MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 5454 – TDI / 496

MODELAGEM DA INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA PARA ÁREAS DE FLORESTA E DE PASTAGEM NA AMAZÔNIA.

Humberto Ribeiro da Rocha

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelos Dr. Carlos Afonso Nobre e Dr. José Paulo Bonatti, aprovada em março de 1992.

INPE
São José dos Campos
1992

551.581.1(811.3)

ROCHA, H.R.
Modelagem da interação biosfera-atmosfera para áreas de floresta e pastagem na Amazônia. / H.R. da Rocha. -- São José dos Campos: INPE, 1992. 149p. -- (INPE-5454-TDI/496)

1. Modelo da biosfera. 2. Amazônia. 3. Pastagem. I. Título

Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Meteorologia

Dr. Yelisetty Viswanadham — Presidente

Dr. Carlos Afonso Nobre — Orientador

Dr. José Paulo Bonatti — Orientador

Dr. Romísio Geraldo Bouhid André — Membro da Banca - Convidado -

Dr. Sérgio Henrique Franchito — Membro da Banca

Dr. Valdir Innocentini — Membro da Banca

Candidato: Humberto Ribeiro da Rocha

São José dos Campos, 31 de março de 1992

RESUMO

Em continuidade aos recentes estudos de mudanças climáticas causadas pelo desmatamento na Amazônia, como a diminuição da evaporação local (Wright et al., 1992), e a redução de 20 % na precipitação regional (Nobre et al., 1991), utiliza-se o modelo da biosfera SiB (Sellers et al., 1986) para a calibração de seus parâmetros em regiões de pastagem na Amazônia e a análise da influência da vegetação de superfície na estrutura da camada limite e na formação da atividade convectiva na coluna atmosférica.A interação da vegetação com a atmosfera é aqui estudada utilizando-se um modelo unidimensional de 18 camadas na vertical com parametrizações de superfície, difusão vertical turbulenta, radiação de ondas curtas e longas, convecção rasa e profunda e precipitação de grande escala. É analisado o desempenho de um esquema de controle (Ctr1D), cuja superfície é baseada nas leis de similaridade de Monin e Obukhov (1954) e evaporação segundo a equação de Penman-Monteith, além de um esquema de fechamento turbulento de 1ª ordem na camada limite, em comparação com um novo modelo acoplado neste trabalho (SiB1D), que tem o modelo SiB na superfície e um esquema de fechamento turbulento de ordem 2.0 (Mellor e Yamada, 1982) na camada limite. O modelo SiB1D mostra-se mais realista em simular os fluxos de calor sensível e latente à superfície para áreas de floresta e pastagem na Amazônia. Além disso, obtêm-se uma resolução numérica que suprime oscilações originalmente encontradas no modelo Ctr1D. As simulações do SiB1D mostram que a atividade convectiva é mais intensa na coluna atmosférica sobre a floresta do que sobre a pastagem, com aumentos de de 25 a 50% na precipitação. Isto levaria a um aquecimento de até *2,5 K* na média troposfera e ao umedecimento até na ordem de *2,0 g/kg* na camada limite maiores sobre a floresta.

"Em Górgio, cidade da Frígia, foi dado um nó na corda que apertava o jugo do timão do carro de Zeus; quem fosse capaz de desatá-lo herdaria o seu reino. Desatar o nó górdio era tarefa impossível. Quando o problema parecia insolúvel, alguém, em vez de tentar deslindá-lo, tomou de uma espada e cortou o nó de um só golpe."

(Mitologia grega)

AGRADECIMENTOS

No período em que fui aluno de mestrado recebí grande ajuda para a minha formação, e gostaria de expressar meus agradecimentos

Ao Dr. C. A. Nobre, pelo grande apoio recebido durante o percurso, e proveitosas discussões;

Ao Dr. J. P. Bonatti, pela clareza didática em ensinar;

Ao Dr. P. J. Sellers, pela cooperação de incondicional bom humor;

Aos ex-professores.

MODELING OF BIOSPHERE-ATMOSPHERE INTERACTION FOR FOREST AND PASTURELAND IN THE AMAZON

ABSTRACT

Along the lines of the most recent studies of deforestation in the Amazon and its impact on the climate change, such as the decrease of the local evaporation (Wright et al., 1992), and the reduction of 20% in the regional rainfall (Nobre et al., 1991), the biosphere model SiB is calibrated for an amazonian pastureland, and the bearing of surface vegetation in the boundary layer structure and in the development of convection in the atmospheric column is analised. An onedimensional model is used to study the interaction of vegetation-atmosphere, having 18 layers in the vertical and parameterizations of surface, turbulent vertical diffusion, short and long waves radiation, deep and shallow convection, and large scale precipitation. A comparison is made between a control model (Ctr1D), which surface parameterization is based on the similarity laws of Monin and Obukhov (1954) and Penman-Monteith concept of evaporation, coupled to a 1st order turbulent closure model in the boundary layer, with a biosphere-coupled model (SiB1D), having SiB model at the surface and a 2nd order turbulent closure scheme (Mellor and Yamada, 1982). The 24 hours simulations of SiB1D appear to show more realistic sensible and latent heat fluxes at the surface, when admissing either forest or pastureland at the Amazon and comparing with observations. In adition, the numerical solution of SiB1D is more effective in supressing some previous oscilations found in the Ctr1D model. Simulations of SiB1D model showed the convection in the atmospheric column to be stronger upon the forest either than the pasture, leading to an increase in the precipitation from 25 to 50%. The resulting effects are of heating the middle troposphere up to *2,5 K*, and the moistening of the boundary layer up to *2,0 g/kg*, both larger upon the forest.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS xv
LISTA DE TABELAS xviii
LISTA DE SÍMBOLOS..... xix

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO 1

CAPÍTULO 2 - O MODELO SiB 09

2.1 - Parâmetros do bioma 09
2.2 - Estrutura do modelo 10
2.3 - Condições de contorno atmosféricas 13
2.4 - Equações prognósticas 13
2.5 - Resistências aerodinâmicas..... 16
2.6 - Resistências de superfície 23
2.7 - Evaporação e interceptação da precipitação 28
2.8 - Difusão hidráulica no solo 31
2.9 - Transferência radiativa no dossel 32
2.10 - Solução das equações prognósticas 37

CAPÍTULO 3 - O MODELO UNIDIMENSIONAL: VERSÕES Ctr1D e SiB1D 41

3.1 - Transferência radiativa 43
3.2 - Parametrização da camada de superfície 45
3.3 - Difusão vertical turbulenta 53
3.3.1 - Esquema de ordem zero com $K(R_i)$ do Ctr1D 55
3.3.2 - Esquema de ordem 2,0 do SiB1D 56
3.4 - Processos convectivos e de precipitação 62
3.4.1 - Parametrização de cúmulos profundos 62
3.4.2 - Parametrização de cúmulos rasos 63
3.4.3 - Precipitação de grande escala 65

CAPÍTULO 4 - SIMULAÇÕES PARA ÁREAS DE FLORESTA E DE PASTAGEM NA AMAZÔNIA 67

4.1 - Simulação de pastagem do SiB zero-dimensional .. 67
4.1.1 - Metodologia e dados 67
4.1.2 - Resultados 72
4.2 - Simulação de floresta e pastagem pelo modelo unidimensional 80
4.2.1 - Metodologia e dados 80
4.2.2 - Resultados 83
4.2.2.1 - A representação de floresta (Ctr1D x SiB1D) 83
4.2.2.2 - A representação de pastagem (Ctr1D x SiB1D) 100
4.2.2.3 - O contraste floresta x pastagem pelo SiB1D . 103

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES 115

5.1 - Sugestões de trabalhos futuros 119

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 121

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 - Estrutura do modelo SiB. Os circuitos dos fluxos de calor sensível e latente estão à direita e à esquerda, respectivamente. As camadas do solo estão na parte inferior 11

2.2 - Perfis de (a) tensão de cisalhamento do vento e (b) velocidade do vento, ao longo do perfil do dossel 18

3.1 - Resolução vertical do modelo unidimensional; $\sigma_i = p_i / p_s$; $\hat{\sigma} = 1 - \sigma$; $\Delta\sigma$ é o espaçamento entre as camadas. Pressões na direita para o caso em que p = 1000 hPa 66

4.1 - Albedo total de superfície observado, e calculado pelo modelo SiB1D zero-dimensional nos dias (a) 05 e 06/10/90 e (b) 20 e 21/10/90, para pastagem degradada e FDim 75

4.2 - Fluxos de calor (a) sensível e (b) latente ($W\ m^{-2}$) calculados pelo SiB1D zero-dimensional nos dias 05 e 06/10/90 para o bioma de pastagem degradada 76

4.3 - Fluxos de calor (a) sensível e (b) latente ($W\ m^{-2}$) calculados pelo SiB1D zero-dimensional nos dias 20 e 21/10/90 para o bioma de pastagem degradada 77

4.4 - Fluxos de calor (a) sensível e (b) latente ($W\ m^{-2}$) calculados pelo SiB1D zero-dimensional nos dias 05 e 06/10/90 para o bioma FDim 78

4.5 - Fluxos de calor (a) sensível e (b) latente ($W\ m^{-2}$) calculados pelo SiB1D zero-dimensional nos dias 20 e 21/10/90 para o bioma FDim 79

4.6 - Valores iniciais de (a) velocidade do vento zonal e (b) vento meridional ($m\ s^{-1}$), (c) temperatura virtual (*K*) e (d) razão de mistura (*g/kg*) do modelo unidimensional, baseados nos dados observados sobre Manaus em 03/05/1987 .... *90*

4.7 - Fluxos de energia na superfície de floresta ($W\ m^{-2}$) calculados no experimento 1 pelo (a) SiB1D, e Ctr1D calculando evaporação segundo (b) Penman Monteith: fluxo de radiação solar, *SW*; saldo de radiação, *Rn*; evaporação, *E*; fluxo de calor sensível, *H*; e fluxo de calor no solo, *G* *91*

4.8 - Albedo (a) e temperatura de superfície (b) (Celsius) calculados pelo SiB1D (linha sólida) e Ctr1D (linha pontilhada) no experimento 1 ..... *92*

4.9 - Perfil de temperatura potencial (*K*) na camada limite calculado no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D *93*

4.10 - Perfil de razão de mistura (*g/kg*) na camada limite calculado no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D *94*

4.11 - Taxa de aquecimento (*K/hora*) por efeito de difusão vertical turbulenta calculada no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D *95*

4.12 - Taxa de umedecimento (*g/kg/hora*) por efeito de difusão vertical turbulenta calculada no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D *96*

4.13 - Taxa de aquecimento (*K/hora*) por efeito de convecção rasa calculada no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D *97*

4.14 - Taxa de aquecimento (*K/hora*) por efeito de convecção profunda calculada no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D *98*

4.15 - Precipitação acumulada (*mm*) em 24 horas calculada pelos modelos Ctr1D e SiB1D *99*

4.16 - Fluxos de energia na superfície de pastagem (experimento 2) e de floresta (experimento 1), $W\ m^{-2}$, calculados pelos modelos (a) SiB1D e (b) Ctr1D: saldo de radiação, evaporação e calor sensível *102*

4.17 - Fluxos de energia na superfície de pastagem (linha pontilhada) e floresta (linha sólida), $W\ m^{-2}$, calculados no experimento 3 pelo SiB1D com e sem estresse hídrico: saldo de radiação, evaporação e fluxo de calor sensível *108*

4.18 - Saldo de radiação, $W\ m^{-2}$, observado na floresta (Reserva Ducke, Manaus) e na pastagem (Fazenda Dimona) para (a) final da estação seca e (b) início da estação chuvosa (média de 10 dias) . *109*

4.19 - Diferença de temperatura potencial (*K*) da floresta menos a da pastagem, calculada pelo SiB1D na camada limite (7 níveis) e na troposfera (18 níveis), para as condições (a) sem estresse e (b) com estresse *110*

4.20 - Diferença de razão de mistura (*g/kg*) da floresta menos a da pastagem, calculada pelo SiB1D na camada limite (7 níveis) e na troposfera (18 níveis), para as condições (a) sem estresse e (b) com estresse *111*

4.21 - Diferença da taxa de aquecimento (*K/hora*) por efeito de convecção profunda da floresta menos a da pastagem, calculadas pelo SiB1D para condições (a) sem e (b) com estresse hídrico *112*

4.22 - Precipitação acumulada (*mm*) sobre a floresta e sobre a pastagem nos casos sem e com estresse hídrico *113*

LISTA DE TABELAS

Pág.

2.1 - Conjunto de parâmetros do SiB 12

3.1 - Parametrizações dos processos físicos nos modelos unidimensionais Ctr1D e SiB1D 42

4.1 - Parâmetros dos biomas de pastagem degradada (Nobre et al., 1991) e FDim 70

4.2 - Forçantes atmosféricas do SiB zero-dimensional 70

4.3 - Grau de saturação máximo e mínimo de umidade do solo, observados por Cabral (1991) 71

4.4 - Valores iniciais das variáveis prognósticas do SiB zero-dimensional 72

4.5 - Experimentos numéricos dos modelos Ctr1D e SiB1D para áreas de floresta e pastagem na Amazônia .. 81

4.6 - Valores integrados do fluxo de radiação solar, *SW*, saldo de radiação, *Rn*, evaporação, *E*, calor sensível, *H*, em ($MJ/m^2/dia$), calculados pelo SiB1D, referentes ao experimento 1 84

4.7 - Valores integrados do saldo de radiação, *Rn*, evaporação, *E*, calor sensível, *H*, em ($MJ/m^2/dia$), calculados pelo SiB1D em referência ao experimento 3, e observados por Wright et al. (1992) 100

4.8 - Valores integrados do saldo de radiação, *Rn*, evaporação, *E*, calor sensível, *H*, em ($MJ/m^2/dia$), calculados pelo SiB1D em referência ao experimento 2, e observados por Wright et al., (1992) 103

LISTA DE SÍMBOLOS

A	- capacidade calorífica do solo
B	- parâmetro do potencial de umidade do solo
c_p	- calor específico do ar
C_d	- coeficiente de arrasto da folha
C_{Dgs}	- coeficiente de arrasto da cobertura do chão
C_c	- capacidade calorífica do dossel
C_{gs}	- capacidade calorífica da cobertura do chão
d	- deslocamento do plano zero (m)
D_1, D_2, D_3	- profundidade das camadas superficial, de raízes e de drenagem do solo (m)
D_c	- precipitação drenada ao longo do dossel ($mm\ s^{-1}$)
D_g	- precipitação drenada ao longo da cobertura do chão ($mm\ s^{-1}$)
E_{wc}	- evaporação da fração molhada do dossel ($kg\ s^{-1}m^2$)
E_{wg}	- evaporação da fração molhada da cobertura do chão ($kg\ s^{-1}m^2$)
E_{dc}	- evaporação da fração seca do dossel ($kg\ s^{-1}m^2$)
E_{dg}	- evaporação da fração seca da cobertura do chão ($kg\ s^{-1}m^2$)
E_s	- evaporação do solo nú ($kg\ s^{-1}m^2$)
E_{dc1}, E_{dc2}	- extração de água que o dossel extrai das camadas superficial e de raízes do solo, respectivamente ($kg\ s^{-1}m^2$)
E_{dg1}, E_{dg2}	- extração de água que a cobertura do chão extrai das camadas superficial e de raízes do solo, respectivamente ($kg\ s^{-1}m^2$)
f_Σ	- fator de estresse limitante da resistência de superfície
$f(T)$	- fator de estresse de temperatura
$f(\psi)$	- fator de estresse do potencial de umidade
$f(\delta e)$	- fator de estresse da umidade do ar

G_1, G_2 - coeficientes de ajustamento da transferência de momentum acima do topo do dossel

G_{gs} - fluxo de calor sensível no solo ($W\ m^2$)

h_a - altura do centro de ação de $\overline{r}_b$ no interior do dossel (m)

k - constante de von Karman

K - caminho óptico do raio direto incidente (por unidade de área foliar)

K_c - coeficiente de extinção do dossel na interceptação da precipitação

K_g - coeficiente de extinção da cobertura do chão na interceptação da precipitação

K_m - coeficiente de transferência turbulenta de momentum

K_s - condutividade hidráulica de saturação do solo ($mm\ s^{-1}$)

K_r - condutividade hidráulica do solo na camada r ($mm\ s^{-1}$)

$\overline{L}_d$ - densidade de área foliar ($m^2 m^{-2}$)

L_{tc} - índice de área foliar do dossel ($m^2 m^{-2}$)

L_{tgs} - índice de área foliar da cobertura do chão ($m^2 m^{-2}$)

M_c - Armazenamento de água nas folhas do dossel ($mm\ s^{-1}$)

M_{gs} - Armazenamento de água nas folhas da cobertura do chão ($mm\ s^{-1}$)

N_c - fração de folhas verdes do dossel

N_{gs} - fração de folhas verdes da cobertura do chão

P - precipitação chegando ao topo do dossel ($mm\ s^{-1}$)

P_1 - infiltração da precipitação na camada superficial do solo ($mm\ s^{-1}$)

P_0 - precipitação efetiva chegando ao solo ($mm\ s^{-1}$)

P_c - precipitação interceptada pelo dossel ($mm\ s^{-1}$)

P_g - precipitação interceptada pela cobertura do chão ($mm\ s^{-1}$)

P_s - fator de abrigo da folha.

$Q_{1,2}$ - fluxo de água entre a camada superficial e a camada de raízes do solo ($mm\ s^{-1}$)

$Q_{2,3}$ - fluxo de água entre a camada de raízes e a camada de drenagem do solo ($mm\ s^{-1}$)

Q_3 - fluxo de água da camada de drenagem para o aquífero ($mm\ s^{-1}$)

r_{plant} - resistência do sistema vascular da planta ($s\ m^{-1}$)

$\bar{r}_{soil}$ - resistência do sistema solo-radicular ($s\ m^{-1}$)

r_{surf} - resistência do solo nú ($s\ m^{-1}$)

r_a - resistência aerodinâmica entre o ar no interior do dossel ao nível de referência acima do topo do dossel ($s\ m^{-1}$)

$\bar{r}_b$ - resistência aerodinâmica entre as folhas do dossel e o ar no seu interior ($s\ m^{-1}$)

r_d - resistência aerodinâmica entre o solo e o ar no interior do dossel ($s\ m^{-1}$)

$\bar{r}_c$ - resistência de superfície do dossel ($s\ m^{-1}$)

r_g - resistência de superfície da cobertura do chão ($s\ m^{-1}$)

Rn_c - saldo de radiação no dossel ($W\ m^{-2}$)

Rn_{gs} - saldo de radiação na cobertura do chão ($W\ m^{-2}$)

T_c - Temperatura do dossel (K)

T_{gs} - Temperatura da cobertura do chão (K)

T_D - Temperatura do solo profundo (K)

T_a - temperatura no nível h_a (K)

u - velocidade horizontal do vento ($m\ s^{-1}$)

V_c - fração de área cobertra pelo dossel

V_{gs} - fração de área coberta da cobertura do chão

W_1, W_2, W_3 - grau de saturação de umidade do solo nas camadas superficial, de raízes e de drenagem, respectivamente

z_0	- comprimento de rugosidade (m)
z_1	- altura da base do dossel (m)
z_2	- altura do topo do dossel (m)
z_d	- profundidade vertical máima das raízes (m)
z_r	- nível de referência acima do do dossel (m)
β_0	- parâmetro de espalhamento emergente do fluxo direto
β	- parâmetro de espalhamento emergente do fluxo difuso
γ	- constante psicométrica
δ_t	- transmitância do dossel para o TIR
θ_1, θ_2, θ_3	- umidade volumétrica do solo nas camadas superficial, de raízes e de drenagem do solo, respectivamente.
θ_s	- porosidade do solo ($m^3 m^{-3}$)
λ	- calor latente de vaporização ($J\ kg^{-1}$)
λE_c	- fluxo de calor latente no dossel ($W\ m^{-2}$)
λE_{gs}	- fluxo de calor latente na cobertura do chão ($W\ m^{-2}$)
μ	- cosseno do ângulo zenital do fluxo de PAR
$\bar{\mu}$	- caminho óptico inverso difuso (por unidade de área foliar)
ρ	- massa específica do ar ($kg\ m^{-3}$)
ρ_w	- massa específica da água ($kg\ m^{-3}$)
σ_s	- constante de Stefan-Boltzman
τ	- tensão de cisalhamento
χ_L	- fator de distribuição do ângulo da folha
χ	- ângulo de inclinação médio do escoamento de água para o aquífero
ψ_s	- potencial de umidade de saturação do solo (m)
ψ_r	- potencial de umidade na camada de raízes (m)
ψ_ℓ	- potencial de umidade na folha (m)
ω	- coeficiente de espalhamento (reflexão e transmissão) dos fito-elementos

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Há atualmente um grande interesse científico em se avaliar confiavelmente as alterações que o desmatamento da floresta amazônica possa provocar no clima regional e global. Enquanto este tema é marcado por polêmica e especulação na sociedade civil, a resposta a ser dada pela comunidade científica não é imediata, pois requer uma enorme quantidade de observações multidisciplinares. Esta última condição vem se impondo como consequência do aperfeiçoamento dos modelos de circulação geral da atmosfera (MCGs), que têm se mostrado poderosos instrumentos nos estudos do clima. Os trabalhos envolvendo o uso de MCGs apontam para um entendimento mais profundo das interações dos mecanismos dinâmicos de grande escala na atmosfera com aqueles associados à camada limite planetária, especialmente a influência da vegetação de superfície e do oceano.

Em síntese, este trabalho pretende analisar a influência que a vegetação de superfície (floresta ou pastagem na Amazônia) pode exercer em processos meteorológicos tais como a formação da camada limite, o desenvolvimento da atividade convectiva quando enfocada como um fenômeno local e a precipitação que se origine desses processos. Essa avaliação será feita abordando-se os mais atuais conceitos de modelagem atmosférica que permitam essa representação, assim como uma análise do desempenho desses modelos com relação a dados observados e à eficácia da resolução numérica.

Para traçar um histórico a respeito da aplicação de MCGs em estudos de impactos do clima, várias simulações nos últimos 15 anos mostraram que as condições climáticas de grande escala a longo prazo são sensíveis às condições de superfície que controlam a evapotranspiração. Mintz (1984) comenta vários destes experimentos numéricos, onde parâmetros como a umidade do solo , rugosidade e albedo da superfície são condições de contorno variáveis espacialmente. A mudança desses parâmetros mostrou resultados onde os campos de precipitação, advecção de umidade, temperatura e movimento alteraram-se além do intervalo natural de suas variabilidades simuladas.

Quando esse problema é enfocado como dependente da escala de tempo, algumas considerações devem ser feitas. A curto prazo essas condições de contorno têm menor importância, o que é válido a princípio para as latitudes médias. Nas regiões tropicais é diferente, pois a relevância é intrínseca aos próprios mecanismos geradores de precipitação nessas regiões. Tais mecanismos são dependentes da atividade convectiva, que é a principal fonte de energia desses processos e podem envolver escalas de tempo de curto prazo. A Amazônia é um típico exemplo, por ser uma extensa área coberta predominantemente por florestas e situada na região tropical.

Entretanto a Amazônia também é influenciada por sistemas de meso e grande escala, que comumente ocorrem a médio ou longo prazo, ou seja, entre alguns dias a algumas semanas. Por exemplo, dentre os principais fatores de grande escala responsáveis pela precipitação nessa área, cite-se a Zona de Convergência Inter-Tropical, a Zona de Convergência do Atlântico Sul, e a atividade da Alta da Bolívia; mecanismos de meso-escala também contribuem na variabilidade da precipitação, exemplo seja a brisa

marítima, responsável pelo núcleo de máxima convecção ao longo da foz do Rio Amazonas, que pode até incentivar a formação de linhas de instabilidade que se propagam continente adentro até os Andes num período de 48 horas (Molion, 1987 e Cohen, 1989). Entende-se nesse caso a importância dos parâmetros de superfície quando se enfoca as causas que originam e que alimentam esses sistemas: a organização da convecção por esses processos é associada e dependente da formação de células convectivas em escala local. Indo mais além, em escalas sinóticas a precipitação continental configura-se como uma intensa fonte de calor latente que exporta energia para as latitudes mais altas, onde intensos movimentos de convergência nos baixos níveis e divergência nos altos níveis mantêm o processo (Nobre, 1983). Esse quadro mostra a atividade convectiva como a principal forçante estabelecida nessa região e que age como um mecanismo relevante associada aos mecanismos de meso e grande escala citados.

A convecção depende resumidamente dos seguintes fatores: instabilidade condicional que favoreça os movimentos de ascensão das parcelas, e portanto influenciada pela turbulência gerada pelo fluxo de calor sensível na superfície; convergência de umidade nos baixos níveis, dependente então da evaporação de superfície, além é claro de efeitos advectivos devido ao escoamento de grande escala.

Salati e Nobre (1991), numa revisão de vários cálculos do balanço hídrico na Amazônia, indicam que 50 % da precipitação nesta região é provavelmente de origem local. Dessa fração, 10 % é devido à reevaporação da água interceptada no dossel da floresta, e os restantes 40 % oriundas da evapotranspiração.

Dessa forma, a abordagem da representação dos processos de superfície e sub-superfície em MCGs tornou-se objeto de interesse maior na pesquisa, estimulando a sofisticação dos seus modelos de parametrização. Isso inclui basicamente o aperfeiçoamento da descrição da cobertura vegetal e do tipo de solo, o que está diretamente associado à rugosidade, albedo de superfície, armazenamento e troca de água e calor. Configurou-se assim durante a última década uma situação em que era favorável a reunião de dois fatores: a representação realista dos processos de transferência de momentum, massa e energia entre a superfície e a atmosfera; o aspecto predominantemente interativo entre os processos dinâmicos de grande escala e os físicos relacionados à cobertura da superfície e hidrologia do solo.

Nesse sentido, até aproximadamente o início da década de 80 os MCGs continham representações sob forma basicamente independente dos demais processos físicos, como mostra a revisão de Carson (1981): as trocas turbulentas de momentum, massa e energia eram geralmente parametrizadas por equações de transferência do tipo

$$\vec{\tau} = -\rho\, C_D\, |V(z_1)|\, \vec{V}_s \quad , \qquad (1.1)$$

$$H = -\rho\, c_p\, C_H\, |V(z_1)|\, \Delta\theta(z_1) \quad , \qquad (1.2)$$

$$\lambda E = -\rho\, C_E\, |V(z_1)|\, \Delta q(z_1) \quad , \qquad (1.3)$$

onde $\vec{\tau}$, H e λE são os fluxos de momentum, calor sensível e umidade, respectivamente; C_D, C_H, C_E são os coeficientes de transferência; $V(z_1)$, $\Delta\theta(z_1)$ e $\Delta q(z_1)$ são a velocidade média, o gradiente vertical de temperatura potencial e o

gradiente vertical de umidade específica num determinado nível z_1 junto à camada limite, e $\vec{V}_s$ é uma magnitude de velocidade de direção paralela ao vento de superfície.

As equações acima calculavam os fluxos através de funções de transferência baseadas na teoria de similaridade de Monin e Obukhov (1954), dependentes da estabilidade da camada limite , ou simplesmente especificando os coeficientes de transferência em cada ponto de grade. Apesar de terem um sentido matemático definido, estudos indicaram que esses coeficientes são complicadas funções dos elementos físicos e fisiológicos da vegetação, da instabilidade atmosférica e da rugosidade. Esses coeficientes foram tidos então como bastante simplistas, apesar de serem de fácil representação.

Quanto ao tratamento da hidrologia de superfície e sub-superfície e a evaporação para a atmosfera eram na maioria dos casos calculadas pela formulação extensivamente usada do modelo de um balde ('open bucket'), representativo do solo como armazenador de umidade. O nível de água do balde diminui (aumenta) quando a evaporação é maior (menor) que a precipitação, até o ponto em que o balde enche, extravazando e produzindo escoamento superficial. As simplificações do tratamento da taxa de evaporação eram semelhantes aos da evaporação em uma superfície livre, condição apenas restringida quando se atingia um nível crítico do balde, geralmente da ordem de 60%.

O primeiro modelo com tratamento específico do balanço de energia, interceptação de precipitação e hidrologia do solo dependentes da cobertura vegetal foi desenvolvido por Dickinson et al. (1986) . Denominado de

Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) e acoplado ao MCG do National Center for Atmospheric Research (NCAR), foram realizadas simulações indicando que o desmatamento da Amazônia aumentaria a temperatura da superfície em alguns graus, diminuiria a evapotranspiração e aumentaria o escoamento superficial (Dickinson e Henderson-Sellers, 1988).

Seguindo a mesma orientação do BATS, mas diferindo em vários aspectos, Sellers et al. (1986) desenvolveram o Simple Biosphere Model (SiB), implementado junto ao MCG do Center for Ocean-Land-Atmosphere Interaction (COLA) por Sato et al. (1989). O modelo SiB é um algoritmo que, forçado por condições atmosféricas, descreve a transferência de energia, massa e momentum entre a camada limite e a vegetação de superfície planetária, através da parametrização dos elementos físicos, fisiológicos e morfológicos da camada de superfície.

Os parâmetros do SiB foram adequados para as condições da floresta amazônica por Sellers et al. (1989), que submeteram-no a testes e calibrações de parâmetros usando dados coletados na Reserva Florestal Ducke, ao norte de Manaus (Shuttleworth et al, 1984a). Desde então o SiB revelou-se versátil e eficiente nas simulações que envolvem a floresta amazônica, e o experimento de simulação numérica de Nobre et al. (1991) utilizou-o para quantificar os prováveis efeitos de seu desmatamento a nível regional, onde evidenciou-se o aumento da temperatura de superfície de até 3°C e a redução da evapotranspiração em torno de 30 %, e da precipitação na ordem de 20 %.

Uma abordagem para validar e aperfeiçoar as parametrizações físicas é codificá-las em algoritmos 'off-line', isto é, parametrizações forçadas (alimentadas)

por dados a cada passo de tempo de integração, onde é possível analisar a sensibilidade dos diversos parâmetros em resposta à uma forçante prévia e propositalmente especificada. Esses modelos geralmente são definidos em um ponto (zero-dimensional), ou integrados em uma direção (unidimensional). Dois algoritmos desse tipo serão abordados nesse trabalho para fins de testes e simulações:

(1) o modelo SiB zero-dimensional, forçado por dados micrometeorológicos coletados na camada de superfície;

(2) um modelo unidimensional adaptado do modelo global de previsão de médio prazo do National Meteorological Center (NMC), este último tendo uma versão de pesquisa semelhante, amplamente descrita em NMC (1988). No modelo unidimensional, brevemente descrito por Bonatti e Silva Dias (1990) e aqui tratado como um esquema de controle, denominado Ctr1D, a integração dinâmica das variáveis prognósticas não é calculada, mantendo-se os processos físicos de superfície, difusão vertical, transferência radiativa e de convecção, ao longo de uma coluna vertical de área unitária.

