

## **CIRCULAÇÕES TERMICAMENTE FORÇADAS EM ÁREAS CULTIVADAS**

### **TERMALLY INDUCED CIRCULATION AT CULTIVATED AREAS**

José Eduardo Prates<sup>1</sup>

#### **RESUMO**

O regime de ventos próximo à superfície tem influência em várias operações na atividade agrícola. Neste trabalho, foram desenvolvidos experimentos numéricos, utilizando um modelo de mesoescala com alta resolução-Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) para estudar o impacto da heterogeneidade da vegetação no desenvolvimento de circulação local. Uma vez que a umidade e temperatura do solo foram homogêneas na inicialização, os resultados obtidos são indício de que as propriedades óticas e aerodinâmicas da vegetação foram responsáveis pelo desenvolvimento da brisa do tipo “Circulação de Mesoescala Não Clássica” (CMNC) com velocidade de até  $1,8 \text{ m.s}^{-1}$ . A estrutura vertical e horizontal do campo de temperatura também foi afetado, estabelecendo-se a diferença máxima em torno de  $0,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$  entre as áreas especificadas como milho e arroz e um maior desenvolvimento da camada de mistura sobre a área definida como milho.

**Palavras-chave:** circulação local, heterogeneidade horizontal da vegetação, modelo de mesoescala.

#### **SUMMARY**

Near surface winds have a significant impact over several operations of agriculture activity. In this article, numerical experiments are performed with a high resolution mesoscale numerical model - Regional Atmospheric Modeling Systems (RAMS) - to study the impact of spatial heterogeneities of the vegetation on the local circulation development. The maximum west-east component of the “Nonclassical

---

<sup>1</sup> Pesquisador Sênior SIMEPAR; Cx. Postal 318, CEP 80001-970, Curitiba-PR; e-mail: jeprates@simepar.br

Mesoscale Circulation” (NMC) that develops between the rice and maize areas is  $1.8 \text{ m.s}^{-1}$  and the maximum air temperature difference, on these areas, near the ground surface is about  $0.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .

**Key words:** local circulation, vegetation horizontal heterogeneity, mesoscale model.

## INTRODUÇÃO

O regime de ventos próximo à superfície influencia de diversas formas as operações de rotina e a produtividade no setor agrícola. Constitui-se também num importante elemento para o manejo do microclima com vistas a aumentar a eficiência destas operações assim como da produtividade das culturas. Em particular, afeta a eficiência de sistemas de irrigação por aspersão, na medida em que, influencia a uniformidade de distribuição de água aplicada. Segundo PEREIRA (1992), o coeficiente de uniformidade de Christiansen pode variar de 70% a 78% para velocidade do vento de  $4 \text{ m.s}^{-1}$  a calmo, respectivamente, para um aspersor trabalhando num plano em nível com tubo de elevação na vertical.

A estrutura termodinâmica e os processos dinâmicos da camada limite planetária (CLP) associados ao desenvolvimento de circulação local, tem sido, na última década, analisada em diversos estudos observacionais ( SEGAL et al., 1988; JACOBS E BRUIN, 1992) e com modelagem numérica (PIELKE et al., 1991; CHEN e AVISSAR, 1994; PRATES e SILVA DIAS, 1994 ). Tal circulação, forçada pelo gradiente horizontal dos fluxos verticais de calor sensível e latente resultante da heterogeneidade do solo e vegetação, é conhecida na literatura por “Circulação de Mesoescala não Clássica” (CMNC) (SEGAL et al., 1988). Além de afetar a evolução e o desenvolvimento da CLP, tem papel importante no acoplamento dos processos atmosféricos de meso e grande escala disparando ou intensificando a convecção de cúmulos (KUO e ANTHES, 1984). Em SEGAL e ARRIT (1992), pode ser encontrado uma detalhada descrição teórico/conceitual sobre a CMNC. Segundo OOKOUCHI et al. (1984), a intensidade de uma CMNC pode ter a magnitude de uma brisa marítima “pura” (BM) cujas velocidades horizontal e vertical do vento são de  $4,8 \text{ m.s}^{-1}$  e  $0,22 \text{ m.s}^{-1}$ , respectivamente, as quais, são próximo de valores observados por YAN e ANTHES (1988) de  $5,6 \text{ m.s}^{-1}$  e  $0,27 \text{ m.s}^{-1}$  para BM.

No caso de áreas cultivadas com diferentes tipos de cultura, o desenvolvimento de uma CMNC poderá se desenvolver forçada por gradientes horizontais de temperatura e umidade (fluxos verticais de calor sensível e latente) resultante das diferenças nas propriedades radiativas e características aerodinâmicas e morfológicas da vegetação (albedo, rugosidade, índice de área foliar (IAF), densidade de raízes), além das propriedades físicas e de umidade do solo.

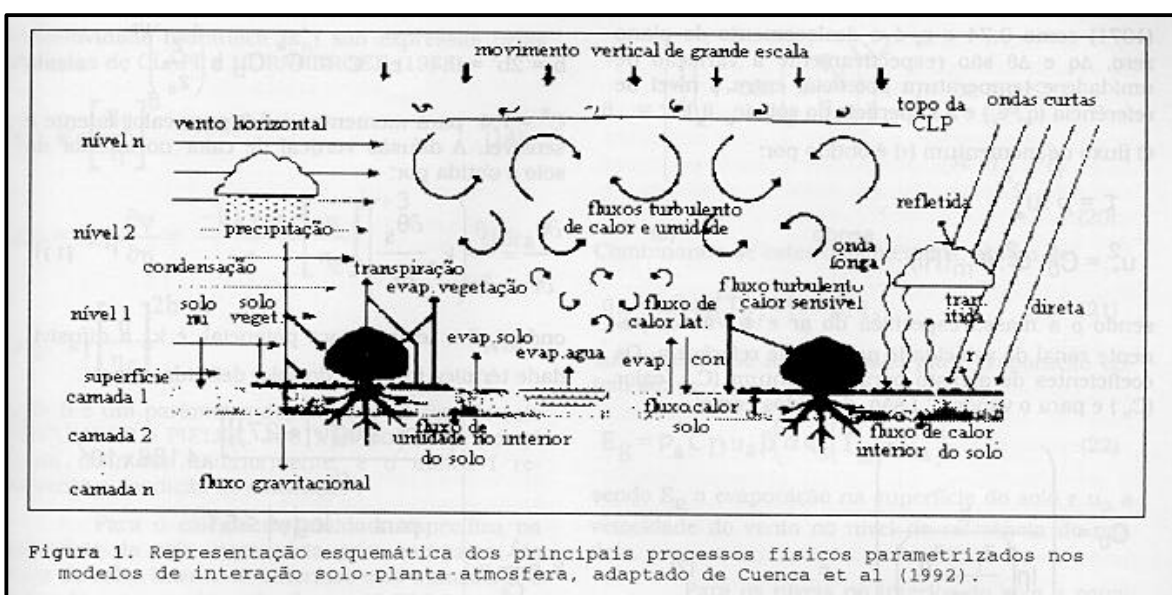
Com irrigação, o desenvolvimento de uma CMNC pode ser intensificada em função do tipo de sistema utilizado. No caso de pivô central, no qual a distribuição de água é relativamente homogênea, se

estabelece um gradiente de temperatura e umidade do ar e do solo em relação a áreas vizinhas não irrigadas.

