

SÍLVIA DE NAZARÉ MONTEIRO DOS SANTOS

**MODELO DE FLUXOS DE ENERGIA, ÁGUA E CO₂ APLICADO
EM ECOSSISTEMA DE FLORESTA TROPICAL.**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do programa de pós-graduação em Meteorologia Agrícola, para a obtenção do título de “Magister Scientiae”.

**VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
JUNHO DE 2001**

SÍLVIA DE NAZARÉ MONTEIRO DOS SANTOS

**MODELO DE FLUXOS DE ENERGIA, ÁGUA E CO₂ APLICADO
EM ECOSSISTEMA DE FLORESTA TROPICAL.**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para a obtenção do título de “Magister Scientiae”.

APROVADA: 06 de junho de 2001

Prof. José Maria Nogueira da Costa
(Conselheiro)

Aristides Ribeiro
(Conselheiro)

Prof. Demetrius David da Silva

Prof. Humberto Ribeiro da Rocha

Prof. Marcos Heil Costa
(Orientador)

A Deus,
pela VIDA, pela fé e pela presença em todos os momentos.

À minha família,
especialmente aos meus pais, José e Nazaré, por tudo.

À minha avó Francisca Monteiro (*in memoriam*)...
... Simplesmente inesquecível.

À Tadayuki Yanagi Júnior, parte de mim,
pela força, pelo amor, pela compreensão, pelo companheirismo e pela
valiosa colaboração em todos os momentos desta caminhada.

Dedico.

AGRADECIMENTO

À Universidade Federal de Viçosa (UFV), especialmente ao Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realizar o curso.

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudo.

Ao conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro junto ao projeto ECOBIOMA.

À WWF (Fundo Mundial para a Natureza) pelo financiamento para a efetiva realização desta pesquisa.

Aos meus pais José e Nazaré Albuquerque, pela educação nos princípios da verdade, pelos valiosos incentivos e inspirações necessárias para vencer as dificuldades e barreiras na realização da conquista de meus ideais, por tudo.

Aos meus irmãos, tio e sobrinho: Patrícia, José Walter, Nivaldo e Matheus, especialmente, a minha avó Francisca Monteiro (*in memoriam*) pela grande força na continuidade da minha vida profissional.

Ao professor Marcos Heil Costa, pela amizade, pelo entusiasmo, pelo incentivo e conselhos, pelo apoio profissional e, acima de tudo pela excelente orientação.

Aos meus conselheiros professores José Maria Nogueira da Costa e Aristides Ribeiro, pela amizade, pelas sugestões e contribuições.

Aos professores Humberto Rocha e Demetrius David da Silva, pelas valiosas sugestões.

Ao professor Antônio Carlos Lôla da Costa da Universidade Federal do Pará, pelos conselhos e incentivos e a nossa grande amizade.

A pesquisadora Dra. Lourdes Ruivo do Museu Paraense Emílio Goeldi, pela amizade, pela atenção e contribuição no fornecimento dos dados de solo.

Aos funcionários do Departamento de Engenharia Agrícola, pelo suporte, em especial ao Galinari, Marcos e as secretárias Sônia e Edna, pelo carinho e dedicação.

À Tadayuki Yanagi Junior, pelos ensinamentos em programação, pelos incentivos profissionais, pelo amor, pela força e amizade e, acima de tudo por me completar intensamente.

Aos meus colegas das Áreas de Meteorologia e Engenharia Agrícola Bergson Cavalcanti, Olívio Bahia, Leila Leal, José Luiz, Meire Berbet, Danilo Filho, Márcia Palheta, Gustavo Lyra, Guilherme e Marcos Santana, pelas sugestões nas longas horas de estudos que passamos.

Aos meus amigos e irmãos de república Bergson Cavalcanti, Olívio Bahia e Leila Leal, pelo tempo bom de convivência e solidariedade, em especial aos meus irmãozinhos Bece e Oliver, pela união e família, pelo apoio e aprendizagem, pelos diálogos e principalmente pelos momentos que jamais voltarão.

A minha grande amiga Sandra Regina, pelos nossos grandes momentos de risos e molecagem.

A amiga Tânia e família pelo surgimento de uma grande amizade, carinho e aconchego de um lar. “... E viva a Sede Campestre”.

Aos estudantes do Grupo de Pesquisa em Climatologia, Fabrício Silva, Thiago Bustamante, Ricardo Guimarães e Carlos Henrique, pelo coleguismo e pelas contribuições no desenvolvimento deste trabalho.

A todos os demais professores, colegas e funcionários que, direta ou indiretamente, participaram da realização deste trabalho, o meu sincero agradecimento.

BIOGRAFIA

SÍLVIA DE NAZARÉ MONTEIRO DOS SANTOS, filha de Maria de Nazaré M. de Albuquerque e José da C. M. de Albuquerque, nasceu em 06 de maio de 1973, na cidade de Belém - PA.

Em dezembro de 1997 concluiu o curso de graduação em Meteorologia pela Universidade Federal do Pará (UFPA).

Em julho de 1998 concluiu o curso de especialização em Sensoriamento Remoto pela Universidade Federal do Pará (UFPA).

Em março de 1999 iniciou o curso de pós-graduação, em nível de Mestrado, em Meteorologia Agrícola na Universidade Federal de Viçosa (UFV).

CONTEÚDO

	Página
LISTA DE QUADROS.....	viii
LISTA DE FIGURAS.....	x
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
LISTA DE ABREVIATURAS	xxii
RESUMO.....	xxiii
ABSTRACT.....	xxv
1. INTRODUÇÃO.....	01
2. METODOLOGIA.....	07
2.1. Descrição do modelo.....	07
2.1.1. Balanço da irradiação infravermelha no dossel.....	11
2.1.2. Balanço de irradiação solar.....	13
2.1.3. Processos aerodinâmicos.....	15
2.1.4. Fisiologia vegetal e transpiração.....	21
2.1.5. Balanço de água interceptada pelo dossel.....	27
2.1.6. Transporte de massa e energia na atmosfera.....	29
2.1.7. Fluxo de água no solo.....	32

2.1.8. Fluxo de calor no solo.....	37
2.1.9. Balanço de carbono.....	39
2.2. Calibração e validação do modelo.....	45
2.3. Descrição da área experimental.....	46
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	48
3.1. Fluxo de CO ₂	48
3.2. Fluxo de vapor d' água.....	59
3.3. Balanço de energia.....	63
3.4. Índice de área foliar.....	66
3.5. Fluxo de água no solo.....	69
4. CONCLUSÕES.....	73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75

LISTA DE QUADROS

	Página
Quadro 1 - Forçantes de entrada para o modelo de ecossistema terrestre.....	09
Quadro 2 - Parâmetros biofísicos da vegetação.....	10
Quadro 3 - Constantes físicas.....	10
Quadro 4 - Variáveis de saída do modelo.....	11
Quadro 5 - Parâmetros fisiológicos usados no modelo SITE	27
Quadro 6 - Composição textural do solo próximo à torre micrometeorológica em Caxiuanã	35
Quadro 7 - Propriedades hidráulicas do solo próximo à torre micrometeorológica em Caxiuanã.....	36

Quadro 8 - Propriedades térmicas do solo e demais valores utilizados no cálculo da capacidade térmica do solo.....	39
Quadro 9 - Parâmetros do armazenamento de carbono no dossel.....	40
Quadro 10 - Valores iniciais dos parâmetros do armazenamento de carbono no dossel.....	41
Quadro 11 - Valores iniciais da massa de carbono na manta orgânica.....	44
Quadro 12 - Valores médios da partição do balanço de energia simulado e observado: radiação líquida (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e resíduo ($G + \Delta S$), nos períodos de 16 a 26 de abril (106 a 116) e de 11a 20 de setembro (254 a 263) de 1999.....	64

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1 - Representação esquemática do modelo.....	09
Figura 2 - Representação esquemática do balanço de irradiação infravermelha.....	11
Figura 3 - Representação esquemática do balanço de irradiação solar.....	14
Figura 4 - Representação esquemática do perfil do vento.....	16
Figura 5 - Representação gráfica da transpiração da folha.....	22
Figura 6 - Representação do fluxo líquido de CO ₂ (An) através do estômato.....	23

Figura 7 - Representação esquemática do transporte de massa e energia na atmosfera.....	30
Figura 8 - Representação esquemática do fluxo de água no solo.....	32
Figura 9 - Representação esquemática dos reservatórios e fluxos de carbono.	41
Figura 10 - Localização geográfica da área experimental da Floresta Nacional de Caxiuanã, município de Melgaço-Pará.....	47
Figura 11 - Comportamento dos processos associados ao fluxo de CO ₂ observado e simulado. (a) fotossíntese bruta (Ag) e seus componentes Je e Jc; (b) troca líquida de ecossistema (NEE) no período de 12 a 20 de setembro (255 a 263) de 1999, na floresta de Caxiuanã.....	49
Figura 12 - Comportamento dos processos associados ao fluxo de CO ₂ observado e simulado. (a) fotossíntese bruta (Ag) e seus componentes Je e Jc; (b) respiração heterotrófica do solo (R _{soil}) e produção primária líquida (NPP) e (c) troca líquida de ecossistema (NEE) no período de 19 a 26 de abril (109 a 116) de 1999, na floresta de Caxiuanã.....	52

Figura 13 -	Comportamento dos processos associados ao fluxo de CO_2 observado e simulado. (a) fotossíntese bruta (A_g) e seus componentes J_e e J_c ; (b) respiração heterotrófica do solo (R_{soil}) e produção primária líquida (NPP) e (c) troca líquida de ecossistema (NEE) no período de 4 a 9 de maio (124 a 129) de 1999, na floresta de Caxiuanã.....	53
Figura 14 -	Comportamento dos processos associados ao fluxo de CO_2 observado e simulado. (a) fotossíntese bruta (A_g) e seus componentes J_e e J_c ; (b) respiração heterotrófica do solo (R_{soil}) e produção primária líquida (NPP) e (c) troca líquida de ecossistema (NEE) no período de 15 a 21 de maio (135 a 141) de 1999, na floresta de Caxiuanã.....	54
Figura 15 -	(a) Variação temporal da condutância estomática; (b) condutância estomática simulada em função da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e (c) condutância estomática em função da fotossíntese líquida, no período de 19 a 26 de abril (109 a 116) de 1999.....	58
Figura 16 -	Comportamento do fluxo de vapor d'água (E) simulado e observado nos períodos de 19 a 26 de abril (109 a 116), 15 a 21 de maio (135 a 141) e 12 a 20 setembro (255 a 263) de 1999, na Reserva Florestal de Caxiuanã, PA.....	60
Figura 17 -	Comportamento das variáveis do balanço de água nas folhas, no dia 19 de setembro (262) de 1999.....	62

Figura 18 -	Variação temporal da média diária dos componentes simulados do balanço de energia. (a) no período de 17 de abril a 27 de maio (107 a 147) de 1999 e (b) no período de 30 agosto a 24 de setembro (242 a 267) de 1999.....	66
Figura 19 -	Variação temporal do Índice de Área Foliar (LAI). (a) valores diários do LAI simulado com a média mensal do LAI observado (CARSWELL et al., submetido) no período de 17 abril a 27 de maio (107 a 147) de 1999 e (b) idem, no período de 30 agosto a 24 de setembro (242 a 267) de 1999.....	67
Figura 20 -	(a) Condutividade hidráulica em função da umidade do solo; (b) infiltração máxima em função da umidade do solo e (c) potencial de água no solo em função da umidade do solo.....	71
Figura 21 -	Comportamento dos parâmetros físicos do solo: (a) escoamento superficial; (b) infiltração e (c) umidade do solo, para a camada superficial de 7,5 cm de espessura, no dia 27 de abril (117) de 1999.....	72

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Coeficiente de atenuação do vento para florestas
a_u	Fração da produção primária líquida alocada nas folhas
a_s	Fração da produção primária líquida alocada nos galhos
a_f	Fração da produção primária líquida alocada nas raízes finas
a_r	Fração da produção primária líquida alocada nas raízes grossas
awc	Disponibilidade de água no solo
A_g	Fotossíntese bruta
A_n	Fotossíntese líquida
b	Coeficiente linear da condutância estomática mínima
b	Expoente da curva de retenção de água no solo
c_w	Calor específico da água
c_m	Calor específico dos minerais do solo
c_o	Calor específico da matéria orgânica
C_u	Capacidade térmica das folhas
C_u	Massa de carbono armazenada na biomassa das folhas

