envolvem diretamente o ar do dossel, e sua representação no LEAF-2 é dada por (Lee, 1992):

$$F_{wsc} = \frac{\xi \rho_a (\chi_s - \chi_c)}{r_d}, \quad (4.47)$$

$$F_{wgc} = \frac{(1 - \xi) \rho_a (\chi_g - \chi_c)}{r_d}, \quad (4.48)$$

$$F_{wvc} = \frac{2,2 \Upsilon_s \rho_a (\chi_v - \chi_c) \sigma_w}{r_b}, \quad (4.49)$$

$$(F_{wgv2} + F_{wgv1}) = \frac{\gamma_s \rho_a (\chi_v - \chi_c) (1 - \sigma_w)}{r_b + r_c}, \quad (4.50)$$

$$F_{wca} = -\rho_a u_* \chi_*, \quad (4.51)$$

$$F_{hsc} = \frac{\xi C_p \rho_a (T_s - T_c)}{r_d}, \quad (4.52)$$

$$F_{hgc} = \frac{(1 - \xi) C_p \rho_a (T_g - T_c)}{r_d}, \quad (4.53)$$

$$F_{hvc} = \frac{2,2 \Upsilon_s C_p \rho_a (T_v - T_c)}{r_b}, \quad (4.54)$$

$$F_{hca} = -C_p \rho_a u_* T_*, \quad (4.55)$$

Nas equações 4.49 e 4.54, o fator 2,2 é um produto de fatores: 2,0 para representar os dois lados da folha e 1,1 para incluir a contribuição dos galhos ou talos. Os termos  $\rho_a$  e  $C_p$  são a densidade e calor específico do ar;  $\chi_c$  é a razão de mistura do vapor d'água no ar do dossel;  $\chi_s$  é a razão de mistura do vapor d'água em equilíbrio com a cobertura de neve na superfície;  $\chi_v$  é a razão de mistura de saturação do vapor d'água em equilíbrio com a água da superfície vegetada (a temperatura da vegetação);  $\chi_g$  é a razão de mistura do vapor d'água na superfície;  $\xi$  é um parâmetro da cobertura de neve, o qual tem valor 1 quando a água está presente na superfície e 0 em caso

contrário, sendo utilizado para ativar ou desativar os fluxos envolvendo cobertura de neve;  $\Upsilon_s$  é o índice de área foliar, que é a área efetiva da superfície de vegetação exposta ao ar do dossel, normalizada por duas vezes a área horizontal de todo o “*patch*”.

O termo  $\chi_g$  é baseado na razão de mistura de equilíbrio dentro da camada de solo mais próxima à superfície,  $\tilde{\chi}_g$ , e é dada por (Philip, 1957):

$$\tilde{\chi}_g = \chi_{T_g} \exp\left[\frac{G\psi}{R_v T_g}\right], \quad (4.56)$$

sendo  $G$  a gravidade;  $R_v$  a constante do gás para o vapor d’água;  $\chi_{T_g}$  a razão de mistura de saturação do vapor d’água à temperatura  $T_g$ . Os valores para  $T_g$  e  $\psi$  são obtidos ao topo do nível do solo.

A razão de mistura do ar do dossel é prognosticada através da equação 4.31 utilizando-se a expressão:

$$\chi_c = \frac{W_c}{\rho_a \Delta z_c} \quad (4.57)$$

onde  $\Delta z_c$  pode ser interpretado como a espessura efetiva do ar do dossel que controla a capacidade de armazenamento de umidade. O parâmetro  $\sigma_w$  é a fração de área da folha que é coberta por água (chuva ou orvalho) e serve como uma função peso para dividir a folha em duas partes, uma que evapora e outra que transpira, e é dado por:

$$\sigma_w = \left(\frac{W_v}{W_{vm} \Upsilon_s}\right)^{2/3} \quad (4.58)$$

onde  $W_{vm} = 0,2 \text{ kg m}^{-2}$  é assumido como sendo a máxima capacidade de armazenamento de água pela superfície de uma folha individual (Deardorff, 1978), e  $W_v$  não pode exceder o produto  $W_{vm} \Upsilon_s$ .