Enquanto os modelos zero-dimensionais prestam-se muito à calibração dos parâmetros físicos que definem um tipo de vegetação, os modelos unidimensionais são ferramentas adequadas para o estudo da camada limite e da atividade convectiva. Nesse caso, as simulações de curto prazo permitem analisar a existência de uma resposta rápida da estrutura da coluna atmosférica em reação ao que a vegetação de superfície significa do ponto de vista meteorológico, ou seja, uma fonte de calor e de umidade

para alimentar a convecção e formar uma intensa camada de mistura junto à camada limite.

Os tópicos acima mencionados introduzem os objetivos do presente trabalho:

(1) implementar um algoritmo computacional do modelo SiB zero-dimensional e realizar testes para uma área de pastagem na Fazenda Dimona, ao norte de Manaus, onde se propõe um novo conjunto de parâmetros representativos realista.

(2) acoplar um novo esquema de parametrização da superfície (modelo SiB) e de difusão vertical (modelo de fechamento turbulento de 2ª ordem de Mellor and Yamada, 1982) ao modelo unidimensional Ctr1D ; pretende-se avaliar a eficiência do novo esquema acoplado, aqui referenciado como SiB1D, quanto à versatilidade e robustez em representar padrões de floresta e pastagem na Amazônia, especificamente os fluxos turbulentos de superfície, a formação da camada de mistura, e a influência destes na formação de convecção por cúmulos profundos.

O capítulo 2 descreve o modelo SiB detalhadamente. No capítulo 3 é feita uma descrição dos modelos unidimensionais de controle Ctr1D e a nova versão acoplada, SiB1D. O capítulo 4 mostra as simulações de pastagem na Amazônia empregando-se o SiB zero-dimensional forçado por dados observados in situ, e as simulações dos esquemas Ctr1D e SiB1D para floresta e pastagem na Amazônia. As conclusões do trabalho, assim como propostas para trabalhos futuros, são feitas no capítulo 5.

CAPÍTULO 2

O MODELO SiB

O modelo SiB é uma representação da camada de superfície fundamentalmente comprometida com uma descrição realista da biosfera sob os aspectos físicos e biológicos. Concebido idealmente para interagir com MCGs, ele requer que se prescreva, para cada ponto de grade, os parâmetros físicos, fisiológicos e morfológicos da superfície, admitidos como uma representação média da vegetação e solo na área associada ao ponto. Cada conjunto especificado desses parâmetros (bioma) pode variar em termos sazonais, no mínimo mensalmente. Como resultado da resposta do SiB às condições atmosféricas, para um bioma prescrito, são fornecidos valores mais realistas das variáveis micrometeorológicas básicas na camada de superfície: temperatura, vento, umidade do ar, potencial e quantidade de água no solo, albedo, fluxos de calor sensível no ar e no solo, evapotranspiração e transporte de momentum.

Os próximos ítens descrevem objetivamente o modelo SiB, definindo os conceitos básicos que envolvem seus sub-modelos. Uma descrição detalhada foi inicialmente feita por Sellers et al. (1986), e alterações posteriores comentadas em Sellers et al. (1989) e Sato et al. (1989). A descrição a seguir atualiza e incorpora todas as citadas.

2.1 - PARÂMETROS DO BIOMA

A vegetação é dividida em dois grupos morfológicos: árvores ou arbustos, situados no dossel da vegetação, e a vegetação de cobertura do solo, consistindo de grama e plantas herbáceas. Referenciando-os aqui simplesmente de dossel e cobertura do chão, cada bioma

representado pelo SiB pode incluir ambos, somente um ou nenhum deles. Dorman e Sellers (1989) comentam detalhadamente *12* tipos de biomas, assim como a metodologia usada na determinação dos mesmos. As propriedades físicas da vegetação e do solo e os parâmetros fisiológicos são mostrados na Tabela *2.1*.

2.2 - ESTRUTURA DO MODELO

A determinação dos fluxos de energia é feita segundo uma analogia com a Lei de Ohm, supondo-se os fluxos de calor proporcionais à uma diferença de potencial e ao inverso de uma resistência especificada. O esquema das resistências definidas pelo SiB é mostrado na Figura *2.1*, onde cada resistência é admitida como a integral do inverso da condutância ao longo de um dado comprimento. As resistências aerodinâmicas r_a, $\bar{r}_b$ e r_d, descritas na seção *2.5*, estão associadas à transferência turbulenta de umidade e calor, enquanto as resistências de superfície $\bar{r}_c$, r_g e r_{surf}, descritas na seção *2.6*, controlam o fluxo de vapor d'água dos tecidos saturados das folhas no dossel, ($\bar{r}_c$), e na cobertura do chão, (r_g), e a evaporação na superfície do solo nú (r_{surf}). A estrutura do solo é discretizada em três camadas adjacentes: a *1ª* camada (de superfície) é pouco espessa, favorecendo a evaporação direta pelos espaços vazios dos poros quando encontra-se saturada; o sistema radicular é definido tal que não ultrapasse a base da *2ª* camada (denominada camada de raízes). A camada profunda (de drenagem) promove o escoamento da água por drenagem gravitacional para o aquífero.

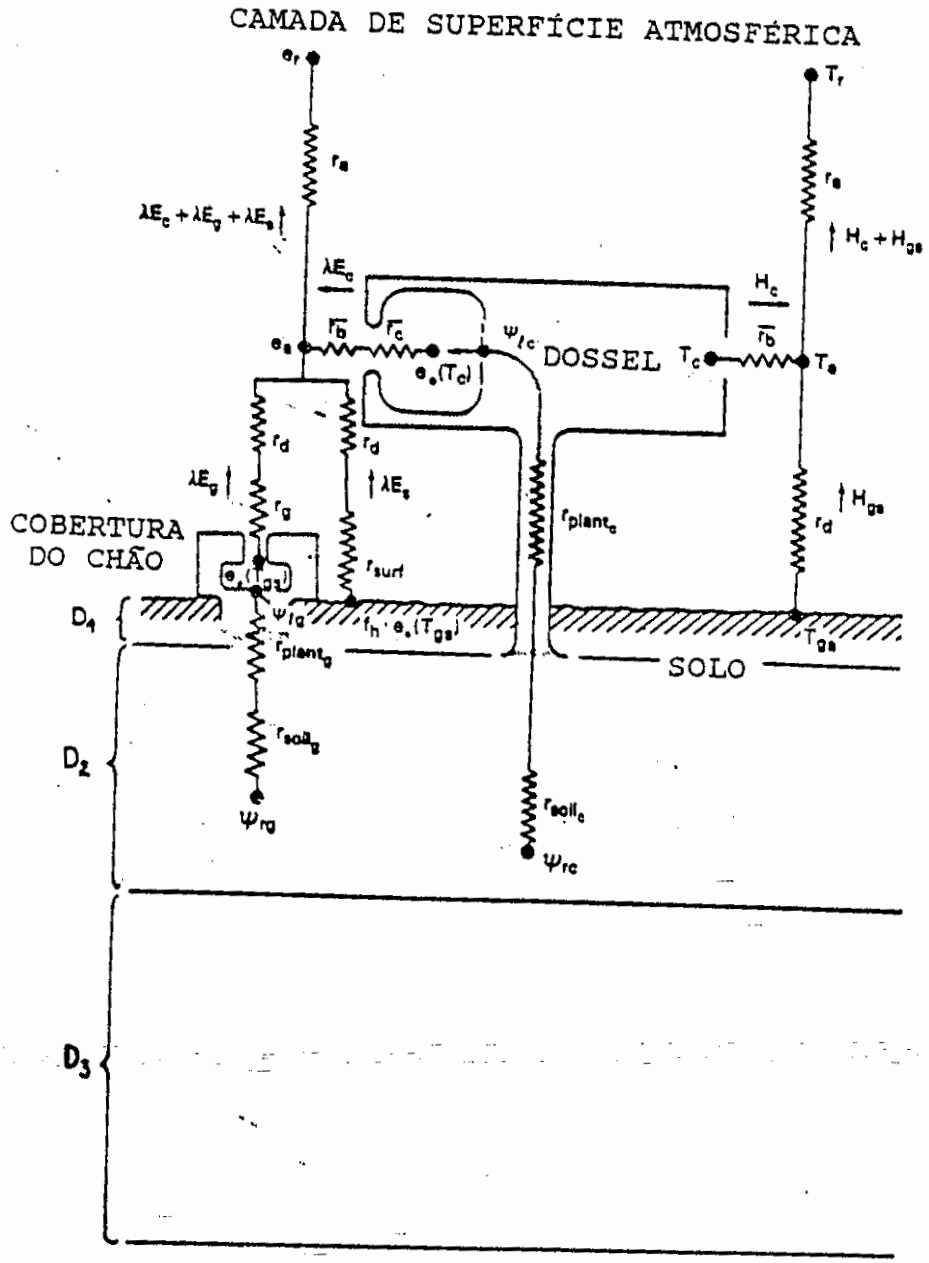


Fig. 2.1 - Estrutura do modelo SiB. Os circuitos dos fluxos de calor sensível e latente estão à direita e à esquerda, respectivamente. As camadas do solo estão na parte inferior.
Adaptada de Sellers et al. (1986).

TABELA 2.1 - CONJUNTO DE PARÂMETROS DO MODELO SiB

Símbolo	Definição	Unids.	I	II
(a)	Parâmetros morfológicos			
V_c	fração de área coberta pelo topo do dossel	-	0,800	0,980
V_{gs}	fração de área coberta pela cob. do chão	-	0,850	10^{-4}
χ_L	fator de distribuição do ângulo da folha	-	-0,30	0,10
z_1	altura da base do dossel	m	0,01	1,00
z_2	altura do topo do dossel	m	0,60	35,0
L_{tc}	índice de área foliar do dossel	$m^2.m^{-2}$	2,15	5,01
L_{tgs}	índice de área do foliar da cob. do chão	$m^2.m^{-2}$	2,40	10^{-4}
z_d	profundidade vertical das raízes	m	0,60	1,00
D_1	espessura da camada superficial do solo	m	0,02	0,02
D_2	espessura da camada de raízes	m	0,57	1,48
D_3	espessura da camada de drenagem	m	2,90	2,00
(b)	Parâmetros fisiológicos			
N_c	fração de folhas verdas do dossel	-	0,750	0,905
N_{gs}	fração de folhas verdas da cob. do chão	-	0,010	10^{-4}
a	parâmetros de resposta dos	$J.m^{-3}$	11312	2335
b	estômatos	$W.m^{-4}$	110	154
c	à luz	$s.m^{-1}$	1	0
T_L	temperaturas mínima, máxima	K	276	273
T_h	e ótima para o funcionamento	K	327	318
T_o	dos estomatos	K	308	303
h_s	prto. de reposta à pressão de vapor d'água	mb^{-1}	0,019	0,027
ψ_{c1}	prtos. de resposta dos estomatos ao	m	-30	-100
ψ_{c2}	potencial de água na folha	m	-230	-500
r_{plant}	resistência do sistema vascular da planta	$10^6 s$	2,5	2,45
R	resistência das raízes por comp. unitário	$10^{12} s.m^{-1}$	7,5	7,5
(c)	Parâmetros físicos			
$\alpha_{(V,L)}$	reflectância da folha viva ao VIS	-	0,105	0,100
$\alpha_{(V,D)}$	reflectância da folha morta ao VIS	-	0,360	0,160
$\alpha_{(n,L)}$	reflectância da folha viva ao NIR	-	0,578	0,450
$\alpha_{(n,D)}$	reflectância da folha morta ao NIR	-	0,578	0,390
$\tau_{(V,L)}$	transmitância da folha viva ao VIS	-	0,07	0,050
$\tau_{(V,D)}$	transmitância da folha morta ao VIS	-	0,22	0,001
$\tau_{(n,L)}$	transmitância da folha viva ao NIR	-	0,246	0,250
$\tau_{(n,D)}$	transmitância da folha morta ao NIR	-	0,375	0,001
$\alpha_{s(v)}$	reflectância do chão ao VIS	-	0,10	0,110
$\alpha_{s(n)}$	reflectância do chão ao NIR	-	0,20	0,225
θ_s	porosidade total do solo	$m^3.m^{-3}$	0,42	0,42
ψ_s	potencial de umidade do solo saturado	m	-0,15	-0,09
K_s	condutividade hidráulica do solo sat.	$m.s^{-1}$	2×10^{-5}	2×10^{-5}
B	parâmetro do pot. de umidade do solo	-	10,4	7,12

As colunas I e II mostram o bioma de pastagem degradada (Nobre et al., 1991) e floresta tropical (Sellers et al., 1989)

2.3 - CONDIÇÕES DE CONTORNO ATMOSFÉRICAS

Condições de contorno devem ser fornecidas a cada passo de tempo para o SiB, provenientes de um outro modelo a ele acoplado, ou de dados reais e/ou sintéticos representativos do ponto de grade: temperatura e pressão de vapor d'água no ar, velocidade horizontal do vento e precipitação (T_r, e_r, u_r e P, respectivamente) em um dado nível de referência z_r junto à camada de superfície atmosférica; fluxos de radiação incidente na superfície para as seguintes faixas do espectro: visível ou 'photosynthetically active radiation' (PAR), de *0,42* a *0,72* μm, infra-vermelho próximo ou 'near infra-red' (NIR), de *0,72* a *4* μm, para as componentes de incidência direta e difusa, e infra-vermelho termal ou 'thermal infra-red' (TIR), (> *4* μm), somente para componente difusa.

2.4 - EQUAÇÕES PROGNÓSTICAS

O SiB tem as seguintes variáveis prognósticas: temperatura do dossel, T_c, da cobertura do chão, T_{gs}, e do solo profundo, T_D; armazenamento de água por interceptação do dossel, M_c, e da cobertura do chão, M_{gs}; e o grau de saturação de umidade em cada camada do solo, W_1, W_2 e W_3. Manteve-se a mesma simbologia original de Sellers et al. (1986), onde os índices *c*, *g* e *gs* referem-se, respectivamente, ao dossel ('canopy'), chão ('ground') e cobertura do chão ('ground cover'). As equações prognósticas de temperatura são dadas pelas relações:

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - \lambda E_c \quad , \qquad (2.1)$$

$$C_{gs}\frac{\partial T_{gs}}{\partial t} = Rn_{gs} - H_{gs} - \lambda E_{gs} - G_{gs} \quad , \qquad (2.2)$$

$$A\frac{\partial T_D}{\partial t} = 2(Rn_{gs}-H_{gs}-\lambda E_{gs}-G_{gs})/(365\Pi)^{1/2} \quad , \qquad (2.3)$$

onde

Rn_c , Rn_{gs} = radiação disponível, $W\ m^{-2}$;
H_c , H_{gs} = fluxo de calor sensível, $W\ m^{-2}$;
λE_c , λE_{gs} = fluxo de calor latente, $W\ m^{-2}$;
G_{gs} = fluxo de calor no solo, $W\ m^{-2}$;
C_c , C_{gs} = capacidade calorífica, $J\ m^{-2}\ K^{-1}$;
λ = calor latente de vaporização, $J\ kg^{-1}$;
A = capacidade calorifíca do solo, $J\ m^{-2}\ K^{-1}$.

A evapotranspiração do dossel, E_c, divide-se na evaporação da fração molhada pela chuva das folhas do dossel (também chamada de perda por interceptação), E_{wc}, e na transpiração da parte seca das folhas proveniente da extração de água do sistema radicular, E_{dc}. Na cobertura e na superfície do solo, a evapotranspiração é a soma de E_{wg} e E_{dg} (análogos de E_{wc} e E_{dc}), mais a evaporação direta do solo nú, E_s. As equaçõesprognósticas dos termos de armazenamento de água por interceptação da precipitação são dadas pelas seguintes relações:

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = P_c - D_c - E_{wc}/\rho_w \quad , \qquad (2.4)$$

$$\frac{\partial M_g}{\partial t} = P_g - D_g - E_{wg} / \rho_w \quad , \qquad (2.5)$$

onde

P_c, P_{gs} = interceptação da precipitação, $mm\ s^{-1}$;
D_c, D_g = drenagem da água, $m\ s^{-1}$;
ρ_w = massa específica da água, $kg\ m^{-3}$.

Para o prognóstico da umidade do solo em cada camada , supõe-se o balanço hídrico de forma que

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s\ D_1} \left[P_1 - Q_{1,2} - \frac{1}{\rho_w} (E_s + E_{dc,1} + E_{dg,1}) \right] , \qquad (2.6)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s\ D_2} \left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{1}{\rho_w} (E_{dc,2} + E_{dg,2}) \right] , \qquad (2.7)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s\ D_3} \left[Q_{2,3} - Q_3 \right] , \qquad (2.8)$$

onde

W_i = grau de saturação da umidade em cada camada
= θ_i / θ_s , $i = 1,2,3$;
θ_i = umidade volumétrica do solo na camada i, $m^3 m^{-3}$;
D_i = espessura da i-ésima camada do solo, m;
Q_{i+1} = escoamento entre as camadas i e $i+1$, $m\ s^{-1}$;
Q_3 = drenagem gravitacional para o aquífero, $m\ s^{-1}$;

$E_{dc,i}$ = extração de umidade na i-ésima camada por transporte do dossel, $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$;

$E_{dg,i}$ = idem acima, para a cobertura do chão;

P_1 = infiltração de precipitação na 1ª camada, ms^{-1},

$$= \begin{cases} \text{mínimo } (P_0, K_s) & , \text{ se } W_1 < 1 , \\ 0 & , \text{ se } W = 1 ; \end{cases}$$

K_s = condutividade hidráulica de saturação do solo, $m\ s^{-1}$;

P_0 = taxa de precipitação efetiva no solo, $m\ s^{-1}$,

$= P - (P_c + P_g) + (D_c + D_g)$;

P = taxa de precipitação sobre o dossel. $m\ s^{-1}$.

2.5 - RESISTÊNCIAS AERODINÂMICAS

A descrição do transporte turbulento de momentum no SiB usa os parâmetros morfológicos da vegetação, mostrados na Figura 2.2, onde o dossel é representado como um bloco poroso de densidade constante, com base em z_1 e topo em z_2, entre duas camadas submetidas a valores constantes da tensão de cisalhamento. Sob condições neutras, as equações de transferência de momentum acima e junto ao dossel são dadas pelas equações (2.9) e (2.10).

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} = \rho \frac{C_d \bar{L}_d}{P_s} u^2 , \quad (z_2 < z < z_1) , \qquad (2.9)$$

$$\tau = \rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} , \quad (z > z_1) , \qquad (2.10)$$

onde

τ = tensão de cisalhamento, $kg\ m^{-1}\ s^{-2}$;
ρ = massa específica do ar, $kg\ m^{-3}$;
u = velocidade horizontal do vento, $m\ s^{-1}$;
C_d = coeficiente de arrasto da folha;
P_s = fator de abrigo da folha;
$\overline{L}_d$ = densidade de área foliar total, $m^2\ m^{-3}$;
K_m = coeficiente de transferência de momentum, $m^2\ s^{-1}$.

Admitindo-se K_m como uma função linear do vento dentro do dossel, $K_m = \sigma\ u$, exprime-se a absorção de momentum da base do dossel até o nível do comprimento dos elementos de rugosidade no chão, z_{gs}, como

$$\tau = \rho\ C_{Dgs}\ u^2 \quad , \quad (z_{gs} < z < z_1) \quad , \qquad (2.11)$$

onde

C_{Dgs} = coeficiente de arrasto do chão,
$= [\ k / \ln(z_1/z_{gs})\ ]^2$;
k = constante de von Karman = $0,4$.

A altura de deslocamento do plano zero, d, é calculada por

$$d = \frac{\int_{z_1}^{z_2} u^2 z\ dz}{\int_{z_1}^{z_2} u^2\ dz + \left.\frac{\tau}{\rho}\right|_{z_1} \frac{p_s}{\overline{L}_d\ C_d}} \quad , \qquad (2.12)$$

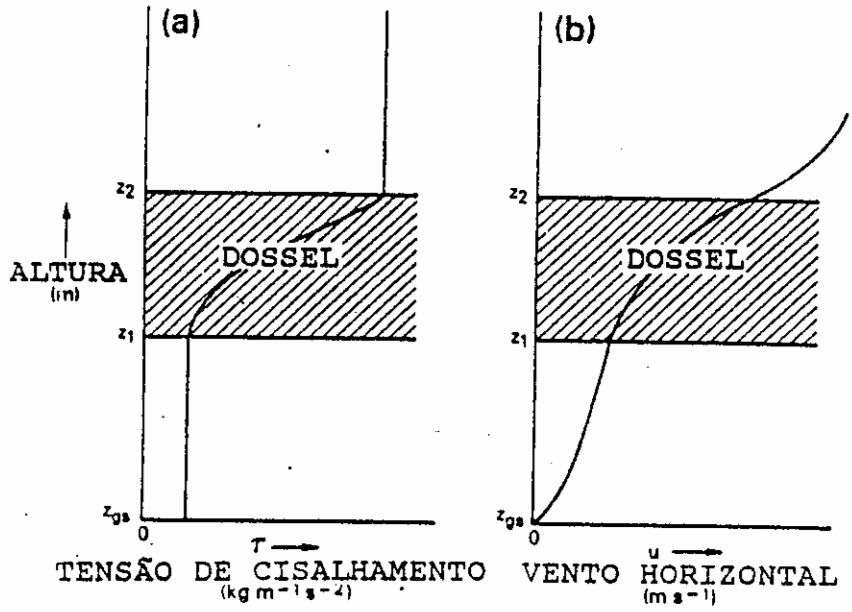


Fig. 2.2 - Perfis de (a) tensão de cisalhamento do vento e (b) velocidade do vento, ao longo do dossel. Adaptada de Sellers et al. (1986).

Uma camada turbulenta de transição é suposta existir entre z_2 até um nível especificado z_m acima do dossel, acima da qual um perfil logarítmico do vento é admitido. Entre z_2 e z_m a tensão de cisalhamento é suposta constante, mas a extrapolação de um perfil logarítmico linear do vento neste intervalo é considerada uma sub-estimativa do valor real, segundo Garrat (1978) e Raupach e Thom (1981), que mostraram serem as estimativas de K_m através da equação *(2.13)* em $z = z_2$ na ordem de *1,5* a *2,0* vezes menores que os valores observados. Para considerar essa condição, define-se a tensão de cisalhamento e os coeficientes de transferência de momentum acima do dossel segundo como

$$\tau = \rho\, u_*^{\,2} = \rho \left[\frac{k\, u}{\ell n \left(\dfrac{z - d}{z_0} \right)} \right]^2 , \qquad (2.13)$$

$$K_m \Big|_{z_2} = G_1\, K_m^* \Big|_{z_2} , \qquad (2.14)$$

$$\int_{z_2}^{z_m} \frac{1}{K_m}\, dz = G_2 \int_{z_2}^{z_m} \frac{1}{K_m^*}\, dz , \qquad (2.15)$$

onde K_m $(m^2\ s^{-1})$ é o valor real do coeficiente de transferência de momentum, K_m^* é dado por extrapolação do perfil log-linear, G_1 e G_2 são os fatores de ajustamento, segundo Garrat (1978), ambos iguais a *0,5*.

Dados os parâmetros de entrada z_1 ,z_2 , C_d, P_s , $\overline{L}_d$, z_{gs} , G_1 e G_2, o sistema de equações *(2.9)* a *(2.10)* é resolvido, fornecendo como solução os valores de z_0 e d, e os perfis de K_m e u. Esses perfis são usados no cálculo das resistências aerodinâmicas r_a, $\overline{r}_b$ e r_d, as quais controlam o fluxo de calor e vapor d'água conforme a Figura *2.1*, sendo definidas como:

(1) $\overline{r}_b$, definida entre todas as folhas do dossel e o espaço de ar interior a ele, dada por

$$\overline{r}_b = \int_{z_1}^{z_2} \frac{P_s\, C_s}{\overline{L}_d \sqrt{u}} = \frac{C_1}{\sqrt{u_2}} , \qquad (2.16)$$

onde C_1 é uma constante de superfície dependente da integração no perfil, u_2 é a velocidade do vento em z_2;

(2) r_d, definida entre a superfície do solo, z_{gs}, até o espaço de ar do dossel, h_a, segundo

$$r_d = \int_{z_{gs}}^{h_a} \frac{1}{K_s}\, dz = \frac{C_2}{u_2} , \qquad (2.17)$$

onde C_2 é uma constante de superfície dependente da integração no perfil, K_s o coeficiente turbulento de transferência de calor e vapor d'água, admitidos igual a K_m.

(3) r_a, definida entre o nível no espaço de ar do dossel, h_a e o nível de referência, z_r, segundo

$$r_a = \int_{h_a}^{z_2} \frac{1}{K_s}\, dz + \int_{z_2}^{z_m} \frac{1}{K_s}\, dz + \int_{z_m}^{z_r} \frac{1}{K_s}\, dz = \frac{C_3}{u_r} , \qquad (2.18)$$

onde C_3 é uma constante de superfície dependente da integração no perfil.

A altura h_a no dossel é definida como o centro de ação de $\bar{r}_b$ junto a ele, segundo

$$\int_{z_1}^{h_a} \frac{\overline{L}_d}{\overline{r}_b}\, dz = \int_{h_a}^{z_2} \frac{\overline{L}_d}{\overline{r}_b}\, dz = \frac{1}{u_r} \quad , \qquad (2.19)$$

Os coeficientes C_1, C_2 e C_3 são calculados apenas uma vez e valem para condições neutras. Um algoritmo pré-processador realiza a integração para uma dada morfologia da superfície do bioma, dependente apenas da sazonalidade interanual. O conjunto de dados formado por C_1, C_2 , C_3 , h_a, z_o, d, G_1 e G_2 para um dado bioma são na verdade dados de entrada invariantes com o tempo para o modelo SiB.

A consideração de efeitos de não-neutralidade é considerada em expressões mais gerais dadas por (2.20) a (2.23), cujas expressões são aqui omitidas por simplicidade.

$$\overline{r}_b = f_1 \left(\frac{C_1}{\sqrt{u_r}} , T_c , T_a \right) \quad , \qquad (2.20)$$

$$r_d = f_2 \left(\frac{C_2}{u_r} , T_{gs}, T_a \right) \quad , \qquad (2.21)$$

$$r_a = f_3 \left(\frac{C_3}{u_r} , T_a , T_r \right) \quad , \qquad (2.22)$$

$$u_2 = f_4 \left(u_r , T_{gs}, T_a \right) \quad , \qquad (2.23)$$

Sellers et al. (1986) mostraram detalhadamente as relações acima, admitindo que os valores da densidade de área foliar $\overline{L}_d$ fossem constantes com a altura. Isto foi muito bem sucedido para padrões de vegetação baixos e densos, como mostrado em Sellers e Dorman (1987). Em Sellers et al. (1989) um novo procedimento foi realizado para determinar $\overline{L}_d$ atingindo um valor máximo dentro do dossel (distribuição triangular), mais adequado para florestas de grande porte.

Finalmente, supondo que o armazenamento de calor ou umidade nos nós do circuito das resistências idealizadas seja nulo, o fluxo total de calor sensível do dossel e da superfície é sintetizado como

$$H = \rho c_p \left[\frac{(T_{gs} - T_a)}{r_d} + \frac{2(T_c - T_a)}{\overline{r}_b} + \frac{(T_a - T_r)}{r_a} \right] , \qquad (2.24)$$

O fluxo de calor sensível no solo, G_{gs}, dado pela relação (2.25), é definido supondo-se o solo como uma camada homogênea e isotérmica de temperatura T_D, associada ao solo profundo, de capacidade calorífica variável com a quantidade total de umidade integrada no perfil.

$$G_{gs} = \frac{2\pi A}{\mathfrak{L}} (T_{gs} - T_D) , \qquad (2.25)$$

onde $\mathfrak{L}$ = duração do dia = *86400 s*.

2.6 - RESISTÊNCIAS DE SUPERFÍCIE

As resistências ao transporte de umidade provenientes do interior do dossel, da cobertura vegetal do solo e da camada superior do solo nú para o ar exterior que os envolve são definidas respectivamente como a resistência do dossel, $\bar{r}_c$, a resistência da cobertura do chão, r_g, e a resistência da superfície do solo nú, r_{surf}.

As representações de $\bar{r}_c$ e r_g são, respectivamente, a combinação de todas as folhas do dossel e da cobertura vegetal do chão. Elas refletem os efeitos do mecanismo de auto-regulação da abertura dos estômatos, pois por serem estruturas do tipo de válvulas, ao abrirem-se proporcionam a realização da fotossíntese via troca de gases, e simultaneamente perdendo água por transpiração (Sellers, 1987). Esse é um complexo processo de transferência de massa dependente dos parâmetros físicos e fisiológicos, o qual tende a buscar sempre um equilíbrio ótimo para as condições de metabolismo da planta. Define-se $\bar{r}_c$ e r_g estabelecendo-se dois fatores dominantes de influência: a integração das funções que descrevem a dependência das resistências estomáticas individuais das folhas em relação à densidade do fluxo de PAR, sobre todos os ângulos de azimute e de inclinação das folhas, e seguindo a arquitetura do dossel, da base até o topo; os efeitos de estresse da folha, associados à temperatura, potencial total de umidade na folha, e ao déficit de umidade do ar, aqui admitidos agindo uniformemente ao longo de todo o dossel.

Considerando $\bar{r}_c$ como a resistência equivalente de todas as resistências estomáticas individuais das folhas agindo em paralelo (Sellers et al., 1986), a condutância do dossel é dada por

$$\frac{1}{\overline{r}_c} = V_c N_c f_\Sigma \int_0^{L_t}\int_0^{\frac{\pi}{2}}\int_0^{2\pi} \frac{O\ (\xi,\theta)}{r_s(\mu_\pi,\xi,\theta,F_S)}\ sen\theta\ d\theta d\xi dL\ , \qquad (2.26)$$

onde V_c é a fração de cobertura da camada superior do dossel; N_c é a fração de folhas verdes; L_t é o índice total de área foliar; $O(\xi,\theta)$ é a função de distribuição angular da folha em relação aos ângulos de inclinação, θ, e azimutal, ξ; r_s é a resistência individual da folha verde; F_s é o fluxo de PAR, μ_π é o cosseno do ângulo zenital π do fluxo de PAR; f_Σ é o fator de estresse, definido como

$$f_\Sigma = f(T)\ f(\psi)\ f(\delta e)\ , \qquad (2.27)$$

Os fatores $f(T)$, $f(\psi)$ e $f(\delta e)$ são os fatores individuais de estresse de temperatura, potencial de umidade da folha e déficit de umidade do ar, respectivamente. São unitários quando as respectivas variáveis estão em condições ótimas para a planta, ou tendem a zero quando existe uma condição limitante, associado à algum fator ambiental adverso à planta. No último caso, se algum deles tender a zero então a resistência tende a infinito, restringindo a transpiração.