C_s	Capacidade térmica dos galhos
C_s	Massa de carbono armazenada na biomassa dos galhos
C_f	Massa de carbono armazenada na biomassa das raízes finas
C_r	Massa de carbono armazenada na biomassa das raízes grossas
C_g	Capacidade térmica do solo na camada g
C_d	Capacidade térmica do solo na camada d
C_{12}	Capacidade térmica do ar ao nível z_{12}
c_p	Calor específico do ar a pressão constante
CO_{2a}	Concentração de CO_2 na atmosfera
CO_{2i}	Concentração de CO_2 nos espaços intercelulares da folha
CO_{2s}	Concentração de CO_2 na superfície da folha
d	Deslocamento do plano zero
d_u	Dimensão típica das folhas
d_s	Dimensão típica dos galhos
$drip_u$	Gotejamento das folhas para as demais camadas
$drip_s$	Gotejamento dos galhos para as demais camadas
D	Drenagem profunda
D_f	Matéria orgânica morta (raízes finas) no solo
D_r	Matéria orgânica morta (raízes grossas) no solo
E	Fluxo total de vapor d'água do dossel para a atmosfera
E_{tu}	Transpiração das folhas
E_{iu}	Evaporação da água nas folhas
E_s	Evaporação da água nos galhos
E_u	Evapotranspiração das folhas
E_g	Fluxo de vapor d'água do solo
E_{sup}	Escoamento superficial
e_g	Espessura da camada g

e_d	Espessura da camada d
F_g	Infiltração na camada g
F_d	Infiltração na camada d
f_{wet_u}	Fração da área molhada das folhas
f_{wet_s}	Fração da área molhada dos galhos
f_g	Função de temperatura do solo na camada g
f_d	Função de temperatura do solo na camada d
g	Aceleração da gravidade
g_s	Condutância estomática
g_b	Condutância aerodinâmica para o fluxo de CO ₂
g_g	Função de umidade do solo na camada g
g_d	Função de umidade do solo na camada d
H	Fluxo de calor sensível para a atmosfera
H_u	Fluxo de calor sensível das folhas
H_s	Fluxo de calor sensível dos galhos
H_g	Fluxo de calor sensível do solo
h_{12}	Umidade relativa do ar dentro da copa do dossel
h_u	Taxa de respiração da manta orgânica de folhas
h_s	Taxa de respiração da manta orgânica de galhos
h_f	Taxa de respiração da matéria orgânica morta (raízes finas)
h_r	Taxa de respiração da matéria orgânica morta (raízes grossas)
I	Saldo de radiação de onda longa
I_u	Radiação infravermelha líquida absorvida pelas folhas
I_s	Radiação infravermelha líquida absorvida pelos galhos
I_g	Radiação infravermelha absorvida pela superfície do solo
$I\uparrow$	Radiação infravermelha ascendente dentro do dossel
$I\downarrow$	Radiação infravermelha descendente dentro do dossel

I_a	Radiação infravermelha atmosférica descendente
I_{\max}	Infiltração máxima
J_e	Taxa de fotossíntese bruta limitada pela luz
J_c	Taxa de fotossíntese bruta limitada pela enzima Rubisco
K_c	Constante de Michaelis para fixar O_2
K_o	Constante de Michaelis para inibir CO_2
k_g	Condutividade hidráulica da camada g
k_d	Condutividade hidráulica da camada d
k_s	Condutividade hidráulica de saturação
LAI	Índice de área foliar
L_v	Calor latente de vaporização da água
$L_v E$	Fluxo de calor latente
l_m	Distância média entre as folhas no dossel
L_u	Matéria orgânica morta (folhas) sobre o solo
L_s	Matéria orgânica morta (galhos) sobre o solo
m	Coeficiente angular estomático
NEE	Troca líquida de carbono no ecossistema
NPP	Produção primária bruta
n	Custo da respiração
$[O_2]$	Concentração de oxigênio
P	Precipitação sobre o dossel
P_u	Precipitação interceptada pelas folhas
P_s	Precipitação interceptada pelos galhos
P_g	Precipitação interceptada pelo solo
P_{atm}	Pressão atmosférica
PAR	Radiação fotossinteticamente ativa
q	Umidade específica do ar sobre o dossel

q_u	Umidade específica do ar em contato com as folhas
q_s	Umidade específica do ar em contato com os galhos
q_{12}	Umidade específica do ar no nível z_{12}
R	Constante dos gases do ar seco
R_u	Respiração autotrófica das folhas
R_s	Respiração autotrófica dos galhos
R_f	Respiração autotrófica das raízes finas
R_d	Respiração autotrófica das raízes grossas
R_{soil}	Respiração heterotrófica do solo
r_s	Resistência estomática
r_b	Resistência aerodinâmica
S	Radiação solar incidente
S_u	Radiação solar absorvida pelas folhas
S_s	Radiação solar absorvida pelos galhos
S_g	Radiação solar absorvida pela superfície do solo
S_r	Radiação solar refletida pelo dossel
S_l	Área específica das folhas
St	Estresse hídrico do solo
St_{fac}	Coeficiente para o estresse de umidade do solo
s_u	Coeficiente de transferência difusivo entre as folhas e a atmosfera
s_s	Coeficiente de transferência difusivo entre os galhos e a atmosfera
SAI	Índice de área de galhos
T	Temperatura do ar sobre o dossel
T_u	Temperatura das folhas
T_s	Temperatura dos galhos
T_g	Temperatura do solo na camada g
T_d	Temperatura do solo na camada d

T_{a1}	Temperatura média no perfil a1
T_{12}	Temperatura do ar no nível z_{12}
T_{2g}	Temperatura média no perfil 2g
T_{vm}	Fator de estresse de temperatura
u	Velocidade horizontal do vento sobre o dossel
u_1	Velocidade do vento no nível z_1
u_2	Velocidade do vento no nível z_2
u_{12}	Velocidade do vento no nível z_{12}
u_{a1}^*	Velocidade fricção no perfil a1
u_{2g}^*	Velocidade fricção no perfil 2g
V_m	Capacidade máxima da enzima Rubisco
W_u	Armazenamento de água pelas folhas
W_s	Armazenamento de água pelos galhos
W_g	Armazenamento de água na camada g do solo
W_d	Armazenamento de água na camada d do solo
W_{umax}	Armazenamento máximo de água pelas folhas
W_{smax}	Armazenamento máximo de água pelos galhos
w	Largura da folha
x_g	Grau de saturação na camada g
x_d	Grau de saturação na camada d
z	Altura
z_a	Altura onde foram feitas as medições
z_1	Altura no topo do dossel
z_2	Altura na base da copa do dossel
z_{12}	Altura no meio da copa do dossel
z_{oa}	Parâmetro de rugosidade atmosférico das árvores
z_{og}	Parâmetro de rugosidade atmosférico da superfície do solo

z_d	Altura da camada d do solo
z_g	Altura da camada g do solo
ρ_w	Densidade da água
ρ_m	Densidade dos minerais do solo
$\hat{\rho}$	Densidade molar do ar
σ_a	Coeficiente de transferência turbulenta atmosfera-atmosfera
σ_g	Coeficiente de transferência turbulenta solo-atmosfera
ψ_{ha1}	Fator de correção diabático para o fluxo de calor sensível no perfil a1
ψ_{ma1}	Fator de correção diabático para o fluxo de momentum no perfil a1
ψ_{h2g}	Fator de correção diabático para o fluxo de calor sensível no perfil 2g
ψ_{m2g}	Fator de correção diabático para o fluxo de momentum no perfil 2g
ζ_{a1}	Parâmetro de estabilidade atmosférica no perfil a1
ζ_{2g}	Parâmetro de estabilidade atmosférica no perfil 2g
α	Albedo
τ	Taxa do parâmetro cinemático descrito a partir da enzima para carboxilase ou oxigenase
τ_u	Transmissividade das folhas para a radiação solar
τ_u	Tempo de residência das folhas na vegetação
τ_s	Transmissividade dos galhos para a radiação solar
τ_s	Tempo de residência dos galhos na vegetação
τ_f	Tempo de residência das raízes finas na vegetação
τ_r	Tempo de residência das raízes grossas na vegetação
$\bar{\mu}$	Caminho óptico inverso difusivo médio
ϵ_u	Emissividade das folhas para a radiação infravermelha
ϵ_s	Emissividade dos galhos para a radiação infravermelha
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
α_3	Eficiência quântica intrínseca para plantas C ₃
Γ^*	Ponto de compensação da luz

γ	Coeficiente de respiração da folha da enzima Rubisco
τ_{drip}	Tempo de residência da água nas folhas/galhos
θ_g	Umidade volumétrica do solo na camada g
θ_d	Umidade volumétrica do solo na camada d
θ_s	Umidade volumétrica do solo na saturação
θ_{cc}	Umidade volumétrica do solo à capacidade de campo
θ_{PMP}	Umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente
ψ_g	Potencial matricial na camada g
ψ_d	Potencial matricial na camada d
ψ_e	Potencial matricial de saturação no solo
κ_w	Condutividade térmica da água
κ_g	Condutividade térmica na camada g
κ_d	Condutividade térmica na camada d
κ_{ar}	Condutividade térmica do ar
κ_m	Condutividade térmica dos minerais do solo
ν	Parâmetro de infiltração
ϕ_m	Fração volumétrica dos minerais do solo
ϕ_o	Fração volumétrica da matéria orgânica
ϕ_{arg}	Fração volumétrica de ar da camada g
ϕ_{ard}	Fração volumétrica de ar da camada d
ξ_w	Fator de correção da água
ξ_{ar}	Fator de correção do ar
ξ_m	Fator de correção dos minerais do solo

LISTA DE ABREVIATURAS

- ECOBIOMA - Medições e simulações da variabilidade sazonal, anual e interanual dos ciclos de energia, carbono e água nos ecossistemas de floresta, mangue e agricultura na região Amazônica.
- LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
- LSM - Modelo de Superfície da Terra
- LSX - Modelo de Superfície da Terra
- IBIS - Modelo Integrado da Biosfera
- TEM - Modelo de Ecossistema Terrestre
- SITE - Modelo Simplificado de Ecossistema Tropical

RESUMO

SANTOS, Sílvia de Nazaré Monteiro, M. S., Universidade Federal de Viçosa, junho de 2001. **Modelo de fluxos de energia, água e CO₂ aplicado em ecossistema de floresta tropical.** Orientador: Marcos Heil Costa. Conselheiros: José Maria Nogueira da Costa e Aristides Ribeiro.

Este estudo enfoca a relação entre um ecossistema de floresta tropical e a atmosfera, através das técnicas observacionais e de modelagem numérica dos fluxos de CO₂, vapor d'água e energia. Para estudar a resposta de ecossistemas tropicais em relação às condições ambientais foi desenvolvido neste trabalho um modelo simplificado de ecossistema tropical (Simple Tropical Ecosystem Model - SITE).

SITE, modelo pontual que usa um intervalo de integração (dt) de uma hora, se baseia fundamentalmente em modelos previamente desenvolvidos, principalmente o LSX, o LSM e o IBIS, sendo, entretanto, muito mais simples.

O modelo é estruturado com uma camada de dossel e duas camadas no solo, onde a primeira camada é próxima a superfície do solo e a segunda até uma profundidade de 3,5 m. SITE é um modelo dinâmico que incorpora nove processos: balanço da radiação infravermelha no dossel, balanço de radiação solar, processos aerodinâmicos, fisiologia vegetal e transpiração, balanço da água interceptada pelo dossel, transporte de massa e energia, fluxo de calor no solo, fluxo de água no solo e balanço de carbono.

O modelo SITE, utilizado para estimar os fluxos de CO₂, água e energia, é forçado com base nos dados médios horários das observações meteorológicas das variáveis de temperatura, balanço de radiação, precipitação, umidade, vento e CO₂. Para a calibração do modelo e validação dos resultados, foram usados os fluxos de CO₂, vapor d'água e calor sensível. Os fluxos foram medidos por sensores instalados em uma torre micrometeorológica de aproximadamente 56 m de altura na Reserva Florestal de Caxiuanã, no município de Melgaço-PA, usando a técnica da covariância de vórtices turbulentos.

O modelo reproduziu satisfatoriamente a variabilidade horária dos fluxos de CO₂ e vapor d'água, e simulou de maneira apropriada os balanços destes elementos em escala sazonal.

ABSTRACT

SANTOS, Sílvia de Nazaré Monteiro, M. S., Universidade Federal de Viçosa, June 2001. **Energy, water and CO₂ flux model applied to a tropical forest ecosystem.** Adviser: Marcos Heil Costa. Committee members: José Maria Nogueira da Costa and Aristides Ribeiro.