Os parâmetros de fluxo  $u_*$ ,  $T_*$ ,  $\chi_*$ , são baseados na teoria da similaridade da camada superficial (Louis, 1979) que utiliza gradientes verticais de velocidade, temperatura e razão de mistura do vapor, entre o mais baixo nível atmosférico e o ar do dossel.

Os parâmetros de resistência  $r_b$ ,  $r_c$  e  $r_d$  (Lee, 1992) têm unidades de  $\text{sm}^{-1}$ . Eles representam a resistência ao fluxo entre a superfície da vegetação e o ar do dossel, através dos estômatos da vegetação, e entre a superfície e o ar do dossel, respectivamente.

A equação 4.50 determina o fluxo de umidade líquido para o ar do dossel por transpiração. A quantidade fracional dessa umidade, que é extraída de cada camada do solo, é calculada por:

$$F_{wgvc_i} = \frac{\frac{r_i}{\psi_i}}{\sum_i \frac{r_i}{\psi_i}} \quad (4.59)$$

onde o índice  $i$  em  $F$ ,  $r$ ,  $\psi$  e  $\Sigma$  denota a camada do solo,  $r_i$  é a densidade de raízes de uma camada, uma propriedade definida para cada tipo de vegetação,  $\psi_i$  é o potencial matricial para a camada.

#### 4.1.4.3 Fluxos de radiação de onda longa.

Radiação de onda longa é emitida, absorvida e refletida pela atmosfera, vegetação, solo, neve e corpos d'água permanentes. O solo e a vegetação possuem altas emissividades (baixa refletividade). LEAF-2 assume que múltiplas reflexões de onda longa não ocorrem, uma vez que a radiação refletida é assumida ser completamente absorvida até atingir a superfície. Sendo assim, os fluxos líquidos entre pares de componentes no LEAF-2 são dados por:

$$F_{rva} = \varepsilon_v \sigma T_v^4 \Gamma_s [1 + (1 - \Gamma_s)(1 - \varepsilon_{gs})] - R_{L\downarrow} \Gamma_s [\varepsilon_v + (1 - \Gamma_s)(1 - \varepsilon_{gs})] \quad (4.60)$$

$$F_{rsv} = \xi \varepsilon_v \varepsilon_s \sigma [T_s^4 - T_v^4] \quad (4.61)$$

$$F_{rgv} = (1 - \xi) \varepsilon_v \varepsilon_g \sigma [T_g^4 - T_v^4] \quad (4.62)$$

$$F_{rsa} = \xi [\varepsilon_s \sigma T_s^4 (1 - \Gamma_s) - R_{L\downarrow} (1 - \Gamma_s) \varepsilon_s] \quad (4.63)$$

$$F_{rga} = (1 - \xi) [\varepsilon_g \sigma T_g^4 (1 - \Gamma) - R_{L\downarrow} (1 - \Gamma) \varepsilon_g] \quad (4.64)$$

onde

$$\varepsilon_{gs} = \xi \varepsilon_s + (1 - \xi) \varepsilon_g ; \quad (4.65)$$

$\varepsilon_v$ ,  $\varepsilon_s$  e  $\varepsilon_g$  são as emissividades da vegetação, neve e solo, respectivamente;  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa incidente na base da atmosfera;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann; e  $\Gamma$  é a fração de radiação incidente da atmosfera que é diretamente interceptada pela vegetação antes de atingir a superfície.