São definidos por

$$f(T) = h_3\ (T - T_1)(T_h - T)^{h_4}\ , \qquad (2.28)$$

$$f(\psi_\ell) = (\psi_\ell - \psi_2)\ /\ (\psi_1 - \psi_2)\ , \qquad (2.29)$$

$$f(\delta e) = 1 - h_5\ \delta e\ , \qquad (2.30)$$

onde

T_1, T_h, T_0 = temperaturas mínima, máxima e ótima para a transpiração, K ;

$h_3 = 1 / [(T_0 - T_1)(T_h - T_0)^{h_4}]$;

$h_4 = 1 / (T_h - T_0)(T_0 - T_1)$;

δe = déficit de pressão de vapor d'água (mb);

h_5 = constante dependente da espécie vegetal;

ψ_1, ψ_2 = potencial mátrico em que o estômato começa a fechar, e quando se fecha totalmente, (m);

ψ_ℓ = potencial de água na folha, (m).

O cálculo do potencial total de água na folha, ψ_ℓ , é definido na equação (2.31), segundo Federer (1979).

$$\psi_\ell = \psi_r - z_T - \frac{E_d}{\rho_w} (\bar{r}_{plant} + \bar{r}_{soil}) \quad , \qquad (2.31)$$

onde z_T é a altura da fonte de transpiração; E_d é a taxa de transpiração; $\bar{r}_{plant}$ e $\bar{r}_{soil}$ são, respectivamente, as resistências da planta e do sistema solo-radicular, tomadas com médias na área; ψ_r o potencial de umidade na zona de raízes, definido por Clapp e Hornberger (1978) como

$$\psi_r = \frac{\psi_s}{z_d} \sum_{i=1}^{3} D_i W_i^{-B} \quad , \qquad (2.32)$$

onde z_d é a profundidade máxima das raízes; B é um parâmetro empírico; $\overline{r}_{soil}$ é definido em função da densidade de raízes, propriedades das resistências, textura e umidade do solo, segundo Federer (1979) como

$$\overline{r}_{soil} = \frac{1}{z_d} \left(R / D_d + \alpha_f / K_r \right) , \qquad (2.33)$$

onde

$$\alpha_f = \frac{1}{8\pi D_d} \left[V_r - 3 - 2 \ln \left(\frac{V_r}{1 - V_r} \right) \right] , \qquad (2.34)$$

e R é a resistência da raiz por comprimento unitário; D_d é a densidade de raízes; V_r é o volume de raízes por vol. unitário de solo; K_r é a condutividade hidráulica do solo expressa segundo Clapp e Hornbeger (1978) por

$$K_r = K_s \left(\psi_s / \psi_r \right)^{(2B + 3) / B} , \qquad (2.35)$$

onde B é um parâmetro empírico, ψ_s é o potencial matricial de saturação (m), K_s é a condutividade hidráulica de saturação ($m\ s^{-1}$).

Sellers et al. (1989) optaram por definir uma projeção média da folha, $G(\mu_\pi)$, para uma direção especificada μ_π do fluxo de PAR, e dada por

$$G(\mu) = \phi_1 + \phi_2 \mu , \qquad (2.36)$$

onde

$\phi_1 = 0,5 - 0,633\ \chi_L - 0,33\ \chi_L^2$;
$\phi_2 = 0,877\ (1 - 2\ \phi_1)$;
χ_L = função de distribuição angular da folha, segundo Ross (1975).

O fluxo de PAR, F_π, é especificado como uma função contínua do índice de área foliar, L, usando-se uma expressão semi-empírica de Goudriaan (1977) dada pelas relações (2.37) e (2.38).

$$F_{\pi(L)} = F_{(0)}\ exp(-K\ L) \quad , \tag{2.37}$$

$$K = -\frac{G(\mu_\pi)}{\mu_\pi}(1 - \omega_\pi)^{1/2} \quad , \tag{2.38}$$

onde $F_{\pi(0)}$ e $F_{\pi(L)}$ são, respectivamente, os fluxos de PAR acima do dossel e num nível associado a L dentro dele, e ω_π é o coeficiente de espalhamento da folha para PAR.

Uma expressão para a resistência do dossel que seja função explícita das variáveis ambientais e dos parâmetros de vegetação é portanto dada pela combinação das equações (2.26) a (2.38), sintetizada na relação (2.39).

$$\frac{1}{\bar{r}_c} = \frac{V_c N_c f_\Sigma}{K\,c} \left[\frac{b}{f F_{\pi(0)}} \ln\left(\frac{\mu_\pi f e^{-K L_t} + G(\mu_\pi)}{\mu_\pi f + G(\mu_\pi)} \right) \right.$$

$$\left. - \ln\left(\frac{\mu_\pi f + G(\mu_\pi)\, e^{-K L_t}}{\mu_\pi f + G(\mu_\pi)} \right) \right] , \qquad (2.39)$$

onde

$$f = \frac{a + bc}{c\, F_{\pi(0)}} \quad ;$$

e a, b, c são constantes de resposta de PAR dependentes da espécie vegetal. Idêntica relação é aplicada à cobertura do chão.

A resistência associada à evaporação direta da superfície do solo, r_{surf}, é dada pela expressão empírica de Camillo e Gurney (1986), na equação (2.40).

$$r_{surf} = k_1 (1 - W \exp k_2) \quad , \qquad (2.40)$$

onde k_1, k_2 são constantes empíricas e W é uma função da umidade do solo.

2.7 - EVAPORAÇÃO E INTERCEPTAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO

A interceptação da precipitação pela vegetação é determinada por um modelo do tipo de atenuação da radiação exponencial num fluxo vertical. As taxas de interceptação ($mm\ s^{-1}$), P_c, e da drenagem, D_c, no dossel

são dadas pelas equações

$$P_c = P \left[1 - exp(-K_c L_{tc}) \right] V_c \quad ,$$

$$D_c = \begin{cases} 0 & , \text{ se } M_c < S_c \ , \\ P_c & , \text{ se } M_c = S_c \ , \end{cases} \qquad (2.41)$$

onde K_c é o coeficiente de extinção para o dossel, e S_c é o valor de saturação de M_c.

Analogamente para a cobertura do chão, tem-se

$$P_g = (P - P_c + D_c) \left[1 - exp(-K_g L_{tg}) \right] V_g \quad ,$$

$$D_g = \begin{cases} 0 & , \text{ se } M_g < S_g \ , \\ P_g & , \text{ se } M_g = S_g \ , \end{cases} \qquad (2.42)$$

onde as variáveis P_g, D_g, K_g, M_g e S_g são correspondentes às com índice c, para a cobertura do chão.

A taxa de precipitação efetiva na superfície do solo, P_0, torna-se

$$P_0 = P - (P_c + P_g) + (D_c + D_g) \quad , \qquad (2.43)$$

O cálculo das transferências descrito nas equações (2.41) a (2.43) é feito no início do passo do tempo, proporcionando o cálculo de M_c e M_g antecipadamente aos cálculos do balanço de energia. A esses valores associam-se as frações de áreas molhadas nas folhas do dossel, W_c , e da cobertura do chão, W_g, que têm resistência nula à evaporação, sendo definidas por

$$W_c = \begin{cases} M_c/S_c \quad , 0 \le W_c \le 1, & \text{se} \quad e_*(T_c) > e_a \ , \\ 1 \quad , & \text{se} \quad e_*(T_c) < e_a \ , \end{cases} \tag{2.44}$$

$$W_g = \begin{cases} M_g/S_g \quad , 0 \le W_g \le 1, & \text{se} \quad e_*(T_{gs}) > e_a \ , \\ 1 \quad , & \text{se} \quad e_*(T_{gs}) < e_a \ , \end{cases} \tag{2.45}$$

onde $e_*(T)$ é a pressão de vapor d'água de saturação à temperatura T, e e_a é a pressão de vapor d'água no nível h_a.

O fluxo total de calor latente, λE, associado à evapotranspiração no dossel e na cobertura do chão pode ser então calculado por

$$\lambda E = \frac{\rho c_p}{\gamma} \left\{ \left[e_*(T_{gd}) - e_a \right] \left[V_g \left(\underset{(I)}{\frac{W_g}{r_d}} + \underset{(II)}{\frac{1 - W_g}{r_d + r_g}} \right) + \underset{(III)}{\frac{(1 - V_g) h_s}{r_{surf} + r_d}} \right] + \left[e_*(T_c) - e_a \right] \left[\underset{(I)}{\frac{W_c}{\bar{r}_b}} + \underset{(II)}{\frac{(1 - W_c)}{\bar{r}_c + \bar{r}_b}} \right] + \left[e_a - e_r \right] \underset{(IV)}{\frac{1}{r_a}} \right\} , \tag{2.46}$$

onde h_s é um fator de ajuste da umidade relativa do solo no

topo da superfície.

Na equação (2.46) os termos (I) estão associados às zonas molhadas das folhas, representando perdas para a atmosfera através de interceptação da vegetação; (II) corresponde às áreas secas das folhas que transpiram propriamente dizendo por auto-regulação das plantas, em série com a turbulência no interior do dossel; (III) refere-se à evaporação direta proveniente do solo nú, e (IV) à evapotranspiração que ocorre entre o espaço interior de ar do dossel e o nível de referência z_r por forçantes unicamente turbulentas .

2.8 - DIFUSÃO HIDRÁULICA NO SOLO

Um modelo isotérmico de 3 camadas do solo é usado na determinação da difusão hidráulica e drenagem gravitacional para o aquífero. Na equação (2.43) o escoamento superficial é obtido por $(P_0 - P_1)$, onde P_1 é a taxa de infiltração de água na camada superior do solo, calculada pela relação mais genérica que fornece a transferência de água entre as camadas , segundo a equação (2.47).

$$Q_{i,i+1} = \overline{K} \left[1 + 2 \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{D_i + D_{i+1}} \right], \quad i=1,2 , \qquad (2.47)$$

onde

$\overline{K}$ = condutividade hidráulica entre camadas, $(m\ s^{-1})$,

$$= \frac{(D_i K_i + D_{i+1} K_{i+1})}{(D_i + D_{i+1})} , \qquad (2.48)$$

$Q_{i,i+1}$ = fluxo entre a camada i e a $i+1$, $(m\ s^{-1})$;
K_i = condutividade hidráulica na camada i $(m\ s^{-1})$;
ψ_i = potencial mátrico na camada i, (m),
$= \psi_s\ W_i^{-B}$.

O escoamento na última camada por drenagem gravitacional é admitido como

$$Q_3 = K_s\ W_3^{(2B+3)} sen\chi \quad , \qquad (2.49)$$

onde χ é o ângulo de inclinação médio, que é um parâmetro associado à perda de água para o aquífero.

2.9 - TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NO DOSSEL

A determinação rigorosa do albedo e da energia absorvida na camada de superfície para os diversos padrões de vegetação depende da intensidade e dos diferentes comprimentos de onda da radiação solar incidente, assim como da interação radiativa com a textura e estrutura geométrica dos elementos do dossel. Um caso clássico desse problema (Dickinson, 1983) é aquele de se admitir o albedo de uma área coberta com vegetação como o associado ao das propriedades ótico-morfológicas de uma folha simples. Sabe-se que o albedo observado na prática é aproximadamente metade do calculado naquela maneira. Isto ocorre basicamente pelo aprisionamento da radiação no interior do dossel devido ao processo de multi-espalhamento em todas as direções, dada uma distribuição aleatória das folhas. Devido à alta absorção dos comprimentos de onda na faixa do visível pela clorofila dos tecidos vegetais, a reflexão radiativa para o exterior torna-se um processo de baixa eficiência.

O SiB usa a aproximação 'two-stream' na representação da interceptação, reflexão, transmissão e absorção da radiação no interior do dossel, cujo esquema foi revisado por Dickinson (1983) e discutido em Sellers (1985) e Sellers et al. (1986). Uma revisão da aproximação usada no SiB será feita nesta seção.

As principais hipóteses de simplificação são: cada camada da vegetação tem uma fração de cor verde (isto é, para a vegetação viva) uniforme ao longo do perfil, N_c e N_{gs}; uma fração de cobertura, para o dossel e para a cobertura do chão, reflete a medida percentual da área média ocupada por essas camadas por área unitária total; folhas vivas e mortas têm, respectivamente, seus conjuntos de propriedades óticas de reflectância e transmitância. Cada propriedade ótica é associada às faixas do espectro do PAR, NIR (direta e difusa) e TIR (difusa), e a solução do conjunto de equações fornece os fluxos verticais de radiação emergentes no topo do dossel, para cada faixa, considerando-se o meio isotrópico. A somatória desses fluxos, aqui definidos como $\langle F_c \rangle$ e $\langle F_{gs} \rangle$ (dossel e cobertura do chão), é usada no cálculo do albedo total, uma vez que os fluxos verticais incidentes em cada banda é uma condição de contorno atmosférica fornecida ao SiB.

A aproximação 'two-stream' descreve os gradientes dos fluxos difusos verticais de radiação incidente e emergente no interior do dossel. Representa na prática um algoritmo eficiente como alternativa à integração matemática dos processos de espalhamento e atenuação dos raios direto e difuso definidos no hemisfério do dossel (Sellers, 1985). A equação (*2.50*), do fluxo difuso emergente ($I_d^{\uparrow}$) é mostrada como exemplo. A notação *b* e *d* refere-se aos índices dos raios direto e difuso, respectivamente ('direct beam' e 'diffuse beam').

$$\underset{(1a)}{I_d^{\uparrow}} \quad \underset{(1b)}{- \omega I_d^{\uparrow}} \quad \underset{(1c)}{+ \beta\omega I_d^{\uparrow}} \quad \underset{(2)}{- \bar{\mu} \frac{d I_d^{\uparrow}}{d L}} \quad \underset{(3)}{- \omega\beta I_d^{\downarrow}} \quad =$$

$$\underset{(4)}{\omega \bar{\mu} K \beta_0 \exp(-KL) \; I_b^{\downarrow}} \quad , \qquad (2.50)$$

onde

ω = coeficiente de espalhamento (reflexão e transmissão) dos fito-elementos;

β_0 = parâmetro de espalhamento emergente do fluxo direto;

β = parâmetro de espalhamento emergente do fluxo difuso;

K = caminho óptico do raio direto incidente (por unidade de área foliar);

$\bar{\mu}$ = caminho óptico inverso difuso (por unidade de área foliar);

L = índice de área foliar.

A equação (*2.50*) descreve o balanço do fluxo difuso vertical emergente $I_d^{\uparrow}$ dentro do dossel. O termo (4) é a contribuição do fluxo direto incidente ($I_b^{\downarrow}$) em um nível L, atenuado através do dossel ($exp-KL$), e espalhado conforme as propriedades ópticas da folha ($\omega\beta$) na direção vertical emergente, tornando-se então difuso e emergindo ($\bar{\mu}$). O lado esquerdo da igualdade é o balanço propriamente dito, onde o fluxo total difuso emergente (*1a*) sofre perda por espalhamento em todas as direções (*1b*), sendo que parte dessa perda que emerge na direção vertical (*1c*), torna-se na verdade um ganho para $I_b^{\downarrow}$; ocorre ainda perda por atenuação de $I_d^{\uparrow}$, (*2*), e ganho pelo espalhamento do fluxo difuso incidente, que reemergiu verticalmente (*3*).

Em raciocínio análogo obtem-se o balanço do fluxo difuso incidente, $I_d^{\downarrow}$, e ainda normalizando os balanços pelo pelo fluxo direto incidente, chega-se às expressões

$$-\bar{\mu}\frac{dI^{\uparrow}}{dL} + [1-(1-\beta)\omega]I^{\uparrow} - \omega\beta I_{\downarrow} = \omega\mu\bar{K}\beta_0 e^{(-KL)} \quad ,(2.51)$$

$$\bar{\mu}\frac{dI^{\uparrow}}{dL} + [1-(1-\beta)\omega]I_{\downarrow} - \omega\beta I^{\uparrow} = \omega\mu\bar{K}(1-\beta_0)e^{(-KL)} \quad ,(2.52)$$

onde $I^{\uparrow}$ e $I_{\downarrow}$ são os fluxos de radiação difusa emergente e incidente, normalizados pelo raio direto incidente.

A aplicação de condições de contorno convenientes, segundo Sellers (1985) e Sellers et al. (1986) permitem obter soluções em $I^{\uparrow}$ e $I^{\downarrow}$ .Distinguindo-se ainda os fluxos nas 3 faixas citadas do espectro, obtêm-se as reflectâncias espectrais $A_{\Lambda,\mu}$, em função do comprimento de onda Λ e do tipo de incidência μ,

$$A_{\Lambda,\mu} = I_g^{\uparrow} V_g + (1 - V_g)\,\alpha_{s(\Lambda)} \quad , \qquad (2.53)$$

onde

$\alpha_{s(\Lambda)}$ = reflectância espectral do solo;

$$\Lambda = \begin{cases} \text{PAR,NIR,TIR para } \mu = d \text{ (difuso)}, \\ \text{PAR,NIR para } \mu = b \text{ (direto)} . \end{cases}$$

Calcula-se portanto a radiação absorvida pelo dossel e pela cobertura do chão, $F_{\Lambda,\mu(c,gs)}$, segundo as

equações (2.54) e (2.55).

$$F_{\Lambda,\mu(c)} = V_c \; [\; 1 - I^{\uparrow}_{c} - I^{c}_{\downarrow gs} \; (1 - A_{\Lambda,d})$$

$$- \; exp(-KL_{tc})(1 - A_{\Lambda,b}) \;\;] \; F_{\Lambda,\mu(0)} \quad , \qquad (2.54)$$

$$F_{\Lambda,\mu(gs)} = \{ \; (1 - V_c)(1 - A_{\Lambda,d}) + V_c [\; I^{c}_{\downarrow gs} \; (1 - A_{\Lambda,d})$$

$$+ \; exp(-KL_{tc})(1 - A_{\Lambda,b}) \;\;] \; \} \; F_{\Lambda,\mu(0)} \quad , \qquad (2.55)$$

onde

$F_{\Lambda,\mu(0)}$ = energia radiante incidente de comprimento de onda Λ e direção μ;

$F_{\Lambda,\mu(c)}$ = quantidade de $F_{\Lambda,\mu(0)}$ absorvida pelo dossel;

$F_{\Lambda,\mu(gs)}$= idem, pela cobertura do chão e solo;

$I^{\uparrow}_{c}$ = fluxo difuso emergente no topo do dossel;

$I_{\downarrow gs}$ = fluxo difuso incidente na base do dossel;

$exp(-KL_{tc})$ = fluxo direto penetrando no dossel,
= 0 , quando $\mu = d$;

L_{tc} = índice de área foliar do dossel.

O fluxo total de radiação líquida absorvida é obtido considerando-se a emissão no comprimento de onda do termal como unitária, onde

$$Rn_c = \langle F_c \rangle - 2 \; \sigma_s T_c^4 \; V_c \delta_t + \sigma_s T_{gs}^4 \; V_c \delta_t \quad , \qquad (2.56)$$

$$Rn_{gs} = \langle F_{gs} \rangle + \sigma_s T_c^4 \; V_c \delta_t - \sigma_s T_{gs}^4 \quad , \qquad (2.57)$$

onde

$\langle F_c \rangle$, $\langle F_{gs} \rangle$ = soma das cinco componentes de radiação absorvidas no dossel e cobertura do chão;

σ_s = constante de Stefan-Boltzmann;

δ_t = transmitância do dossel para o termal,
= $1 - exp(-L_{tc} / \bar{\mu})$;

$\bar{\mu}$ = caminho ótico inverso do raio difuso, por área de folha unitária.

2.10 - SOLUÇÃO DAS EQUAÇÕES PROGNÓSTICAS

A partir da descrição das equações prognósticas, do cálculo das resistências e dos fluxos, o algoritmo do SiB funciona resumidamente numa forma tal que, dados as condições iniciais (ou valores previstos no passo de tempo anterior, se $t \neq t_0$) das variáveis prognósticas T_c, T_{gs}, M_c, M_g, W_1, W_2 e W_3; as condições de contorno atmosféricas T_r, e_r, u_r, $F_{\Lambda,\mu(0)}$ e P, e os parâmetros do bioma, então o modelo fornece os fluxos líquidos de energia, massa e momentum na camada de superfície da atmosfera, as taxas de variação temporal e o estado futuro das variáveis prognósticas, e uma estimativa inicial e uma atualização final das variáveis diagnósticas T_a e e_a.

É formulado um esquema numérico implícito atrasado no tempo para o cálculo de T_c e T_{gs}, a partir das equações (2.1) e (2.2).

$$C_c \frac{\Delta T_c}{\Delta t} = Rn_c + \frac{\partial Rn_c}{\partial T_c} \Delta T_c + \frac{\partial Rn_c}{\partial T_{gs}} \Delta T_{gs}$$

$$- H_c - \frac{\partial H_c}{\partial T_c} \Delta T_c - \frac{\partial H_c}{\partial T_{gs}} \Delta T_{gs}$$

$$- \lambda E_c - \frac{\partial \lambda E_c}{\partial T_c} \Delta T_c - \frac{\partial \lambda E_c}{\partial T_{gs}} \Delta T_{gs} \quad , \qquad (2.58)$$

$$C_{gs} \frac{\Delta T_{gs}}{\Delta t} = Rn_{gs} + \frac{\partial Rn_{gs}}{\partial T_{gs}} \Delta T_{gs} + \frac{\partial Rn_{gs}}{\partial T_c} \Delta T_c$$

$$- H_{gs} - \frac{\partial H_{gs}}{\partial T_{gs}} \Delta T_{gs} - \frac{\partial H_{gs}}{\partial T_c} \Delta T_c$$

$$- \lambda E_{gs} - \frac{\partial \lambda E_{gs}}{\partial T_{gs}} \Delta T_{gs} - \frac{\partial \lambda E_{gs}}{\partial T_c} \Delta T_c \quad , \qquad (2.59)$$

Para a resolução do sistema implícito acima, seja considerado por exemplo o caso de Rn_c: no início do passo de tempo $n\Delta t$ já se dispõe da temperatura T_c^n, prevista em $(n - 1)\Delta t$. A igualdade (2.58) discretizada torna-se

$$\frac{C_c}{\Delta t} (T_c^{n+1} - T_c^n) = Rn_c^{n+1} \quad , \qquad (2.60)$$

onde o valor de Rn_c^{n+1}, que na realidade depende de T_c^{n+1},

pode ser escrito como

$$Rn_c^{n+1} = Rn_c^{n} + (Rn_c^{n+1} - Rn_c^{n}) \quad , \qquad (2.61)$$

e que é estimado através da aproximação

$$Rn_c^{n+1} = Rn_c^{n} + \frac{\partial Rn_c^{n*}}{\partial t} \Delta t \quad , \qquad (2.62)$$

onde Rn_c^{n} e $\partial Rn_c^{n*}/ \partial t$ são funções analíticas dependentes de T_c^{n}. Considerações idênticas são feitas para H_c e λE_c em *(2.58)*, e analogamente para as variáveis correspondentes em *(2.59)*, o que permite estabelecer um sistema dessas equações nas variáveis ΔT_c e ΔT_{gs}.

A estimativa inicial dos fluxos no passo de tempo $n\Delta t$ acima requer a determinação de T_a e e_a. Esses últimos valores são inicialmente estimados num processo de convergência para possibilitar a resolução do sistema. Uma vez previstos os valores de $T_{c,gs}^{n+1}$, os valores de T_a e e_a são finalmente determinados. A estimativa definitiva dos fluxos é então realizada, sendo também atualizado o armazenamento de água nas folhas e o perfil de umidade no solo.

CAPÍTULO 3

O MODELO UNIDIMENSIONAL: VERSÕES Ctr1D E SiB1D

O modelo unidimensional é discretizado na direção vertical em coordenadas sigma (pressão do nível normalizada pela pressão de superfície) com 18 camadas (Figura 3.1). Por ser uma adaptação de um modelo tridimensional, certas simplificações são feitas para o cálculo das variáveis originalmente prognósticas em MCGs: a pressão de superfície e o perfil do vento horizontal são supostos constante no tempo; as advecções horizontais de temperatura e umidade são consideradas nulas; aproximação hidrostática; a temperatura e a umidade específica são as variáveis prognósticas, cujas equações são dadas pelas relações (3.1) e (3.2), respectivamente.

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \underset{(1)}{-\frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{w'\theta'}\right)} - \underset{(2)}{\frac{\partial}{\rho\partial z}\left(\rho K_T \frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z}\right)} + \underset{(3)\ (4)}{\frac{\lambda}{c_p}\left(\frac{\overline{C'}}{\pi}+\delta C_{LS}\right)} - \underset{(5)}{\frac{1}{\rho c_p}\frac{\partial\dot{Q}}{\partial z}} \quad ,(3.1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \underset{(1)}{-\frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{w'q'}\right)} - \underset{(2)}{\frac{\partial}{\rho\partial z}\left(\rho K_Q \frac{\partial\overline{q}}{\partial z}\right)} - \underset{(3)\ (4)}{\left(\overline{C'} + \delta C_{LS}\right)} \quad , \qquad (3.2)$$

Os processos físicos responsáveis pelas variações de temperatura e umidade na coluna atmosférica são os seguintes: termo diabático de aquecimento ou resfriamento em cada camada associado aos processos de transferência radiativa por ondas curtas e ondas longas, (termo 5); precipitação de grande escala do vapor d'água

condensado por um processo aproximado de bulbo úmido, (termo 4); condensação do vapor d'água por processos de convecção em cúmulos profundos e consequente liberação de calor latente, (termo 3); transporte de calor e umidade em cúmulos rasos, (termo 2); e os transportes turbulentos de calor e umidade dos processos de superfície por mecanismos de difusão vertical na camada limite, (termo 1).

TABELA 3.1 - PARAMETRIZAÇÕES DOS PROCESSOS FÍSICOS NOS MODELOS UNIDIMENSIONAIS Ctr1D e SiB1D.

Processos	Ctr1D	SiB1D
Transferência radiativa	ondas curtas* e longas** *Lacis and Hansen (*1974*) **Harshvardhan and Corsetti (*1984*)	idem
Cúmulos rasos	Tiedtke (*1984*)	idem
Cúmulos profundos	Kuo (*1965,1974*)	idem
Precipitação de grande escala	Processo aproximado do bulbo úmido, NMC (*1988*)	idem
Difusão turbulenta	Esquema de fechamento turbulento de ordem zero, com $K = K(R_i)$, NMC(*1988*)	Esquema de fechamento turbulento de ordem *2.0* - Mellor and Yamada(*1982*)
Superfície	Teoria de similaridade de Monin e Obukhov; evaporação segundo Penman-Monteith; hidrologia do tipo 'bucket' NMC (1988)	Modelo *SiB* (Sellers et al., *1986*)

Conforme o objetivo (2) da introdução deste trabalho, os modelos de controle Ctr1D e a nova versão acoplada SiB1D são aqui comentados quanto às suas principais diferenças (Tabela 3.1) .O esquema de controle é descrito em NMC (1988) e, a partir deste, foi estruturado o novo esquema SiB1D substituindo-se as parametrizações de superfície e de difusão vertical originais pelos modelos SiB e um esquema de fechamento turbulento de 2ª ordem de Mellor e Yamada (1982). As parametrizações de radiação, convecção e precipitação de grande escala são comuns a ambos. As próximas seções deste capítulo descrevem as parametrizações comentadas anteriormente.

3.1 - TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

A representação do ciclo diurno dos fluxos radiativos é fundamental na simulação dos processos físicos de superfície, uma vez que são a principal forçante para esses últimos. Ondas curtas e ondas longas são representadas considerando-se os efeitos de absorção e espalhamento por vapor d'água, gás carbônico e ozônio, o que a princípio fornece valores dos fluxos divergentes associados à condição de céu claro. A influência das nuvens é o outro processo que atua no sentido de promover atenuação ou amplificação dos fluxos em cada camada, onde então ambos os efeitos citados são calculados simultaneamente de modo a permitir a representação do processo de reflexões múltiplas na coluna atmosférica. A descrição mais detalhada desse esquema encontra-se em NMC (1988).

As ondas curtas são parametrizadas segundo o esquema de Lacis e Hansen (1974), fornecendo à superfície os valores de radiação solar incidente , (F^{sf}_{sw}), a cada uma hora de integração do modelo, segundo a relação sintetizada

(3.3).

$$F_{sw}^{sf} = \begin{cases} S_0 \ \mu(t) \ T_{r0} & , \text{ se } \mu(t) > 0 \ , \\ 0 & , \text{ se } \mu(t) \leq 0 \ , \end{cases} \qquad (3.3)$$

onde

S_0 = constante solar;

$\mu(t)$ = cosseno do ângulo zenital;

T_{r0} = transmissividade radiativa ao longo da atmosfera.

O fluxo de radiação de ondas longas incidente na superfície, F_{LW}^{sf}, é calculado a cada 3 horas, segundo o esquema de Harshvardhan e Corsetti (1984). Um esquema discretizado da equação geral de transferência radiatiava é empregado , considerando-se os aspectos de transmissividade dos gases inicialmente citados ao longo do caminho ótico em cada camada da coluna atmosférica. Como na parametrização de ondas curtas, são fornecidos os fluxos radiativos líquidos em todas as camadas do modelo, utilizadas no cálculo das taxas de aquecimento ou resfriamento devido a esses processos. Ao modelo SiB1D foi incorporada uma interpolação dos fluxos entre as horas cheias, simplesmente por coerência com o esquema original do MCG do COLA (Kinter et al., 1988), onde o acoplamento do SiB foi originariamente feito (Sato et al., 1989).

Os efeitos devido ao ozônio são calculados supondo-se uma variação sazonal, onde em cada estação do ano os valores de concentração médios na direção zonal são disponíveis a cada 5° de latitude. Uma interpolação é feita em função do ponto de grade e do passo de tempo. As nuvens

são consideradas estratiformes e de três tipos: altas, médias e baixas. Para cada tipo dispõe-se de valores médios zonais da fração de nebulosidade a cada intervalo de 5° de latitude, para as estações de primera e outono. A posição do ponto de grade determina qual o valor mais próximo a ser tomado, e interpolações são feitas conforme o passo de tempo. Para o esquema de ondas curtas são supostos valores de albedo e da transmissividade para cada tipo de nuvem, tomados como iguais para o topo e a base das mesmas. Já para as ondas longas, todos os tipos são considerados como corpos negros, no que se refere à absorção de energia.

3.2 - PARAMETRIZAÇÃO DA CAMADA DE SUPERFÍCIE

O modelo SiB1D usa o SiB como representação de superfície, descrito no capítulo 2. Em Sato et al. (1989) há uma descrição do acoplamento do SiB com o esquema de difusão vertical de Mellor e Yamada (1982), feito segundo um esquema numérico implícito no tempo, o que a princípio garante a estabilidade numérica.