The goal of this work was to study the relationship between an ecosystem of tropical forest and atmosphere, through measurement techniques and modeling of CO₂, water vapor and energy fluxes. A simple tropical ecosystem model (SITE) was developed to study the response of tropical ecosystems related to the environmental conditions.

SITE is a point model that uses an integration interval (dt) of one hour, and is based on models previously developed, mainly LSX, LSM and IBIS, being much simpler, though.

The model is structured with a canopy layer and two soil layers, where the first layer is close to the soil surface and the second reaches 3.5 m of depth.

SITE is a dynamic model that incorporates nine processes: canopy infrared radiation balance, solar radiation balance, aerodynamic processes, canopy physiology and transpiration, balance of water intercepted by the canopy, transport of mass and energy, soil heat flux, soil water flux and carbon balance.

The model SITE, used to predict the fluxes of CO₂, water and energy, is forced by hourly data of temperature, radiation balance, precipitation, humidity, wind and CO₂. For calibration of the model and validation of the results, fluxes of CO₂, water vapor and sensible heat were used. The fluxes were measured by sensors installed at a height of approximately 56 m in a micrometeorological tower at the Caxiuanã Forest Reserve, Melgaço County–PA, using the eddy covariance technique.

The model reproduced well the hourly variability of the fluxes of CO₂ and water vapor, and it simulated the balance of those elements in seasonal scale properly.

1. INTRODUÇÃO

As transferências de energia, água e carbono são as mais importantes interações entre a biosfera e a atmosfera. A existência das muitas formas de vida e, particularmente, da vida vegetal, é amplamente dependente de uma troca vigorosa de massa e energia entre a biosfera e a atmosfera.

A energia solar é extremamente importante, principalmente no que se refere aos processos de aquecimento do ar e do solo, evapotranspiração e fotossíntese, exercendo uma forte influência nas variações climáticas que ocorrem em todo o globo. A vegetação é um importante receptor e armazenador orgânico da energia solar, pois interfere, em função do seu albedo, na quantidade de energia solar que será absorvida pela superfície da terra, exercendo ainda um importante papel no armazenamento da energia solar na biomassa, por meio da sua alta capacidade térmica e da assimilação da energia na forma de carboidratos (JARVIS et al., 1997).

O ciclo hidrológico é completamente acoplado aos fluxos de energia (através do fluxo de calor latente) e de carbono (através dos mecanismos que

controlam a condutância estomática) entre a superfície e a atmosfera (CAMPBELL e NORMAN, 1998). A caracterização dos componentes do balanço hídrico associado a cada bioma é, portanto, fundamental para o entendimento dos ciclos de energia e carbono (COSTA e FOLEY, 1997).

A queima contínua de combustíveis fósseis emite quantidades consideráveis de CO_2 para a atmosfera, parte do qual é dissolvido nos oceanos, através da formação do íon HCO_3^- ; o restante ou é assimilado pela biosfera através da fotossíntese e liberado principalmente pela respiração das plantas e animais, ou permanece na atmosfera, aumentando a sua concentração, que cresceu de 280 ppmv no período pré-industrial para 360 ppmv na década de 1990.

Recentemente, a assimilação do carbono pela biosfera tem sido um tema bastante discutido (MELILLO *et al.*, 1993; CIAIS *et al.*, 1995; SCHIMEL, 1995; HOUGHTON *et al.*, 1999). Basicamente, argumenta-se que a biomassa da biosfera terrestre tem crescido ao longo das últimas décadas em função do aumento da eficiência fisiológica dos vegetais, devido ao aumento da concentração atmosférica de CO_2 e também em função do crescimento da vegetação natural de certas regiões devido ao abandono de terras utilizadas na agricultura.

A técnica micrometeorológica da covariância de vórtices turbulentos é usada para estimar as trocas líquidas de carbono, água e calor sensível entre a atmosfera e os ecossistemas. MALHI *et al.* (1998) utilizaram esta técnica no estudo da variação diurna, sazonal e anual do fluxo de CO_2 e sua relação com

as condições meteorológicas, mostrando que o estresse hídrico provavelmente afeta a fotossíntese.

A floresta tropical global contém cerca de 40% do carbono armazenado na biomassa terrestre e apresenta de 30 a 50% da produtividade primária terrestre. Consequentemente, uma pequena perturbação neste bioma pode resultar em mudanças significativas no ciclo global do carbono. A floresta tropical tem cerca de 10% da produtividade primária do mundo, e medidas de campo a curto prazo sugerem que estes ecossistemas são globalmente importantes como sumidouro do carbono atmosférico (PHILLIPS et al., 1998).

A Amazônia é uma vasta região que apresenta diversos ecossistemas, com destaque para a floresta tropical úmida, onde se encontra a maior biodiversidade do planeta. Existem, ainda, outros ecossistemas na região, como o cerrado, os manguezais e, recentemente, têm crescido em importância os ecossistemas agrícolas.

As recentes alterações da cobertura vegetal têm incentivado a elaboração de vários estudos, incluindo o desenvolvimento de uma variedade de modelos numéricos para simular o comportamento dos fluxos de carbono, água e energia nos ecossistemas (DICKINSON et al., 1984; SELLERS et al., 1986; POLLARD e THOMPSON, 1995; BONAN, 1996; FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000). O desenvolvimento destes modelos permitiu que diversos autores discutissem os prováveis efeitos da alteração da cobertura vegetal sobre os processos climáticos regionais e globais, concentrando-se na evolução dinâmica dos processos ecológicos, biofísicos, biogeoquímicos e

biogeográficos que ocorrem em diferentes escalas de tempo (HURTT et al., 1998).

Os modelos terrestres desenvolvidos para estudar mudanças globais podem ser agrupados de acordo com os seus objetivos, apresentando a seguinte classificação (HURTT et al., 1998): modelos do tipo I (biogeoquímicos) como os modelos BGC (RUNNING et al., 1991), TEM (RAICH et al., 1991; MELILLO et al., 1993) e CENTURY (PARTON et al., 1988), do tipo II (biofísicos) como o BATS (DICKINSON et al., 1984), SiB (SELLERS et al., 1986) e LSX (POLLARD e THOMPSON, 1995) e modelos do tipo III (biogeográficos) como o MAPSS (NEILSON, 1995), DOLY (WOODWARD, 1987) e BIOME (PRENTICE et al., 1992; HAXELTINE et al., 1996). Entretanto, existem modelos integrados que se encaixam em mais de uma categoria, como o IBIS (FOLEY et al., 1996), que seria do tipo I + II + III. O modelo desenvolvido neste trabalho poderia ser classificado como tipo I + II, mesma categoria em que encaixa o modelo LSM (BONAN, 1996). Ao acoplarem mais de um processo, esses modelos permitem estudar com mais profundidade as interações entre a biosfera e a atmosfera, principalmente os diversos mecanismos de retroalimentação envolvidos.

O estudo dos fluxos de energia, água e carbono entre a atmosfera e um ecossistema, em uma ampla variedade de condições ambientais, permitirá que se examine o impacto de eventuais mudanças ambientais nesse ecossistema, incluindo mudanças no uso do solo, na variabilidade climática e no aumento da concentração de CO₂ na atmosfera. Tais mudanças podem afetar a estrutura e o

funcionamento total de um ecossistema natural, principalmente os seus fluxos de carbono, água e energia.

Dada a complexidade e o custo de instalar experimentos para avaliar o impacto potencial de mudanças ambientais no funcionamento de um ecossistema, a alternativa mais viável para responder à questão mencionada anteriormente é a modelagem. Modelos baseados nos principais processos que controlam o funcionamento de um ecossistema, e validados em diferentes condições de campo, têm o potencial de representar adequadamente o ecossistema em outras situações, notadamente naquelas de mudança ambiental que se deseja estudar. Na verdade, quanto mais amplo o espectro de condições para as quais se valida um modelo, maiores são as chances que ele funcione de maneira adequada em cenários de mudança ambiental.

Diante do que foi exposto, este trabalho teve como objetivos:

- a-) desenvolver um modelo para estimar fluxos de carbono e vapor d'água em um ecossistema de floresta tropical úmida;
- b-) calibrar o modelo desenvolvido utilizando os dados de fluxos de vapor d'água, calor sensível e CO₂ no período de 29 de agosto a 25 de setembro de 1999 (237-268 juliano), coletados em torre micrometeorológica na Reserva Florestal de Caxiuanã, em Melgaço-PA ;
- c-) validar o modelo usando os dados de fluxos no período de 16 de abril a 27 de maio de 1999 (106-147 juliano).

A fim de representar adequadamente o funcionamento do ecossistema, o modelo deve considerar os principais processos físicos, químicos e biológicos envolvidos nos fluxos citados. Considerando que uma das principais

motivações ao se desenvolver o modelo é entender o funcionamento do ecossistema, assumiu-se também que o modelo seria utilizado em áreas fortemente instrumentadas como os sítios micrometeorológicos, onde há uma grande variedade de dados disponíveis para a utilização no modelo, para a sua calibração e para a validação dos seus resultados.

2. METODOLOGIA

2.1. Descrição do Modelo

Para estudar o funcionamento dos ecossistemas tropicais em relação às condições ambientais foi desenvolvido neste trabalho um modelo simplificado de ecossistema tropical (Simple Tropical Ecosystem Model - SITE), com a finalidade principal de simular os fluxos de massa e energia entre o ecossistema e a atmosfera. Além dos objetivos científicos, desejava-se também desenvolver um modelo com finalidades didáticas, que pudesse ser utilizado em um curso intermediário de modelagem da interação atmosfera-biosfera.

Para atender aos dois objetivos, o modelo deveria conciliar a simplicidade com o rigor no tratamento dos processos físicos, químicos e biológicos envolvidos: balanço de radiação solar e infravermelha no dossel, processos aerodinâmicos, fisiologia vegetal e transpiração, balanço de água no dossel, transporte de massa e energia, fluxo de calor e água no solo e balanço de carbono.

Assim, o modelo SITE se baseia fundamentalmente em modelos previamente desenvolvidos, principalmente o LSX (POLLARD e THOMPSON, 1995), o LSM (BONAN, 1996) e o IBIS (FOLEY et al., 1996), sendo, entretanto, muito mais simples.

O modelo foi codificado em Fortran 90, apresentando aproximadamente 1000 linhas de código. É um modelo pontual, que usa um intervalo de integração (dt) de uma hora, representando um ponto de terreno totalmente coberto por uma floresta tropical perene de folhas largas. Pequenas modificações podem ser necessárias para representar outros ecossistemas tropicais.

O modelo é estruturado com uma camada de dossel e duas camadas no solo, onde a primeira camada é próxima à superfície do solo e a segunda até uma profundidade de aproximadamente 3,5 m (Figura 1). Na Figura 1, a altura de coleta de dados (z_a) é igual a 56 m, e as profundidades do centro das camadas g e d são 0,0375 e 1,75 m, respectivamente. As forçantes atmosféricas devem ser medidas acima do dossel. Os dados de entrada do modelo (forçantes atmosféricas) são apresentados no Quadro 1.

O modelo utiliza ainda alguns parâmetros relativos às características biofísicas da vegetação (Quadro 2). As constantes físicas usadas no modelo são listadas no Quadro 3, e as variáveis de saída do modelo estão apresentadas no Quadro 4. A seções a seguir apresentam uma descrição detalhada de cada módulo do modelo.