#### 4.1.4.4 Fluxos de radiação de onda curta.

Ao contrário do caso para a radiação de onda longa, a radiação de onda curta pode penetrar em espessuras consideráveis dentro de uma cobertura de neve. Assim, o LEAF-2 considera a

transmissividade de cada camada de neve. A vegetação é assumida ser opaca. Definindo  $R_{s\downarrow}$  como a radiação de onda curta incidente na base da atmosfera, a radiação líquida recebida pela vegetação, camada de neve  $i$  e superfície são dadas por:

$$S_v = R_{s\downarrow} \Gamma_s [1 - \alpha_v + \alpha_s (1 - \Gamma_s)] \quad (4.66)$$

$$S_{si} = R_{s\downarrow} (1 - \Gamma_s) (1 - \alpha_s) (1 - \tau_s + \tau_s \alpha_g) f_i, \quad (4.67)$$

$$S_g = R_{s\downarrow} (1 - \Gamma_s) (1 - \alpha_s) \tau_s (1 - \alpha_g), \quad (4.68)$$

onde  $\alpha_v$ ,  $\alpha_s$  e  $\alpha_g$  são os albedos da vegetação, de todas as camadas de neve, e do solo, respectivamente;  $\tau_s$  é a transmissividade líquida de todas as camadas de neve; e  $f_i$  é a fração da radiação total absorvida pela neve na camada  $i$ . Para simplificar, o LEAF-2 parametriza a transmissividade como:

$$\tau_{si} = \exp(-5W_{si}) \quad (4.69)$$

sendo  $W_{si}$  a massa de cobertura de neve por metro quadrado para a camada  $i$ .

#### 4.1.4.5 Fluxos de precipitação.

As parametrizações de microfísica no BRAMS produzem fluxos de umidade e energia na superfície, devido à sedimentação de hidro-meteoros. São definidos os fluxos de umidade e energia das parametrizações combinadas com  $F_{wa}$  e  $F_{ha}$ . A partição desses fluxos para os componentes vegetação e superfície de água no LEAF-2, é baseada na cobertura fracional de vegetação de acordo com:

$$F_{wav} = F_{wa} \Gamma_s, \quad (4.70)$$

$$F_{was} = F_{wa} (1 - \Gamma_s), \quad (4.71)$$

$$F_{hav} = F_{ha} \Gamma_s, \quad (4.72)$$

$$F_{has} = F_{ha} (1 - \Gamma_s), \quad (4.73)$$

Quando o conteúdo de umidade sobre a superfície da vegetação (da combinação de precipitação interceptada e formação de orvalho) excede o valor limitante de  $W_{vm} \Upsilon_s$ , a quantidade em excesso é primeiramente trazida para o equilíbrio térmico com a vegetação por transferência de calor e, então, é perdida pela vegetação para cair na categoria corpo d'água. Esta quantidade define o fluxo  $F_{wvs}$  e, a energia por ela carregada define o fluxo  $F_{hvs}$ .

#### 4.1.4.6 Fluxos entre camadas de neve e o solo.

A transferência de massa entre camadas de neve e da neve para o solo, ocorrem no LEAF-2 através da percolação da água líquida, denotada pelos fluxos  $F_{wss}$  e  $F_{wgs}$ . Fluxos adicionais de calor são conduzidos como o produto  $F_{wss}Q_{s2}$  e  $F_{wgs}Q_{s1}$  pela percolação da água líquida. O fluxo líquido de calor entre camadas de neve é dado por:

$$F_{hss} = -K_s \frac{\partial T}{\partial z} - F_{wss} Q_{s2}, \quad (4.74)$$

e o fluxo de uma camada de neve para o solo por:

$$F_{hgs} = -0,5(K_s + C_g \lambda) \frac{\partial T}{\partial z} - F_{wgs} Q_{s1}, \quad (4.75)$$

$\lambda$  é a condutividade térmica dada por:

$$\begin{aligned} \lambda &= \exp[-(\log_{10}|100\psi| + 2,7)] \times 4,186 \times 10^2 & \text{para } \log_{10}|100\psi| \leq 5,1 \\ \lambda &= 0,00041 \times 4,186 \times 10^2 & \text{para } \log_{10}|100\psi| > 5,1 \end{aligned} \quad (4.76)$$

e é dependente da umidade do solo através do potencial matricial  $\psi$ .