Em vista do efeito que este tipo de circulação exerce em diversas operações agrícolas, como mencionado, será desenvolvido um estudo numérico da CMNC com ênfase na magnitude da velocidade do vento próximo à superfície e em sua evolução diurna, assim como na evolução da camada limite planetária. Deve-se salientar, que os resultados apresentados neste trabalho são utilizados como base para avaliação do desempenho do modelo numérico em capturar circulações atmosféricas em escala meso- $\gamma$  para, em uma etapa posterior, serem desenvolvidos estudos de validação com dados observados.

### MATERIAL E MÉTODOS

No estudo da CMNC foi utilizado o modelo numérico de mesoescala Regional Atmospheric Modeling System, versão 3.a (RAMS-3a), desenvolvido na Colorado State University e instalado no Departamento de Ciências Atmosféricas - IAG/USP. Embora seja um modelo de área limitada, indicado para simulações de fenômenos atmosféricos de mesoescala (2 - 2000 km, ORLANSKI, 1975), o RAMS, com várias opções de esquemas numéricos para fronteiras laterais e no topo, pode ser utilizado em estudos de processos físicos em escala meso- $\gamma$  ou cobrir áreas como um cinturão latitudinal (WALKO e TREMBACK, 1991). Uma descrição geral do modelo encontra-se em PIELKE et al. (1992). Será apresentado aqui uma descrição apenas do módulo de interação superfície atmosfera uma vez que os resultados apresentados referem-se a processos da camada limite superficial (CLS) e da CLP.



## 1. Módulo de interação superfície - atmosfera

O esquema de parametrização dos fluxos de calor e umidade no interior do solo, e na interface solo/atmosfera com e sem vegetação, utilizado no RAMS-3a, foi desenvolvido por TREMBACK e KESSLER (1985) a partir do modelo multicamadas proposto por McCUMBER e PIELKE (1981). No caso da presença de vegetação adota-se o modelo de AVISSAR e MAHRER (1988) com modificações extraídas do Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) (DICKINSON et al., 1986). Os processos atmosféricos e do solo incluídos nestes modelos estão esquematizados na Figura 1.

### 1.1- Modelo de solo

As equações prognósticas da temperatura e da umidade do solo, são derivadas das respectivas equações de difusão resolvidas explicitamente na vertical. A difusividade de vapor d'água, condutividade hidráulica e potencial de água do solo saturado são tomados como parâmetros para caracterizar o tipo de solo. A solução destas equações mais o balanço de energia na superfície, fornece os valores da temperatura e umidade necessárias ao acoplamento com a atmosfera.

A equação prognóstica para a temperatura na superfície do solo ( $\theta_G$ ), obtida a partir do balanço de energia, é escrita como (TREMBACK E KESSLER, 1985):

$$C_s \Delta Z_G \frac{\partial q_G}{\partial t} = a_G R_s \downarrow + R_l \downarrow - e s T_G^4 + r_a c_p u_* q_* + r_a L u_* q_* - C_s k_s \frac{\partial q_s}{\partial Z} \quad (1)$$

onde  $C_s$  é o calor específico volumétrico do solo expresso em função da umidade como:

$$C_s = (1 - \eta_f) C_d + \eta_s C_w \quad (2)$$

sendo  $C_w$  o calor específico da água ( $J.m^3.k^{-1}$ );  $C_d$  o calor específico volumétrico do solo seco ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ );  $c_p$  o calor específico a pressão constante ( $J.kg^{-1}.K^{-1}$ );  $k_s$  a difusividade térmica do solo ( $m^2.s^{-1}$ );  $L$  o calor latente de evaporação ( $J.kg^{-1}$ );  $R_l \downarrow$  a irradiância solar na faixa de ondas longas na superfície ( $W.m^{-2}$ );  $R_s \downarrow$  a irradiância solar na faixa de ondas curtas na superfície ( $W.m^{-2}$ );  $T_G$  a temperatura da superfície do solo (K);  $t$  o tempo (s);  $\Delta Z_G$  a espessura da camada de solo (m);  $e$  a emissividade da superfície (adimensional);  $h_s$  a umidade do solo a base de volume ( $m^3.m^{-3}$ );  $h_f$  a umidade do solo em condições de saturação ( $m^3.m^{-3}$ );  $s$  a constante de Stephan - Boltzmann ( $W.m^{-2}.K^{-4}$ );  $r_a$  a massa específica do ar ( $kg.m^{-3}$ ),  $a_G$  o albedo da superfície;  $q_s$  a temperatura do solo (K) e as quantidades  $u_*$ ,  $q_*$ ,  $\theta_*$ , são

respectivamente as escalas de velocidade, umidade e temperatura potencial definidas por LOUIS (1979), expressas como:

$$u_* = \sqrt{\overline{w'u'}} \quad ; \quad \theta_* = -\overline{w'\theta} / u_* \quad e$$

$$q_* = -\overline{w'q} / u_* \quad (3)$$

sendo  $\overline{w'u'}$ ,  $\overline{w'\theta}$  e  $\overline{w'q}$  as covariâncias com a velocidade vertical da velocidade horizontal, temperatura potencial e umidade específica, respectivamente.

Conforme notado por LEE (1992), nos momentos em que a temperatura da superfície do solo é máxima, maior do que no ar e nas camadas mais profundas, o fluxo de umidade tende a divergir neste nível causando rápida secagem na superfície. Se estabelece rapidamente uma camada que, em razão dos poros estarem preenchidos com ar, dificulta a evaporação e isola termicamente as camadas inferiores resultando em altas temperaturas na superfície. Tal processo produz um forte gradiente no potencial de água no solo o que é inconsistente com as observações e gera problemas de instabilidade numérica. Nestes casos, a temperatura na superfície tende a atingir altos valores. Para minimizar este efeito deve-se utilizar alta resolução próximo da superfície (de 2 a 30 cm), com a primeira camada de no máximo 3 cm de espessura. Entretanto, na região das raízes as camadas devem estar entre 10 e 50 cm de espessura para evitar a secagem do solo em apenas um passo de tempo da integração resultando em uma situação de “estress hídrico numérico” na vegetação e aumento na resistência ao fluxo de água e a conseqüente redução na transpiração.

Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente na camada superficial são respectivamente,  $\rho_a c_p u_* \theta_*$  e  $\rho_a L u_* q_*$ , calculados no nível de referência do modelo para o interior da CLS baseado nas parametrizações proposta por BUSINGUER et al. (1971) modificadas por LOUIS (1979):

$$u_* \theta_* = \frac{C_D^2}{R} \cdot \Phi_H(Ri_b) \cdot |u_r| \cdot \Delta \theta \quad (4)$$

$$e \quad \Delta q = q_r - q_g$$

$$u_* q_* = \frac{C_D^2}{R} \cdot \Phi_E(Ri_b) \cdot |u_r| \Delta q \quad (5)$$

$$e \quad \Delta q = q_r - q_g$$

onde  $R$  representa a razão entre os coeficientes de arrasto para momento e calor na condição limite de estabilidade neutra estimado por BUSINGUER et al. (1971) como 0,74 e  $z_d$  é o deslocamento do plano zero,  $\Delta q$  e  $\Delta\theta$  são respectivamente a variação de umidade e temperatura potencial entre o nível de referência ( $q_r, \theta_r$ ) e a superfície do solo ( $q_g, \theta_g$ ).

O fluxo de momentum ( $\tau$ ) é obtido por:

$$\begin{aligned} \tau &= r \cdot u_*^2 \\ u_*^2 &= C_D^2 \cdot u_r^2 \cdot \Phi_m(Ri) \end{aligned} \quad \text{sendo} \quad (6)$$

sendo  $\rho$  a massa específica do ar e  $u_r^2$  a componente zonal da velocidade no nível de referência. Os coeficientes de arrasto para momentum ( $C_D$ ), calor ( $C_H$ ) e para o vapor ( $C_E$ ) são definidos como:

$$\begin{aligned} C_D &= \left( \frac{k}{\ln\left(\frac{z_r - z_d}{z_o}\right)} \right)^2 \quad \text{e} \quad (7) \\ C_H &= C_E = \frac{C_D}{R} \end{aligned}$$

onde  $k$  é a constante de von Karman,  $z_r$ ,  $z_d$  e  $z_o$  são respectivamente a altura do nível de referência, o nível de deslocamento do plano zero e o parâmetro de rugosidade.

As funções que corrigem os fluxos ( $\Phi_H, \Phi_M, \Phi_E$ ) para os casos de estratificação estável/instável em função do número de Richardson volumétrico ( $Ri_B$ ) são consideradas as mesmas para os fluxos de calor sensível, latente e de momentum (LOUIS, 1979) podendo ser expressas como:

$$\Phi_H = \Phi_E = \Phi_M = 1 - \frac{b Ri_B}{1 + c |Ri_B|^{1/2}}, \quad (8)$$

para condição instável ( $\theta_g \geq \theta_r$ )

$$\Phi_H = \Phi_E = \Phi_M = \frac{1}{(1 + b Ri_B)^2} \quad (9)$$

para condição estável ( $\theta_g \leq \theta_r$ ), com:

$$Ri_B = \frac{g(z_r - z_o) \Delta q}{\bar{q} u_r^2}, \quad (10)$$

sendo  $\Delta\theta = \theta_r - \theta_g$  e os outros parâmetros como definidos anteriormente.

Nas equações (8) e (9), as constantes são definidas como:

$$b = 2b' = 9,4 \quad \text{e} \quad c = C^* C_D b \left( \frac{z}{z_0} \right)^{1/2}, \quad \text{sendo } C^* = 7,4 \text{ para momentos e } 5,3 \text{ para calor latente e}$$

sensível. A difusão vertical de calor no interior do solo é obtida por:

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k_s \frac{\partial \theta_s}{\partial z} \right), \quad (11)$$

onde  $\theta_s$  é a temperatura potencial, e  $k_s$  a difusividade térmica ( $m^2.s^{-1}$ ) do solo, definida como:

$$k_s = \frac{\lambda}{C_s} = \begin{cases} \frac{\left[ \exp(-(\log|y| + 2,7)) \right]}{C_s} \times 4,186 \times 10^7, & \text{para } \log|y| \leq 5,1 \\ \frac{0,00041}{C_s} \times 4,186 \times 10^7, & \text{para } \log|y| > 5,1 \end{cases} \quad (12)$$

sendo  $\Psi$  o potencial hídrico no solo (m);  $C_s$  o calor específico volumétrico do solo saturado ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ) e  $\lambda$  a condutividade térmica ( $J.s^{-1}.m^{-1}.K^{-1}$ ). A equação de difusão tem como condições de contorno para  $\theta_s$ :

- i) a temperatura no nível mais profundo (último nível) que é mantida constante;
- ii) na superfície (primeiro nível) é obtida a partir do balanço de energia (equação 1).

A parametrização do movimento de água no solo e na interface solo-atmosfera, na forma líquida e de vapor é descrita em TREMBACK e KESSLER (1985) incluindo-se os termos de extração de água pelas raízes (AVISSAR e MAHRER, 1988) e escoamento superficial (runoff). Na superfície a umidade do solo ( $\eta_G$ ) é estimada a partir da equação prognóstica:

$$\frac{\partial \eta_G}{\partial t} = \frac{\rho_a u_* q_*}{\rho_w} - \frac{\left( D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} + k_\eta \right)}{\Delta Z} \quad (13)$$

sendo  $\rho_w$  a massa específica da água (kg.m<sup>-3</sup>) e o potencial hídrico ( $\psi$ ), a difusividade ( $D_\eta$ ) e a condutividade hidráulica ( $k_\eta$ ) são expressas pelas fórmulas de CLAPP e HORNBERGER (1978):

$$\psi = \psi_f \left[ \frac{\eta_f}{\eta} \right]^b \quad (14)$$

$$D_\eta = k_\eta \frac{\partial \psi}{\partial \eta} = \frac{-b k_f \psi_f}{\eta} \left[ \frac{\eta}{\eta_f} \right]^{b+3} \quad (15)$$

$$k_\eta = k_f \left[ \frac{\eta}{\eta_f} \right]^{2b+3} \quad (16)$$

onde  $b$  é um parâmetro dependente do tipo de solo (McCUMBER e PIELKE, 1981), os outros termos já foram definidos anteriormente, e o índice  $f$  representa a condição de saturação .

Para o cálculo da umidade específica na superfície do solo, necessária para estimativa do fluxo de calor latente na interface solo-atmosfera, é utilizado uma combinação das equações propostas por Philip (1957) e Deardoff (1978) citados por LEE (1992).

A equação clássica de fluxo de vapor proporcional ao gradiente é escrita como:

$$E = \rho_a C_D u_a (q_g - q_a) \quad (17)$$

sendo  $E$  a taxa de evaporação,  $u_a$  a velocidade do vento,  $C_D$  o coeficiente de transferência para o vapor,  $q_g$  e  $q_a$ , respectivamente a umidade específica na superfície e no ar. Segundo PHILIP (1957):

$$q_g = \alpha \cdot q_s(T_g, P_g) = \exp\left(\frac{g \Psi_g}{R_v T_g}\right) q_s(T_g, P_g) \quad (18)$$

sendo,  $q_s$  a umidade específica de saturação, na temperatura ( $T_g$ ) e pressão da superfície ( $P_g$ ),  $g$  é a aceleração gravitacional e  $R_v$  a constante universal dos gases para o vapor.