É feita aqui uma descrição detalhada do esquema de superfície usado no Ctr1D. Este modelo permite duas opções para o cálculo da evaporação na superfície: através da teoria de similaridade de Monin-Obukhov (1954), ou utilizando-se a equação de Penman-Monteith. A primeira foi implementada inicialmente, mas não apresentou bons resultados, como será mostrado posteriormente nos resultados das simulações deste trabalho. Recorreu-se então à última, que melhorou significativamente o cálculo dos fluxos de energia na superfície. Ambas têm solução computacional simples, mas somente a equação de Penman-Monteith permite a representação da influência da vegetação através do parâmetro de resistência de superfície, embora simplista por ser um valor constante

determinado. Em ambos os casos, o albedo é especificado e normalmente constante sazonalmente, o que exclui variabilidades associadas ao tipo de vegetação e a evolução do ciclo diurno; o teor de umidade no solo e a evapotranspiração são linearmente associados e dependentes da função β, que é arbitrariamente determinada; quanto à rugosidade, as equações geralmente foram deduzidas baseando-se em dados observados para padrões de vegetação de pequeno e médio porte. Para arquiteturas de dossel do tipo de florestas tropicais, uma análise rigorosa envolveria críticas.

É revisada a seguir a parametrização dos fluxos turbulentos de momentum, umidade e calor associados aos respectivos balanços na superfície e sub-superfície .A determinação desses fluxos é dada pelas relações de similaridade de Monin e Obukhov (1954), que admitem a existência de funções universais ϕ_M, ϕ_H e ϕ_Q, segundo as equações (3.4) a (3.6), e dependentes de seis variáveis:

$\theta(s)$, $q(s)$ - temperatura e umidade superfície;
$\theta(z)$, $U(z)$, $q(z)$ - temperatura, velocidade do vento e umidade específica em um nível $z \gg z_0$;
z_0 - comprimento de rugosidade, tal que

$$\frac{k\,z}{u_*}\,\frac{\partial U}{\partial z} = \phi_M(z/L) \quad , \tag{3.4}$$

$$\frac{k\,z}{\theta_*}\,\frac{\partial \theta}{\partial z} = \phi_H(z/L) \quad , \tag{3.5}$$

$$\frac{k\ z}{q_*}\ \frac{\partial q}{\partial z} = \phi_Q(z/L) \quad , \tag{3.6}$$

onde k é a constante de von Karman; u_* , θ_* e q_* são parâmetros de escala turbulenta com dimensões de vento, temperatura e umidade específica, respectivamente; L é o comprimento de Obukhov, definido como

$$L = (\ u_*^2\ \overline{\theta}\ )\ /\ (\ k\ g\ \theta_*) \quad , \tag{3.7}$$

onde $g\ /\ \overline{\theta}$ é o parâmetro de flutuação.

Supondo z como a altura da camada superficial, h_s, e isolando u_* e θ_* nas equações (3.4) e (3.5), respectivamente, para substituir na equação (3.7), obtem-se

$$\frac{h_s}{L} = \frac{\phi_M^2\ (h_s/L)}{\phi_H(h_s/L)}\ Ri \quad , \tag{3.8}$$

onde

$$Ri = \text{número de Richardson local} = \frac{g}{\overline{\theta}}\ \frac{\partial\theta}{\partial z}\ \left[\frac{\partial U}{\partial z}\right]^{-2}.$$

A camada superficial é do tipo 'bulk', suposta como a camada inferior do modelo, o que implica numa definição dos gradientes verticais entre a base (z_0) e o topo da mesma (h_s). Tem-se então uma simplificação ao considerar Ri como Ri_B, o número de Richardson 'bulk'. As formas integradas das leis de perfil dos fluxos,

denominadas, F_M , F_H e F_Q , simplificam (3.8) como

$$\frac{h_s}{L} = \frac{F_M^{\,2}\,(h_s/L; z_0/L)}{b\,F_H(h_s/L; z_0/L)}\,Ri_B \quad , \qquad (3.9)$$

onde

$$Ri_B = \frac{g}{\overline{\theta}}\;\frac{h_s\;\Delta\theta}{U^2(h_s)} \quad ;$$

$$\Delta\theta = \theta(h_s) - \theta(z_0) \quad ;$$

$$\Delta q = q(h_s) - q(z_0) \quad ;$$

$$\Delta U = U(h_s) \; .$$

Os parâmetros turbulentos 'bulk' tornam-se

$$u_* = k\,U\,/\,F_M \quad , \qquad (3.10)$$

$$\theta_* = k\,\Delta\theta\,/\,b\,F_H \quad , \qquad (3.11)$$

$$q_* = k\,\Delta q\,/\,c\,F_Q \quad , \qquad (3.12)$$

Determina-se os fluxos turbultos $\hat{F}_M$, $\hat{F}_H$ e $\hat{F}_Q$ em função de coeficientes de transferência C_D, C_H e C_Q, e dos parâmetros turbulentos, segundo

$$\hat{F}_M = -\rho\,u_*^2 = -\rho\,C_D\,U^2 \quad , \qquad (3.13)$$

$$\hat{F}_H = -\rho\,c_p\,u_*\,\theta_* = -\rho\,c_p\,C_H\,U\,\Delta\theta \quad , \qquad (3.14)$$

$$\hat{F}_Q = -\rho\,L_e\,u_*\,q_* = -\rho\,L_e\,C_Q\,U\,\Delta q \quad , \qquad (3.15)$$

onde

ρ = massa específica do ar;

c_p = calor específico do ar a pressão constante;

L_e = calor latente de vaporização;

$C_D = k^2 / F_M^2$; $C_H = C_Q = k^2 / F_M^2 F_Q^2$;

$F_H \simeq F_Q$.

Como a determinação dos fluxos $\hat{F}_M$, $\hat{F}_H$ e $\hat{F}_Q$ depende dos coeficientes de transferência, em última análise então depende das funções F_M, F_H e F_Q. Na equação (3.8) são aplicadas expressões dessas funções dependentes de L, o que, tendo-se Ri_B determinado, permite uma solução iterativa pelo esquema de Newton-Raphson. Estas funções dependentes da instabilidade são empíricas. No caso estável são dadas por

$$F_{M,H}^{(1)} = \ell n\ (h_s / z_0) + 5\ (\zeta - z_0 / L)\ ,\quad \text{se } \zeta \le 0, \qquad (3.16)$$

$$F_{M,H}^{(2)} = 8\ \ell n\ \zeta + 4{,}25 / \zeta - 0{,}5 / \zeta^2 - F_{M,H}^{(1)}(\zeta = 0{,}5)\ ,$$

$$\text{se } 0{,}5 \le \zeta \le 10\ , \qquad (3.17)$$

$$F_{M,H}^{(3)} = 0{,}76\ \zeta - F_{M,H}^{(2)}(\zeta = 10) \qquad ,\text{se } \zeta > 10\ , \qquad (3.18)$$

onde $\zeta = h_s / L$.

No caso instável as relações são dadas por (3.19).

$$F_M = \ell n\ \frac{(Rn - 1)(Ro + 1)}{(Rn + 1)(Ro - 1)} + 2\ tan^{-1}Rn - 2tan^{-1}Ro \quad \text{e}$$

$$F_H = \ell n \frac{(Qn - 1)(Qo + 1)}{(Qn + 1)(Qo - 1)} , \qquad (3.19)$$

onde

$$Rn = (1 - 16\,\zeta)^{1/4} , \quad Ro = (1 - 16\, z_0 / L)^{1/4} ,$$

$$Qn = (1 - 16\,\zeta)^{1/2} , \quad Qo = (1 - 16\, z_0 / L)^{1/2} .$$

No caso neutro e quase neutro ($F_{M,H} \Rightarrow 1$), as relações se reduzem a

$$F_{M,H} = ln\,(h_s / z_0) , \qquad (3.20)$$

Alternativamente, a equação de Penman-Monteith também é empregada como uma estimativa da evaporação na superfície, E_{PM}. Na realidade esta relação será a efetivamente usada neste trabalho para a análise do modelo Ctr1D, e dada por

$$\lambda E_{PM} = \frac{R_n \Delta + E_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s/r_a)} , \qquad (3.21)$$

onde

$$R_n = (1 - \alpha)\, S_{\downarrow} + L_{\downarrow} - \sigma T_s^4 , \qquad (3.22)$$

$$E_a = \rho_a\, \gamma\, C_h\, |V|\, (q_s(T_a) - q_a)/\lambda , \qquad (3.23)$$

$$\Delta = \frac{\rho\lambda}{c_p} \left. \frac{\partial q_s}{\partial T} \right|_{T_a} , \qquad (3.24)$$

e $S_{\downarrow}$ e $L_{\downarrow}$ são os fluxos de radiação de ondas curta e longa incidentes na superfície; T_s, T_a e q_s, q_a são as temperaturas e umidade específica na superfície e na primeira camada do modelo, respectivamente; α é o albedo especificado; C_h o coeficiente de transferência para a evaporação; V é o vento horizontal na primeira camada; r_s e r_a as resistências de superfície e aerodinâmica.

Uma vez determinados os fluxos, o modelo calcula a temperatura na superfície e em sub-superfície, a *10* e *50 cm* de profundidade, respectivamente. A temperatura de superfície, T_s, é prevista pela equação *(3.25)* do balanço de energia.

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = - E_c (T_s - T_a) + R \quad , \qquad (3.25)$$

onde C_s é a capacidade calorífica da camada de solo no topo, a *2,5 cm* de profundidade, T_a a temperatura do ar na camada superficial, E_c o coeficiente de transferência que representa a transmissão de calor do chão para o ar, e R o somatório dos processos radiativos de onda curta e longa, além daqueles nas camadas inferiores do solo.

A solução numérica da equação *(3.25)* é feita segundo um esquema temporal que admite a variável de temperatura implícita e coeficiente E_c implícito, seguido de um filtro no tempo (Kalnay e Kanamitsu, 1988), tal que

$$\frac{T^*_{n+1} - T_n}{\Delta t} = - K \; T^P_n \; T^*_{n+1} + S \quad , \qquad (3.26)$$

$$T_{n+1} = (1 - A) \; T^*_{n+1} + A \; T_n \quad , \qquad (3.27)$$

onde o fator (KT_n^p) representa o coeficiente de transferência dependente da instabilidade termodinâmica, A é um filtro, igual a $0,5$. A determinação da umidade na primeira camada deriva ainda do balanço de energia, a qual, discretizada, é dada por

$$\frac{T^*_{n+1} - T_n}{\Delta t} = - E_s^n(T_{n+1} - T_0) - E_e(q_s^{n+1} - q_0) + R \ , \qquad (3.28)$$

onde q e q_s são a umidade específica do ar, e de saturação do ar, q_0 e T_0 associadas à primeira camada do modelo, E_s e E_e são coeficientes de transferência para calor sensível e latente, respectivamente, e dados por

$$E_s = \rho \ c_p \ C_D | \ V_0 \ | \ / \ C_s \qquad , \qquad (3.29)$$

$$E_e = \rho \ L_e \ C_D | \ V_0 \ | \ \beta \ / \ C_s \qquad , \qquad (3.30)$$

onde β é a função de disponibilidade de umidade do solo para evaporação e V_0 o vento horizontal da primeira camada.

Para calcular q_s^{n+1} é feita uma expansão linear em função da temperatura, tal que

$$E_e(q_s^{n+1} - q_0) = - E_s(T_{n+1} - T_n)\frac{\partial q_s^n}{\partial T} + E_e(q_s^n - q_0) \ , \qquad (3.31)$$

O balanço hídrico é baseado no conceito do 'open bucket', comentado na introdução deste trabalho. Uma vez calculado o fluxo de calor latente, aqui considerada como uma estimativa da evaporação potencial, E_p, então a

evaporação real é controlada pela quantidade de umidade do solo, tal que

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - \beta E_p \quad , \tag{3.32}$$

onde W é o grau de saturação de umidade do solo e P a precipitação.

3.3 - DIFUSÃO VERTICAL TURBULENTA

Em ambos os modelos Ctr1D e SiB1D, a transferência turbulenta dos fluxos de momentum, umidade e calor através da atmosfera é parametrizada por um modelo da teoria K, ou teoria do transporte gradiente. A diferença essencial entre eles é a forma como os coeficientes de transferência são determinados. No Ctr1D admite-se a hipótese do comprimento de mistura como fator de escala para o cálculo dos coeficientes de difusividade, os quais recorrem a relações empíricas para tal. No modelo SiB1D uma formulação mais complexa é empregada, onde os coeficientes de transferência são determinados com o auxílio de funções escalonadas em um modelo de fechamento turbulento de ordem 2.0, baseado no esquema de Mellor e Yamada (1982) para a camada limite planetária. As equações que representam a difusão vertical turbulenta são

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}\left[\rho K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right] + A \quad , \tag{3.33}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}\left[\rho K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right] + B \quad , \tag{3.34}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}\left[\rho \, K_{QT} \frac{\partial q}{\partial z} \right] + C \quad , \qquad (3.35)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}\left(\rho \, K_{QT}\left[\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right] \right) + D \quad , \qquad (3.36)$$

onde

K_M, K_{QT} = coeficientes de difusão de momentum e calor (ou umidade);

Γ = lapse rate adiabática seca;

A,B,C,D = tendências não lineares.

As variáveis variam de forma temporal e adiabática em cada nível da coluna atmosférica, proporcional aos gradientes dos fluxos turbulentos. A questão principal é a determinação dos coeficientes de difusão, que variam com a altura e a instabilidade atmosférica, fator esse que basicamente diferencia os esquemas do Ctr1D e SiB1D.

A contribuição fundamental da parametrização de difusão vertical é o fato de estar diretamente acoplada à parametrização de superfície, quando então se dá a transferência dos fluxos para as camadas adjacentes mais próximas à essa. Teoricamente só a camada superior à camada superficial recebe como condição de contorno o fluxo diretamente em sua base, mas espera-se que esse efeito tenha uma resposta significativa ao longo de toda a camada limite. As tendências não lineares são fornecidas aos modelos como dados de entrada, mas aqui são supostas nulas, sendo mais uma hipótese de simplificação do caso unidimensional.

3.3.1 - ESQUEMA DE ORDEM ZERO COM K (R_i) DO Ctr1D

Admite-se que os coeficientes de transferência sejam proporcionais a um comprimento de mistura, ℓ, ao cisalhamento vertical do vento horizontal, $\partial V / \partial z$, e à função de estabilidade semi-empírica, S, segundo a equação (3.37).

$$K = \ell^2 S \frac{\partial V}{\partial z} , \qquad (3.37)$$

onde $\ell = k\, z \left(1 + \frac{kz}{\ell_\infty} \right)$; $\ell_\infty \approx 250\ m$; $k = 0{,}4$.

O parâmetro S varia com o grau de instabilidade, calculado aqui pelo número de Richardson gradiente, dado por

$$Ri \approx \frac{g}{\overline{T}} \left[\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right] \left[\frac{\partial V}{\partial z} \right]^{-2} , \qquad (3.38)$$

A função S admite expressões empíricas dependentes do número de Richarson. Para os casos instável e estável, S é dada pelas equações (3.39) a (3.40), respectivamente. As tendências temporais das variáveis são expressas num esquema numérico implícito no tempo e centrado na vertical e descrito em NMC (1988).

$$S_M = \frac{1 + \frac{8}{\sqrt{21}} |R_i|^{1/2} + 8\, |R_i|}{1 + \frac{8}{\sqrt{21}} |R_i|^{1/2}} , \qquad (3.39)$$

$$S_{H,Q} = \frac{1 + \frac{8}{\sqrt{27}} |R_1|^{1/2} + 12|R_1|}{1 + \frac{8}{\sqrt{27}} |R_1|^{1/2}} \quad ,\text{se } Ri < 0, \qquad (3.40)$$

$$S_{M,H,Q} = \frac{1}{1 + |R_1|^2} \quad ,\text{se } Ri > 0, \qquad (3.41)$$

3.3.2 - O ESQUEMA DE ORDEM 2.0 DO SiB1D

Mellor e Yamada (1982) mostraram uma hierarquia de modelos de fechamento turbulento, onde um esquema de ordem *2.0* simplificado para a camada limite planetária foi adaptado no MCG do COLA por Sato et al. (1989). Esse esquema, acoplado com o modelo SiB, é usado no modelo SiB1D, e aqui descrito. Para simples elucidação, um esquema de ordem *3.0* simplificado para a camada limite planetária é aquele em que as derivadas materiais e os fluxos de difusão molecular da energia turbulenta dos eddies, termos à esquerda da igualdade na equação (*3.42*), são balanceados pela produção turbulenta por cisalhamento, P_s, e por flutuação, P_b, além da dissipação do modelo, ε.

$$\frac{D}{Dt}\left[\frac{B^2}{2}\right] - \frac{\partial}{\partial z}\left[\ell\, B\, S_B \frac{\partial}{\partial z}\frac{B^2}{2}\right] = P_s + P_b - \varepsilon \quad , \qquad (3.42)$$

onde

$$P_s = - \overline{u'w'}\,\frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v'w'}\,\frac{\partial V}{\partial z} \quad ,$$

$$P_b = \beta g \overline{w'\theta'_v} \; ; \quad \varepsilon = B^3 / \Lambda_1 \quad ,$$

e $B^2 = \overline{u'^2 + v'^2 + w'^2}$ é a energia cinética turbulenta; ℓ e Λ_1 são parâmetros de escala de comprimento, e β é o coeficiente de expansão térmica.

Um esquema de ordem *2.0* é aquele em que se supõe os termos à direita da igualdade na equação *(3.43)* com ordem de grandeza superior aos demais, que são desprezados. Há portanto um balanço entre a produção de turbulência por cisalhamento e flutuação e a dissipação, tal que $P_s + P_b = \varepsilon$.

Definindo-se ainda os fluxos turbulentos como

$$- \overline{u'w'} = K_M \, \partial U / \partial z \; , \tag{3.43}$$

$$- \overline{v'w'} = K_M \, \partial V / \partial z \; , \text{onde } K_M = \ell \, B \, S_M \; , \tag{3.44}$$

$$- \overline{w'\theta'} = K_H \, \partial \Theta / \partial z \; , \text{onde } K_H = \ell \, B \, S_H \; , \tag{3.45}$$

e as funções

$$G_M = \frac{\ell^2}{B^2} \left[\frac{\partial U}{\partial z}^2 + \frac{\partial V}{\partial z}^2 \right] \quad , \tag{3.46}$$

$$G_H = \frac{\ell^2}{B^2} \, \beta \, g \, \frac{\partial \Theta_v}{\partial z} \quad , \tag{3.47}$$

pode-se obter relações de S_M e S_H em função do número de fluxo de Richardson, R_f , tal que $P_b = - R_f \, P_s$, ou do número de Richardson gradiente, R_i, tal que

$$R_i = g\,\beta\,\frac{\partial\Theta_v}{\partial z}\left[\frac{\partial U}{\partial z}^2 + \frac{\partial V}{\partial z}^2\right]^{-1} = \frac{-G_H}{G_M} = \frac{S_M}{S_H}R_f \quad , \qquad (3.48)$$

Decorrente do balanço entre produção e dissipação e de simplificações algébricas (Mellor e Yamada, 1982), pode-se provar que

$$(P_s + P_b)\,/\,\varepsilon = B_1\,(S_M\,G_M + S_H\,G_H) \quad , \qquad (3.49)$$

Deriva-se assim expressões para S_H e S_M, dadas por

$$S_H = 3\,A_2\frac{\gamma_1 - (\gamma_1 + \gamma_2)\,R_f}{1 - R_f} \quad , \qquad (3.50)$$

$$S_M = S_H\frac{A_1}{A_2}\,\frac{B\,(\gamma_1 - C_1) - [B_1(\gamma_1 - C_1) + 6(A_1 + 3A_2)]R_f}{-B_1\gamma_1 - [B_1(\gamma_1 + \gamma_2) - 3\,A_1]\,R_f} \quad , \qquad (3.51)$$

onde

$$\gamma_1 = \frac{1}{3} - 2\,A_1\,/\,B_1 \quad , \qquad (3.52)$$

$$\gamma_2 = (B_2\,/\,B_1) + (6\,A_1\,/\,B_1) \quad , \qquad (3.53)$$

As escalas de comprimento nesses modelos seguem uma proporcionalidade ao comprimento de mistura ℓ, e são determinados empiricamente tal que $(A_1;B_1;A_2;B_2;C_1)$ $=(\ 0{,}92;\ \ 16{,}6;\ \ 0{,}74;\ \ 10{,}1;\ \ 0{,}08)$. A partir das determinações acima calcula-se $B\,/\,\ell$ como

$$\frac{D}{Dt}\left[\frac{B^2}{2}\right] - \frac{\partial}{\partial z}\left[\ell\ B\ S_B\ \frac{\partial}{\partial z}\ \frac{B^2}{2}\right] = P_s + P_b - \varepsilon \quad , \qquad (3.42)$$

onde

$$P_s = -\ \overline{u'w'}\ \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v'w'}\ \frac{\partial V}{\partial z} \quad ,$$

$$P_b = \beta\ g\ \overline{w'\theta'_v}\ ; \qquad \varepsilon = B^3\ /\ \Lambda_1 \quad ,$$

e $B^2 = \overline{u'^2 + v'^2 + w'^2}$ é a energia cinética turbulenta; ℓ e Λ_1 são parâmetros de escala de comprimento, e β é o coeficiente de expansão térmica.

Um esquema de ordem *2.0* é aquele em que se supõe os termos à direita da igualdade na equação *(3.43)* com ordem de grandeza superior aos demais, que são desprezados. Há portanto um balanço entre a produção de turbulência por cisalhamento e flutuação e a dissipação, tal que $P_s + P_b = \varepsilon$.

Definindo-se ainda os fluxos turbulentos como

$$-\ \overline{u'w'} = K_M\ \partial U\ /\ \partial z\ , \qquad (3.43)$$

$$-\ \overline{v'w'} = K_M\ \partial V\ /\ \partial z\ , \text{onde } K_M = \ell\ B\ S_M\ , \qquad (3.44)$$

$$-\ \overline{w'\theta'} = K_H\ \partial \Theta\ /\ \partial z\ , \text{onde } K_H = \ell\ B\ S_H\ , \qquad (3.45)$$

e as funções

$$G_M = \frac{\ell^2}{B^2} \left[\frac{\partial U}{\partial z}^2 + \frac{\partial V}{\partial z}^2 \right] , \qquad (3.46)$$

$$G_H = \frac{\ell^2}{B^2} \beta g \frac{\partial \Theta_v}{\partial z} , \qquad (3.47)$$

pode-se obter relações de S_M e S_H em função do número de fluxo de Richardson, R_f , tal que $P_b = - R_f P_s$, ou do número de Richardson gradiente, R_i, tal que

$$R_i = g \beta \frac{\partial \Theta_v}{\partial z} \left[\frac{\partial U}{\partial z}^2 + \frac{\partial V}{\partial z}^2 \right]^{-1} = \frac{- G_H}{G_M} = \frac{S_M}{S_H} R_f , \qquad (3.48)$$

Decorrente do balanço entre produção e dissipação e de simplificações algébricas (Mellor e Yamada, 1982), pode-se provar que

$$(P_s + P_b) / \varepsilon = B_1 (S_M G_M + S_H G_H) , \qquad (3.49)$$

Deriva-se assim expressões para S_H e S_M , dadas por

$$S_H = 3 A_2 \frac{\gamma_1 - (\gamma_1 + \gamma_2) R_f}{1 - R_f} , \qquad (3.50)$$

$$S_M = S_H \frac{A_1}{A_2} \frac{B\ (\gamma_1 - C_1) - [B_1(\gamma_1 - C_1) + 6(A_1 + 3A_2)]R_f}{B_1\gamma_1 - [B_1(\gamma_1 + \gamma_2) - 3\ A_1]\ R_f} \quad , \qquad (3.51)$$

onde

$$\gamma_1 = \frac{1}{3} - 2\ A_1\ /\ B_1 \quad , \qquad (3.52)$$

$$\gamma_2 = (\ B_2\ /\ B_1\ ) + (6\ A_1\ /\ B_1) \quad , \qquad (3.53)$$

As escalas de comprimento nesses modelos seguem uma proporcionalidade ao comprimento de mistura ℓ, e são determinados empiricamente tal que $(A_1;B_1;A_2;B_2;C_1)$ $=(\ 0,92;\ 16,6;\ 0,74;\ 10,1;\ 0,08)$. A partir das determinações acima calcula-se $B\ /\ \ell$ como

$$B\ /\ \ell = (B_1 S_M\ [\ 1 - R_f\ ] \left[\frac{\partial U}{\partial z}^2 + \frac{\partial V}{\partial z}^2 \right])^{1/2} \quad , \qquad (3.54)$$

Os coeficientes finalmente são determinados estimando-se o comprimento de mistura ℓ pela relação de Blackadar (1962), discutida em Mellor e Yamada (1974):

$$\ell = \frac{k\ z}{1 + kz/\ell_0} \ , \text{ onde } \ell_0 \cong 0,10 \ \frac{\int_0^\infty z\ q\ dz}{\int_0^\infty q\ dz} \quad , \qquad (3.55)$$

3.4 - PROCESSOS CONVECTIVOS E DE PRECIPITAÇÃO

Os processos convectivos por nuvens do tipo cúmulos são parametrizados separadamente em cúmulos rasos e cúmulos profundos. Ambos os modelos Ctr1D e SiB1D usam os mesmos esquemas de convecção, que serão citados a seguir.

3.4.1 - PARAMETRIZAÇÃO DE CÚMULOS PROFUNDOS

Os efeitos associados aos cúmulos profundos são parametrizados pelo esquema de Kuo (1965, 1974), onde representa-se os movimentos convectivos de pequena escala, tomados como uma média na área do ponto de grade, e os transportes verticais turbulentos de umidade e calor dentro da nuvem, segundo

$$\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial t} = \frac{\lambda}{\pi c_p} \overline{C'} - \frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'\theta'}) \quad , \qquad (3.56)$$

$$\frac{\partial \overline{q}}{\partial t} = - \overline{C'} - \frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'q'}) \quad , \qquad (3.57)$$

onde $\overline{\theta}$ e $\overline{q}$ são a temperatura e umidade específica em cada camada, e $\overline{C'}$ a taxa de conversão de vapor d'água em água líquida, tomadas como valores médios na área do ponto de grade.

Segundo Kuo(1974), as variações térmicas por cúmulos profundos ocorrem principalmente por liberação de calor latente, enquanto o transporte vertical turbulento é mais eficaz em deslocar a taxa de aquecimento máximo. Dessa forma os modelos Ctr1D e SiB1D desprezam a contribuição dos

fluxos turbulentos, ou seja, o segundo termo à direita das igualdades equações (*3.56*) e (*3.57*).

A parametrização deve determinar a base e o topo da nuvem, assim como os perfis de temperatura e umidade usados no cálculo da modificação do ambiente e da precipitação convectiva resultante do processo. O perfil de temperatura na nuvem e o nível de condensação por levantamento são determinados, baseado na trajetória de ascensão das parcelas segundo a temperatura potencial equivalente em cada camada. Critérios devem ser satisfeitos no sentido de testar a convergência de umidade nas camadas inferiores, assim como a não existência de inversão térmica na coluna atmosférica. O topo da nuvem é considerado a camada mais alta onde haja flutuação da parcela.

Calcula-se então a convergência de umidade integrada verticalmente, a qual é dividida em frações precipitável e não-precipitável, conforme critérios que supõem uma capacidade média da coluna para adicionar vapor d'água no ambiente. As diferenças de temperatura e umidade entre a nuvem e o ambiente permitem determinar a distribuição vertical do calor latente liberado por condensação, assim como o umedecimento da coluna. Um perfil ajustado de temperatura e umidade ao longo da coluna é finalmente fornecido ao modelo.

3.4.2 - PARAMETRIZAÇÃO DE CÚMULOS RASOS

A representação dos efeitos de nuvens do tipo cúmulos rasos é feita conforme o esquema de Tiedtke (1984). Segundo Souza (1991), as principais características envolvidas neste processo são: ocorre nos níveis mais

baixos com pequena penetração vertical; pode se formar sob estratificação estável apenas por umidade originada na evaporação de superfície; a condensação ocorrida na base das nuvens provoca liberação de calor latente (aquecimento) e desumedecimento do ar nesses níveis; movimentos ascendentes de ar úmido causam então um umedecimento no topo do cúmulos, onde a reevaporação da água líquida causa resfriamento, envolvendo nesse processo uma realimentação do movimento subsidente de ar seco. De maneira geral, a base do cúmulos raso tende a ser seca e quente enquanto o topo é frio e úmido.

Tiedtke (1984) propôs que as taxas de aquecimento/resfriamento e as variações de umidade ocorram devido aos gradientes verticais dos fluxos de calor e umidade dentro da nuvem (equações *3.58* e *3.59*), supostos proporcionais a coeficientes de difusão vertical, seguindo a mesma filosofia da teoria *K*.

$$\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial t} = \frac{-1}{\rho\, c_p} \frac{\partial H}{\partial z} = \frac{\partial}{\overline{\rho}\, \partial z}\left(\rho\, K_T \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}\right) , \qquad (3.58)$$

$$\frac{\partial \overline{q}}{\partial t} = \frac{\lambda}{\overline{\rho}} \frac{\partial E}{\partial z} = \frac{\partial}{\overline{\rho}\, \partial z}\left(\rho\, K_Q \frac{\partial \overline{q}}{\partial z}\right) , \qquad (3.59)$$

onde $\overline{\theta}$ e $\overline{q}$ são a temperatura e umidade específica em cada camada, tomadas como valores médios na área do ponto de grade.

Os coeficientes de difusão vertical de calor K_T e umidade, K_Q ,dentro da nuvem, são determinados como: *1,0* no topo e *1,5* na base da nuvem; *3,0* logo abaixo do topo e *5,0* nos demais níveis. Restrições são feitas, tal que pelo menos uma camada potencialmente instável deva existir, e ainda que não haja formação de cúmulos rasos onde a convecção profunda esteja ocorrendo. Um perfil de temperatura e umidade ajustado na coluna devido aos processos citados é fornecido ao modelo em sequência ao ajuste devido à convecção profunda.

3.4.3 - PRECIPITAÇÃO DE GRANDE ESCALA

O cálculo da precipitação de grande escala é feito após os efeitos convectivos, considerando o excesso de vapor d'água condensado no sentido descendente como precipitação.