#### 4.1.4.7 “Patches” não vegetados.

“Patches” cuja superfície é de solo nu, completamente coberta por neve ou um corpo d’água permanente, não sofrem influência da vegetação, e o conjunto de equações prognósticas 4.31 – 4.42 são simplificados pela eliminação dos fluxos que envolvem vegetação. O conceito de “ar do dossel” é mantido mas é igualado a condições de rugosidade na superfície de altura  $z_0$ . Deste modo, são calculados separadamente os fluxos da superfície até a altura da rugosidade e da altura da rugosidade para a atmosfera livre, segundo Garrat (1994).

O comprimento de rugosidade para um corpo de água permanente é baseado numa altura de onda parametrizada, relacionada à velocidade instantânea do vento local (Garrat, 1993), é dado por:

$$z_{0g} = \max\left(0,0001, \frac{0,16u_*^2}{G}\right) \quad (4.77)$$

#### 4.1.4.8 Fluxos entre “patches”.

Uma vez que os valores de  $u_*, T_*, \chi_*$  para cada um dos “patches” são calculados através da teoria da similaridade da camada superficial (Louis, 1979), um fluxo de momento da camada superficial, integrado sobre todos os “patches”, é obtido de:

$$\overline{u'w'} = - \left( \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_*^2)_p, \quad (4.78)$$

$$\overline{v'w'} = - \left( \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_*^2)_p, \quad (4.79)$$

e os fluxos de temperatura média e vapor d’água de:

$$\overline{w'T'} = \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_* T_*)_p, \quad (4.80)$$

$$\overline{w'\chi'} = \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_* \chi_*)_p, \quad (4.81)$$

#### 4.1.4.9 Definição dos parâmetros da vegetação.

Para a definição das categorias de vegetação o LEAF-2 utiliza o BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, Dickinson et. al., 1986). Os parâmetros de vegetação adotados no BATS incluem o índice de área foliar, cobertura fracional, altura do plano de deslocamento, rugosidade, albedo e emissividade. Algumas das categorias utilizadas no BATS podem ser vistas em Seth et. al. (1994), no arquivo BRAMSIN (“name list” para execução do BRAMS), e também na figura 9 deste relatório.

#### 4.1.5 Parametrização da convecção

A parametrização da convecção utilizada é uma versão modificada da parametrização tipo Kuo (1974) e Molinari (1985) desenvolvida por Tremback (1990). Essa parametrização é bastante simplificada, válida somente para convecção profunda, na qual o entranhamento de massa no interior da nuvem é desprezível.

#### **4.1.6 Parametrização da microfísica**

A parametrização da microfísica de nuvens é essencialmente aplicada a qualquer forma que a água possa estar presente, líquida, gelo ou vapor. Esta parametrização inclui também os processos de precipitação. São consideradas as espécies de hidrometeoros, tais como: água de chuva, cristais de pristine, neve, granizo e agregados. Os diâmetros médios dessas espécies são especificados a partir de valores definidos no código do modelo. Uma descrição detalhada dos processos microfísicos considerados pelo BRAMS encontra-se em Meyers e Cotton (1992).