Segundo DEARDOFF (1978):

$$q_g = \beta q_s(T_g) + (1 - \beta) q_a \quad (19)$$

onde o coeficiente  $\beta$  é obtido (LEE e PIELKE, 1992) por:



$$\beta = \begin{cases} \frac{1}{4} \left( 1 - \cos \left( p \frac{h_g}{h_s} \right) \right)^2, & \text{se } h_g \leq h_s \\ 1, & \text{se } h_g > h_s \end{cases} \quad (20)$$

Combinando-se estes dois métodos, obtém-se:

$$q_g = \alpha \beta q_s(T_g) + (1 - \beta) q_a \quad (21)$$

substituindo-se na expressão para evaporação obtém-se:

$$E_g = \rho_a C_D u_a \beta \left( \alpha q_s(T_g) - q_a \right) \quad (22)$$

sendo  $E_g$  a evaporação na superfície do solo e  $u_a$  a velocidade do vento no nível de referência do modelo.

Para os níveis no interior do solo a equação de difusão de umidade fica:

$$\frac{\partial \eta_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \eta \frac{\partial \eta}{\partial z} + k \eta \right) \quad (23)$$

o efeito da extração de água pelas raízes é incluída por meio da expressão:

$$\eta_s(t + \delta t) = \eta_s(t) - F_r \cdot E_{tr} \quad (24)$$

onde  $F_r$  é a fração normalizada de raízes em cada camada, calculada por uma equação empírica como função do tipo de vegetação proposta por Tremback (código do modelo) e  $E_{tr}$  a evapotranspiração real.

Neste caso, as condições de contorno são:

- i. a umidade no nível mais profundo (último) é mantida constante, simulando um lençol freático;
- ii. o fluxo de umidade na superfície do solo é ajustada ao balanço hídrico:

$$F = Pr_g - (E_g + Ru_g) \quad (25)$$

sendo  $F$  o fluxo de umidade para o interior do solo;  $E_g$  a evaporação;  $Pr_g$  a precipitação; e  $Ru_g$  o escoamento superficial.

## 1.2- Modelo de vegetação

No caso da existência de cobertura vegetal, o modelo de vegetação implementado por TREMBACK (versão 2c-1989) foi desenvolvido com base em AVISSAR e MAHRER (1988) com modificações extraídas do Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) (DICKINSON et al., 1986). Inclui uma parametrização do processo de extração de água do solo pelas raízes (equação 24) e seu efeito

na taxa de variação de umidade do solo e na transpiração, além de considerar as modificações sofridas pelos transportes verticais de momento, calor latente e sensível da superfície para a atmosfera. No processo de transferência de água do solo para atmosfera, são levados em conta os efeitos da vegetação em termos dos seguintes aspectos: controle na taxa de transferência por meio da evapotranspiração; aumento no volume de solo explorado para extração de água pelo sistema radicial; retenção de uma fração da precipitação (função da arquitetura da planta e intensidade da chuva) e água condensada diretamente na superfície das folhas que é, em seguida, evaporada; contribuição para o armazenamento de água no solo, na medida em que favorece a infiltração.

No balanço de energia em superfícies vegetadas os seguintes parâmetros são constantes, ou calculados pelo modelo nos casos em que ocorrem variações ao longo da integração: resistência estomatal ao fluxo de vapor como função da incidência de luz solar, temperatura e potencial hídrico; resistência ao fluxo de água líquida do sistema vascular da planta incluindo o sistema radicial; índice de área foliar; fração de solo coberta pela vegetação; refletância das folhas; transmissividade e emissividade das folhas; coeficiente de arrasto do dossel; parâmetro de rugosidade e capacidade térmica do dossel.

As áreas do domínio onde existe cobertura vegetal o balanço de radiação possui três componentes em função das diferentes propriedades radiativas das superfícies:

i. fração de solo não sombreada: a fração de solo sombreada  $\mu$  é considerada como uma característica do tipo de vegetação (dado de entrada) e a fração de solo "nu" dado por  $(1-\mu)$ . Para esta fração, a equação do balanço de radiação será expressa por:

$$R_{n_{SV}} = (1 - \alpha_m) R_S + \epsilon_S R_l - \epsilon_S \sigma T_S^4 \quad (26)$$

sendo  $R_{n_{SV}}$  o saldo de radiação sobre o solo sem vegetação;  $R_S$  e  $R_l$  a radiação incidente de ondas curtas e longas respectivamente,  $\sigma$  a constante de Stephan-Boltzman;  $T_S$  e  $\epsilon_S$  a temperatura e a emissividade do solo respectivamente; e  $\alpha_m$  representa o albedo médio entre o solo "nu" e sombreado:

$$\alpha_m = (1 - \mu) \alpha_n + \mu \alpha_v \quad (27)$$

sendo  $\mu$  como definido anteriormente;  $\alpha_v$  o albedo da vegetação,  $\alpha_n$  o albedo do solo "nu" dependente da umidade do solo, sendo definido (IDSO et al., 1975) como:

$$\alpha_n = \begin{cases} 0,31 - 0,17\Delta, & \text{se } \Delta \leq 0,5 \\ 0,14, & \text{se } \Delta > 0,5 \end{cases}$$

onde  $\Delta = (\eta / \eta_s)$  é a umidade relativa do solo.

ii. Fração de solo sombreado (ss):

$$Rn_{ss} = t_v (1 - a_m) R_s + e_s \left( (1 - e_v) R_l + e_v s T_v^4 \right) - e_s s T_{ss}^4 \quad (28)$$

onde  $t_v = 2^{-IAF}$  representa a parametrização da extinção da radiação de ondas curtas através do dossel em função do Índice de Área Foliar (IAF) definido como a razão entre a área total das folhas de uma planta e a área projetada no solo ( $m^2$  de folha/  $m^2$  de terreno);  $e_v$  e  $T_v$  a emissividade e temperatura da vegetação respectivamente e os outros parâmetros como definido anteriormente.

iii- Sobre a vegetação (v):

$$Rn_v = (1 - a_v - t_v) R_s + e_v (R_l + e_s s T_{ss}^4) - 2 e_v s T_v^4 \quad (29)$$

Cada balanço é realizado como se a unidade da malha fosse homogênea e o resultado final é ponderado pelas respectivas frações ocupadas por cada tipo de cobertura.