A partir da camada superior, procede-se à uma correção onde as camadas com umidade relativa superior à *80%* (com exceção da camada de superfície, onde considera-se *90 %*) são trazidas à um estado quase saturado, onde o vapor d'água condensado torna-se água líquida. Esta água é precipitada e adicionada para a camada inferior. Se esta adição levar a camada a um estado de super-saturação, a precipitação é incrementada; se o estado for não-saturado, a camada é apenas umedecida e resfriada pela reevaporação de toda ou apenas uma fração da precipitação, segundo um processo aproximado de bulbo úmido. Estas mudanças de fase ocorrem ainda sob critérios que determinam o tamanho crítico para a gota se precipitar, o que é feito supondo-se uma função de densidade de distribuição de probabilidade do tamanho da gota. O processo é repetido em todas as camadas, fornecendo um perfil ajustado de temperatura e umidade, e

obviamente a precipitação acumulada, que atinge a superfície.

$\hat{\sigma}$	$\Delta\sigma$	CAMADA	PRESSÃO(hPa)
1.000			
0.950	0.050	18	021.0
0.900	0.050	17	074.0
0.850	0.050	16	124.0
0.800	0.050	15	175.0
0.750	0.050	14	225.0
0.700	0.050	13	275.0
0.650	0.050	12	325.0
0.600	0.050	11	375.0
0.550	0.050	10	425.0
	0.096	9	497.0
0.457			
	0.096	8	597.0
0.358			
	0.093	7	688.0
0.265			
	0.085	6	777.0
0.180			
	0.073	5	856.0
0.107			
0.052	0.055	4	920.0
0.027	0.025	3	960.0
0.010	0.017	2	981.0
0.000	0.010	1	995.0

Fig. 3.1 - Resolução vertical do modelo unidimensional, onde $\sigma_i = p_i/p_s$; $\hat{\sigma} = 1 - \sigma$ e $\Delta\sigma$ é o espaçamento entre as camadas. Pressões à direita são para o caso em que p_s = 1000 hPa.

CAPÍTULO 4

SIMULAÇÕES PARA ÁREAS DE FLORESTA E PASTAGEM NA AMAZÔNIA

Na introdução deste trabalho foram propostos dois objetivos, abordados então nesse capítulo. Na seção 4.1 é descrita uma simulação do modelo SiB zero-dimensional para uma área de pastagem na Amazônia central. Na seção 4.2, simulações para áreas de floresta e pastagem na Amazônia são descritas utilizando-se os modelos unidimensionais de controle Ctr1D e a nova versão acoplada SiB1D.

4.1 - SIMULAÇÃO DE PASTAGEM DO SiB ZERO-DIMENSIONAL

Um algoritmo do modelo SiB zero-dimensional, usado em Sellers et al. (1989), foi implementado e testado como a primeira fase deste trabalho. Os detalhes dos testes e resultados são descritos a seguir.

4.1.1 - METODOLOGIA E DADOS

Nobre et al. (1991) propuseram um conjunto de parâmetros representativo de áreas desmatadas na Amazônia onde houvesse replantação com pastagem. Esse bioma foi denominado de pastagem degradada, e não corresponde exatamente à vegetação de pastagem encontrada na Fazenda Dimona, Manaus (*02° 19' S, 60° 19' W*), em outubro de 1990. Nesse sentido, alguns parâmetros da pastagem degradada foram alterados para que se possibilitasse a determinação de um bioma que incorporasse as condições observadas in situ, aqui referenciado como FDim.

Foram realizadas duas simulações: a primeira no período de 05/10/90 - 4:00 UTC a 07/10/90 - 4:00 UTC, e

a segunda durante 20/10/90 - 4:00 UTC a 22/10/90 - 4:00 UTC, ambas com passo de tempo de 60 minutos e 48 horas de tempo total de integração. Os biomas admitidos foram os de pastagem degradada e FDim. Os dados forçantes do SiB são uma amostra dos dados coletados na área de pastagem da Fazenda Dimona, Brachiaria decumbens e Brachiaria humidicoa (kikuyu da Amazônia), durante o período de 15 de setembro a 6 de novembro de 1990 na 1ª. campanha do Projeto Anglo Brazilian Amazonian Climate Observational Study (ABRACOS). Os fluxos de energia observados nesse período também são dados de comparação com os diagnósticos do SiB, mostrados na próxima seção.

Os períodos de simulação citados tiveram uma razão especial para serem escolhidos. Observações locais (Wright et al., 1992) mostraram que o primeiro período foi precedido por precipitação de *32 mm* em 04/10/90, deixando o solo em condições de umidade próximas às da capacidade de campo. A coleta de dados até o dia 21/10/90 mostrou um período seco de aproximadamente 18 dias, deixando o solo em condições de estresse hídrico, relativamente à grande disponibilidade de água em que normalmente se encontra durante a maior parte do ano. O resultado mais importante de Wright et al. (1992) foi mostrar que uma área de pastagem na Amazônia, quando suprida por uma quantidade de umidade no solo próxima à da capacidade de campo, observada durante a estação seca, comporta-se de maneira semelhante à floresta no que se refere às taxas de evapotranspiração liberadas para a atmosfera. Por outro lado, quando submetida ao estresse hídrico, a sensibilidade desse tipo de vegetação é tal que um período seco aproximado de 18 dias foi suficiente para que os seus mecanismos reguladores da evapotranspiração restringissem-na em proporções muito abaixo das alcançadas anteriormente, na ordem de *50 %*.

A simulação feita nesta seção pretende portanto ser um ponto de partida para o estabelecimento de um conjunto de parâmetros que representem as condições observadas na pastagem da Fazenda Dimona, envolvendo-se os dois períodos que acentuadamente contrastam-na do comportamento da floresta, ou sejam, suportando condições de estresse hídrico e em situações próximas da capacidade de campo.

Na coluna I da Tabela 2.1 são mostrados os parâmetros do bioma de pastagem degradada . As alterações feitas para o bioma FDim foram nos parâmetros z_1, z_2, V_c e V_g, estimados experimentalmente por Wright et al. (1992), e L_{tc} e L_{tgs} são descritos em IH (1991), respectivamente. Esses parâmetros formaram a base de dados para a estimativa de z_0, d, H_a, G_1 e G_2 no modelo de transferência turbulenta de momentum, avaliados por Sellers (1991). N_c, N_g, α_{PAR} , e α_{NIR} foram otimizados para se aproximarem melhor das variações de curto prazo das condições locais. A Tabela 4.1 mostra os valores da pastagem degradada que foram alterados para se chegar ao bioma de FDim.

Os dados horários médios foram coletados por uma estação meteorológica automática: radiação solar incidente e refletida, radiação líquida, temperaturas do ar de bulbo seco e úmido, velocidade do vento horizontal e precipitação. Proveniente desse conjunto, para o período citado, foram derivadas forçantes para o SiB, descritas na Tabela 4.2.

Os valores dos fluxo de calor sensível no ar e de calor latente observados foram estimados com base em três equipamentos diferentes: através do método da razão de Bowen ou método do balanço de energia, baseado em dados de perfil de vento, temperatura e umidade obtidos em seis níveis de uma torre de *9,0 m*, além de fluxímetros no solo;

ainda considerando-se o método da razão de Bowen, mas agora obtido utilizando-se o equipamento Campbel Bowen Ratio, que mede os gradientes de temperatura e umidade a partir de dois níveis fixos; e através de uma medida direta dos fluxos, ou seja, o método da correlação dos eddies, utilizando-se o equipamento Hydra. Os detalhes envolvendo as circunstâncias da aplicação dos métodos e dos equipamentos acima citados podem ser encontrados em Wright et al. (1992).

TABELA 4.1 - PARÂMETROS DOS BIOMAS DE PASTAGEM DEGRADADA (NOBRE ET AL., 1991) E FDIM

Parâmetro	Pastagem degradada	FDim *05-07/10*	FDim *20-22/10*
z_1, z_2 (m)	0,01; 0,60	0,05; 0,30	0,05; 0,30
V_c, V_{gs}	0,80; 0,85	0,85; 0,55	0,80; 0,55
L_{tc}, L_{tgs} ($m^2.m^{-2}$)	2,15; 2,40	1,22; 0,10	1,22; 0,10
N_c	0,750	0,875	0,600
α_{PAR}, α_{NIR}	0,10; 0,20	0,075;0,125	0,075;0,125
z_0, d (m)	0,08;0,26	0,07;0,05	0,07;0,05

Somente os valores alterados são mostrados.

Cabral (1991) observou valores máximos e mínimos do grau de saturação da umidade do solo para áreas de floresta e seringal em Manaus, baseado em um estudo de 2 anos de coleta de dados, conforme mostra a Tabela 4.3. O autor observou neste caso um aumento de *W* para o seringal em relação à floresta. Os tipos de solo nas regiões observadas eram bastante semelhantes, mas por ação da compactação no seringal durante o plantio e manejo, o solo

nessa área reduz sua macroporosidade, o que explica o aumento relativo do grau de saturação máximo observado.

TABELA 4.2 - FORÇANTES ATMOSFÉRICAS DO MODELO SiB

Forçantes atmosféricas	z_m (*m*)
Fluxo de radiação líquida ($W\ m^{-2}$)	*1,00*
Fluxo de radiação solar incidente (*W m-2*)	*2,90*
Vento horizontal ($m\ s^{-1}$)	*2,00*
Pressão de vapor d'água (*hPa*)	*1,15*
Temperatura do bulbo seco (*K*)	*1,15*
Precipitação (*mm*)	*0,30*

A 2ª coluna indica a altura do equipamento, z_m.

TABELA 4.3 - GRAU DE SATURAÇÃO MÁXIMO E MÍNIMO DE UMIDADE DO SOLO OBSERVADOS POR CABRAL (1991).

	W máximo		*W* mínimo	
Profundidade (*m*)	floresta	seringal	floresta	seringal
0 - 0,5	*0,65*	*0,76*	*0,58*	*0,71*
0 - 1,0	*0,72*	*0,79*	*0,63*	*0,73*
0 - 1,7	*0,74*	*0,80*	*0,65*	*0,75*

Considerando-se que áreas de pastagem são submetidas a uma ainda maior força de compactação por pisoteio de criação bovina, supôs-se aqui valores iniciais de W_1 (Tabela 4.4) nas três camadas do SiB como superiores, numa proporção da ordem de *10%*, aos máximos observados por Cabral (1991) em áreas de seringal. As demais variáveis foram baseadas em dados observados in situ.

TABELA 4.4 - VALORES INICIAIS DAS VARIÁVEIS PROGNÓSTICAS DO SiB ZERO-DIMENSIONAL.

Variável	*05 - 06/out*	*20 - 21/out*
W_1, W_2, W_3	*0,85; 0,82; 0,82*	*0,67; 0,78; 0,80*
T_r, T_a, T_c (*K*)	*296; 295; 295*	*296; 295; 295*
T_{gs}, T_D (*K*)	*293; 302 -*	*293; 302 -*

4.1.2 - RESULTADOS

As comparações das simulações da pastagem degradada e de FDim com os dados observados são aqui feitas em termos da evolução no ciclo diurno do albedo total, fluxos de calor sensível no ar e no solo, e fluxo de calor latente. O albedo total de superfície calculado nos dois períodos, mostrado na Figura 4.1, mostra notavelmente que o bioma da pastagem degradada não corresponde ao observado na Fazenda Dimona, pois ocorre uma superestimativa. Uma aproximação mais convincente é sugerida nos valores do bioma FDim. Valores mais realistas são calculados no último caso principalmente devido às mudanças dos parâmetros de reflectância do solo ao PAR e NIR, o que mostra que as condições de FDim têm um tipo de solo de cuja cor predominante é mais escura que aquela suposta na pastagem degradada.

Quanto aos fluxos de energia, no primeiro período (05 e 06/10/90) os cálculos considerando o bioma de pastagem degradada subestimam a evaporação (Figura 4.1.a), e produzindo um excesso de calor sensível (Figura 4.1.b). O novo conjunto de parâmetros de FDim mostra resultados melhores, onde as taxas de evaporação (Figura 4.3.a) e de

calor sensível no ar (Figura 4.3.b) têm melhor concordância com os valores observados.

Quanto ao período estressado (20 e 21/10/90), nota-se que que os cálculos que envolvem o bioma de pastagem degradada aproximam-se bastante dos valores observados (Figura 4.2). Os parâmetros desse bioma, na forma como são usados no acoplamento com MCGs, têm uma variação sazonal mensal, sendo portanto fixos para o mês de outubro os valores utilizados nas duas simulações anteriores. Neste mês, típico de estação seca na Amazônia, os parâmetros associados à densidade de área foliar e fração de folhas verdes atingem valores mínimos, o que é coerente com o fato de suas simulações apresentarem valores mais próximos dos observados quando se tem condições de estresse.

O fato da pastagem degradada representar melhor o período de estresse e ser pouco representativo quando há abundância de água no solo, sugere que a representação de áreas de pastagem na Amazônia deverialevar em conta a ocorrência de variações extremas de comportamento durante curtos períodos de tempo na estação seca, associadas principalmente às condições de água no solo. Certamente pode-se levantar a hipótese de que também na estação chuvosa esse fato ocorreria: bastaria um curto período de estiagem para que a umidade do solo disponível nas camadas superiores diminua sensivelmente; como o sistema radicular da pastagem é de pequena profundidade, esse pequeno decréscimo poderia provocar variações significativas nas taxas de evaporação, provavelmente inferiores a 50 %, como observado neste caso, mas em proporção suficiente para que se caracterize um significativo contraste com a floresta.

A determinação ótima do conjunto de parâmetros que represente as condições da Fazenda Dimona certamente ainda não é esta proposta neste trabalho. A forte dependência desse tipo de vegetação com o teor de umidade no solo sugere a inclusão de modificações nos parâmetros específicos da difusão hidráulica do solo e do sistema radicular. Isso envolve comparações com dados do perfil de umidade do solo medidos in situ. Esses dados estão sendo coletados na área da Fazenda Dimona desde o mês de setembro de 1990, mas ainda não estão totalmente consistidos.

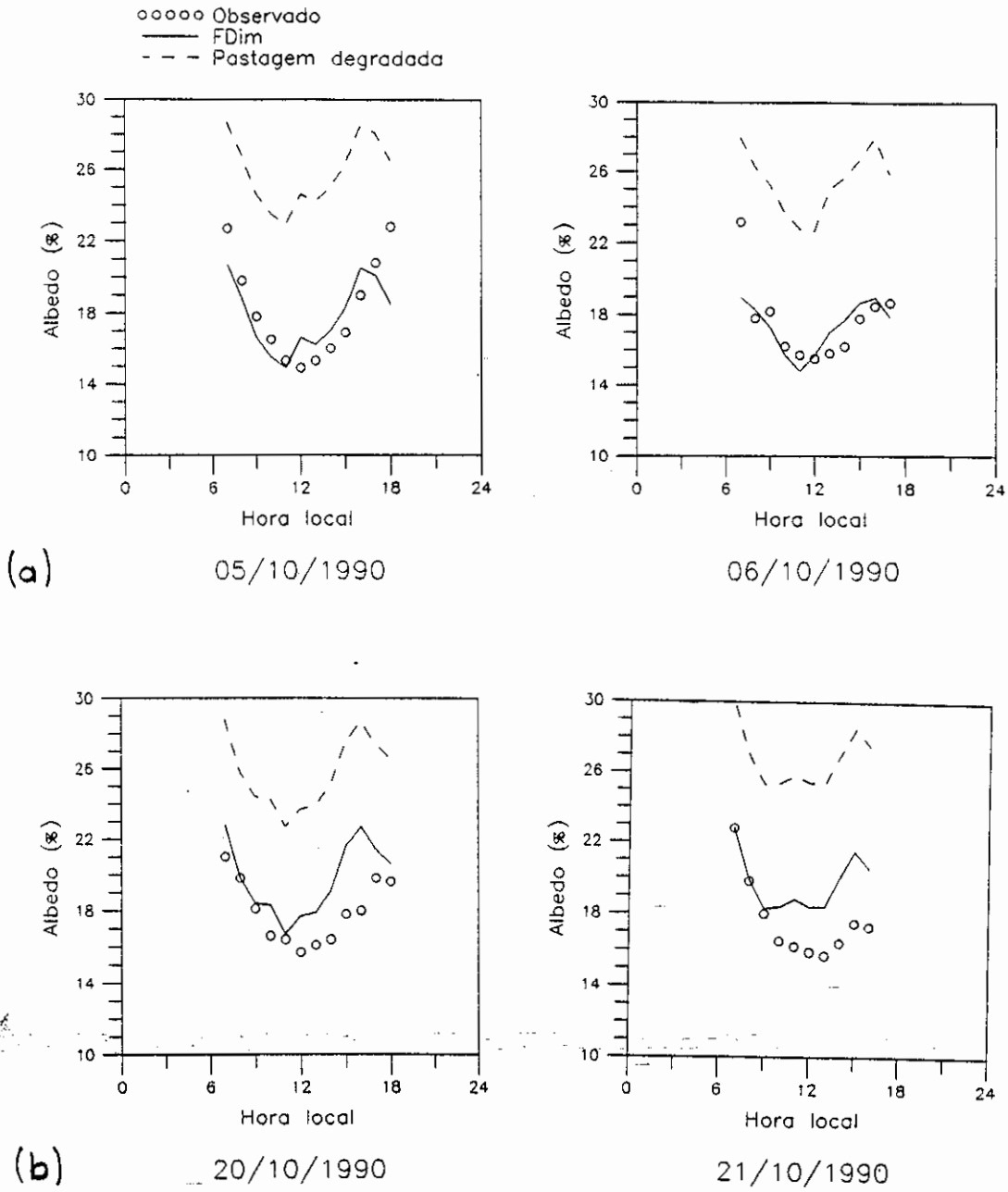
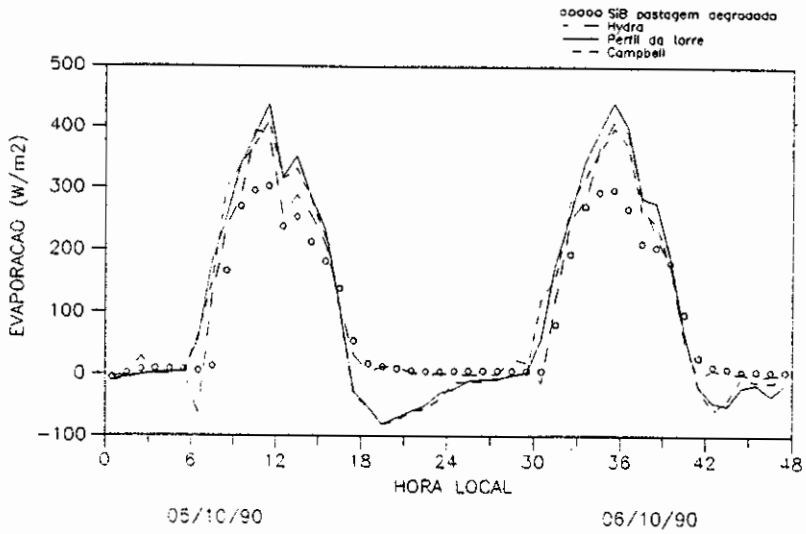
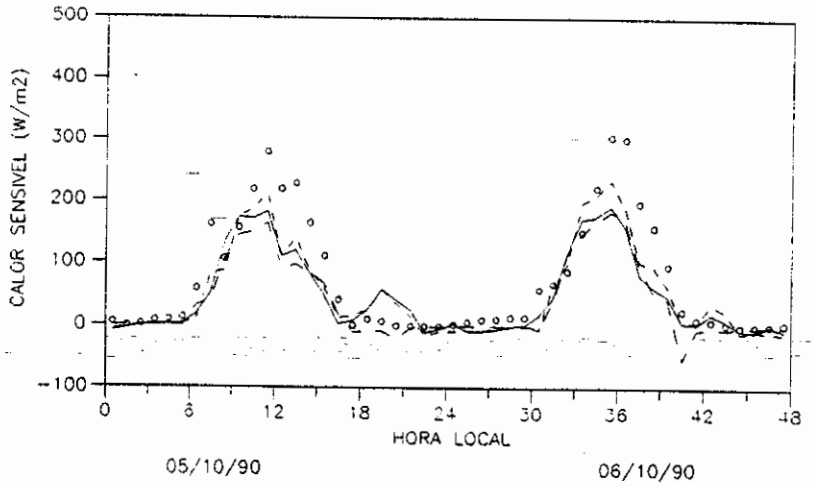


Fig. 4.1 - Albedo total de superfície observado (pontos) e calculado (linha) pelo modelo SiB zero-dimensional nos dias (a) 05 e 06/10/90 e (b) 20 e 21/10/90, para pastagem degradada (pontilhado) e FDim (sólida).

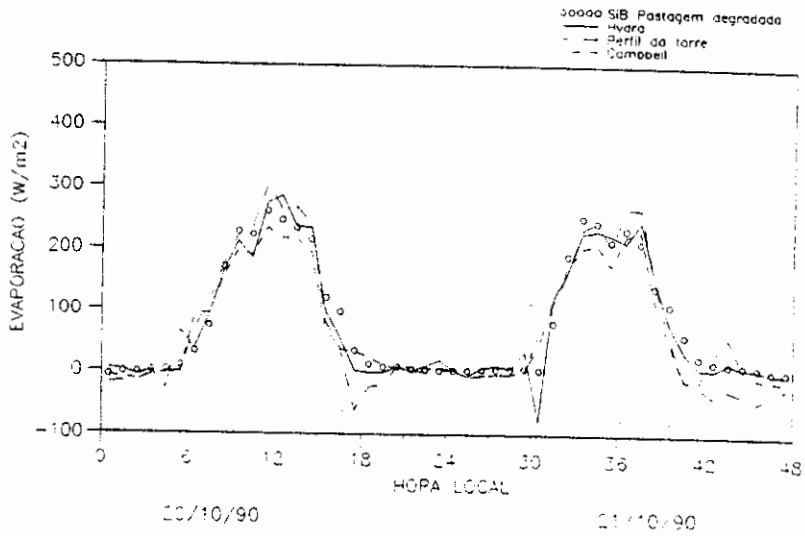


(b)

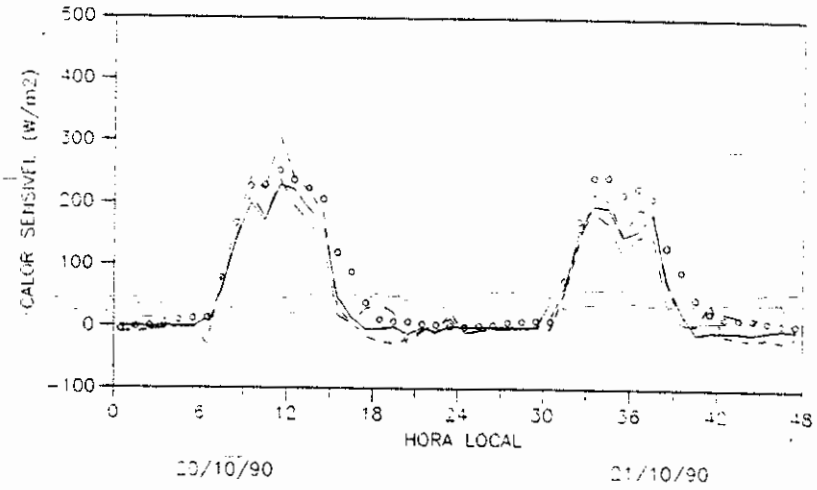


(a)

Fig. 4.2 - Fluxos de calor (a) sensível e (b) latente (W m^{-2}) calculados pelo SiB zero-dimensional (pontilhado) e observado (linha) nos dias 05 e 06/10/90 para o bioma de pastagem degradada.

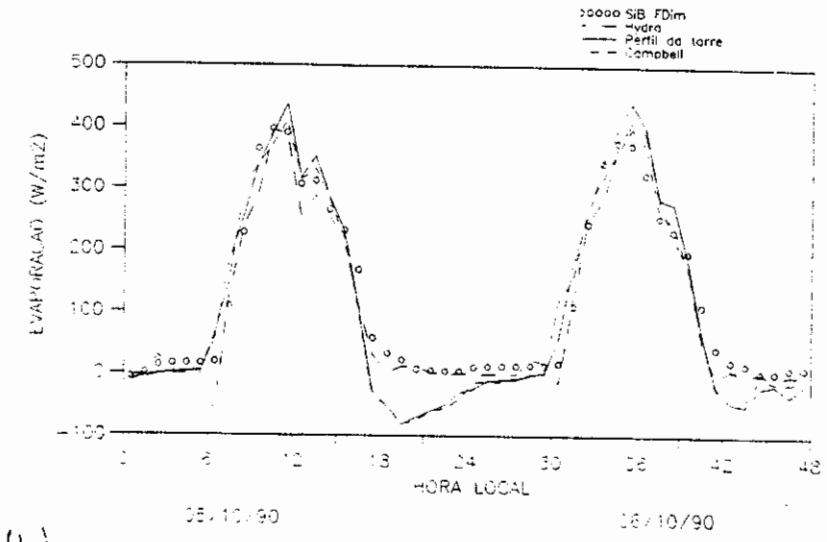


(b)

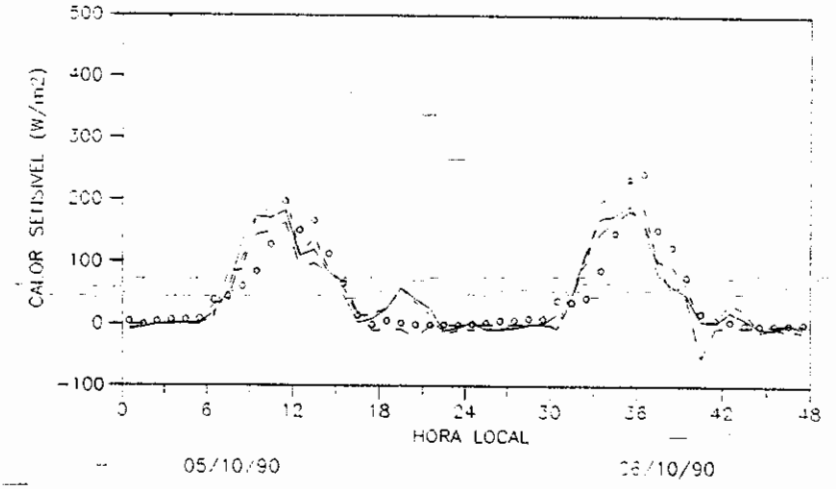


(a)

Fig. 4.3 - Fluxos de calor (a) sensível e (b) latente ($W\ m^{-2}$) calculados pelo SiB zero-dimensional (pontilhado) e observado (linha) nos dias 20 e 21/10/90 para o bioma de pastagem degradada.

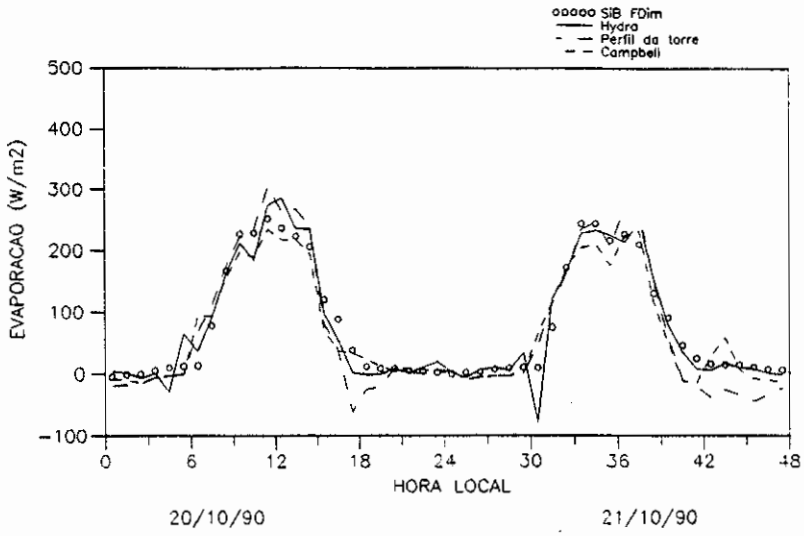


(b)

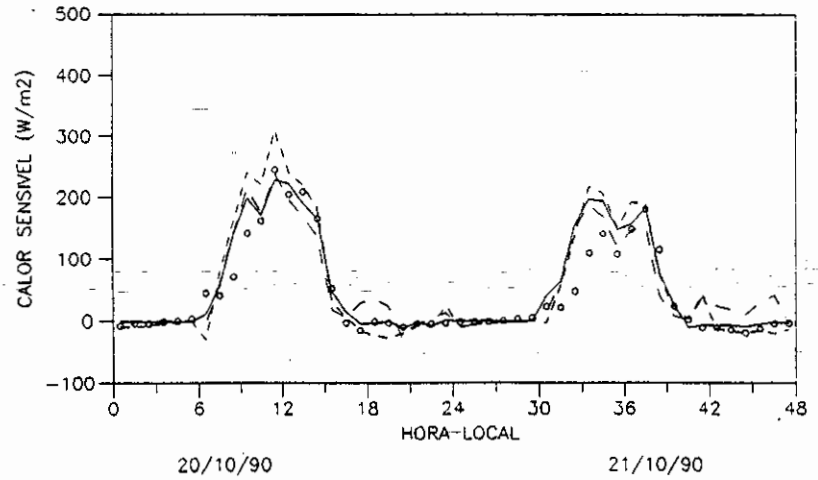


(a)

Fig. 4.4 - Fluxos de calor (a) sensível e (b) latente ($W\ m^{-2}$) calculados pelo SiB zero-dimensional (pontilhado) e observado (linha) nos dias 05 e 06/10/90 para o bioma FDim.



(b)



(a)

Fig. 4.5 - Fluxos de calor (a) sensível e (b) latente (Wm^{-2}) calculados pelo SiB zero-dimensional (pontilhado) e observado (linha) nos dias 20 e 21/10/90 para o bioma FDim.

4.2 - SIMULAÇÃO DE FLORESTA E PASTAGEM PELO MODELO UNIDIMENSIONAL

São realizadas simulações para áreas de floresta e pastagem na Amazônia utilizando-se os algoritmos unidimensionais Ctr1D e SiB1D, este último como resultado da segunda etapa deste trabalho.

4.2.1 - METODOLOGIA E DADOS

Três experimentos numéricos dos modelos unidimensionais são descritos na seção 4.2. Todos os três têm em comum: simulação em um ponto de grade próximo à Manaus, (*02° 57′ S, 59° 57′ W*), a partir de 00:00 UTC, durante 24 horas e com passo de tempo de *20* minutos; as condições iniciais de temperatura, vento e umidade baseiam-se em dados de radiosondagem sobre a floresta local coletados no Projeto Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2B) (Figura 4.6). Enquanto temperatura e umidade são variáveis prognósticas, o vento e a pressão de superfície são supostos constantes no tempo.