## Referências Bibliográficas

- Atkinson, B. W., 1981: Meso-Scale Atmospheric Circulations, *London Academic Press*, 495 p.
- Band, L. E, Patterson, P., Nemani, R. and Running, S. W., 1993: Forest Ecosystem Processes at the Watershed Scale - Incorporating Hillslope Hydrology. *Agri. Forest Meteorol.*, **63**: (1-2), 93-126.
- Beven, K. J, Kirkby, M. J., Schofield N. and Tagg, A. F., 1984: Testing A Physically-Based Flood Forecasting-Model (TOPMODEL) for 3 UK Catchments. *J. Hydrol.*, **69**: (1-4) 119-143.
- Clark, T. L., 1977: A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation. *J. Comp. Phys.*, **24**, pp. 186-215.
- Chen, C., W. R. Cotton, 1983: A One Dimensional Simulation of the Stratocumulus Capped Mixed Layer. *Boudary Layer Meteo.*, **25**, 289-321.
- Cotton, W. R., Tripoli, G. J. 1978: Cumulus convection in Shear Flow - Three-Dimensional Numerical Experiments. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1503-1521.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient Prediction of Ground Surface-Temperature and Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation. *J Geophys Res- Oceans and Atmos.*, **83**: (NC4), 1889-1903.
- Dickinson, R. E., 1986: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, NCAR/TN-275+STR.
- Flatau, P. J., G. J. Tripoli, J. Verlinde and W. R. Cotton, 1989: The CSU-BRAMS Cloud Microphysics Module: General Theory and Code Documentation. Colorado State Univ. Dep. Of Atmos. Sci., Fort Collins, Colorado 80523. *Atmos. Sci. Pap.*, 451, 88pp.
- Garratt, J. R., 1993: Sensitivity of Climate Simulations to Land-Surface and Atmospheric Boundary-Layer Treatments – A Review. *J. Climate*, **6** (3), 419-449.
- Garratt, J. R. 1994: The Atmospheric Boundary-Layer – Review. *Earth-Science Rev.*, **37**, 89-134.

- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Lee, T. J., 1992: The Impact of Vegetation on the Atmospheric Boundary Layer and Convective Storms. *Ph. D. Dissertation, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado*, 137 pp.
- Louis, J. F., 1979: Parametric Model of Vertical Eddy Fluxes in the Atmosphere. *Bound-Layer Meteor.*, **17**: (2), 187-202.
- Mahrer, Y. and Pielke, R. A., 1977: A Numerical Study of the Airflow Over Irregular Terrain. *Beitrage Zur Physik der Atmosphere*, **50**. Band, Seite 98-113.
- Mellor G. L, and Yamada, T., 1982: Development of a Turbulence Closure-Model for Geophysical Fluid Problems. *Rev. Geophys.* **20**: (4) 851-875.
- Meyers, M. P. and Cotton, W. R., 1992: Evaluation of the Potential for Wintertime Quantitative Precipitation Forecasting Over Mountainous Terrain With an Explicit Cloud Model .1. 2-Dimensional Sensitivity Experiments. *J. Appl. Meteorol.* **31**: (1) 26-50.
- McCumber, M. C. and Pielke, R. A., 1981: Simulation of the Effects of Surface Fluxes of Heat and Moisture in a Mesoscale Numerical Model. Part I: Soil Layer. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9929-9938.
- Molinari, J., 1985: A general form of Kuo's cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1411-1416.
- Philip, J. R. and De Vries, D. A., 1957: Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **38**, 222-232.
- Physick W., 1976: Numerical-Model of Sea-Breeze Phenomenon Over a Lake or Gulf. *J. A. S.* **33**: (11) 2107-2135.
- Pielke, R. A., Cotton, W. R., Walko, L. R., Tremback, C. J., Lyons, W. A., Grasso, L. D., Nicholls, M. E., Moran, M. D., Wesley, D. A., Lee, T. J. and Copeland, J. H., 1992: A comprehensive Meteorological Modeling System – BRAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **49**, 69-91.
- Sivapalan, M., Beven K. and Wood E. F., 1987: On Hydrologic Similarity .2. A Scaled Model of Storm Runoff Production. *Water Resour. Res.*, **23**: (12), 2266-2278.

- Smagorinsky, J., 1963: General Circulation Experiments with the Primitive Equations: 1. The Basic Experiment. *Mon Wea. Rev.*, **91**, 99-164.
- Tremback, C. J., and Kessler, R., 1985: A Surface Temperature and Moisture Parametrization for use in Mesoscale Numerical Model. *Preprints, 7th Conference on Numerical Weather and Numerical Results. Department of Atmospheric Science, Colorado State University.*
- Tremback, C. J., 1990: Numerical Simulation of a Mesoscale Convective Complex: Model development and numerical results. Department of Atmospheric Science. Colorado State University.