Como no caso da temperatura do solo, o saldo de radiação  $Rn_v$  é utilizado na equação prognóstica da temperatura do dossel:

$$C_v \frac{\partial T_v}{\partial t} = LE_{tr} + H_v + Rn_v \quad (30)$$

onde  $E_{tr}$  é a evapotranspiração real;  $H_v$  o fluxo de calor sensível sobre a vegetação; e  $C_v$  é a capacidade térmica do dossel vegetativo definido como:

$$C_v = k c_w \rho_w IAF \quad (31)$$

sendo  $k$  uma constante de proporcionalidade determinada empiricamente;  $c_w$  e  $\rho_w$ , o calor e a massa específicos do dossel.

Com a temperatura da vegetação  $T_v$ , calcula-se a umidade específica do ar na interface ar-dossel:

$$q_{av} = d_s q_s(T_v) + (1 - d_s) q_r \quad (32)$$

sendo  $q_s(T_V)$  a umidade específica de saturação na superfície da folha a uma temperatura  $T_V$  da vegetação;  $q_r$  a umidade específica no nível de referência do modelo; e  $d_s$  o fator que representa a condutância estomatal definido como:

$$d_s = \left[ d_s^m + (d_s^M - d_s^m) \cdot f_{R_s} \cdot f_{T_V} \cdot f_C \cdot f_{\bar{\psi}} \cdot f_D \right] / d_s^M \quad (33)$$

sendo  $d_s^m$  e  $d_s^M$  a condutância estomatal mínima (estômato totalmente fechado, transpiração exclusivamente através da cutícula) e máxima (estômato totalmente aberto), respectivamente. São valores determinados experimentalmente e dependentes da espécie vegetal. Os termos  $f_x$ , são funções que quantificam a influência de fatores do ambiente relacionados com o mecanismo de fechamento e abertura do estômato:  $R_s$ , radiação de ondas curtas;  $T_V$ , temperatura da vegetação;  $D$ , déficit hídrico entre o interior da câmara estomática e o ar;  $\bar{\psi}$  potencial de água médio do solo;  $C$  concentração do dióxido de carbono cuja expressão geral tem a forma:

$$f_x = \left( 1 + \exp(-c(x - b)) \right)^{-1} \quad (34)$$

Por exemplo, no caso de  $f_{R_s}$  que representa a atenuação da radiação solar global (ondas curtas) através do dossel, para o IAF maior que 1, tem-se :

$$f_{R_s} = \frac{1}{IAF} \cdot \sum_1^{IAF} \left( 1 + \exp\left( c \left( \frac{R_s}{2^{IAF}} - b \right) \right) \right)^{-1} \quad (35)$$

as constantes  $c$  e  $b$  são obtidas experimentalmente. Nas simulações desenvolvidas neste trabalho foram utilizados valores para a planta de tabaco encontrados em AVISSAR et al. (1985). Algumas características da vegetação utilizadas neste trabalho encontram-se na Tabela 1.

TIPO DE VEGETAÇÃO	ALBEDO (%)	$Z_0$ (m)	IAF	FRAÇÃO DE SOLO COBERTA (%)	EMISSIVIDADE (%)
Arroz	12	0,1	2,6	85	95
Milho	23	0,5	2,6	80	96

Fonte: CUNHA et al. (1989) ; PRATES et al. (1988); BRUNINI (1983); MONTEITH (1976)

## 2. Configuração do experimento

Nesta simulação o RAMS-3a foi definido como não hidrostático, sem parametrização de cumulos. A fronteira superior foi do tipo “topo rígido” e nas laterais foi utilizado o esquema radiacional. Foi inicializado às 9 h local com uma sondagem extraída dos dados analisados do European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) no ponto que coincide com o centro do domínio do dia 22 de janeiro de 1988, Tabela 2, e concluído às 15 h local do dia 23, totalizando 36 horas de simulação. O campo de vento inicial foi definido como zonal, de oeste, considerando nula a componente meridional na sondagem.

A área do domínio centrada em  $19,5^{\circ}$  S e  $48^{\circ}$  W, mostrada na Figura 2, foi definida com 20 pontos nas direções zonal e meridional e 23 níveis na vertical, sendo 13 nos primeiros 3 km e atingindo no total 16 km de altura. No solo, foram 8 níveis atingindo 0,31 m de profundidade com o perfil vertical de temperatura e umidade apresentados na Tabela 3. A textura especificada como sand-clay-loam (classificação do USDA) foi considerada homogênea em toda a área do domínio.

A cobertura vegetal foi definida em duas faixas, com orientação N-S, sendo uma, abrangendo os 10 primeiros pontos (de W para E) com arroz (*Oryza sativa* L.) e os dez seguintes com milho (*Zea mays*) (Figura 2), ambos com características de albedo, índice de área foliar (IAF), parâmetro de rugosidade ( $z_0$ ) e fração de cobertura do solo típicas do estágio de crescimento vegetativo máximo. O tipo de solo e a umidade inicial foram homogêneos para todo o domínio.

**Tabela 2.** Sondagem utilizada para inicializar a simulação, extraída dos dados analisados do ECMWF, onde PS é a pressão atmosférica; HS a altitude; TS a temperatura; TH a temperatura potencial do bulbo seco; US a componente zonal do vento; VS a componente meridional do vento; RM a razão de mistura; UR a umidade relativa do ar.

PS (Pa)	HS (m)	TS (K)	TH (K)	US (m/s)	VS (m/s)	RM (kg/kg)	UR (%)
100000.0	0.0	296.56	296.56	0.80	0.00	0.01383	75.0
85000.0	1413.9	293.26	307.21	2.70	0.00	0.01027	58.0
70000.0	3057.2	281.86	312.11	3.30	0.00	0.00609	60.0
50000.0	5767.4	266.76	325.22	6.70	0.00	0.00252	53.0
30000.0	9571.4	241.36	340.51	14.40	0.00	0.00020	23.0
20000.0	12314.1	220.56	349.41	12.80	0.00	0.00003	18.0
10000.0	16546.7	196.46	379.43	12.00	0.00	0.00001	50.0

Tabela 3. Valores iniciais de umidade e temperatura nos níveis do solo (-Z) utilizados na simulação para o dia 22 de janeiro de 1988 representando a condição típica das 9 h local.

	Z (m)							
	0	-0,03	-0,06	-0,09	-0,13	-0,18	-0,24	-0,31
UR (%)	80	80	85	85	85	90	90	90
$\Delta T (^{\circ}C)$	2,0	1,5	0,8	0,0	0,4	0,75	1,5	2,5

\* : Diferença de temperatura entre o nível do solo  $Z_n$  e a superfície

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise dos campos de vento e temperatura potencial foi desenvolvida utilizando-se cortes no plano vertical, ao longo da direção W-E (eixo x) em  $y = 0$  (passando pelo centro do domínio). Portanto, serão analisados apenas os campos verticais, no plano x-z, das componentes zonal (u) e vertical (w) do vento, mais a temperatura potencial ao longo do eixo x, em diferentes instantes.