Com o fim de se analisar principalmente as modificações das condições de contorno de superfície no desempenho do modelo, são testados casos para floresta e pastagem na Amazônia. A representação desses cenários depende da parametrização de superfície: no SiB1D utiliza-se o bioma de floresta otimizado por Sellers et al. (1989), e o bioma de pastagem degradada de Nobre et al. (1991); no esquema Ctr1D a flexibilidade dessa representação é mais simplista, e depende da especifição de valores de rugosidade, albedo e umidade do solo. A Tabela 4.5 resume as principais hipóteses e condições de contorno dos três experimentos. Os valores iniciais de temperaturas na camada superficial basearam-se em campos climatológicos

usados em NMC (1988), para o Ctr1D, e em campos simulados por Nobre et al. (1991) para o SiB1D.

TABELA 4.5 - EXPERIMENTOS NUMÉRICOS DOS MODELOS Ctr1D e SiB1D PARA ÁREAS DE FLORESTA E PASTAGEM NA AMAZÔNIA

		EXPERIMENTO 1	EXPERIMENTO 2	EXPERIMENTO 3			
Cenário		FLORESTA (Ctr1D x SiB1D)	PASTAGEM (Ctr1D x SiB1D)	FLORESTA e PASTAGEM SiB1D SEM STRESS x COM STRESS			
Condições iniciais		03/MAI/87	03/MAI/87	SEM STRESS 03/MAI/87 COM STRESS 30/11/87			
Ctr1D	α	7,5	20,0	-			
	z_0	239,0	3,0	-			
	S	141,0	90,0	-			
SiB1D	BIOMA	FLORESTA TROPICAL (FT)	PASTAGEM DEGRADADA (PD)	SEM STRESS		COM STRESS	
				FT	PD	FT	PD
	W_1	65	60	65	65	60	60
	W_2	75	65	75	75	62	65
	W_3	75	89	90	90	89	89

Variáveis:albedo, α (%); rugosidade, z_0 (*cm*); quantidade de água no solo, *S* (*mm*); no SiB1D, graus de saturação W_1, W_2, W_3 em (%).

No experimento 1 o objetivo é analisar como os modelos Ctr1D e SiB1D representam a floresta em termos de quantidade de água evaporada para atmosfera, e como

evoluem os perfis da camada limite no ciclo diurno. Uma comparação nítida do desempenho dos esquemas de difusão vertical em cada modelo também é feita, assim como uma avaliação da parametrização de convecção de cúmulos.

No experimento 2 tenta-se representar um cenário de pastagem na Amazônia nos modelos Ctr1D e SiB1D. As condições de pastagem são supostas sob estresse hídrico, e essa é o critério mais importante desse experimento. Wright et al. (1992) mostraram que uma pastagem típica da Amazônia consegue atingir taxas de evaporação comparáveis às da floresta, desde que a disponibilidade hídrica não seja um fator limitante. Atualmente isto possivelmente ocorre durante uma estação chuvosa sem anomalias negativas (mais seca que a média) significativas, e em situações da estação seca onde o solo torne-se eventualmente saturado por ocasião de tempestades locais. Sob condições de estresse hídrico, a evaporação da pastagem deve atingir valores bem abaixo daqueles da floresta, e é essa a condição que se deseja que os modelos consigam representar. No trabalho citado, um período seco iniciado após uma chuva intensa (condições quase saturadas) permitiu que aproximadamente *50 mm* de água fossem liberadas para a atmosfera sem reposição por precipitação, quando então caracterizou-se uma situação de estresse da vegetação. Os valores de umidade do solo de pastagem usados no experimento 2 (Tabela 4.5) foram determinados de forma a representar essa perda de *50 mm*, que torna o solo estressado em relações às condições admitidas no experimento 1, que por sua vez foram baseadas nos dados de Cabral (1991). Os valores dos fluxos de energia na superfície são comparados com as taxas associadas à floresta no experimento 1 e com os dados observados por Wright et al. (1992).

O experimento 3 mostra uma comparação da coluna atmosférica acima dos cenários de floresta e pastagem na forma como é representada pelo modelo SiB1D. Dois casos são supostos: uma situação sem estresse hídrico e outra com estresse, onde espera-se que devido ao contraste de taxas de evaporação significativamente diferentes, mudanças no desenvolvimento dos processos convectivos possam ser quantificadas em relação aos dois casos. Pelo fato da condição estressada ter maior probabilidade de ocorrência no final da estação seca, supôs-se que a simulação seja no dia 30/11/87, enquanto no caso sem estresse manteve-se a mesma condição anterior (03/05/87). Analisa-se a diferença entre os campos de temperatura e umidade na coluna atmosférica, e particularmente na camada limite, assim como as diferenças na precipitação e consequentemente nas taxas de liberação de calor latente por convecção profunda.

4.2.2 - RESULTADOS

4.2.2.1 - A REPRESENTAÇÃO DE FLORESTA (Ctr1D x SiB1D)

As duas primeiras colunas da Tabela 4.6 mostram os valores integrados nas 24 horas de simulação do balanço de energia na superfície para os modelos SiB1D e Ctr1D. As outras colunas referem-se a dados observados, comentados posteriormente.

Os dados de radiação solar calculados pelos modelos (Tabela 4.6), representados através do ciclo diurno na Figura 4.7, mostra que a suavização da radiação solar incidente na superfície calculada pelo SiB1D não produz diferenças significativas em relação aos valores do Ctr1D, quando se considera valores diários integrados. Uma comparação com os valores observados na Reserva Ducke,

Manaus, resumidos por Viswanadham et al. (1991), mostra que os valores simulados encontram-se todos dentro do intervalo natural de variação observado. Em termos de taxas horárias, provavelmente essa suavização coopere para que os valores dos fluxos de energia na superfície sejam também mais suavizados. Isto entretanto não sugere que seja a causa de diferenças significativas no balanço de energia, comentadas posteriormente.

TABELA 4.6 - VALORES INTEGRADOS DE RADIAÇÃO SOLAR, *SW*, SALDO DE RADIAÇÃO, *Rn*, EVAPORAÇÃO, *E*, CALOR SENSÍVEL, *H*, EM ($MJ/m^2/DIA$), REFERENTES AO EXPERIMENTO 1.

	SiB1D	*Ctr1D*	*Andre et al.(1988)* *	*Shuttleworth et al(1984b)* **	*Shuttleworth et al(1984a)*
SW	*18,79*	*18,32*	-	-	-
Rn	*14,70* (+8 %)	*15,48* (+15 %)	(SiB1D) *13,73* (Ctr1D) *13,33*	(SiB1D) *13,05* (Ctr1D) *12,65*	*12,06*
E	*9,53* (3,9 mm)	*11,10* (4,6 mm)	-	-	*8,42* (3,5 mm)
H	*3,93*	*2,85*	-	-	*2,85*

* $Rn = (0,874 \pm 0,003)SW - 30,66$ $(W.m^{-2})$

** $Rn = (0,858 \pm 0,006)SW - (35 \pm 1,9)$, $(W.m^{-2})$

Com relação ao fluxo de calor sensível, as taxas horárias do Ctr1D oscilam bastante por volta de 9 horas local. Segundo Silva Dias (1991), esse problema pode

ser eminentemente numérico: a parametrização de superfície é resolvida usando-se um esquema semi-implícito no tempo, enquanto que a difusão vertical tem resolução numérica por um método totalmente implícito. Como ambos os esquemas estão acoplados, surgem motivos para se desconfiar que o acoplamento não é perfeitamente compatível, isto é, que as diferentes resoluções numéricas entre ambos possam gerar oscilações indesejáveis, ligadas a causas que não sejam físicas.

Os valores do saldo de radiação calculados e integrados no dia (Tabela 4.6) são comparadas com estimativas feitas por Andre et al. (1988) e Shuttleworth et al. (1984b). Esses autores correlacionaram dados do saldo de radiação com dados de radiação solar incidente na superfície, coletados na Reserva Florestal Ducke, Manaus, envolvendo dias secos com nebulosidade variável. A terceira e quarta coluna da Tabela 4.6 apresenta estimativas da regressão estatística de *Rn* integrada no dia, segundo expressões dos autores citados, quando se usa os dados de radiação solar calculados pelos modelos. Os valores calculados pelos autores são bastante próximos entre si, mas sistematicamente inferiores aos calculados pelos modelos, mostrados na primeira coluna: os valores percentuais entre parênteses na primeira coluna neste caso referem-se à diferença do valor médio estimado por Andre et al. (1988) e Shuttleworth et al. (1984b). O modelo SiB1D superestima os valores da regressão em *8%*, enquanto que no Ctr1D esta proporção chega a *15%* . A diferença entre os dois modelos deve-se principalmente aos valores de albedo e temperatura de superfície calculados em cada um dos deles (Figura 4.8). No SiB1D o albedo calculado é mais próximo do observado, tanto em magnitude quanto em variação no ciclo diurno, enquanto que o valor fixo de *0,75* usado no Ctr1D, tomado do campo climatológico usado pelo MCG do NMC, sugere

estar muito diferente da realidade. De fato, Viswanadham et al. (1986) e Manzi et al. (1987) observaram maiores valores do albedo no topo do dossel da floresta em horas no início e no final do dia, com um consenso de que o valor médio diário seja entre *0,12* e *0,14*. . Com relação à temperatura de superfície calculada (Figura 4.8.b), o SiB1D atinge maiores amplitudes durante o dia, em relação ao Ctr1D ,o que faz com que o primeiro tenha maior perda de radiação por ondas longas. Dessa maneira, tanto no balanço de ondas curtas quanto nos de ondas longas o modelo SiB1D aproxima-se mais de valores que possivelmente seriam observados in situ, supondo-se esses últimos representados pelos valores das regressões usadas.

Os valores dos fluxos de calor sensível e latente calculados pelos modelos (primeira e segunda colunas da Tabela 4.6) são comparados com valores médios observados por Shuttleworth et al. (1984a) durante oito dias secos em setembro de 1983 (quinta coluna da Tabela 4.6). Apesar de serem medidos em um período diferente do simulado, com condições de forçantes radiativas igualmente distintas, uma idéia significativa das taxas de evaporação pode ser avaliada. Isso se deve ao fato da floresta apresentar pouca sensibilidade às condições de estresse impostas por se estar em estação seca ou chuvosa (Shuttleworth, 1988). Dessa forma, o SiB1D calcula valores de evaporação diária (*3,9 mm*) numa ordem de grandeza mais próxima da observada, (*3,5 mm*), contra um valor aparentemente alto do experimento de controle (*4,6 mm*). A equação de Penman-Monteith fornece valores que aparentemente se aproximam mais das expressões da evaporação potencial, onde a fração dessa quantidade realmente liberada para a evaporação é controlada pela função β. Como o valor climatológico da umidade do solo disponível é elevada, não ocorre restrição à evaporação.

Shuttleworth (1984a) oportunamente estima a evaporação no mesmo período dos dados que expôs, recorrendo à fórmulas de evaporação potencial popularmente usadas na determinação do balanço hídrico : equação de Penman (*4,27 mm*), equação de Priestley-Taylor (*4,15 mm*), equação de Thom-Oliver (*4,30 mm*) e a equação de McNaughton e Jarvis (*3,29 mm*). Três estimativas foram superiores aos valores medidos in situ, indicando que essas relações não são eficientes no cálculo da evaporação da floresta, geralmente superestimando-os. O valor do modelo Ctr1D é sintomático dessa condição.

As comparações dos valores do saldo de radiação e fluxo de calor sensível com os dados observados de Shuttleworth et al. (1984a) são pouco justificáveis, pelas razões comentadas acima. Por exemplo, a simulação do calor sensível calculada pelo Ctr1D iguala ao valor observado, fato que teria pouca sustentação física, uma vez que esse modelo superestima bastante os valores de evaporação e saldo de radiação. O resultado seria então simples consequência do balanço de energia na superfície.

A análise da camada limite representada pelos dois modelos depende basicamente da eficiência dos esquemas de difusão vertical em calcular os transportes turbulentos nas camadas inferiores da coluna atmosférica. A inspeção visual dos perfis de temperatura (Figura 4.9) e razão de mistura simulados pelos dois modelos (Figura 4.10) permite alguns comentários. Os perfis de temperatura evoluem para uma condição próxima à esperada formação da camada de mistura nos níveis mais próximos da superfície, baseado apenas no critério de que o gradiente vertical seja aproximadamente nulo nessa região . O modelo SiB1D mostra temperaturas mais elevadas na ordem de um grau entre 12 e 16 horas, pelo menos nas 3 primeiras camadas (aproximadamente *950 mb*). A maior contribuição para essa

diferença são as maiores taxas de calor sensível calculadas por esse modelo (Figura 4.7.a). A profundidade da camada limite atinge regiões entre o quarto e quinto níveis do modelo, ou seja, entre *500* e *1000 m*, nesse estudo de caso. Este resultado, se comparado com o valorobservados por Martin et al. (1988) de que o topo da camada limite pode atingir até *1200 m* por volta das 13 horas local, permite alguns comentários: o primeiro é que a resolução do modelo unidimensional é pequena para este tipo de comparação, pois os valores do referido autor foram coletados em intervalos de altura da ordem de *10 m*; o segundo é que uma provável limitação do modelo unidimensional em representar a profundidade da camada limite pode estar associada aos movimentos convergentes nos baixos níveis, que são desprezados. Mesmo com essas simplificações a evolução da camada de mistura é bem representada, especialmente pelo SiB1D, e a ordem de grandeza da profundidade da camada limite estimada também se mostra razoável.

Quanto ao perfil de umidade (Figura 4.10), igualmente observa-se a evolução da camada de mistura, e uma profundidade do seu topo ligeiramente inferior ao calculado no perfil de temperatura é detectada. Comparações entre os modelos mostram que o Ctr1D aparentemente apresenta perfis pouco convincentes de uma boa representação. De fato, as taxas de umedecimento calculadas pelo esquema de ordem zero do Ctr1D sugerem oscilações bastante distantes da realidade (Figura 4.12). Ainda nessa última figura observa-se uma transição mais suave calculada pelas taxas de aquecimento e umedecimento do esquema de fechamento turbulento de ordem *2,0*, acoplado ao SiB1D. Nas primeiras horas do dia nota-se taxas de transferência de calor sensível da ordem de um grau por hora, enquanto a umidade vai sendo carreada para os níveis mais altos da camada limite. À medida que esse transporte vai se

intensificando, os níveis inferiores vão sendo desumedecidos, fornecendo umidade para as camadas mais próximas às bases das nuvens cúmulos. Taxas de resfriamento de pequena intensidade durante o período noturno são observadas no SiB1D, indicando um fluxo negativo de calor sensível, orientado das camadas mais inferiores para a superfície, o que é bastante realista.

Quanto à representação da convecção de cúmulos, as taxas de aquecimento por cúmulos rasos (Figura 4.13) são coerentes com o esperado nos dois modelos, ou seja, as bases das nuvens são mais quentes enquanto o topo tende a se resfriar. Entretanto ainda perduram deficiências no sentido de que nuvens são formadas durante todo o dia, o que é bastante passível de críticas. A formação dos cúmulos profundos segundo o esquema de Kuo aparentemente é bem comportada (Figura 4.14). Taxas mais elevadas de liberação de calor latente ocorrem por volta das 13 horas associadas à precipitação por origem puramente convectiva. Essas taxas tendem a diminuir à partir desse horário, indicando uma resposta rápida da parametrização ao estímulo da evaporação da superfície, que no modelo unidimensional é a sua única forçante. Taxas de aquecimento máximo ligeiramente maiores (*0,5 K*/hora) são calculadas pelo Ctr1D, contra um valor bastante próximo do SiB1D (*0,4 K*/hora). Logicamente a precipitação acumulada calculada por esse último esquema é também inferior (*3,0 mm*), mas em pequena proporção, contra *3,4 mm* do modelo Ctr1D (Figura 4.15). Os valores baixos de precipitação nos dois casos devem ser analisados mais uma vez em face das hipóteses simplificadoras que o modelo unidimensional recorre, ou seja, ausência de convergência de umidade nos baixos níveis, e deve ser entendida como sendo de origem puramente convectiva na total ausência de movimentos sinóticos de grande escala.

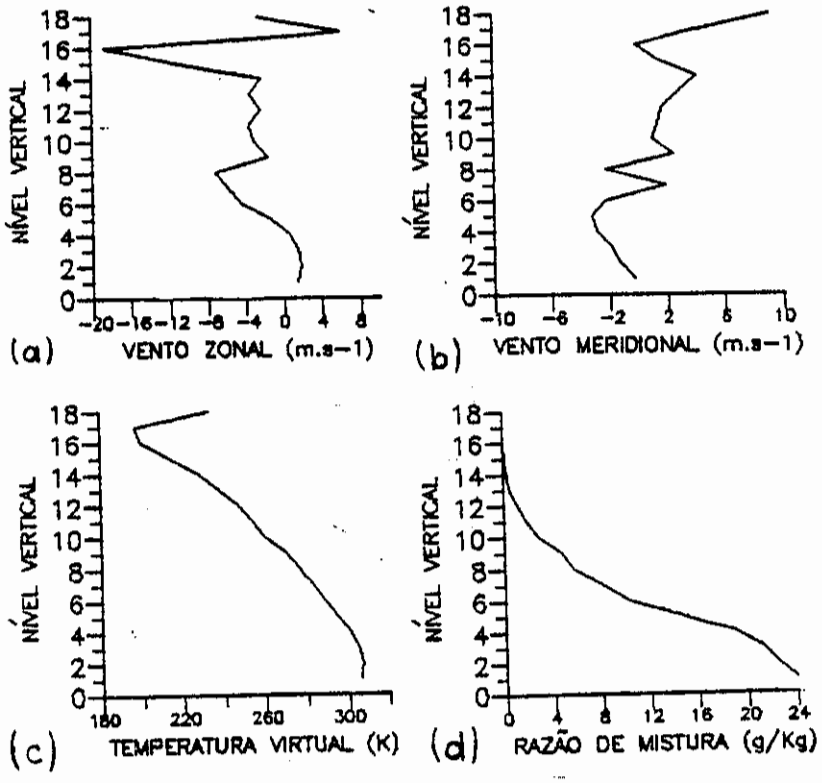


Fig. 4.6 - Valores iniciais de (a) velocidade do vento zonal e (b) vento meridional ($m.s^{-1}$), (c) temperatura virtual (K) e (d) razão de mistura (g/kg) do modelo unidimensional, baseados nos dados observados sobre Manaus em 03/05/1987.

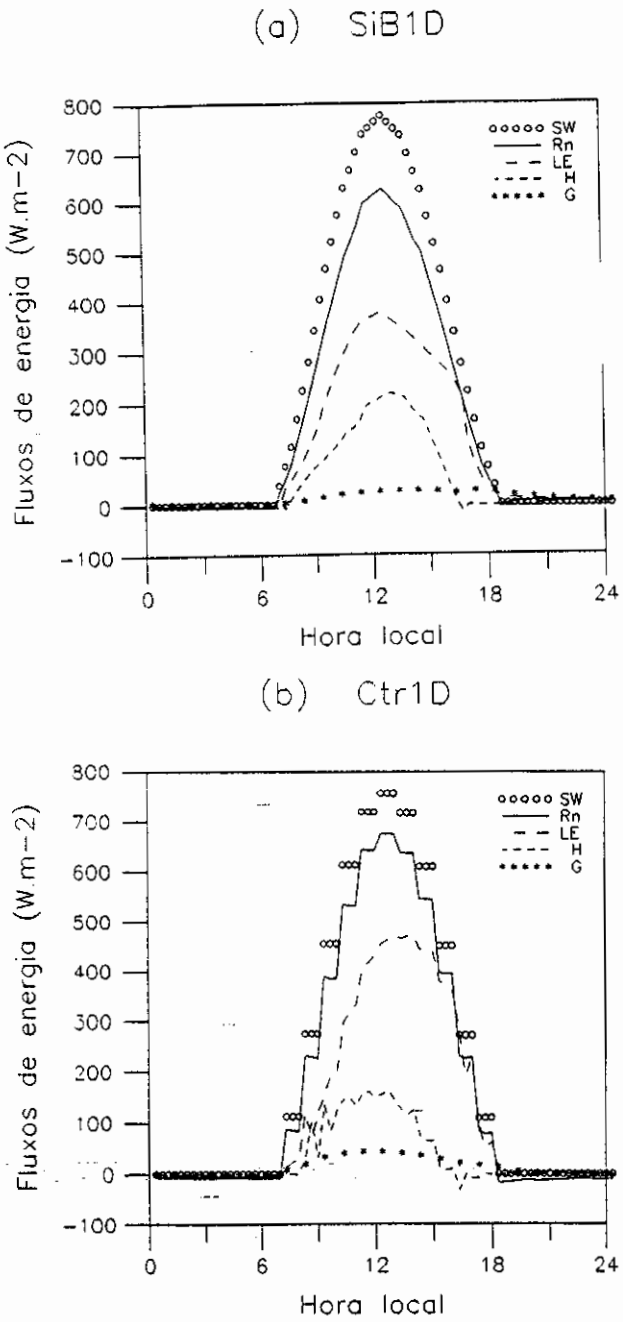


Fig. 4.7 - Fluxos de energia na superfície de floresta ($W\ m^{-2}$) calculados no experimento 1 pelo (a) SiB1D, e Ctr1D calculando evaporação segundo (b) Penman Monteith: fluxo de radiação solar, *SW*; saldo de radiação, *Rn*; evaporação, *E*; fluxo de calor sensível, *H*; e fluxo de calor no solo, *G*.

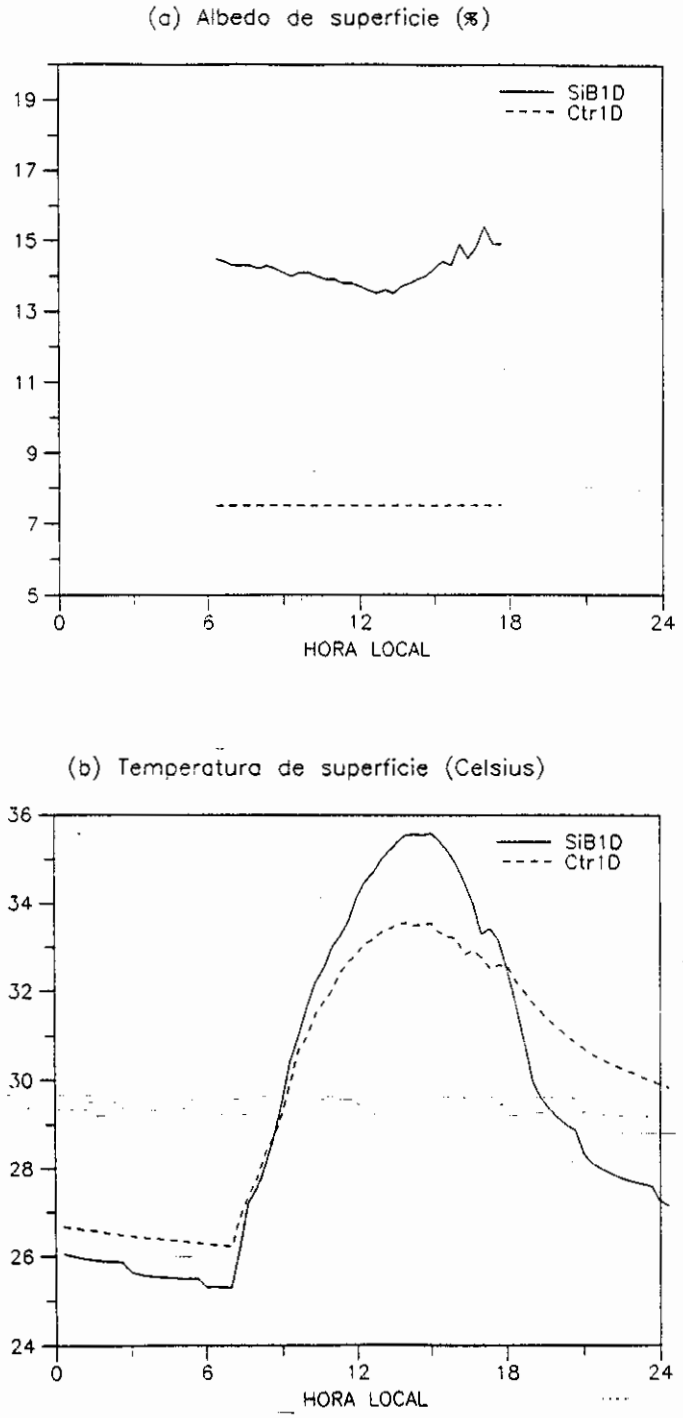
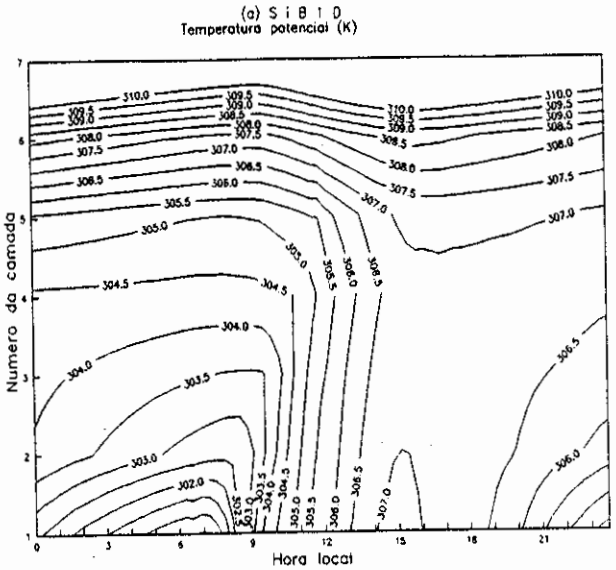


Fig. 4.8 - Albedo (a) e temperatura de superfície (b) (Celsius) calculados pelo SiB1D (linha sólida) e Ctr1D (linha pontilhada) no experimento 1.



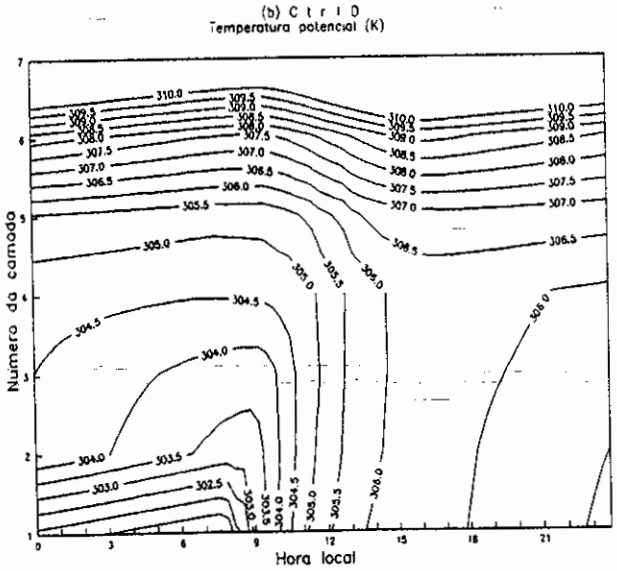
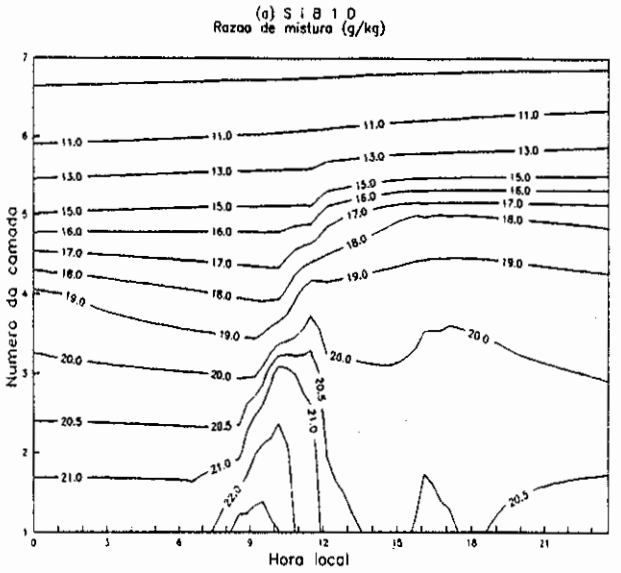


Fig. 4.9 - Perfil de temperatura potencial (K) na camada limite calculado no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D.



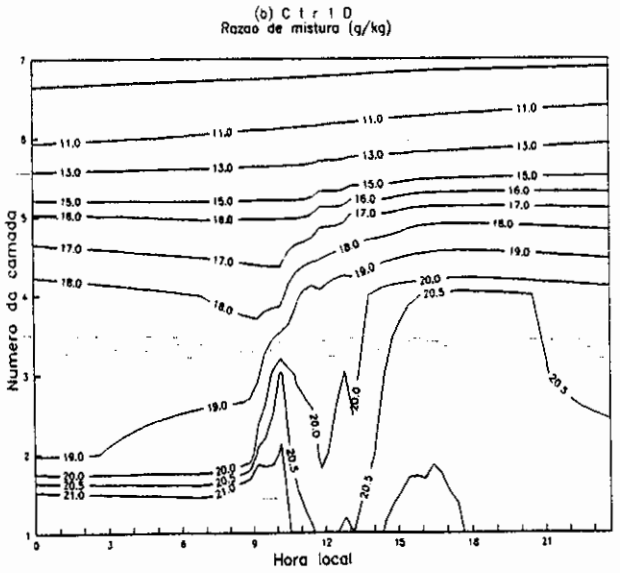
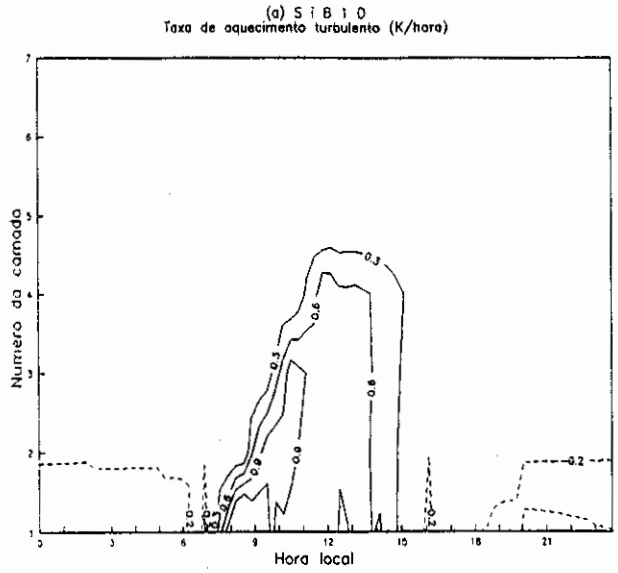


Fig. 4.10 - Perfil de razão de mistura ($\bar{g}/kg$) na camada limite calculado no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D.