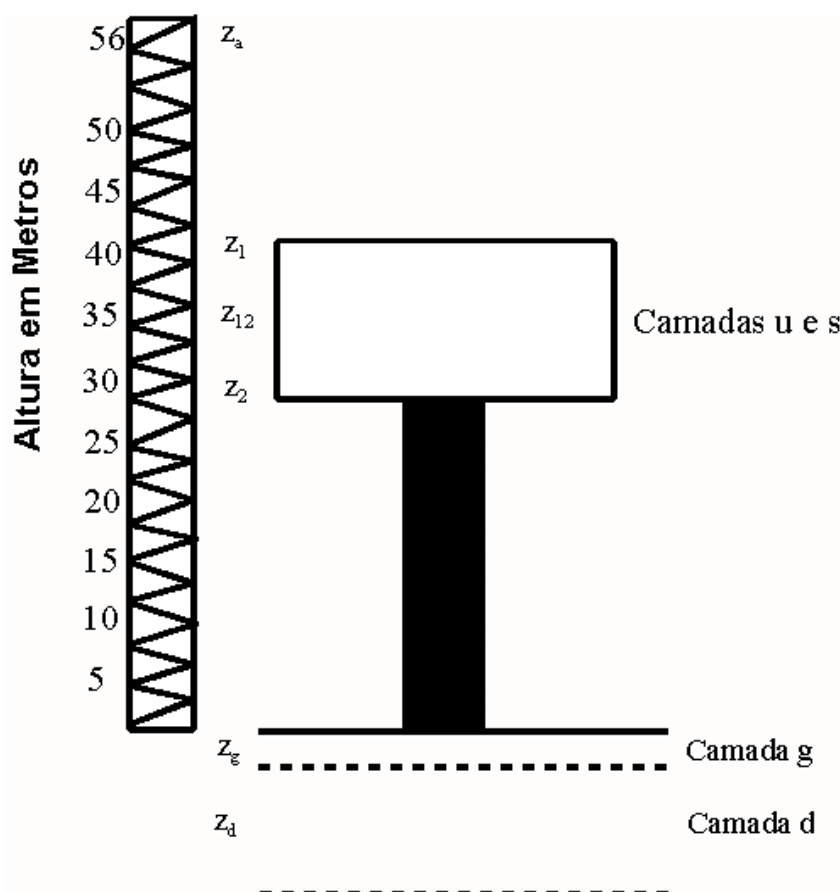


Figura 1. Representação esquemática do modelo. u , s , g , d , referem-se às folhas, galhos, camada superficial do solo e camada profunda do solo, respectivamente.

Quadro 1. Forçantes de entrada para o modelo de ecossistema terrestre (medidas ao nível z_a).

Variável	Símbolo	Unidade
Temperatura do ar	T	K
Umidade específica do ar	q	kg kg^{-1}
Velocidade horizontal do vento	u	m s^{-1}
Radiação de onda curta incidente	S	W m^{-2}
Saldo da radiação de onda longa	I	W m^{-2}
Albedo do dossel	α	-
Precipitação	P	$\text{mm H}_2\text{O h}^{-1}$
Pressão atmosférica	P_{atm}	Pa

Quadro 2. Parâmetros biofísicos da vegetação.

Variável	Símbolo	Valor Adotado	Fonte
Área específica da folha (m ² folha kg ⁻¹ C)	S _l	13	MEDINA e CUEVAS (1996); ROBERTS et al. (1996)
Índice de área de galhos (m ² m ⁻²)	SAI	1	
Altura no topo do dossel (m)	z ₁	40	Medido no local
Altura na base da copa do dossel (m)	z ₂	30	Medido no local
Parâmetro de rugosidade atmosférica (m)	z _{oa}	2,35	SHUTTLEWORTH (1988)
Parâmetro de rugosidade próximo à superfície do solo (m)	z _{og}	0,005	
Deslocamento do plano zero (m)	d	30,0	CARSWELL et al. (submetido)
Altura no meio da copa do dossel (m)	z ₁₂	32,35	d + z _{oa}

Quadro 3. Constantes físicas.

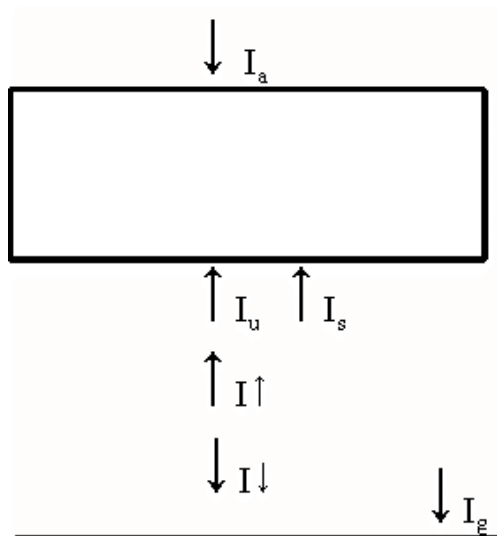
Constante	Símbolo	Unidade
Constante de Stefan-Boltzmann	σ	5,67 x 10 ⁻⁸ W m ⁻² K ⁻⁴
Calor latente de vaporização da água	L _v	2,5104 x 10 ⁶ J kg ⁻¹
Calor específico da água	c _w	4,18 x 10 ³ J kg ⁻¹ K ⁻¹
Calor específico do ar a pressão constante	c _p	1004,64 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Constante dos gases do ar seco	R	287,04 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Aceleração da gravidade	g	9,80616 m s ⁻²
Massa específica da água	ρ_w	1000 kg m ⁻³
Massa específica molar do ar	$\hat{\rho}$	41,4 mol m ⁻³

Quadro 4. Variáveis de saída do modelo.

Variável	Símbolo	Unidade
Fluxo de calor latente	$L_v E$	W m^{-2}
Fluxo de calor sensível	H	W m^{-2}
Fluxo de vapor d'água	E	$\text{kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
Troca líquida de carbono no ecossistema	NEE	$\text{kg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

2.1.1. Balanço da Irradiação Infravermelha no Dossel

O processo de transferência da irradiação infravermelha no dossel é diretamente dependente da temperatura e das características de emitância e absorção do corpo. A irradiação infravermelha é simulada como se cada nível de vegetação fosse considerado como um plano semitransparente com uma emissividade dependente da densidade das folhas e galhos. A Figura 2 representa os componentes do balanço de irradiação infravermelha.

**Figura 2.** Representação esquemática do balanço de irradiação infravermelha.

A energia absorvida e emitida são características de qualquer corpo que apresente temperatura acima de zero absoluto. As soluções para o cálculo do balanço de irradiância infravermelha para cada componente do dossel são similares às utilizadas pelo modelo LSX (POLLARD e THOMPSON, 1995):

I_u é a irradiância infravermelha líquida absorvida pelas folhas (W m^{-2})

$$I_u = \varepsilon_u \varepsilon_s \sigma T_s^4 + \varepsilon_u (1 - \varepsilon_s) I \uparrow + \varepsilon_u I_a - 2 \varepsilon_u \sigma T_u^4; \quad (1)$$

I_s é a irradiância infravermelha líquida absorvida pelos galhos (W m^{-2})

$$I_s = \varepsilon_s \varepsilon_u \sigma T_u^4 + \varepsilon_s I \uparrow + \varepsilon_s (1 - \varepsilon_u) I_a - 2 \varepsilon_s \sigma T_s^4; \quad (2)$$

I_g é a irradiância infravermelha absorvida pela superfície do solo (W m^{-2})

$$I_g = I \downarrow - \sigma T_g^4; \quad (3)$$

$I \uparrow$ é a irradiância infravermelha ascendente dentro do dossel (W m^{-2})

$$I \uparrow = \sigma T_g^4; \quad (4)$$

$I \downarrow$ é a irradiância infravermelha descendente dentro do dossel (W m^{-2})

$$I \downarrow = (1 - \varepsilon_u)(1 - \varepsilon_s) I_a + \varepsilon_u (1 - \varepsilon_s) \sigma T_u^4 + \varepsilon_s \sigma T_s^4; \quad (5)$$

I_a é a irradiância infravermelha atmosférica descendente (W m^{-2})

$$I_a = I + \varepsilon_u \sigma T_u^4 + \varepsilon_s \sigma T_s^4 (1 - \varepsilon_u) + (1 - \varepsilon_u)(1 - \varepsilon_s) I \uparrow \quad (6)$$

em que T_u é a temperatura das folhas;

T_s é a temperatura dos galhos; e

T_g é a temperatura da superfície do solo (ver também Seção 2.1.6).

Nas equações (1) a (6) assumiu-se que a absorvância na banda do infravermelho é igual à emitância na mesma banda. A emissividade para as

folhas e galhos na banda do infravermelho é calculada de acordo com o índice de área de folhas (LAI) e de galhos (SAI) (POLLARD e THOMPSON, 1995):

$$\varepsilon_u = 1 - e^{\frac{-LAI}{2\bar{\mu}}} \quad (7)$$

$$\varepsilon_s = 1 - e^{\frac{-SAI}{2\bar{\mu}}} \quad (8)$$

em que $\bar{\mu}$ é o caminho óptico inverso difusivo médio com valor de $1,0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$.

2.1.2. Balanço de Irradiação Solar

O estudo do sistema solo-planta-atmosfera implica necessariamente no estudo do balanço de energia que chega a uma determinada superfície. As soluções para o cálculo do balanço de irradiação solar utilizadas por outros modelos são de grande complexidade (DICKINSON et al., 1984; SELLERS et al, 1986; POLLARD e THOMPSON, 1995; BONAN, 1996). Considerando que um dos objetivos deste trabalho é o desenvolvimento de um modelo simples que possa ser usado para fins didáticos, destinado a áreas experimentais onde se assume que o albedo é conhecido, e que existe uma grande incerteza nos valores de transmissividade do dossel, optou-se por uma solução mais simples. Assumiu-se que toda a reflexão ocorre no topo do dossel, simplificando sobremaneira o tratamento matemático do problema. As soluções encontradas para o balanço de irradiação solar no dossel são soluções independentes de cálculos de irradiação solar direta e difusa nas bandas do visível e infravermelho próximo. Apesar de sua simplificação, o tratamento

proposto conserva energia ao longo do dossel. Os componentes do balanço de irradiação solar estão representados na Figura 3.

S_u é a irradiância solar absorvida pelas folhas (W m^{-2})

$$S_u = (1 - \alpha - \tau_u) S \quad (9)$$

S_s é a irradiância solar absorvida pelos galhos (W m^{-2})

$$S_s = \tau_u S (1 - \tau_s) \quad (10)$$

S_g é a irradiância solar absorvida pela superfície do solo (W m^{-2})

$$S_g = \tau_u \tau_s S \quad (11)$$

em que α é o albedo combinado do dossel (folhas, galhos e superfície) e

S_r é a radiação solar refletida pelo dossel ($S_r = \alpha S$).

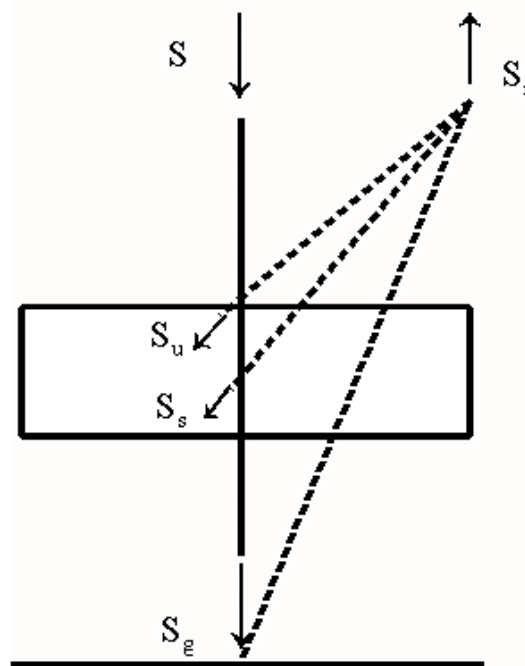


Figura 3. Representação esquemática do balanço de irradiação solar.

O produto $\tau_u \tau_s$ (0,03) foi obtido através de dados da razão de S_g / S , medidos por MOURA et al. (2000), em uma floresta tropical em Ji-Paraná, Rondônia. A seguir, considerando que os valores de transmissividade dos galhos (τ_s) é ligeiramente maior do que o das folhas (τ_u), obteve-se os valores individuais de $\tau_u = 0,16$ e $\tau_s = 0,19$.

A radiação fotossinteticamente ativa (PAR) pode ser calculada em função da radiação global incidente (S), conforme regressão linear feita por OLIVEIRA (2000), usando dados da floresta de Caxiuanã:

$$PAR = 0,4432 S \quad (12)$$

2.1.3. Processos Aerodinâmicos

A turbulência é uma característica extremamente importante no transporte de momentum, massa e energia na atmosfera. As soluções que descrevem o perfil do vento na relação solo-vegetação-atmosfera são derivadas de equações apresentadas por CAMPBELL e NORMAN (1998, caps. 5 e 7).

Seguindo outros autores (POLLARD e THOMPSON, 1995; SELLERS et al., 1996; CAMPBELL e NORMAN, 1998), assume-se um perfil vertical do vento conforme a Figura 4. Entre os níveis z_a e z_1 , assume-se um escoamento predominantemente turbulento com um valor alto de rugosidade aerodinâmica, com o módulo da velocidade horizontal do vento decrescendo logaritmicamente de z_a para z_1 ; entre os níveis z_1 e z_2 , assume-se um perfil do vento que diminua exponencialmente de z_1 a z_2 ; finalmente, entre os níveis z_2 e a superfície, assume-se um perfil logarítmico do vento, com um deslocamento

do plano zero igual a zero e um valor de rugosidade aerodinâmica baixo, característico da superfície do solo (Quadro 2).