No campo de velocidade vertical mostrado na Figura 3-a pode-se observar o desenvolvimento de uma célula de convecção com o ramo ascendente sobre o arroz (linha cheia) e descendente sobre o milho (tracejado) 5 horas após inicializado (14:00 UTC). Embora com pequena profundidade, em torno de 800 m, e intensidade máxima de  $1,2 \text{ cm.s}^{-1}$  no ramo ascendente, o desenvolvimento desta célula e do gradiente de temperatura potencial (Figura 3-b) que se observa nos primeiros 200 m, são indícios de que o modelo mostrou-se bastante sensível a diferenças nas propriedades físicas das duas culturas, logo nas primeiras horas de simulação. Nota-se que a fronteira entre os dois ramos da circulação coincide com a das culturas. A convergência que se observa na região de interface entre as duas culturas é um forte indício do efeito provocado pela mudança brusca no parâmetro de rugosidade ( $z_0$ ), maior no caso do milho, causando uma desaceleração do vento (Figura 3-a) e intensificação do transporte vertical de massa e energia. Às 16:00 UTC, ainda no primeiro dia de integração, pode-se verificar na Figura 4-a, o deslocamento da linha de convergência para leste (Figura 3-c) forçada pelo escoamento básico utilizado na inicialização. Ainda na Figura 4-a pode-se observar também o enfraquecimento do vento de oeste (campo básico) no setor leste, sobre a área com milho, possivelmente em resposta ao gradiente de temperatura. Às 20:00 UTC já se verifica a inversão no sentido da componente zonal do vento (Figura 4-b) gerando uma frente de brisa com velocidade em torno de  $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ , próxima à superfície.

No segundo dia de integração pode-se considerar que a circulação responde totalmente às condições da superfície definidas no experimento, ou seja, a influência do campo básico pode ser desprezada. Neste caso, o gradiente de temperatura se intensifica gerando maior flutuação do que nas primeiras 24 horas. Neste caso, os fluxos verticais de calor e massa serão resultantes de processos

mecânicos e térmicos associados respectivamente à rugosidade e ao gradiente horizontal de temperatura. Na Figura 5-a, pode-se notar que o gradiente de temperatura às 14:00 UTC é mais intenso que no primeiro dia no mesmo instante (Figura 3-b). Na Figura 5-b, nota-se que a velocidade da componente zonal do vento na superfície chega a  $1,2 \text{ m.s}^{-1}$

e pode-se notar a inversão na direção da componente zonal (linhas tracejadas) às 20:00 UTC. Nota-se também o maior desenvolvimento da camada de mistura em relação ao mesmo instante do primeiro dia.

Segundo PIELKE et al (1991) em superfícies heterogêneas com largura mínima de 10 km é possível ocorrer circulações de mesoescala induzidas, o que foi confirmado, mesmo com a presença de um campo básico como utilizado neste trabalho.

A circulação que se estabelece em torno das 20:00 UTC, tipo brisa, contrária ao fluxo básico, pode ser identificada como uma CMNC induzida pelo contraste nas propriedades físicas das superfícies utilizadas. No primeiro dia a velocidade chega a  $0,2 \text{ ms}^{-1}$  e no segundo atinge  $1,8 \text{ m.s}^{-1}$ . Embora a magnitude da brisa simulada neste trabalho não seja suficiente para afetar o índice de uniformidade de Christiansen em 8%, deve-se destacar o fato de o mecanismo de produção da CMNC foi suficiente para inverter o sentido do escoamento básico - inicialmente de oeste - nos primeiros 400 metros de altura. Tal resultado pode ser um indício de que poderá atingir maior intensidade desde que se encontre condições favoráveis tais como direção do escoamento básico no mesmo sentido do gradiente de temperatura, baixa umidade do solo, e outras. Novos experimentos deverão ser conduzidos com vistas a se analisar a magnitude da circulação em diferentes condições iniciais assim como o efeito de diferentes características da superfície relacionadas à heterogeneidade da vegetação e do tipo de solo.



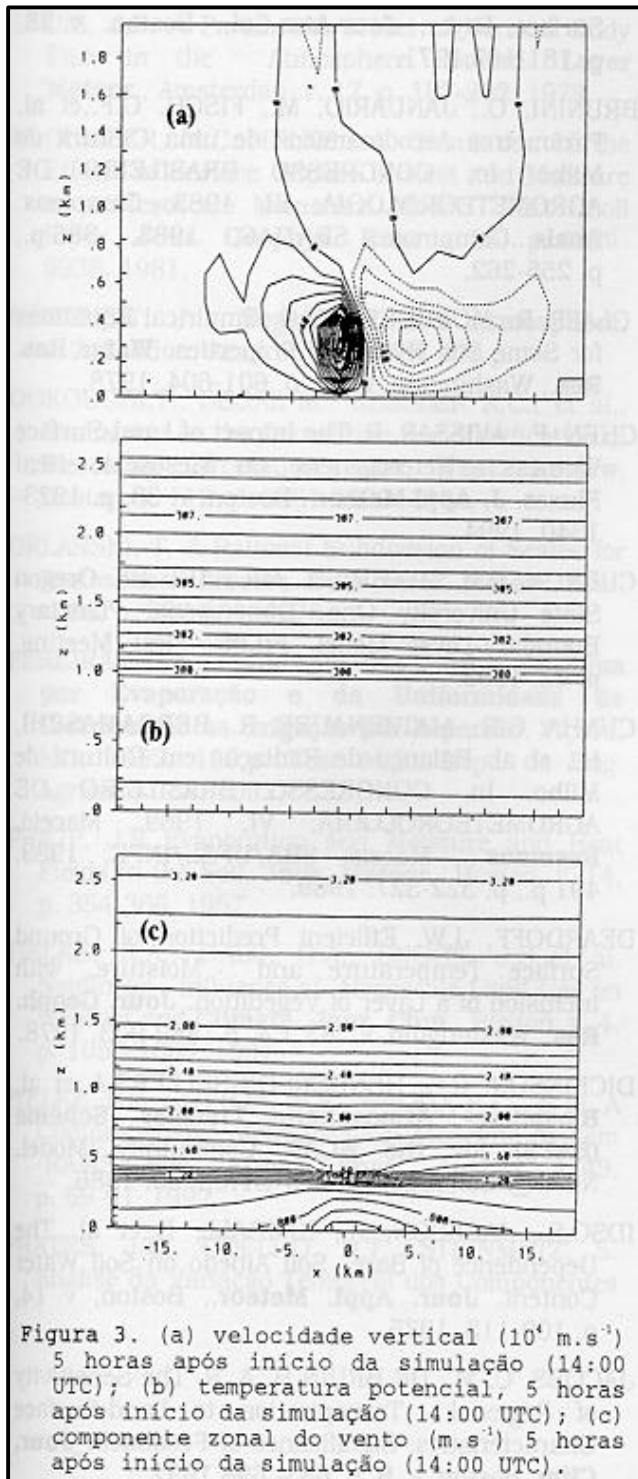


Figura 3. (a) velocidade vertical ( $10^4 \text{ m.s}^{-1}$ ) 5 horas após início da simulação (14:00 UTC); (b) temperatura potencial, 5 horas após início da simulação (14:00 UTC); (c) componente zonal do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ) 5 horas após início da simulação (14:00 UTC).