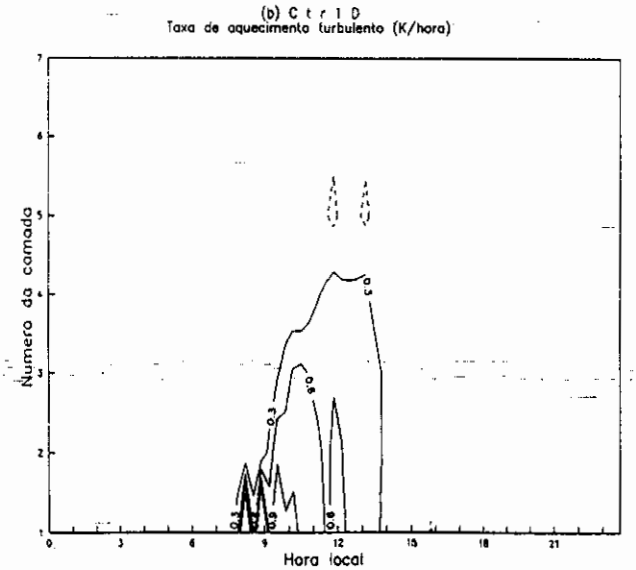
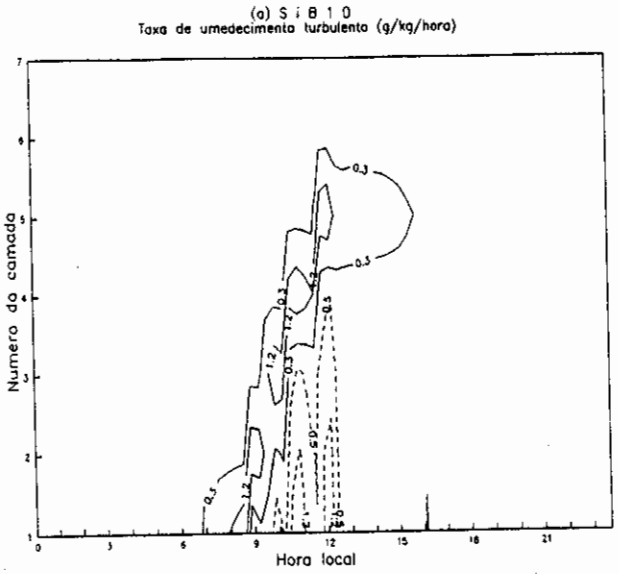


Fig. 4.11 - Taxa de aquecimento (*K/hora*) por efeito de difusão vertical turbulenta calculada no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D.



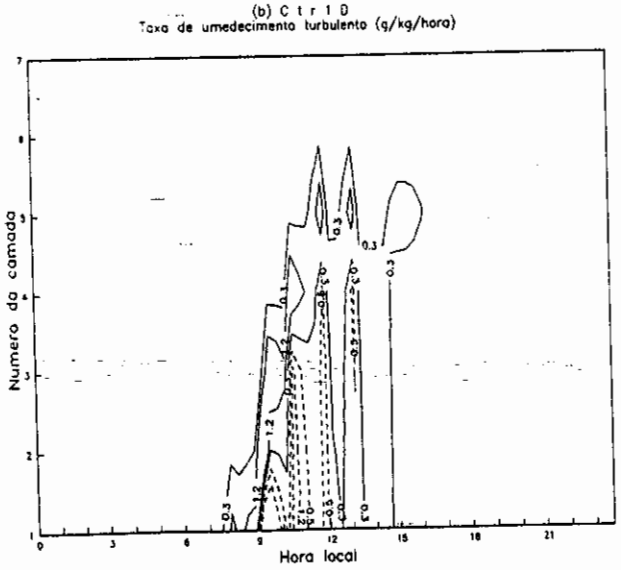


Fig. 4.12 - Taxa de umedecimento (*g/kg/hora*) por efeito de difusão vertical turbulenta calculada no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D.

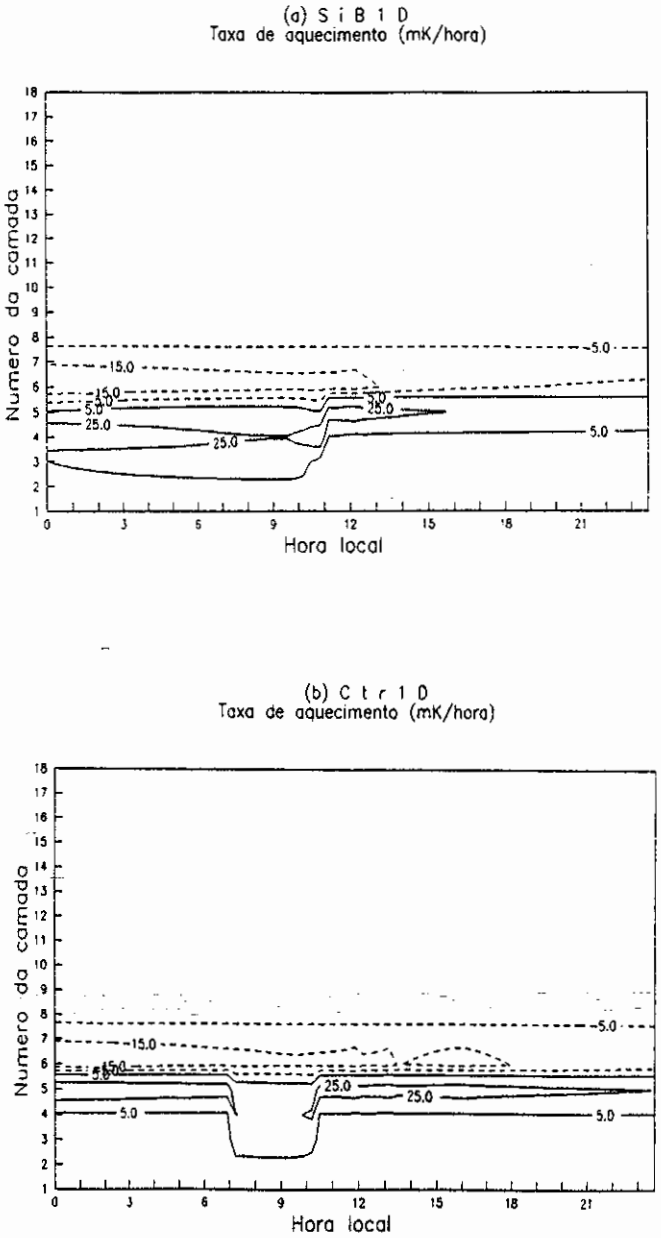
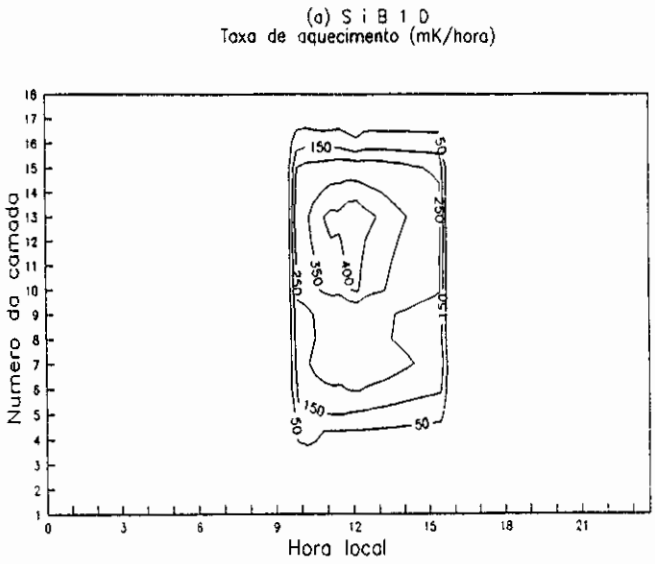


Fig. 4.13 - Taxa de aquecimento (*mK/hora*) por efeito de convecção rasa calculada no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D.



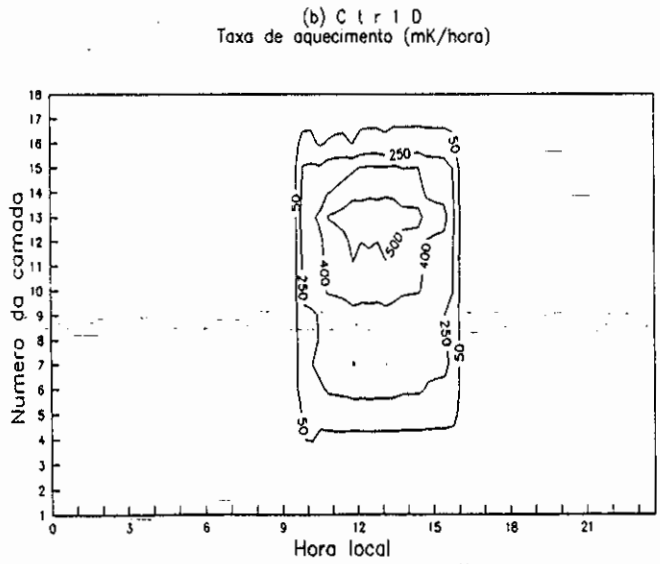


Fig. 4.14 - Taxa de aquecimento (*mK/hora*) por efeito de convecção profunda calculada no experimento 1 pelo modelo (a) SiB1D e (b) Ctr1D.

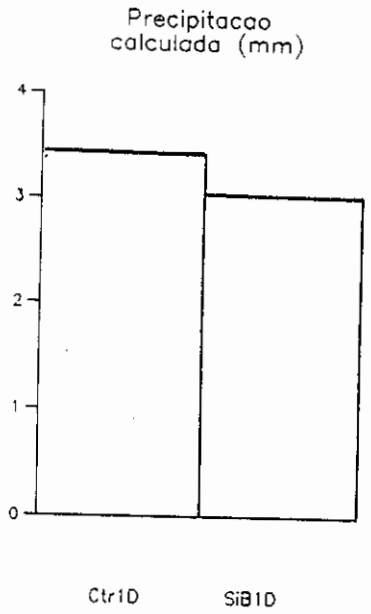


Fig. 4.15 - Precipitação acumulada (*mm*) em 24 horas calculada pelos modelos Ctr1D e SiB1D.

4.2.2.2 - A REPRESENTAÇÃO DE PASTAGEM (Ctr1D x SiB1D)

Simulações dos modelos SiB1D e Ctr1D para áreas de pastagem na Amazônia foram realizadas, baseando-se em condições que caracterizem um solo estressado do ponto de vista hídrico. Os valores integrados dos termos do balanço de energia na superfície são resumidos na Tabela 4.7, em comparação com os dados observados na Fazenda Dimona por Wright et al. (1992).

TABELA 4.7 - VALORES CALCULADOS DE SALDO DE RADIAÇÃO, *Rn*, EVAPORAÇÃO, *E*, CALOR SENSÍVEL , *H*, OBSERVADOS POR WRIGHT ET AL. (1992), EM ($MJ/m^2/DIA$), REFERENTES AO EXPERIMENTO 2.

	SiB1D	*Ctr1D*	*Wright et al. (1992)*
Rn	*12,08*	*13,56*	*10,60*
E	*5,43* (*2,2 mm*)	*8,60* (*3.5 mm*)	*5,45* (*2,2 mm*)
H	*4,96*	*3,05*	*4,65*

Por conveniência, os fluxos de energia calculados neste experimento são plotados junto aos da simulação de floresta (experimento 1), onde pode-se observar os contrastes representados pelos dois modelos (Figura 4.16). Diminuições nos valores calculados da radiação absorvida e do fluxo de calor latente em relação à floresta ocorrem nos dois esquemas, o que lhes adianta um certo crédito. No entanto a taxa de evaporação estimada

pelo Ctr1D (*3,5 mm*) sugere estar ainda bastante alta se comparada com o valor observado (*2,2 mm*). Quanto ao SiB1D, não só a evaporação, mas também a estimativa de calor sensível tem melhor concordância com os valores de Wright et al. (1992), segundo a Tabela 4.7.

Concordando com os resultados do modelo SiB zero-dimensional na seção 4.1, o bioma de pastagem degradada de Nobre et al. (1991) mostra-se coerente em representar os efeitos extremos de pastagem sob condições de estresse, as quais estão associadas ao período da estação seca da Amazônia. Este resultado gera confiança de que o modelo unidimensional SiB1D é versátil e apropriado para simulações deste tipo, onde envolve-se a sensibilidade de parâmetros às variáveis calculadas. Nesse sentido é que se realizou o experimento 3, em que condições hídricas com estresse e sem estresse são supostas para os casos de pastagem e floresta, analisando-se o que um modelo do tipo SiB1D poderia contribuir no entendimento do contraste que esses padrões de vegetação induzem na coluna atmosférica .

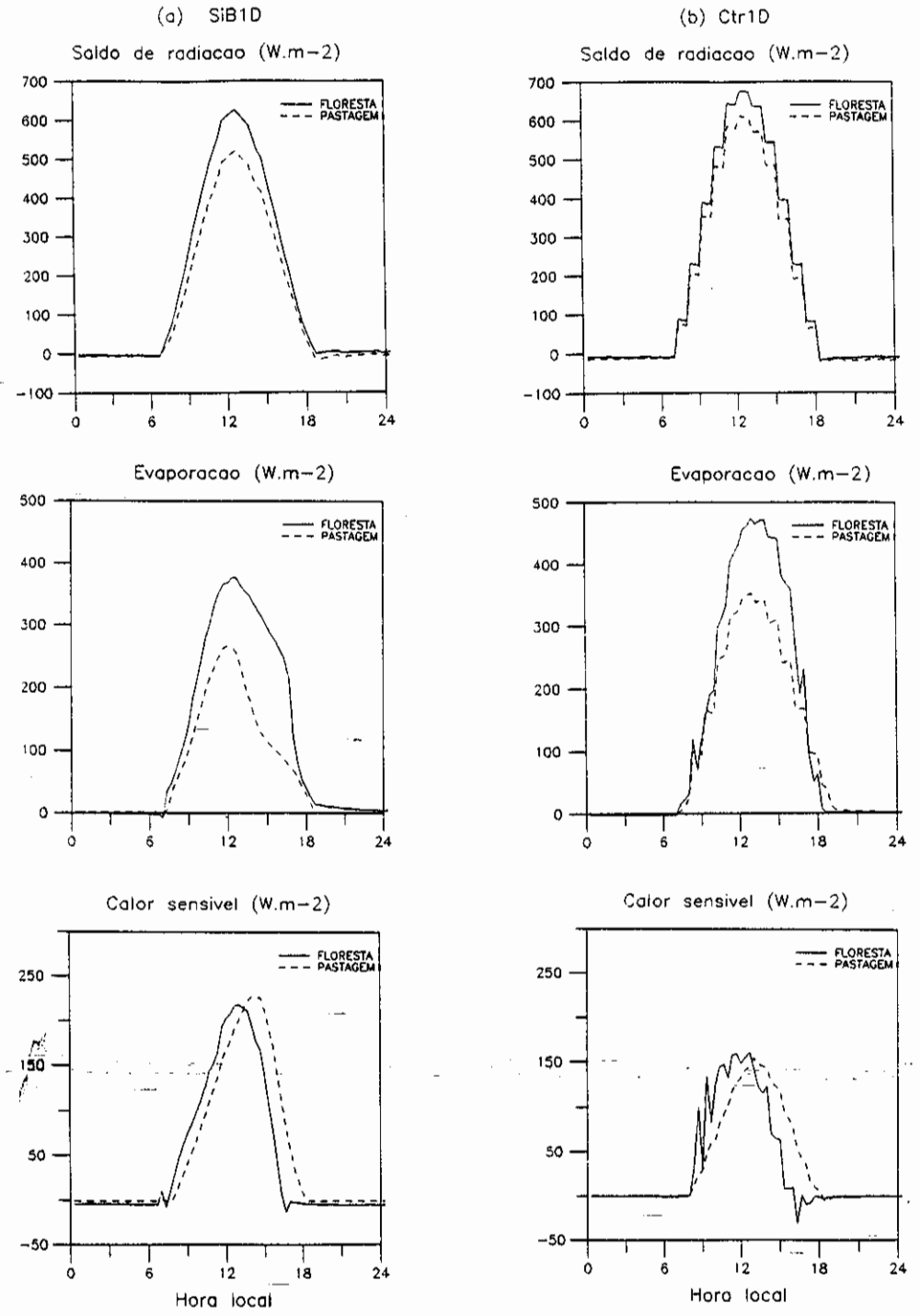


Fig. 4.16 - Fluxos de energia na superfície de pastagem (experimento 2) e de floresta (experimento 1), Wm^{-2}, calculados pelos modelos (a) SiB1D e (b) Ctr1D: saldo de radiação, evaporação e fluxo de calor sensível.

4.2.2.3 - O CONTRASTE FLORESTA x PASTAGEM PELO SiB1D

Os valores do balanço de energia na superfície calculados em cada caso e integrados no tempo estão resumidos na Tabela 4.8, junto aos valores observados por Wright et al. (1992) na Fazenda Dimona, em condições sem estresse e com estresse.

TABELA 4.8 - VALORES INTEGRADOS DO SALDO DE RADIAÇÃO, *Rn*, EVAPORAÇÃO, *E*, CALOR SENSÍVEL , *H*, EM (MJ/m^2/DIA), CALCULADOS PELO SiB1D E OBSERVADOS POR WRIGHT ET AL. (1992), REFERENTES AO EXPERIMENTO 3.

	SiB1D FLORESTA TROPICAL	*SiB1D* PASTAGEM DEGRADADA	*Wright et al. (1992)* PASTAGEM FAZENDA DIMONA
Rn			
S/STRESS	*14,70*	*13,06*	*14,05*
	} -5%	} -15%	} -25%
C/STRESS	*13,95*	*11,55*	*10,60*
E			
S/STRESS	*9,53* (*3,9 mm*)	*8,41* (*3.5 mm*)	*9,90* (*4,1 mm*)
	} 0%	} -35%	} -55%
C/STRESS	*9,53* (*3,9 mm*)	*5,45* (*2.2 mm*)	*5,45* (*2,2 mm*)
H			
S/STRESS	*3,93*	*2,95*	*3,65*
	} -4%	} +35%	} +22%
C/STRESS	*3,76*	*4,53*	*4,65*

Valores percentuais significam a diferença do caso com estresse em relação ao sem estresse.

A Figura 4.17 mostra o ciclo diurno dos fluxos de energia na superfície calculados pelo modelo SiB1D nos dois casos do experimento 3. Particularmente para a radiação líquida, nota-se o contraste entre os dois padrões de vegetação: em condições sem estresse já existe uma diferença de amplitude, o que se torna ainda mais acentuado no caso mais crítico, quando a pastagem torna-se estressada do ponto de vista hídrico. Isso é bastante realista e pode ser comparado às vegetações de floresta e pastagem na forma tal qual coexistem hoje na Amazônia. Dados coletados no Projeto ABRACOS (IH, 1991) na Fazenda Dimona e na Reserva Florestal Ducke (Figura 4.18) permitem uma visualização do contraste entre as taxas de radiação absorvida para épocas no final da estação seca, e quando já se iniciou a estação chuvosa.

A caracterização da estação seca provoca o estressamento hídrico da vegetação, levando a uma diminuição do metabolismo do seu metabolismo. Isto ocorre pelo aumento da resistência estomática e consequente diminuição da transpiração. A pastagem tende a perder a exuberância verde, apresentando valores maiores de albedo. Atingindo também temperaturas de superfície mais elevadas, a radiação absorvida na pastagem torna-se um processo menos eficiente, se comparada com taxas da floresta que pouco se deixam influenciar por esses fatores. Na floresta há atualmente uma indicação de que o papel das raízes profundas é extremamente relevante em manter a atividade de evapotranspiração ao longo do ano, mesmo em condições mais severas de déficit de umidade no ar e estressamento hídrico.

A análise das taxas de evaporação (Figura 4.17) da floresta pelo SiB1D não se alteraram de um caso para outro, o que é bastante razoável pelas razões

discutidas anteriormente. Quanto à pastagem, a condição estressada leva à uma diminuição da evaporação e aumento do fluxo de calor sensível. Nesse último caso, o maior contraste a ser comentado é a grande diferença das taxas de evaporação entre floresta e pastagem. Isto levará a efeitos maiores em termos de evolução da atividade convectiva na coluna atmosférica, o que é discutido posteriormente.

Para a situação sem estresse o modelo SiB1D ainda subestima um pouco as taxas de evaporação se comparadas com valores encontrados em condições de quase saturação do solo na Fazenda Dimona, como mostra os valores de Wright et al. (1992) na Tabela 4.8. Este comportamento já foi observado na simulação do SiB zero-dimensional forçado por dados locais (seção 4.1). A diminuição percentual calculada pelo modelo quando se passa de uma condição para outra é de *35 %* (taxas de *3,5 mm* passando a *2,2 mm)*, quando o observado é aproximadamente *55 %* (taxas passam de *4,1 mm* a *2,2 mm)*. Quanto aos valores do calor sensível, no caso sem estresse as taxas da floresta apresentam-se proporcionalmente superiores àquelas de pastagem. Uma estimativa maior da evaporação da pastagem nesse caso levaria à um contraste ainda mais acentuado nas taxas de calor sensível entre floresta e pastagem, pela partição de energia disponível.

Uma síntese do que revela o contraste floresta/pastagem nas duas condições simuladas mostra que: em condições sem estresse as taxas de evaporação da floresta são ligeiramente superiores mas em pequena ordem; por outro lado, nesse caso a atividade convectiva na floresta será mais desenvolvida principalmente pela maior eficiência dos processos de difusão vertical da umidade por turbulência, associado às taxas superiores de calor sensível no topo do dossel; em condições de estresse o

fator determinante é praticamente devido à grande diferença das taxas de evaporação, o que levará a uma atividade convectiva muito mais desenvolvida sobre a floresta.

De fato, as diferenças entre os perfis de umidade da floresta menos a da pastagem para a situação sem estresse (Figura 4.20.a) revela contrastes de pequena intensidade, confinados à camada limite. Essa diferença seria marcada por um padrão de turbulência associado à intensidade da fonte de calor sensível em superfície e à pequena diferença de evaporação entre os dois padrões de vegetação. Na Figura 4.19.a, as diferenças dos perfis de temperatura confirmam uma situação preferencialmente mais quente na camada limite da floresta,onde a umidade tende a ser carreada para cima mais eficientemente, deixando os níveis inferiores próximos à superfície relativamente mais secos.

Segundo a Figura 4.21.a, na condição sem estresse a atividade convectiva na floresta começaria mais cedo (entre uma e duas horas antes) e terminaria mais tarde (uma a duas horas depois), como é indicado nas diferenças das taxas de aquecimento por liberação de calor latente. Consequentemente a precipitação calculada na floresta (*3,0 mm*) foi aproximadamente *36* % superior à da pastagem (*2,2 mm*).

Como citado anteriormente, sob condições de estressamento espera-se que as diferenças na camada limite e ao longo da troposfera sejam determinadas fundamentalmente pela evaporação superior da floresta em relação à pastagem. Neste caso, as diferenças da umidade da floresta menos a da pastagem (Figura 4.20.b) ainda se restringem à camada limite, mas as ordens de grandeza são

da ordem de *2,0 g/kg*, muito maiores que no outro caso. Um pequeno desumedecimento relativo no topo da camada limite da floresta provavelmente está associado à utilização da umidade para forçar os processos convectivos nas bases das nuvens.

A atividade por convecção de cúmulos no caso estressado (Figura 4.21.b) é definitivamente muito superior na coluna sobre a floresta, atingindo taxas significativamente maiores ao longo do dia. De fato, as precipitações acumuladas tiveram uma diferença de *300%*, ainda maior que no caso sem estresse, passando de *3,2 mm* para *0,8 mm*, como se vê na Figura 4.22. Isto faz com que os níveis médios e altos da troposfera sobre a floresta tenham temperatura mais alta que na pastagem, valores estes que chegam à ordem de *2,5 K* (Figura 4.19.b). Ainda nesta figura, observa-se que na camada limite as diferenças calculadas do perfil de temperatura comportam-se diferentemente do que ocorre na média e alta troposfera: aquecimento de pequena ordem (*0,1 K*) ocorre na floresta no início do dia até por volta das 12 horas. À partir de então, a maior intensidade da fonte de calor sensível na pastagem a torna mais aquecida, o que concorda com dados observados de temperatura de superfície sobre a pastagem (IH, 1991). Se considerar-se a diferença da ordem de *0,1 K* como pouco significativa, então poderia-se dizer que em situações de estresse as temperaturas da camada limite sobre áreas de vegetação e pastagem não diferem muito, com exceção da temperatura na superfície. Diferenças mais significativas (*0,5 K*) ocorrem no período noturno nas camadas inferiores sobre a floresta, onde ela se torna ligeiramente mais fria que a pastagem.

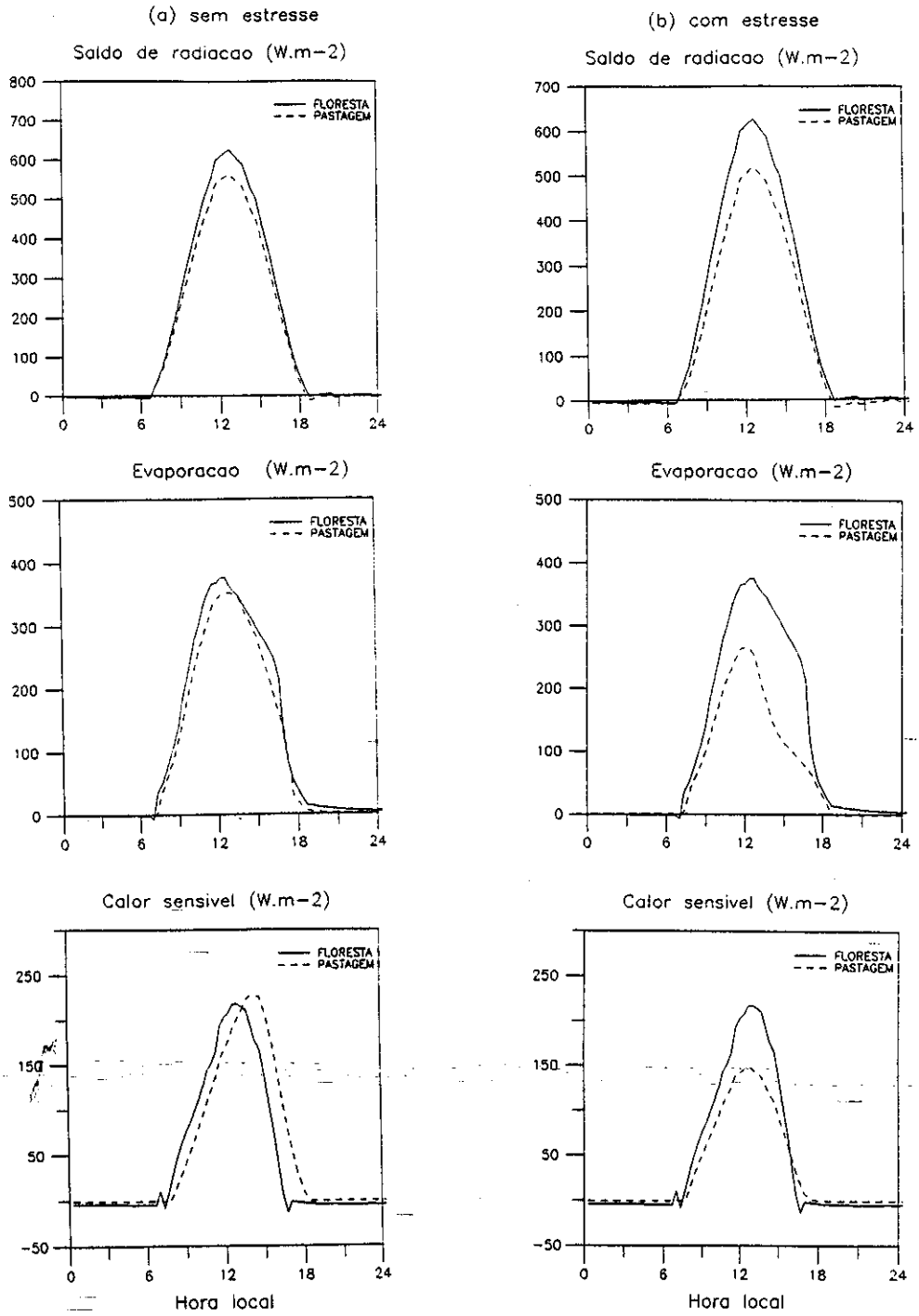


Fig. 4.17 - Fluxos de energia na superfície de pastagem (linha pontilhada) e floresta (linha sólida), $W\ m^{-2}$, calculados no experimento 3 pelo SiB1D com e sem estresse hídrico: saldo de radiação, evaporação e fluxo de calor sensível.

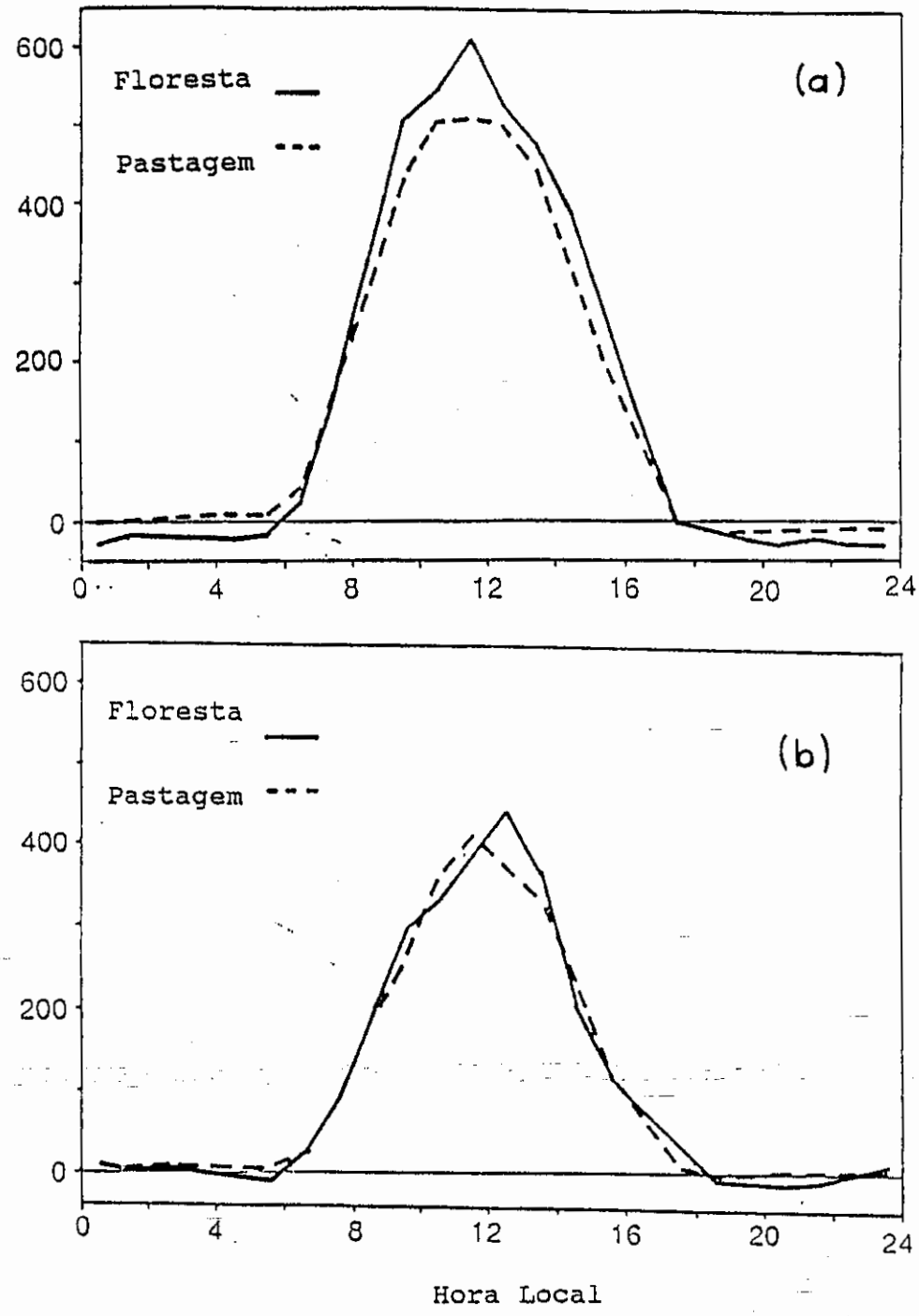


Fig. 4.18 - Saldo de radiação, $W\ m^{-2}$, observado na floresta (Reserva Ducke, Manaus) e na pastagem (Fazenda Dimona) para (a) final da estação seca e (b) início da estação chuvosa (média de 10 dias). Adaptada de IH (1991).