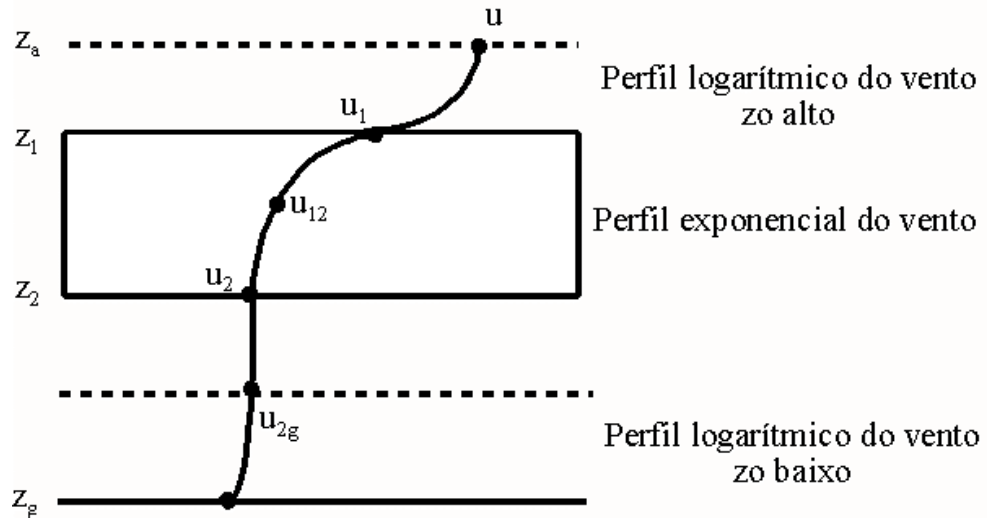


Figura 4. Representação esquemática do perfil do vento.

Estas condições implicam em uma velocidade do vento praticamente constante entre os níveis z_2 e $z = 0$. Assim, a velocidade do vento entre os níveis z_a e z_1 é dada por

$$u(z) = \frac{u_{a1}^*}{0,41} \ln \left(\frac{z - d}{z_{oa}} \right), \quad \text{para } z > z_1. \quad (13)$$

A velocidade do vento entre os níveis z_1 e z_2 é dada pela seguinte equação

$$u(z) = u(z_1) \exp \left[a \left(\frac{z}{z_1} \right) - 1 \right], \quad \text{para } z_1 \leq z \leq z_2. \quad (14)$$

apresentada por CAMPBELL e NORMAN (1998, p.72). A velocidade do vento entre os níveis z_2 e $z = 0$ é dada por

$$u(z) = \frac{u_{2g}^*}{0,41} \ln \left(\frac{z}{z_{og}} \right), \quad \text{para } z_2 \leq z \leq 0. \quad (15)$$

Nas equações 13 a 15,

u^* : velocidade de fricção do vento (m s^{-1}); note-se que cada perfil apresenta a sua velocidade de fricção característica;

z_0 : rugosidade aerodinâmica (m);

$a = \sqrt{\frac{0,2 z_1 LAI}{l_m}}$ é o coeficiente de atenuação do vento para florestas;

$l_m = \sqrt[3]{\frac{6 w^2 z_1}{\pi LAI}}$ é a distância média entre as folhas no dossel (m); e

$w = 0,10 \text{ m}$ é a largura da folha.

As equações (13) a (15) não garantem a conservação de momentum. Soluções mais rigorosas e complexas matematicamente incluem uma integral de $1/u(z)$ em dz (SELLERS et al., 1986) ou uma equação diferencial de segunda ordem com soluções usando funções de Bessel (BRUTSAERT, 1979). Entretanto, a maior complexidade matemática também não garante a conservação do momentum, e foge às características desejadas para este modelo.

As equações (13) a (15) são válidas em condições de atmosfera neutra ($H=0$). Para atmosfera não-neutra, além da turbulência induzida pelo gradiente vertical da velocidade do vento, existe também uma outra forma de turbulência induzida termicamente, e correções são necessárias. As correções são calculadas usando as equações (16) a (25) (CAMPBELL e NORMAN, 1998). A razão da produção convectiva para a produção mecânica da turbulência (Equação 16) pode ser usada como uma medida da estabilidade atmosférica.

$$\zeta_{a1} = - \frac{0,41 g (d + z_{oa}) H}{\hat{\rho} c_p \bar{T}_{a1} (u_{a1}^*)^3} \quad (16)$$

em que $\bar{T}_{a1} = \frac{T + T_{12}}{2}$ é a temperatura média do ar no perfil a₁ (K);

u_{a1}^* é a velocidade de fricção no perfil a₁ (m s⁻¹); e

H é o fluxo de calor sensível no perfil a₁ (W m⁻²) (ver Seção 2.1.6).

Para $\zeta_{a1} \geq 0$, tem-se atmosfera estável e

$$\psi_{ha1} = 6 \ln(1 + \zeta_{a1}) \quad (17)$$

$$\psi_{ma1} = \psi_{ha1} \quad (18)$$

Para $\zeta_{a1} < 0$, tem-se atmosfera instável e

$$\psi_{ha1} = -2 \ln \left[\frac{1 + \sqrt{1 - 16 \zeta_{a1}}}{2} \right] \quad (19)$$

$$\psi_{ma1} = 0,6 \psi_{ha1} \quad (20)$$

em que ψ_{ha1} e ψ_{ma1} são fatores de correção diabática para os fluxos de momentum e de calor sensível no perfil a₁.

Da mesma forma, para o caso específico da atmosfera no perfil 2g, localizada entre as camadas abaixo da copa do dossel (z_2) e a superfície do solo, tem-se

$$\zeta_{2g} = - \frac{0,41 g z_{og} H_g}{\hat{\rho} c_p \bar{T}_{2g} (u_{2g}^*)^3} \quad (21)$$

em que $\bar{T}_{2g} = \frac{T_{12} + T_g}{2}$ é a temperatura média do ar no perfil 2g (K);

u_{2g}^* é a velocidade de fricção na camada 2g (m s⁻¹); e

H_g é o fluxo de calor sensível na camada 2g (W m⁻²) (ver Seção 2.1.6).

Para $\zeta_{2g} \geq 0$, tem-se atmosfera estável e

$$\psi_{h2g} = 6 \ln(1 + \zeta_{2g}) \quad (22)$$

$$\Psi_{m2g} = \Psi_{h2g} \quad (23)$$

Para $\zeta_{2g} < 0$ tem-se atmosfera instável e

$$\psi_{h2g} = -2 \ln \left[\frac{1 + \sqrt{1 - 16 \zeta_{2g}}}{2} \right] \quad (24)$$

$$\Psi_{m2g} = 0,6 \psi_{h2g} \quad (25)$$

em que Ψ_{h2g} e Ψ_{m2g} são fatores de correção diabática para os fluxos de momentum e calor sensível no perfil 2g. Em caso de condição de atmosfera neutra o fator de correção diabático é zero.

Usando os fatores de correção diabáticos, a velocidade do vento em diferentes níveis pode ser calculada, de acordo com as equações (26) a (30). Na região onde o perfil do vento é logarítmico, conhecendo-se a velocidade do vento na parte superior do perfil e os valores de d e z_o , determina-se em primeiro lugar a velocidade de fricção do perfil (a_1 ou 2g), e depois a velocidade do vento em qualquer altura dentro da região (por exemplo, z_1). Na região onde o perfil do vento é exponencial, conhecendo-se a velocidade do vento no topo da região e o valor do coeficiente de atenuação, é possível calcular a velocidade do vento em qualquer nível.

Velocidade de fricção no perfil a_1 :

$$u_{a1}^* = \frac{0,41 u}{\left[\ln \left(\frac{z_a - d}{z_{oa}} \right) + \Psi_{ma1} \right]} \quad (26)$$

Velocidade do vento em z_1 :

$$u_1 = \frac{u_{a1}^*}{0,41} \left[\ln \left(\frac{z_1 - d}{z_{oa}} \right) + \Psi_{ma1} \right] \quad (27)$$

Velocidade do vento em z_{12} :
$$u_{12} = u_1 \exp \left[a \left(\frac{z_{12}}{z_1} \right) - 1 \right] \quad (28)$$

Velocidade do vento em z_2 :
$$u_2 = u_1 \exp \left[a \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - 1 \right] \quad (29)$$

Velocidade de fricção no perfil 2g:
$$u_{2g}^* = \frac{0,41 u_2}{\left[\ln \left(\frac{z_2}{z_{og}} \right) + \psi_{m2g} \right]} \quad (30)$$

Os coeficientes de transferência turbulenta atmosfera-atmosfera σ_a ($m s^{-1}$) e solo-atmosfera σ_g ($m s^{-1}$), provém de combinações entre as regiões nos níveis z_a e z_{12} e entre regiões nos níveis z_{12} e $z = 0$, diferenciados pelos fatores de correções diabáticas nestes níveis (CAMPBELL e NORMAN, 1998, p.98):

$$\sigma_a = \frac{u (0,41)^2}{\left[\ln \left(\frac{z_a - d}{z_{oa}} \right) + \psi_{ma1} \right] \left[\ln \left(\frac{z_a - d}{z_{oa}} \right) + \psi_{ha1} \right]} \quad (31)$$

$$\sigma_g = \frac{u_{12} (0,41)^2}{\left[\ln \left(\frac{z_{12}}{z_{og}} \right) + \psi_{m2g} \right] \left[\ln \left(\frac{z_{12}}{z_{og}} \right) + \psi_{h2g} \right]} \quad (32)$$

Os coeficientes de transferência difusivo entre as folhas e a atmosfera, s_u e entre os galhos e a atmosfera, s_s ($m s^{-1}$) são calculados utilizando aproximações empíricas baseados em experimentos realizados em túneis de vento (CAMPBELL e NORMAN, 1998. p.101).

$$s_u = 0,14 \sqrt{\frac{u_{12}}{d_u}} \left(\frac{0,29}{\rho} \right) \quad (33)$$

$$s_s = 0,14 \sqrt{\frac{u_{12}}{d_s}} \left(\frac{0,29}{\rho} \right) \quad (34)$$

em que u_{12} é a velocidade horizontal do vento ($m s^{-1}$) ao nível z_{12} ;

$d_u = 0,072$ é a dimensão típica das folhas;

$d_s = 0,10$ é a dimensão típica dos galhos;

$\frac{0,29}{\rho}$ é o fator de conversão de $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ para m s^{-1} ; e

$\rho = \frac{P_{atm}}{RT}$ é a massa específica do ar (kg m^{-3}).

2.1.4. Fisiologia Vegetal e Transpiração

Seria impossível determinar a taxa de CO_2 absorvida pelas folhas durante o processo da fotossíntese sem utilizar conceitos de fisiologia vegetal. Além disso, o fluxo líquido de CO_2 é o principal determinante da condutância estomática, que por sua vez afeta a evapotranspiração e o fluxo de calor latente, importantes em estudos atmosféricos e hidrológicos. Este módulo do modelo SITE se baseia nas equações propostas por FARQUHAR et al. (1980), FARQUHAR e SHARKEY (1982), COLLATZ *et al.* (1991, 1992), FOLEY *et al.* (1996) e CAMPBELL e NORMAN (1998).

A transpiração da folha E_{tu} ($\text{kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{s}^{-1}$) é a maior responsável pela transferência de água do dossel para atmosfera. A transpiração, por m^2 de uma folha anfiestomática, é calculada pelo gradiente de umidade específica do ar dividido pela resistência ao fluxo de vapor d'água (Figura 5).

$$E_{tu} = \frac{(q_u - q_{12})LAI}{\frac{1}{s_u} + \frac{1}{g_s} \left(\frac{\rho}{0,29} \right)} \quad (35)$$

em que g_s é a condutância do dossel ($\text{mol H}_2\text{O m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

Na Figura 5, a resistência estomática (r_s) é controlada pelo grau de abertura dos estômatos, que está associado a vários fatores como o potencial de água na planta, luz, concentração de CO_2 , temperatura e umidade. A resistência da camada laminar, r_u , depende diretamente do vento e das características das folhas como estrutura, tamanho e forma, conforme descrito na Seção 2.1.3. E_{tu} assume apenas valores positivos, isto é, $E_{tu} = 0$ se $q_{12} > q_u$.