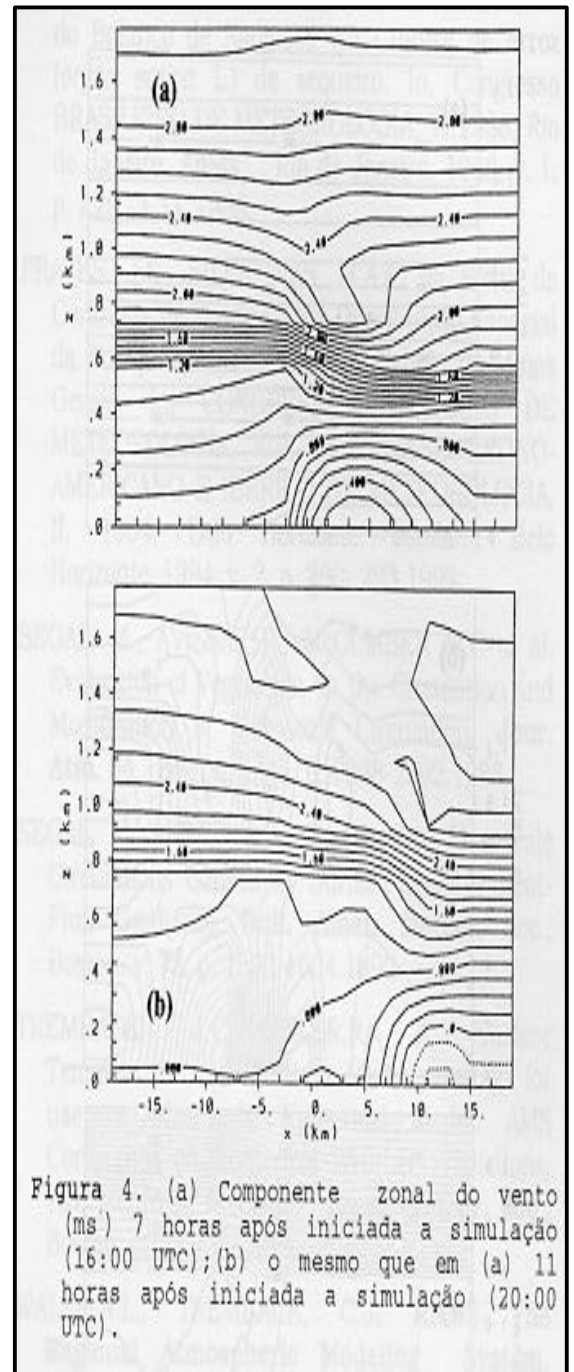
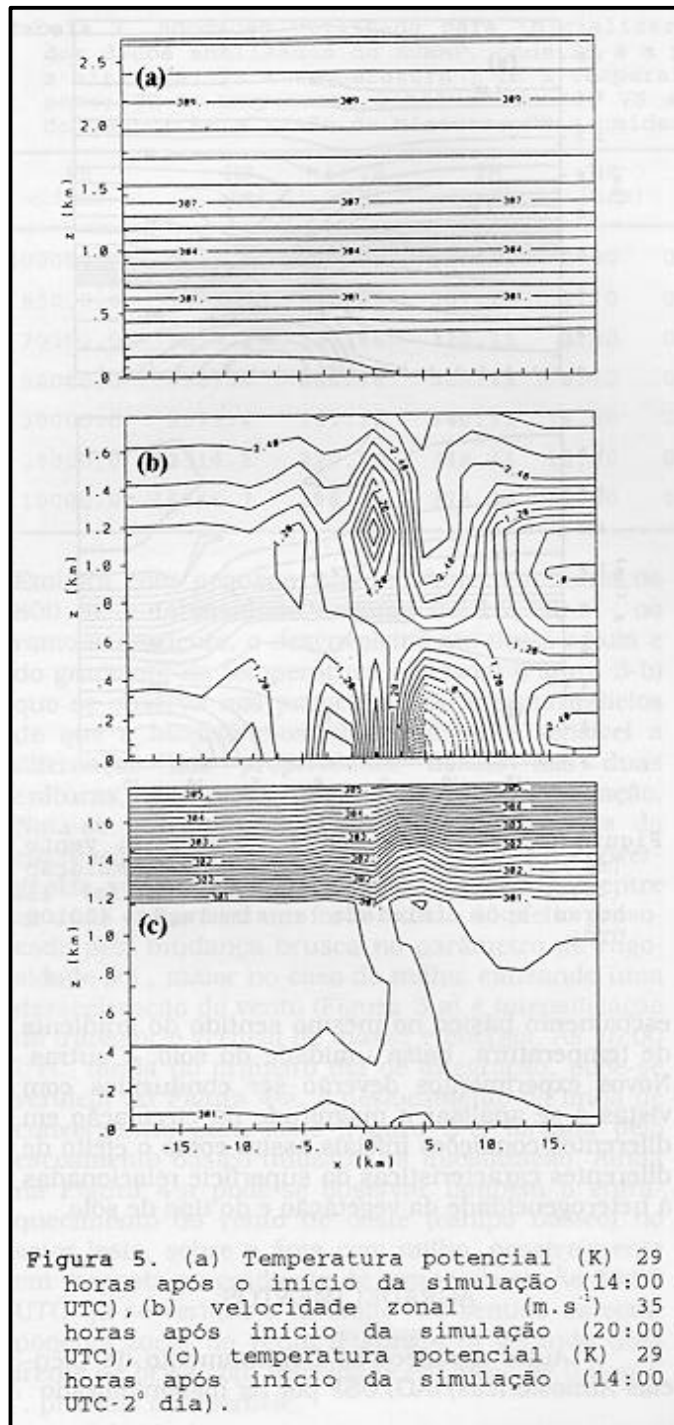


Figura 4. (a) Componente zonal do vento ( $\text{ms}$ ) 7 horas após iniciada a simulação (16:00 UTC); (b) o mesmo que em (a) 11 horas após iniciada a simulação (20:00 UTC).