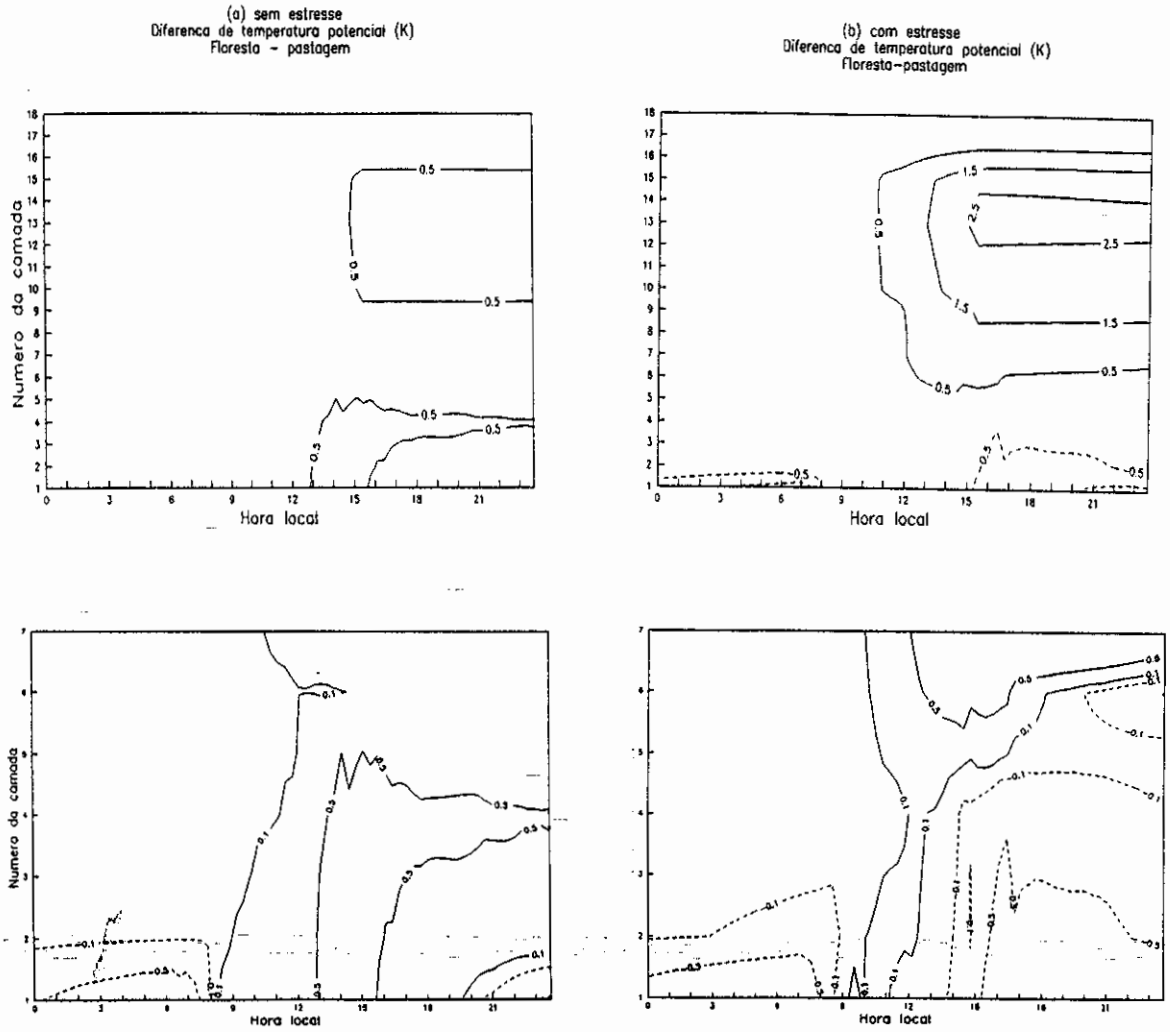


Fig. 4.19 - Diferença de temperatura potencial (K) da floresta menos a da pastagem, calculada pelo SiB1D na camada limite (7 níveis) e na troposfera (18 níveis), para as condições (a) sem estresse e (b) com estresse.

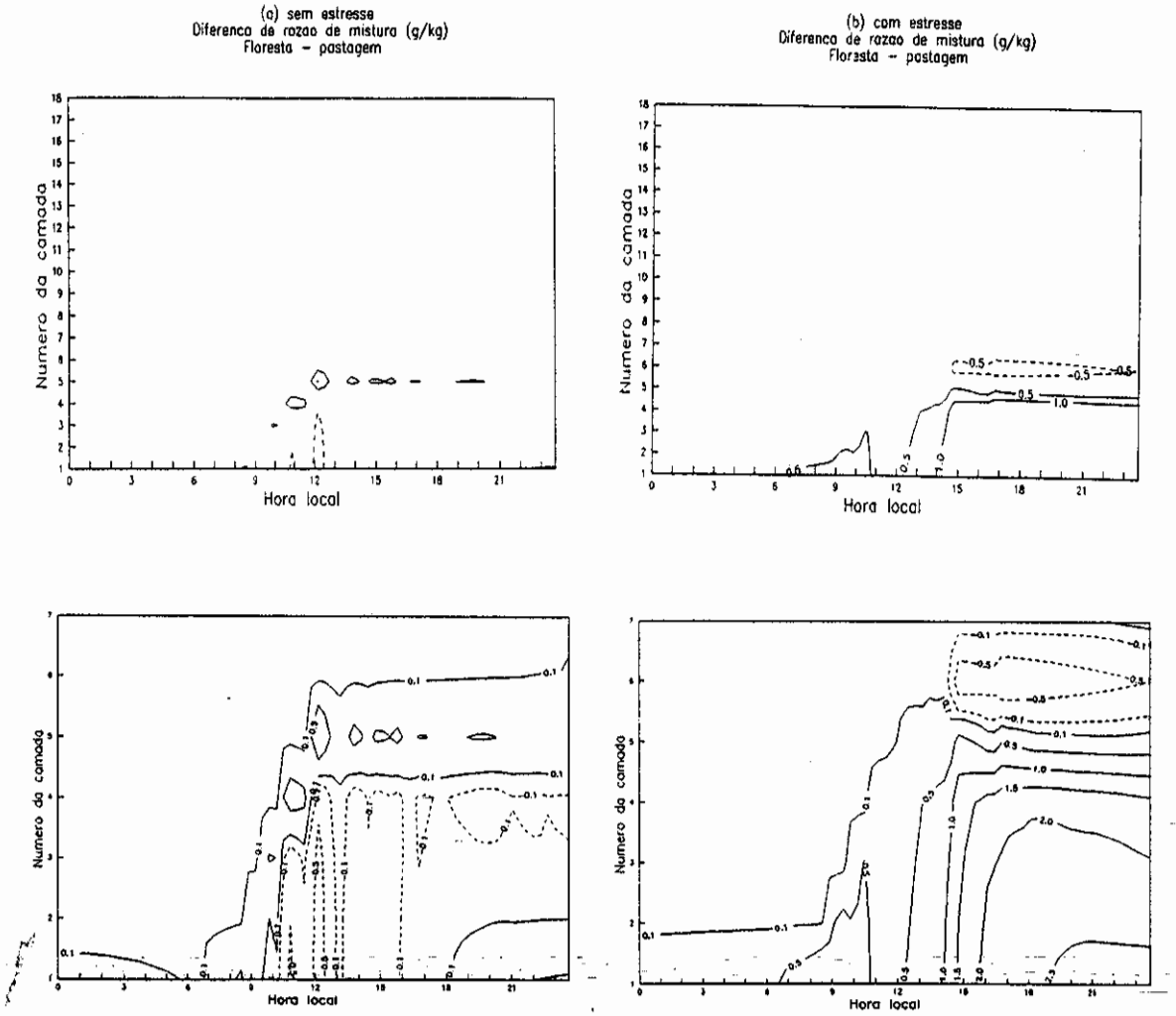
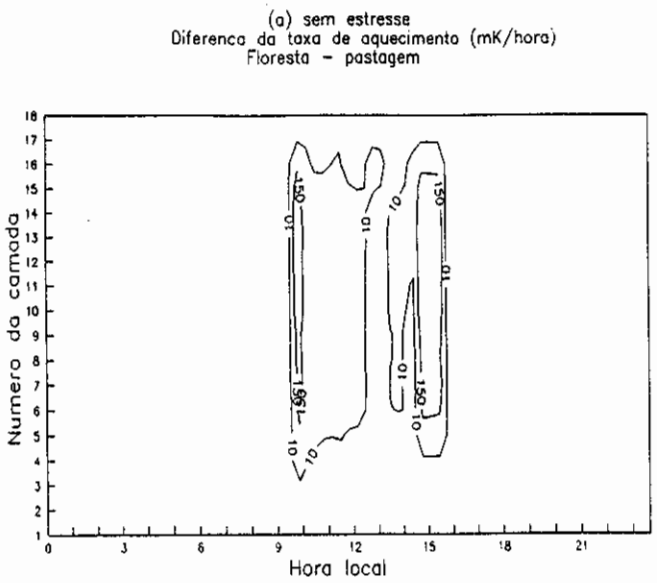


Fig. 4.20 - Diferença de razão de mistura (*g/kg*) da floresta menos a da pastagem, calculada pelo SiB1D na camada limite (7 níveis) e na troposfera (18 níveis), para as condições (a) sem estresse e (b) com estresse.



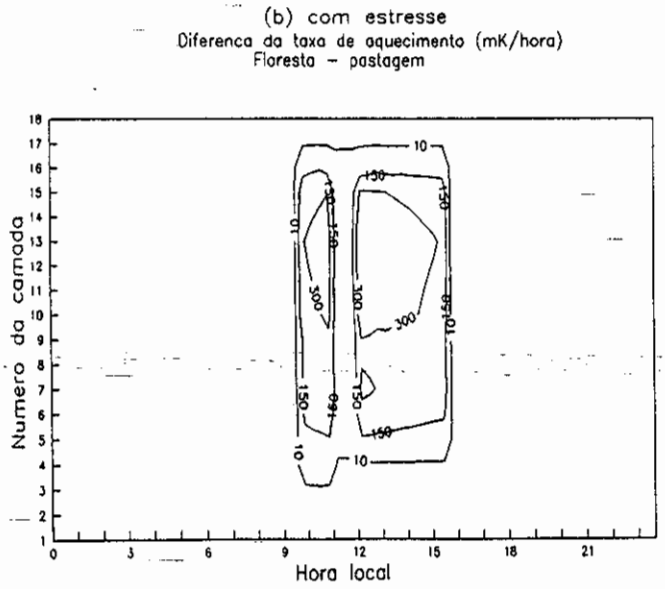


Fig. 4.21 - Diferença da taxa de aquecimento (*K/hora*) por efeito de convecção profunda da floresta menos a da pastagem, calculadas pelo SiB1D para condições (a) sem e (b) com estresse hídrico.

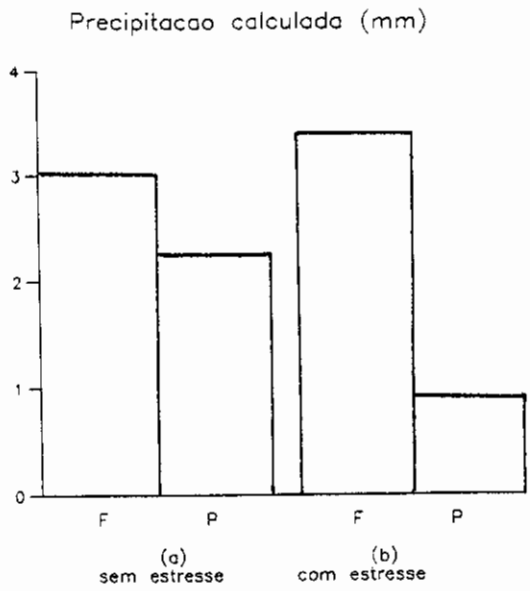


Fig. 4.22 - Precipitação calculada acumulada (*mm*) sobre a floresta (F) e sobre a pastagem (P) nos casos sem e com estresse hídrico.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Este trabalho é uma avaliação da eficácia de modelos unidimensionais em parametrizar os principais processos físicos de relevância meteorológica que podem ser representados numa coluna atmosférica, observadas algumas hipóteses simplificadoras. Nesse sentido, foi dada ênfase aos processos de superfície, notadamente ao papel da vegetação como fonte de umidade para os processos convectivos na região tropical. Discussões são dedicadas ao contraste entre áreas de floresta e de pastagem na Amazônia, no que se refere à micrometeorologia local e sua influência na precipitação de origem convectiva, simplificada aqui como forçada unicamente pela evaporação de superfície.

Uma análise da simulação dos fluxos de superfície usando-se o bioma de pastagem degradada (Nobre et al. ,1991) mostrou que o uso desse conjunto de parâmetros representa satisfatoriamente as condições de superfície encontradas na pastagem da Fazenda Dimona, Manaus, particularmente quando a vegetação é caracterizada por condições de estresse hídrico. As observações locais de Wright et al.(1992) mostraram que a pastagem tem um comportamento bastante sensível ao estresse hídrico no que diz respeito às taxas de evaporação produzidas, pelo menos durante a estação seca. A ocorrência de tempestades locais durante esse período leva a pastagem a dispor de água suficiente nas camadas superiores do solo por alguns dias, o que faz com que sua evaporação se compare à da floresta. Nesse último caso o bioma de pastagem degradada não simula a vegetação observada convincentemente. Uma representação mais realista do padrão de pastagem da Fazenda Dimona é

proposta para uso no modelo SiB, que leva em conta as variações de comportamento que esse tipo de vegetação possa apresentar durante um período curto na estação seca.

Um modelo unidimensional na direção vertical, com parametrização da superfície calculada pelas relações do tipo de camada 'bulk', evaporação estimada pela equação de Penman-Monteith, e hidrologia segundo o conceito do 'open bucket', quando acoplado a um esquema de difusão vertical de ordem zero (NMC, 1988), às parametrizações de convecção por cúmulos rasos (Tiedtke, 1984) e profundos (Kuo, 1965, 1974), e a um esquema de parametrização de precipitação de grande escala, mostrou ter solução computacional eficiente, mas carente de realismo em representar padrões de vegetação como os de floresta e pastagem na Amazônia. Situações onde o estresse hídrico seja um fator limitante aos processos evaporativos de superfície ficam comprometidas. Pelo menos isso é conclusivo quando a quantidade de umidade do solo cai a valores observados na realidade, e a sua representação não consegue acompanhar as mudanças de comportamento. A representação de florestas também indica uma superestimativa da evaporação liberada para a atmosfera, problema que é bastante típico de relações que calculam a evaporação potencial (Shuttleworth, 1984a). Alguns problemas de origem possivelmente numérica ainda perduram no esquema de controle usado neste trabalho, o modelo Ctr1D, sendo os de maior importância encontrados no acoplamento da superfície com a difusão vertical.

O modelo unidimensional SiB1D, que acopla o modelo SiB na de superfície e um esquema de fechamento turbulento de ordem *2,0* aos processos de convecção citados acima, mostra-se mais realista em representar padrões de vegetação do tipo floresta e pastagem na Amazônia. A

resolução numérica do acoplamento também supera alguns problemas detectados como oscilações no esquema de difusão vertical de controle.

Simulações do contraste entre floresta e pastagem do modelo SiB1D, sob existência ou não de estresse hídrico, refletem como possivelmente seriam as principais diferenças nos mecanismos de convecção na coluna atmosférica sobre os dois tipos de vegetação. Conclusões a esse respeito são cuidadosas, pois aqui a única forçante da convecção é a evaporação de superfície, associada à uma condição de contorno do perfil inicial de umidade e temperatura. Nobre et al. (1991) comenta que mecanismos mais complexos de interação com a dinâmica de grande escala, além de fatores de advecção de umidade, a longo prazo são determinantes no clima regional. Outras hipóteses simplificadoras são consideradas ainda toleráveis, como a de se supor o perfil de vento constante numa simulação de 24 horas.

Feitas as considerações acima, as simulações indicam que em condições livres de estresse hídrico em áreas de floresta e pastagem na Amazônia, as taxas de evaporação sejam bastante próximas entre si, mas um pequeno extra na fonte de calor sensível por parte da floresta provavelmente gera mais turbulência, carreando a umidade em movimentos ascendentes, o que faz da convecção um processo de maior eficiência na coluna atmosférica sobre a mesma. Shuttleworth (1988) comenta uma observação semelhante observada no Projeto HAPEX durante o verão setentrional em áreas de floresta e zonas de agricultura na França: taxas semelhantes de evaporação nas duas áreas, e valores superiores de calor sensível e do arrasto turbulento de momentum na superfície da floresta indicam uma provável influência no clima de meso-escala. Dessa forma, o

favorecimento da direção do escoamento básico no sentido pastagem para floresta provavelmente caracterizaria o clima local produzindo maior precipitação sobre a floresta. Particularmente para as simulações do SiB1D, a convecção sobre a floresta inicia-se mais cedo, e termina mais tarde, gerando um adicional de precipitação na ordem de *26 %*. Mudanças no perfil de temperatura e umidade na troposfera restringem-se apenas à camada limite, com uma diferença de aquecimento da ordem de *0,5 K* a mais sobre a floresta. O contraste de umidade na camada limite faz com que no início do dia haja um maior umedecimento sobre a floresta, que tende a ficar mais seca nos seus níveis inferiores, principalmente após as 12 horas local, como resposta ao transporte turbulento de umidade para alimentar os processo de convecção na base das nuvens.

Para situações com estresse hídrico, a preponderância da evaporação da floresta em relação à pastagem é muito superior, sendo o fator determinante de diferenças na convecção. As taxas de liberação de calor latente fazem com que nos níveis médios e superiores da troposfera ocorra um maior aquecimento que aquele sobre a pastagem, em valores máximos de até *2,5 K*; a diferença de precipitação é *57 %* maior sobre aquela. A camada limite é essencialmente mais úmida sobre a floresta, atingindo diferenças da ordem de *2,0 g/kg*. A temperatura na superfície da pastagem é mais quente que na floresta, mas ao longo da camada limite essa variação pode ser pouco significativa, em uma ordem de grandeza máxima de *0,5 K*. Essa diferença, embora pequena, favorece um maior aquecimento da floresta nas primeiras horas da manhã, enquanto que à noite e durante a tarde ela se torna mais fria relativamente.

5.1 - SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

As sugestões a seguir são feitas no sentido de se aperfeiçoar a linha de trabalho desenvolvida nessa dissertação.

Quanto ao conjunto de parâmetros proposto como representação da área de pastagem da Fazenda Dimona, sente-se ainda a necessidade de modificar parâmetros do sistema solo-radicular desse bioma. Sugere-se análises dos dados do perfil de umidade e potencial mátrico no período de 05 a 21 de outubro de 1990, que determinariam como evolui os fluxos de água entre as camadas do solo para um período que aparentemente aborda informações extremas de valores de água no solo para a estação seca. Para a estação chuvosa, onde haja curtos períodos de estiagem, a verificação das variações intra-mensais da umidade do solo seria um primeiro passo no sentido de se entender se a pastagem ainda reduz a evapotranspiração durante essa época do ano.

Ainda não se sabe exatamente em que taxas as camadas superiores do solo sob a pastagem são reabastecidas por movimentos de capilaridade das camadas mais profundas, quando condições estressantes agem como forçantes. O mesmo é válido para a floresta, onde espera-se que a difusão hidráulica aconteça de forma diferente, mas ainda não se conhece como esse desempenho ocorra do ponto de vista quantitativo. Seja com relação aos mecanismos de realimentação das camadas superiores, ou os de extração de água por raízes profundas, pouca elucidação atualmente existe que possa auxiliar na calibração de parametrizações de superfície usadas em MCGs.

Com relação ao modelo unidimensional, aperfeiçoamentos ainda devem ser feitos: o esquema de convecção rasa de Tiedtke (1984) aparentemente não tem boa representação durante o período noturno. Esse problema já foi detectado por Souza (1991), onde é amplamente discutido. Especialmente com relação à camada limite, recomenda-se a implementação de resolução vertical mais bem definida, especialmente nas camadas dessa região. Esse seria um passo decisivo para tornar o modelo adequado a estudos de efeitos dos processos turbulentos na coluna atmosférica. Em relação ao MCG do COLA, que é a representação original em três dimensões mais semelhante ao SiB1D, outros processos físicos ainda devem ser incluídos, por exemplo o de nebulosidade interativa com o esquema de transferência radiativa. Isso facilitaria o aperfeiçoamento desse tipo de parametrização e sua validação para as condições tropicais, uma vez que o esquema unidimensional é de grande controle e requer 'hardware' de relativa simplicidade. Usando-se um processador 286 e um co-processador aritmético, por exemplo, o modelo SiB1D consome aproximadamente 3 minutos para uma integração de 24 horas e passo de tempo de 20 minutos.

O autor pretende dar continuidade aos tópicos acima mencionados em trabalhos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andre, R.G.B.; Silva Filho, V.P.; Molion, L.C.B.; Nobre, C.A. Balanço de radiação sobre a Floresta Amazônica (estação seca e úmida). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3(2):269-274, 1988.

Blackadar, A.K. The exchange distribution of wind and turbulent exchange in neutral atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 67(13):3095-3102, 1962.

Bonatti, J.P.; Silva Dias, P.L. Um modelo unidimensional para pesquisa e ensino. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 6º, Salvador, 1990. *Anais*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1990, p. 657-661.

Cabral, O.M.R. *Armazenamento de água no solo com floresta de terra firme e com seringal implantado.* (Dissertação de mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1991. (*INPE* - 5282-TDI/452)

Camillo, P.J.; Gurney. R.J. A resistance parameter for bare-soil evaporation models. *Soil science*, **142**(2):95-195, 1986.

Carson, D.J. Current parameterization of land surface processes in atmospheric General Circulation Models. In: Eagleton, P.S., ed. *Land-surface processes in atmosphere general circulation models*. Cambridge, Cambridge University Press, UK, 1981. p. 67-108.

Clapp, R.B.; Hornberger. G.M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, **14**(4):601-604, 1978.

Cohen, J.C.P.; Silva Dias. M.A.F.; Nobre, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. *Climanálise*, **4**(11):34-40, 1989.

Dickinson, R.E. Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. In: *Advances in geophysics*. London, Academic, v.25, p. 305-353, 1983.

Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A. Modelling tropical deforestation: a study of GCM land-surface parameterizations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**(480):439-462, 1988.

Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P.J.; Wilson, M.F. *Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model*. Boulder, National Center for Atmospheric Research, 1986. (Tech. Note TN-275+STR)

Dorman, J.L.; Sellers, P.J. A global climatology of surface parameters for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). *Journal of Applied Meteorology*, **28**(9):833-855, 1989.

Federer, C.A. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resources Research*, **15**(3):555-562, 1979.

Garrat, J.R. Flux profile relationships above tall vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104**(1):199-211, 1978.

Goudriaan, J. Crop micrometeorology: a simulation study. Baltimore, *Wageningen Center for Agricultural Publishing and Documentation*, 1977, 249 p.

Harshvardhan, T.; Corsetti, T.G. Longwave radiation parameterization for the UCLA/GLAS GCM. Greenbelt, *NASA*, MD, 1984. 65 p. (Technical Memorandum 86072)

Institute of Hydrology (IH) *Anglo Brazilian Amazonian Climate Project*. Wallingford, UK, 1991. (Interim Report 3)

Kalnay, E.; Kanamitsu, M. Time schemes for strongly nonlinear damping equations. *Monthly Weather Review*, **116**(10):1945-1958, 1988.

Kinter III, J.L.; Shukla, J.; Marx, L.; Schneider, E.K. A simulation of the winter and summer circulations with the NMC global spectral model. *Journal of Atmospheric Sciences*, **45**(18):2486-2522, 1988.

Kuo, H.L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of Atmospheric Sciences*, **22**(1):40-63, 1974.

Lacis, A.A.; Hansen, J.E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31(1):118-133, 1974.

Manzi, A.O.; Viswanadham, Y.; Abreu Sá, L.D.; Andre R.G. B. *Um estudo sobre o balanço de radiação da Floresta Amazônica*. São José dos Campos, INPE, 1987. (INPE-923-TPT/035)

Martin, C.L.; Fitzjarrald. D.; Garstang, M.; Oliveira, A. P.; Greco, S.; Browell, E. Structure and growth of the mixing layer over the amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, 20(D2):851-875, 1982.

Mellor, G.L.; Yamada, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Review of Geophysics and Space Physics*, 20(D4):851-875, 1982.

Mellor, G.L.; Yamada, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31(7):1791-1806, 1974.

Mintz, Y. The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface conditions. In: Houghton, J., ed. *The global climate*. Cambridge, Cambridge University Press, 1984. p. 79-195.

Molion, L.C.B. Climatologia dinâmica da região amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2(1):107-117, 1987.

Monin, A.S.; Obukhov, A.M. Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Akad. Nauk. SSSR Geofiz. Inst. Tr.*, 151:163-187, 1954.

National Meteorological Center (NMC) *Research version of the range forecast model*. Washington, DC, Development Division Staff, *NMC*, 1988. (Document series 1)

Nobre, C.A.; Sellers, P.J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, 4(10):957-988, 1991.

Raupach, M.R.; Thom, A.S. Turbulence in and above plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13(1):97-129, 1981.

Ross, J. Radiative transfer in plant communities. In: Monteith, J. L., ed., *Vegetation and the atmosphere*. London, Academic, 1975. p. 13-52.

Salati, E.; Nobre., C.A. Possible climatic impacts of tropical deforestation. *Climatic change*, 19(2):177-196, 1991.

Sato, N.; Sellers, P.J.; Randall, D.A.; Schneider, E.K.; Shukla, J.; Kinter III, J.L.; Hou, Y.T.; Albertazzi, E. *Implementing the Simple Biosphere Model (SiB) in a general circulation model: methodology and results.* Washington, DC, NASA, 1989. (Nasa Contractor Report 185509)

Sellers, P.J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing.* 6(8):1335-1272, 1985.

Sellers, P.J. *Output data of SIBX model for the pasture of Fazenda Dimona*. Greenbelt, MD, Comunicação pessoal, 1991.

Sellers, P.J.; Mintz, Y.; Sud, Y.C.; Dalcher, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43(6):505-531, 1986.

Sellers, P.J.; Dorman, J.L. Testing the Simple Biosphere Model (SiB) with point micrometeorological and biophysical data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**(5):622-651, 1987.

Sellers, P.J.; Shuttleworth, W.J.; Dorman, J.L.; Dalcher, A.; Roberts, J.M. Calibrating the Simple Biosphere Model for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. *Journal of Applied Meteorology*, **28**(8):727-759, 1989.

Shuttleworth, W.J.; Gash, J.H.C.; Lloyd, J.C.R.; Moore, C.J.; Roberts, J.M.; Molion, L.C.B.; Nobre, C.A.; de Abreu Sa, L.D.; Filho, A.O.M.; Fisch, G.; Januario, M.; Fattori, A.P.; Ribeiro, M.N.G.; Cabral, O.M.R.; Patel, S.R.; Moraes, J.C. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **110**(465):1143-1163, 1984a.

Shuttleworth, W.J.; Gash, J.H.C.; Lloyd, J.C.R.; Moore, C.J.; Roberts, J.M.; Molion, L.C.B.; Nobre, C.A.; de Abreu Sa, L.D.; Filho, A.O.M.; Fisch, G.; Januario, M.; Fattori, A.P.; Ribeiro, M.N.G.; Cabral, O.M.R.; Patel, S.R.; Moraes, J.C. Observations of radiation exchange above and below amazonian forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **110**(465):1163-1169, 1984b.

Shuttleworth, W.J. Macrohydrology - the new challenge for process hydrology. *Journal of Hydrology*, **100**(1):31-56, 1988.

Silva Dias, P.L. *Oscilações numéricas na parametrização de superfície do modelo MRF-NMC*. São Paulo, SP, Comunicação pessoal, 1991.

Souza, E.P. *Experimentos com parametrizaçã[illegible] úmulos utilizando um modelo unidimensional*. ([illegible] cação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1991. (INPE-5356-TDI/463).

Tiedtke, M. The effect of penetrative cumulus convection on the large-scale flow in a general circulation model. *Beitrage zur Physik Der Atmosphare*, 57(2):216-239, 1984.

Viswanadham, Y.; Andre, R.G.B.; de Abreu Sá, L.D.; Manzi, A.O.; Silva Filho, V.P. Componentes do balanço de radiação acima da copa da Floresta Amazônica (terceira campanha de dados). São José dos Campos, 1986, (INPE - 4195 - PRE/1079)

Viswanadham, Y.; Silva Filho, V.P.; Andre, R.G.B. The Priestley-Taylor parameter α for the Amazonia Forest. *Forest ecology and Management*, 38(2), 211-225, 1991.

Wright, I.R.; Gash, J.H.C.; Rocha, H.R.; Shuttleworth, W.J.; Nobre, C.A.; Maitelli, T.; Zamparoni, C.A.G.P.; Carvalho, P.R.A. Dry season micrometeorology of an Central Amazonian ranchland Submetido ao *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1992.