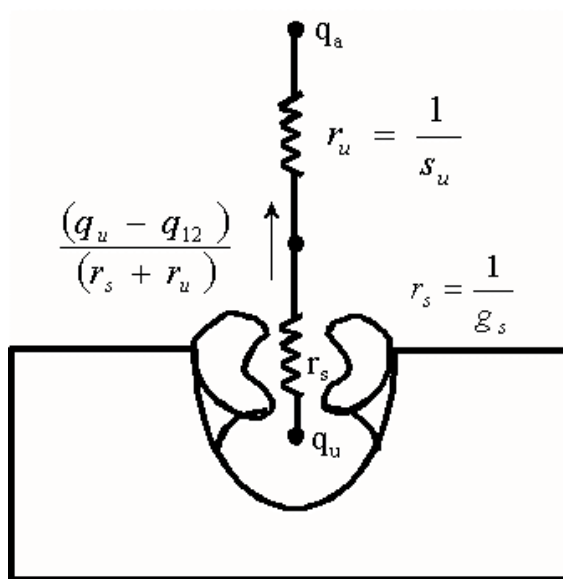


Figura 5. Representação gráfica da transpiração da folha.

A taxa de fotossíntese é simulada em função da energia absorvida, temperatura da folha, capacidade da enzima Rubisco e concentração de CO_2 de acordo com as equações de Farquhar (FARQUHAR et al., 1980; FARQUHAR e SHARKEY, 1982). Os processos estomáticos são parametrizados por um esquema conectado fotossíntese-condutância, que considera a difusão de CO_2 entre a folha e o ar. Essa difusão do CO_2 durante o percurso atmosfera-cloroplastos não ocorre como um gás e sim na fase líquida, pois em

determinado momento próximo as células, o CO_2 é dissolvido em lâminas de água (Figura 6).

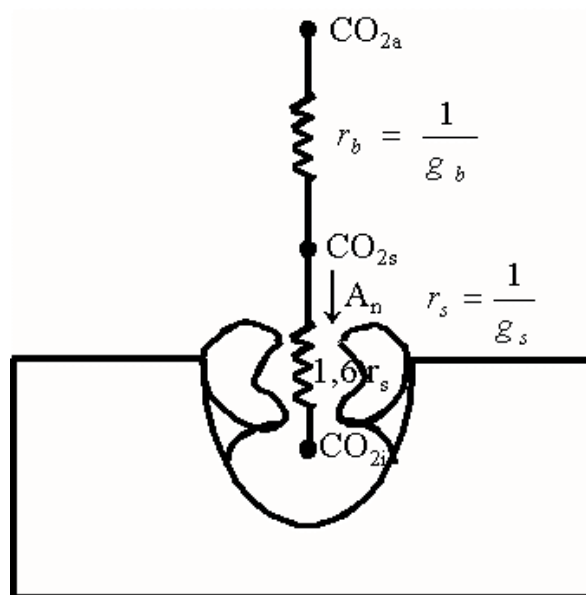


Figura 6. Representação do fluxo líquido de CO_2 através do estômato.

Em geral, os estômatos ocupam entre 0,5 e 5% da superfície da folha, podendo abrir ou fechar em resposta às perturbações nas condições ambientais, para manter a concentração de CO_2 intercelular (CO_{2i}) a uma fração relativamente constante da concentração atmosférica (CO_{2a}). Teoricamente, o comportamento estomático é otimizar o ganho de CO_2 minimizando as perdas de água.

Com base nas equações de COLLATZ *et al.*(1991), o modelo considera que a difusão do CO_2 através do estômato pode ser descrita por

$$\text{CO}_{2s} = \text{CO}_{2a} - \frac{A_n}{g_b} \quad (36)$$

$$CO_{2i} = CO_{2s} - \frac{1,6 A_n}{g_s} \quad (37)$$

$$g_s = \frac{m A_n h_{12}}{CO_{2s}} + b \quad (38)$$

em que A_n é a taxa de fotossíntese líquida ($\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$);

CO_{2a} é a concentração de CO_2 na atmosfera (mol mol^{-1});

CO_{2s} é a concentração de CO_2 na superfície da folha (mol mol^{-1});

CO_{2i} é a concentração de CO_2 nos espaços intercelulares das folhas (mol mol^{-1});

g_b é a condutância da camada limite da folha ($\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$);

h_{12} é a umidade relativa do ar dentro da copa do dossel; e

m e b são coeficientes determinados empiricamente.

A taxa de fotossíntese líquida, ou seja, a produção de matéria seca, é o balanço entre os processos de absorção (A_g) e de liberação de CO_2 (R_u)

$$A_n = A_g - R_u \quad (39)$$

O modelo considera que a fotossíntese bruta (A_g) é a taxa mínima limitante de duas capacidades potenciais (J_e e J_c):

$$A_g = \min(J_e, J_c) \quad (40)$$

A taxa de fotossíntese bruta limitada pela luz ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) é expressa como:

$$J_e = \alpha_3 PAR \frac{CO_{2i} - \Gamma_*}{CO_{2i} + 2\Gamma_*} \quad (41)$$

em que $\Gamma_* = \frac{[O_2]}{2\tau}$ é o ponto de compensação da luz (mol mol^{-1});

$[O_2]$ é a concentração de oxigênio igual a $0,210 \text{ mol mol}^{-1}$;

α_3 é a eficiência quântica intrínseca para plantas C_3 ($\text{mol CO}_2 \text{ mol}^{-1}$ fótons); e

τ é a taxa do parâmetro cinemático descrito a partir da enzima para carboxilase ou oxigenase.

Nota-se que, na Equação (40), a densidade de fluxo de radiação fotossinteticamente ativa deve ser expressa em unidades de $\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

A taxa de fotossíntese bruta limitada pela enzima Rubisco ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) é dada por:

$$J_c = \frac{V_m (CO_{2i} - \Gamma_*)}{CO_{2i} + K_c \left(1 + \frac{[O_2]}{K_o} \right)} \quad (42)$$

em que K_c e K_o são constantes de Michaelis, a primeira para fixar o CO_2 e a segunda para inibir o oxigênio (mol mol^{-1}), respectivamente.

A respiração da folha ($\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{s}^{-1}$) é calculada como:

$$R_u = \gamma V_m T_m \quad (43)$$

em que γ é coeficiente de respiração da folha da enzima Rubisco (COLLATZ *et al*, 1991).

A capacidade máxima da enzima Rubisco V_m ($\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) para a realização da função carboxilase é calculada a partir do parâmetro V_{\max} e atenuada pelos fatores de estresse hídrico do solo (St) e de estresse de temperatura T_{vm} é:

$$V_m = V_{\max} T_{vm} St \quad (44)$$

$$St = \frac{1 - \exp(-St_{fac} awc)}{1 - \exp(-St_{fac})} \quad (45)$$

em que St_{fac} é o coeficiente para o estresse de umidade do solo; e

awc a disponibilidade de água no solo.

Os parâmetros fisiológicos utilizados no modelo estão no Quadro 5, onde os valores de τ , K_c , K_o e T_{vm} foram obtidos pelas respectivas equações adotadas e os demais valores (V_{\max} , b , m , α_3 , θ_3 e γ) foram retirados da literatura e otimizados durante o processo de calibração.

Quadro 5. Parâmetros fisiológicos usados no modelo SITE.

Variável	Símbolo	Valor Adotado
Taxa do parâmetro cinemático	τ	$4500 \exp \left[-5000 \left(\frac{1}{288,16} - \frac{1}{T_f} \right) \right]$
Constante de Michaelis (fixa CO ₂) (mol mol ⁻¹)	K _c	$1,5 \times 10^{-4} \exp \left[6000 \left(\frac{1}{288,16} - \frac{1}{T_f} \right) \right]$
Constante de Michaelis (inibe O ₂) (mol mol ⁻¹)	K _o	$0,25 \exp \left[1400 \left(\frac{1}{288,16} - \frac{1}{T_f} \right) \right]$
Fator de estresse de temperatura (K)	T _{vm}	$\frac{\exp \left[3500 \left(\frac{1}{288,16} - \frac{1}{T_f} \right) \right]}{[1 + \exp(2 - 0,40T_f)][1 + \exp(0,40T_f - 20)]}$
Capacidade máxima da enzima Rubisco (mol CO ₂ m ⁻² s ⁻¹)	V _{max}	75 x 10 ⁻⁶
Coefficiente de condutância estomática mínima para folhas perenes (mol CO ₂ m ⁻² s ⁻¹)	b	0,010
Coefficiente angular estomático para folhas perenes	m	10
Efficiência quântica intrínseca para plantas C ₃ (mol CO ₂ mol ⁻¹ fótons)	α ₃	0,060
Coefficiente de respiração das folhas perenes	Υ	0,0150

$$T_f = T_u - 273,16$$

Fonte: COLLATZ et al., 1991, 1992; LEUNING, 1995.

2.1.5. Balanço da Água Interceptada pelo Dossel

O balanço da água armazenada na superfície das folhas (W_u) e galhos (W_s) (kg H₂O m⁻²) é descrito através de equações diferenciais lineares (POLLARD e THOMPSON, 1995):

$$\frac{dW_u}{dt} = P_u - E_{iu} - \frac{W_u}{\tau_{drip}} \quad (46)$$

$$\frac{dW_s}{dt} = P_s - E_s - \frac{W_s}{\tau_{drip}} \quad (47)$$

em que τ_{drip} é o tempo de residência da água no dossel (12 h);

W_u / τ_{drip} representa o pingamento da água armazenada nas folhas; e

W_s / τ_{drip} representa o pingamento da água armazenada nos galhos.

A taxa de precipitação interceptada pelas folhas (P_u) e galhos (P_s) é dada por

$$P_u = P \left(1 - e^{-0,5 LAI} \right) \quad (48)$$

$$P_s = P \left(1 - e^{-0,5 SAI} \right) \quad (49)$$

em que P é a taxa de precipitação pluviométrica acima do dossel ($\text{kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

A evaporação da água armazenada nas folhas, E_{iu} , e galhos, E_s ($\text{kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{s}^{-1}$) são dadas por:

$$E_{iu} = f_{wet u} s_u (q_u - q_{12}) LAI \quad (50)$$

$$E_s = f_{wet s} s_s (q_s - q_{12}) SAI \quad (51)$$

em que $f_{wet u} = W_u / W_{u\max}$ é a fração da área da folha que está molhada; e

$f_{wet s} = W_s / W_{s\max}$ é a fração da área dos galhos que está molhada

Nas equações (50) e (51) assume-se que apenas a parte superior da folha está molhada.

A evapotranspiração das folhas (E_u) é igual à soma da evaporação da água armazenada na superfície mais a transpiração.

$$E_u = E_{tu} + E_{iu} \quad (52)$$

A interceptação máxima de água pelas folhas, W_{umax} , e pelos galhos, W_{smax} (kg H₂O m⁻²), são calculadas assumindo que a altura máxima de água armazenada nas folhas ou galhos é de 0,1 mm.

$$W_{umax} = 0,1 \text{ LAI} \quad (53)$$

$$W_{smax} = 0,1 \text{ SAI} \quad (54)$$

Nas equações (50) e (51), quando $q_u < q_{12}$, permite-se que haja condensação de água. Neste caso, o fluxo não é proporcional à fração molhada das folhas/galhos, e não se permite que se condense mais água do que folhas e galhos podem armazenar.

2.1.6. Transporte de Massa e Energia na Atmosfera

As parametrizações das trocas de massa e energia na biosfera-atmosfera são baseadas nos princípios físicos da conservação de massa e energia. As temperaturas prognósticas das folhas (T_u), dos galhos (T_s), da superfície do solo (T_g) e da temperatura do ar no meio das folhas (T_{12}) são calculadas a partir do balanço de energia, de acordo com a Figura 7 e as equações (55) a (58).