## AGRADECIMENTOS

Autor agradece ao Departamento de Ciências Atmosféricas/IAG/USP por ter disponibilizado os recursos computacionais e o uso do Modelo Atmosférico RAMS que possibilitaram a realização deste trabalho.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVISSAR, R., AVISSAR, P., MAHRER, Y. A Model to Simulate Response of Plant Stomata to Environmental Conditions. **Agr. For. Met.**, Amsterdam, v. 34, p. 21-29. 1985.
- AVISSAR, R., MAHRER, Y. Mapping Frost-Sensitive Areas With a Tree-Dimensional Local-Escale Numerical Model-Part I: Physical and Numerical Aspects. **Jour. App. Met.**, Boston, v. 27, p. 400-413. 1988.
- AVISSAR, R., AVISSAR, P., MAHRER, Y. A Model to Simulate Response of Plant Stomata to Environmental Conditions. **Agr. For. Met.**, Amsterdam, v. 34, p. 21-29. 1985.
- BUSINGER, J.A., WINGAARD, J.C., IZUMI, Y., et al. Flux Profile Relationships in the Atmosphere Surface Layer. **Jour. Atm. Sci.**, Boston, v. 28, p. 181-187. 1971.
- BRUNINI, O., JANUÁRIO, M., FISCH, G.F., et al. Parâmetros Aerodinâmicos de uma Cultura de Milho. In, CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, III, 1983, Campinas. **Anais...** Campinas, SBA/IAC, 1983, 386 p., p. 255-262.
- CLAPP, R., HORNBERGER, G. Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. **Water Res. Res.**, Washington, v. 14, p. 601-604. 1978.
- CHEN, F., AVISSAR, R. The Impact of Land-Surface Wetness Heterogeneity on Mesoscale Heat Fluxes. **J. Appl. Meteor.**, Boston, v. 33, p. 1323-1340. 1994.
- CUENCA, R.H., MAHRT, L., MICHAEL EK Oregon State University One-Dimensional Planetary Boundary-Layer Model. **PILPS**, First Meeting. p. 62. 1992.
- CUNHA, G.R., MATZENAUER, R., BERGAMASCHI, H., et al. Balanço de Radiação em Cultura de Milho. In, CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, VI, 1989, Maceió. **Resumos...**, Maceió: SBA/UFAL/INPE, 1989, 491 p., p. 322-327. 1989.
- DEARDORFF, J.W. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation. **Jour. Geoph. Res.**, Washington, v. 83, C4, p. 1889-903. 1978.
- DICKINSON, R.E., HENDERSON-SELLERS, A., et al. **Biosphere- Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Model**. NCAR/. Colorado, TN- 275+STR, p. 69. 1986.
- IDSO, S., JACKSON, R., KIMBALL, B., et al. The Dependence of Bare Soil Albedo on Soil Water Content. **Jour. Appl. Meteor.**, Boston, v. 14, p. 109-113. 1975.
- JACOBS, C. M., DE BRUIN H. A. R. The Sensitivity of Regional Transpiration to Land-Surface Characteristics: Significance of Feedback. **Jour. Clim.**, Boston, v. 5, p. 683- 698. 1992.

- KUO, Y-H, ANTHES, R.A. Mesoscale Budgets of Heat and Moisture in a Convective System over the Central United States. **Mon. Weat. Review**, Boston, v. 112, p. 1482-1497. 1984.
- LEE, T.J. **The Impact of Vegetation on the Atmospheric Boundary Layer and Convective Storms**. Fort Collins: Colorado, 1992, 137 p., Ph.D. Dissertation Colorado State University, 1992.
- LEE, T.J., PIELKE, R. A. Estimating the Soil Surface Specific Humidity. **J. Appl. Meteor.**, Boston, v. 31, p. 480-484. 1992.
- LOUIS, J.F. A Parametric Model of Vertical Eddy Flux in the Atmosphere. **Bound. Layer Meteor.**, Amsterdam, v. 17, p. 187-202. 1979.
- McCUMBER, M.C., PIELKE, R.A. Simulation of the Effects of Surface Fluxes of Heat and Moisture in a Mesoscale Numerical Model. Part I: Soil Layer. **Jour. Geophys. Res.**, v. 86, p. 9929-9938. 1981.
- MONTHIEIT, J.L. **Vegetation and Atmosphere**, v. 2, London, Acad. Press, 1976. 439 p.
- OOKOUCHI, Y., SEGAL M., KESSLER R.C., et al., Evaluation on the Generation and Modification of Mesoscale Circulation. **Mon. Weat. Review**, Boston, v. 112, p. 2281-2292. 1984.
- ORLANSKI, T. A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Process. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 56, p. 527-530. 1975.
- PEREIRA, G. M., **Simulação das Perdas de Água por Evaporação e da Uniformidade de Distribuição na Irrigação por Aspersão**. Viçosa, MG, 1992, 120 p. Tese M.S., Dept. de Eng. Agrícola/UFV, 1992.
- PHILIP, J.R., Evaporation and Moisture and Heat Fields in the Soil. **Jour. Meteor.**, Boston, v. 14, p. 354-366, 1957.
- PIELKE, R.A., DALU, G.A., SNOOK, J.S., et al. Nonlinear Influence of Mesoscale Land Use on Weather and **Climate. Jour. Clim.**, Boston, v. 4, p. 1053-1069, 1991.
- PIELKE, R.A., COTTON, W.R., WALKO, R.L., et al. A Comprehensive Meteorological Modeling System -RAMS. **Met. Atmos. Phys.**, Austria, v. 49, p. 69-91, 1992.
- PRATES, J.E., COELHO, D.T., STEINMETZ, S. Análise da Variação Temporal dos Componentes do Balanço de Radiação em Cultura de Arroz (*oryza sativa L.*) de sequeiro. In, Congresso BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, V, 1988, Rio de Janeiro. **Anais...**, Rio de Janeiro, 1988, v. 1, p. I.29 - I.33. 1988.
- PRATES, J.E., SILVA DIAS, M.A.F. da Efeito do Contraste de Vegetação na Distribuição Espacial da Precipitação no Verão no Estado de Minas Gerais. In, CONGRESSO BRASILEIRO DE

METEOROLOGIA, VIII, CONGRESSO LATINO-AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, II, 1994, Belo Horizonte. **Anais...**, Belo Horizonte, 1994, v. 2, p. 290- 293.1994.

SEGAL, M., AVISSAR R., McCUMBER M.C et al. Evaluation of Vegetation on the Circulation and Modification of Mesoscale Circulation. **Jour. Atm. Sc.**, Boston, v. 45, p. 2268-2292.1988.

SEGAL, M, ARRITT R.W. Nonclassical Mesoscale Circulations Caused by Surface Sensible Heat-Flux Gradients. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, Boston, v. 73, p. 1593-1604.1992.

TREMBACK, J.C.,KESSLER,R. A Surface Temperature and Moisture Parametrization for use in Mesoscale Numerical Model. AMS Conference on Numerical Weather Predictions, 7th, Montreal, Preprints , **Amer. Meteor. Soc.**, Boston, p. 355-358.1985.

WALKO,R.L., TREMBACK, C.J. **RAMS The Regional Atmospheric Modeling System, Version 2c, User's Guide**. Fort Collins, ASTeR, Inc., p. 89. 1991.

YAN, H., ANTHES, R.A. The Effect of Variations in Surface Moisture on Mesoscale Circulations. **Mont. Weat. Rev.**, Boston, v. 16, p. 192-208.1988.