Temperatura das folhas T_u (K):

$$(C_u + c_w W_u) \frac{dT_u}{dt} = S_u + I_u - H_u - L_v E_u \quad (55)$$

Temperatura dos galhos T_s (K):

$$(C_s + c_w W_s) \frac{dT_s}{dt} = S_s + I_s - H_s - L_v E_s \quad (56)$$

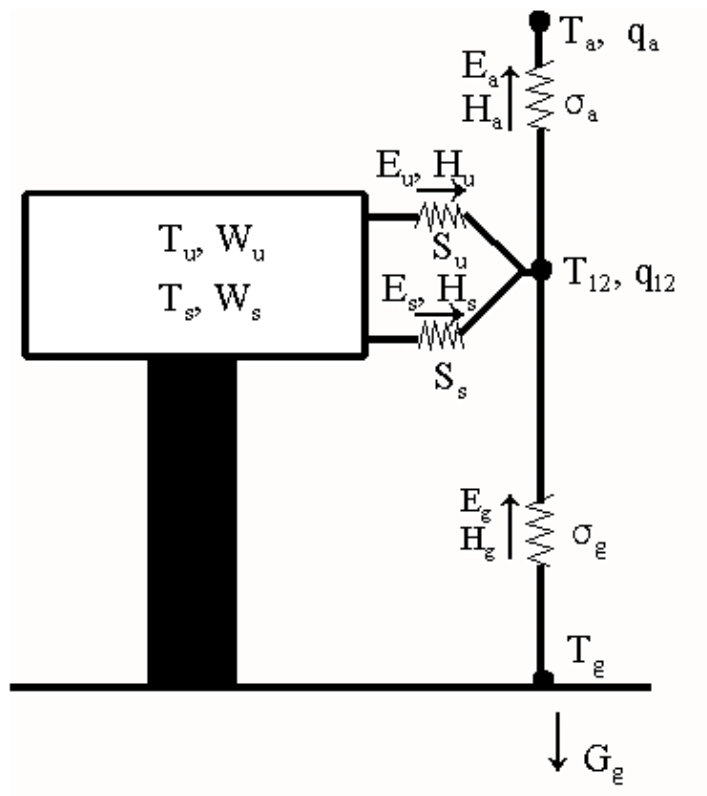


Figura 7. Representação esquemática do transporte de massa e energia na atmosfera.

Temperatura do solo T_g (K):

$$C_g \frac{dT_g}{dt} = S_g + I_g - H_g - L_v E_g - G_g \quad (57)$$

em que C_u é a capacidade térmica das folhas ($J m^{-2} K^{-1}$);

C_s é a capacidade térmica dos galhos ($J m^{-2} K^{-1}$);

C_g é a capacidade térmica do solo ($J m^{-2} K^{-1}$) calculado na Seção 2.1.8;

G_g é o fluxo de calor para o solo, calculado na Seção 2.1.8.

Temperatura do ar no nível z_{12} T_{12} (K):

$$C_{12} \frac{dT_{12}}{dt} = H_g + H_u + H_s - H_a \quad (58)$$

O cálculo do fluxo de calor sensível é dividido de acordo com as componentes do dossel, H_u e H_s , do solo, H_g e para a atmosfera, H_a

$$H_u = \rho c_p s_u (T_u - T_{12}) 2 LAI \quad (59)$$

$$H_s = \rho c_p s_s (T_s - T_{12}) 2 SAI \quad (60)$$

$$H = \sigma_a \rho c_p (T_{12} - T) \quad (61)$$

$$H_g = \sigma_g \rho c_p (T_g - T_{12}) \quad (62)$$

Desprezando a capacidade térmica do ar dentro do dossel (C_{12}), substituindo (59) a (62) em (58) e dividindo por ρc_p , encontra-se a seguinte equação:

$$\sigma_a (T - T_{12}) + \sigma_g (T_{12} - T_g) + s_u (T_u - T_{12}) 2 LAI + s_s (T_s - T_{12}) 2 SAI = 0 \quad (63)$$

A umidade específica do ar dentro do dossel, q_{12} (kg kg^{-1}), é calculada usando o princípio da conservação da massa de água:

$$\frac{dq_{12}}{dt} = E_g + E_u + E_s - E \quad (64)$$

em que $E_g = \sigma_g \rho (q_g - q_{12})$ é o fluxo de vapor d'água do solo; e

$E = \sigma_a \rho (q_{12} - q)$ é o fluxo total de vapor d'água do dossel para a atmosfera.

Desprezando a variação da umidade específica do ar no interior do dossel em função do tempo, obtém-se a seguinte solução:

$$\sigma_a (q - q_{12}) + \sigma_g (q_g - q_{12}) + E_u + E_s = 0 \quad (65)$$

em que q_g é a umidade específica do ar nos poros do solo (kg kg^{-1}).

As equações (55), (56), (57), (63) e (65), quando resolvidas através de diferenças finitas, são altamente instáveis numericamente. A fim de evitar este problema, foi utilizado um método numérico implícito, através da resolução de um sistema de cinco equações lineares.

2.1.7. Fluxo de Água no Solo

O tratamento dos processos físicos no solo no modelo SITE requer a divisão do solo em duas camadas. Considerando o fluxo de água no solo, a camada superficial g fornece água para a evaporação livre e a camada d determina a profundidade máxima onde o sistema radicular consegue extrair água para a transpiração (Figura 8). Considerando o fluxo de calor no solo (descrito na Seção 2.1.8), a temperatura da camada g depende principalmente do seu balanço de radiação, enquanto a camada d , mais profunda, funciona como um grande reservatório de calor.

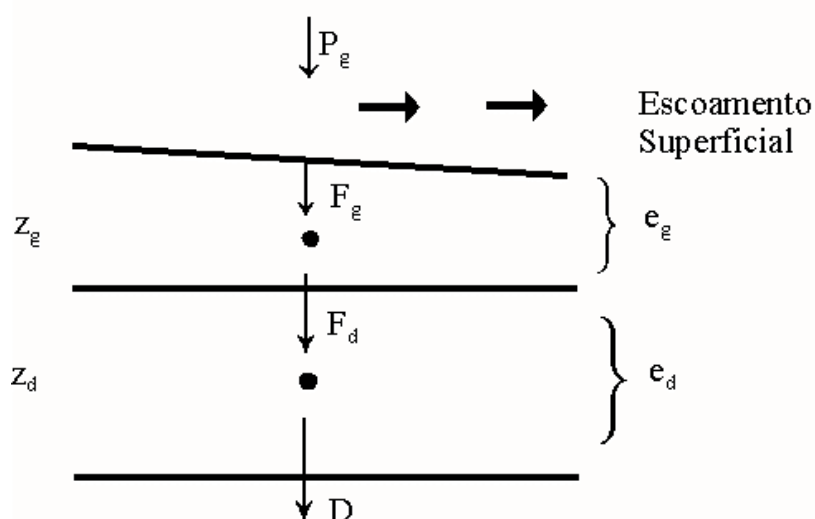


Figura 8. Representação esquemática do fluxo de água no solo.

Estas características combinadas requerem uma camada g o mais fina possível, respeitada a estabilidade numérica do modelo, e uma camada d espessa o suficiente para satisfazer as condições acima. Considerando o perfil do solo e do sistema radicular medidos na área experimental e alguns testes

visando verificar a estabilidade numérica do fluxo de calor sensível do solo (H_g), a espessura da camada superficial (e_g) foi fixada em 0,075 m e a espessura da camada profunda (e_d) foi fixada em 3,425 m.

Obviamente, o uso de mais camadas de solo melhoraria a representação dos processos físicos no solo, mas às custas de uma indesejável complexidade adicional. Deve-se destacar, finalmente, que a camada g inclui, além do solo, uma fina camada de manta orgânica (serapilheira), em uma espessura total de 7,5 cm.

O balanço de água armazenada nas camadas g e d do solo é calculado aplicando a conservação da massa de água em cada camada

$$\frac{dW_g}{dt} = F_g - F_d - E_g \quad (66)$$

$$\frac{dW_d}{dt} = F_d - D - E_{tu} \quad (67)$$

em que F_g é a infiltração na camada g ;

F_d é a infiltração na camada d ; e

$D = 1 \times 10^{-8} \text{ mm s}^{-1}$ é a drenagem profunda abaixo da camada d (condição de contorno).

A taxa de precipitação que atinge a superfície do solo, P_g ($\text{kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), chega ao solo por meio das frestas da cobertura vegetal e por pingamentos das folhas e galhos (BONAN, 1996).

$$P_g = P - P_u - P_s + drip_u + drip_s \quad (68)$$

em que $drip_u = \frac{W_u}{\tau_{drip}}$ representa o gotejamento das folhas; e

$drip_s = \frac{W_s}{\tau_{drip}}$ representa o gotejamento dos galhos.

A fração de umidade do solo na camada g, θ_g ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O m}^{-3}$ solo), e na camada d, θ_d ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O m}^{-3}$ solo), estão expressas de acordo com a massa de água armazenada na camada superficial do solo (W_g) e na camada mais profunda (W_d) ($\text{kg H}_2\text{O m}^{-2}$)

$$\theta_g = \frac{W_g}{e_g \rho_w} \quad (69)$$

$$\theta_d = \frac{W_d}{e_d \rho_w} \quad (70)$$

A capacidade das raízes de retirar água do solo depende do tipo de solo e também de uma complexa interação de forças, conhecidas como potencial matricial da água no solo (ψ). Em condições de solo saturado, a retirada de água é feita facilmente; no caso de solos mais secos, mais energia será necessária. As propriedades hidráulicas (condutividade hidráulica e potencial matricial) são calculadas a partir do teor de umidade médio em cada camada:

$$\psi_g = \psi_e x_g^{-b} \quad (71)$$

$$\psi_d = \psi_e x_d^{-b} \quad (72)$$

$$k_g = k_s x_g^{2b+3} \quad (73)$$

$$k_d = k_s x_d^{2b+3} \quad (74)$$

em que k_s é a condutividade hidráulica de saturação (mm s^{-1});

ψ_e é o potencial de água no solo de saturação (mm);

$x_g = \theta_g / \theta_s$ é o grau de saturação na camada g;

$x_d = \theta_d / \theta_s$ é o grau de saturação na camada d; e

θ_s é a fração de umidade do solo na saturação ($\theta_s = \phi$).

O Quadro 6 mostra os valores médios percentuais da composição textural do solo obtidos por RUIVO et al. (2001) para a área experimental onde será realizada a validação do modelo. Os parâmetros hidráulicos do solo (Quadro 7) foram calculados usando as equações de COSBY et al. (1984).

Quadro 6. Composição textural do solo próximo à torre micrometeorológica em Caxiuanã (RUIVO et al., 2001).

Textura	%
Areia grossa	20
Areia fina	20
Argila	37
Silte	23

Quadro 7. Propriedades hidráulicas do solo próximo à torre micrometeorológica em Caxiuanã.

Variável	Símbolo	Valor adotado
Expoente da curva de retenção	b	9,066
Potencial matricial de saturação (mm)	ψ_e	223,9
Porosidade ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	ϕ	0,477
Teor de umidade à capacidade de campo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	θ_{cc}	0,36
Teor de umidade ao ponto de murcha permanente ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	θ_{PMP}	0,23
Ponto de saturação do solo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	θ_s	0,477
Condutividade hidráulica de saturação (mm s^{-1})	k_s	0,0032

O teor de umidade do solo à capacidade de campo (θ_{cc}) e o ponto de murcha permanente (θ_{PMP}) são calculados invertendo-se as equações (71) e (72) fazendo $\psi = 3,30 \text{ mca}$ ($1/3 \text{ atm}$) e $\psi = 150 \text{ mca}$ (15 atm), respectivamente.

As parametrizações de infiltração e escoamento superficial seguem BONAN (1996). Toda água na superfície do solo, não infiltrada, é perdida por escoamento superficial, que ocorre quando a precipitação que atinge o solo, P_g (mm s^{-1}) é maior que sua capacidade de infiltração máxima, I_{max} (mm s^{-1}).

A velocidade de infiltração máxima do solo (I_{max}) é expressa a partir da lei de Darcy, em condições de saturação (ENTENKHABI e EAGLESON, 1989).

$$I_{\max} = k_s \left[\frac{d\psi}{dz} \Big|_{\psi=\psi_s} + 1 \right] \quad (75)$$

Aplicando a regra da cadeia na Equação (75), tem-se

$$I_{\max} = k_s \left[\frac{d\psi}{dx_g} \Big|_{x_g=1} \frac{1-x_g}{-\Delta z} + 1 \right] e \quad (76)$$

$$I_{\max} = k_s (v x_g - v + 1) \quad (77)$$

em que $v = \frac{-b \psi_e}{10^3 e_g}$ é o parâmetro de infiltração.

F_g (mm s⁻¹) é a efetiva infiltração de água no solo, descrita a partir do limite mínimo entre I_{\max} e P_g :

$$F_g = \min(I_{\max}, P_g) \quad (78)$$

$$E_{\text{sup}} = P_g - I_{\max} \quad (79)$$

em que E_{sup} é o escoamento superficial.

O fluxo de água no solo entre as camadas d e g é calculado usando a expressão demonstrada por BONAN (1996)

$$F_d = - \frac{(\psi_g + z_g) - (\psi_d + z_d)}{\frac{e_g}{2k_g} + \frac{e_d}{2k_d}} \quad (80)$$

2.1.8. Fluxo de Calor no Solo

A temperatura da camada g do solo é calculada em função do balanço de energia à superfície (Seção 2.1.6). A temperatura do solo na camada d é calculada como uma variável prognóstica como

$$C_d \frac{dT_d}{dt} = \frac{(T_d - T_g)}{\frac{e_g}{2\kappa_g} + \frac{e_d}{2\kappa_d}} = G_g \quad (81)$$

em que κ é a condutividade térmica do solo ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$).

A capacidade térmica volumétrica do solo na camada g, C_g e na camada d, C_d ($\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$), são descritas baseando-se nas equações propostas por CAMPBELL e NORMAN (1998), dependentes das frações volumétricas e do calor específico de cada componente do solo:

$$C_g = \rho_m e_g \phi_m c_m + m_o \phi_o c_o + c_w w_g \quad (82)$$

$$C_d = \rho_m e_d \phi_m c_m + c_w \rho_w \theta_d \quad (83)$$

em que m , o , w são índices referentes aos minerais, materiais orgânicos e água no solo;

$m_o = 2(L_u + L_s)$ é a massa da matéria orgânica do solo (kg matéria orgânica m^{-2}) vista na Seção 2.1.9; e

$\phi_m = 1 - \phi$ é a fração volumétrica dos minerais do solo.

As propriedades térmicas dos diversos componentes do solo estão indicadas no Quadro 8.

O cálculo da condutividade térmica do solo na camada g, κ_g , e na camada d, κ_d ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), é composto pelo somatório normalizado dos produtos das frações volumétricas e das condutividades térmicas dos diversos constituintes do solo, como as partes minerais (m), água (w) e fases dos gases (ar).

Quadro 8. Propriedades térmicas do solo e demais valores utilizados no cálculo da capacidade térmica do solo.

Material	Massa específica (kg m ⁻³)	Calor específico (J kg ⁻¹ K ⁻¹)	Condutividade e térmica (W m ⁻¹ K ⁻¹)	Fator de correção
	ρ	c	κ	ξ
Matéria orgânica (o)	1300	1,92 x 10 ³	-	-
Minerais do solo (m)	2650	0,87 x 10 ³	2,50	0,54
Água (w)	1000	4,48 x 10 ³	0,596	0,92
Ar (ar)	-	-	0,025	1,75

Valores derivados de CAMPBELL e NORMAN (1998), cap.7, p.118.

As fases dos gases englobam as somatórias das condutividades do ar resultante do transporte de calor latente no interior do solo.

$$\kappa_g = \frac{\theta_g \xi_w \kappa_w + \phi_{arg} \xi_{ar} \kappa_{ar} + \phi_m \xi_m \kappa_m}{e_g (\theta_g \xi_w + \phi_{arg} \xi_g + \phi_m \xi_m)} \quad (84)$$

$$\kappa_d = \frac{\theta_d \xi_w \kappa_w + \phi_{ard} \xi_{ar} \kappa_{ar} + \phi_m \xi_m \kappa_m}{e_d (\theta_d \xi_w + \phi_{ard} \xi_g + \phi_m \xi_m)} \quad (85)$$

em que $\phi_{arg} = \phi - \theta_g$ é a fração volumétrica de ar da camada g;

$\phi_{ard} = \phi - \theta_d$ é a fração volumétrica de ar da camada d;

e_g é a espessura da camada g; e

e_d é a espessura da camada d.

2.1.9. Balanço de Carbono

A parametrização do balanço de carbono, adaptada do modelo IBIS (FOLEY *et al.*, 1996), calcula o fluxo de carbono através de equações

prognósticas. O carbono fixado pela fotossíntese pode ser alocado em quatro diferentes reservatórios nas plantas: folhas, troncos e galhos, raízes finas e raízes grossas (Equações 86 a 89). A quantidade de carbono alocada em cada reservatório no dossel é calculada usando as equações diferenciais apresentadas a seguir, assumindo uma fração fixa de alocação em cada reservatório e tempos de residência fixos (Quadro 9). Note-se que o somatório de a_u , a_s , a_f e a_r é igual a 1. Os valores iniciais da quantidade de carbono em cada reservatório são mostrados no Quadro 10. A Figura 9 mostra esquematicamente a distribuição dos reservatórios de carbono e dos principais fluxos.

$$\text{Balanço de carbono nas folhas (C}_u\text{):} \quad \frac{dC_u}{dt} = a_u NPP - \frac{C_u}{\tau_u} \quad (86)$$

$$\text{Balanço de carbono nos galhos (C}_s\text{):} \quad \frac{dC_s}{dt} = a_s NPP - \frac{C_s}{\tau_s} \quad (87)$$

$$\text{Balanço de carbono em raízes finas (C}_f\text{):} \quad \frac{dC_f}{dt} = a_f NPP - \frac{C_f}{\tau_f} \quad (88)$$

$$\text{Balanço de carbono em raízes grossas (C}_r\text{):} \quad \frac{dC_r}{dt} = a_r NPP - \frac{C_r}{\tau_r} \quad (89)$$

Quadro 9. Parâmetros do armazenamento de carbono no dossel.

Reservatório	Tempo de residência (τ)	Fração da fotossíntese bruta (a)
Folhas (u)	1 ano	0,45
Galhos e Troncos (s)	25 anos	0,40
Raízes finas (f)	1 ano	0,10
Raízes grossas (r)	25 anos	0,05

Fonte: KUCHARIK et al., 2000.

Quadro 10. Valores iniciais dos parâmetros do armazenamento de carbono no dossel.

Reservatório	Biomassa de carbono (kg C m ⁻²)	Fonte
Folhas (C_u)	0,360	Calibrado para obter valor inicial de LAI
Galhos e Troncos (C_s)	18,000	KUCHARIK et al., 2000
Raízes finas (C_f)	0,100	Medido no local
Raízes grossas (C_r)	0,750	Medido no local

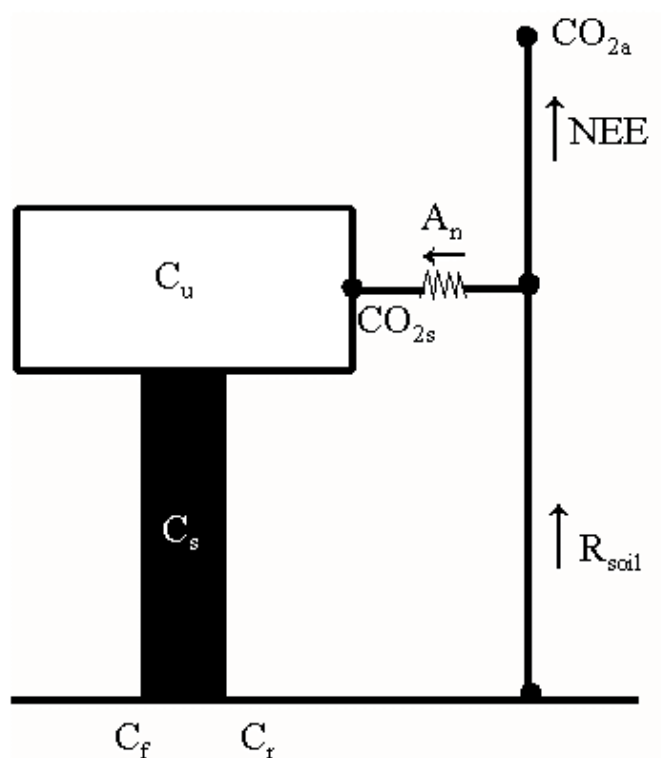


Figura 9. Representação esquemática dos reservatórios e fluxos de carbono.

O sentido da seta representa o sentido positivo do fluxo.

A produção primária líquida, NPP (kg C m⁻² s⁻¹) é expressa em função da fotossíntese bruta, A_g (mol CO₂ m⁻² s⁻¹) e da respiração autotrófica do dossel (folhas, galhos e raízes).

$$NPP = 0,012 (1 - n) \int (A_g - R_u - R_s - R_f - R_r) dt \quad (90)$$

em que $n = 0,3$ é o custo da respiração (AMTHOR, 1984);

0,012 é o fator de conversão de mol CO₂ para kg C;

R_u é a taxa de respiração das folhas (mol CO₂ m⁻² s⁻¹);

$R_s = 3,17 \times 10^{-10} C_s f(T_s) \lambda$ é a taxa de respiração dos galhos (mol CO₂ m⁻² s⁻¹);

$R_f = 3,17 \times 10^{-8} C_f f\left(\frac{T_g + T_d}{2}\right)$ é a taxa de respiração das raízes finas

(mol CO₂ m⁻² s⁻¹);

$R_r = 3,17 \times 10^{-10} C_r f\left(\frac{T_g + T_d}{2}\right) \lambda$ é a taxa de respiração das raízes

grossas (mol CO₂ m⁻² s⁻¹);

C_s é a massa de carbono armazenada na biomassa dos galhos;

C_f é a massa de carbono armazenada na biomassa das raízes finas;

C_r é a massa de carbono armazenada na biomassa das raízes grossas; e

$\lambda = 0,10$ é a fração viva da biomassa dos galhos e raízes grossas.

O índice de área foliar (LAI) é calculado em função da biomassa de carbono nas folhas (C_u) e da área específica da mesma (S_l).

$$LAI = C_u S_l \quad (91)$$

O módulo de carbono no solo se baseia na decomposição de folhas e galhos por bactérias, em função da temperatura, umidade do solo e da massa de carbono na manta orgânica, sendo semelhante ao modelo IBIS, porém, com algumas modificações. Quanto maior a manta orgânica maior será a decomposição pela respiração do solo. Os processos de decomposição do

carbono no solo por respiração heterotrófica são descritos pelas Equações (92) a (95).

Balanco de matéria orgânica morta no solo (originadas de folhas):

$$\frac{dL_u}{dt} = \frac{C_u}{\tau_u} - f_g g_g h_u L_u \quad (92)$$

Balanco de matéria orgânica morta no solo (originadas de galhos):

$$\frac{dL_s}{dt} = \frac{C_s}{\tau_s} - f_g g_g h_s L_s \quad (93)$$

Balanco de matéria orgânica morta no solo (originadas de raízes finas):

$$\frac{dD_f}{dt} = \frac{C_f}{\tau_f} - \frac{(f_g + f_d)(g_g + g_d)}{2} h_f D_f \quad (94)$$

Balanco de matéria orgânica morta no solo (originadas de raízes grossas)

$$\frac{dD_r}{dt} = \frac{C_r}{\tau_r} - \frac{(f_g + f_d)(g_g + g_d)}{2} h_r D_r \quad (95)$$

em que L_u é a matéria orgânica morta (folhas) sobre o solo (kg C m^{-2});

L_s é a matéria orgânica morta (galhos) sobre o solo (kg C m^{-2});

D_f é a matéria orgânica morta (raízes finas) no solo (kg C m^{-2});

D_r é a matéria orgânica morta (raízes grossas) no solo (kg C m^{-2});

h_u é a taxa de respiração da manta orgânica de folhas ($\text{kg C kg}^{-1}\text{C s}^{-1}$);

h_s é a taxa de respiração da manta orgânica de galhos ($\text{kg C kg}^{-1}\text{C s}^{-1}$);

h_f é a taxa de respiração da manta orgânica de raízes finas ($\text{kg C kg}^{-1}\text{C s}^{-1}$);

h_r é a taxa de respiração da manta orgânica de raízes ($\text{kg C kg}^{-1}\text{C s}^{-1}$);

$f(T_g) = 2^{\left(\frac{T_g - 283,16}{10}\right)}$ é a função de temperatura do solo na camada g

(adimensional);

$f(T_d) = 2^{\left(\frac{T_d - 283,16}{10}\right)}$ é a função de temperatura do solo na camada d

(adimensional);

$g_g = 0,25 + 0,75 x_g$ é a função de umidade do solo na camada g

(adimensional); e

$g_d = 0,25 + 0,75 x_d$ é a função de umidade do solo na camada d

(adimensional).

Os valores iniciais da manta orgânica (folhas, galhos e troncos, raízes finas e grossas) que entram em decomposição liberando CO₂, através da respiração heterotrófica do solo para a atmosfera, são mostradas no Quadro 11.

Quadro 11. Valores iniciais da massa de carbono na manta orgânica.

Reservatório	Massa de Carbono (kg C m ⁻²) (L, D)
Manta orgânica (Folhas)	0,50
Manta orgânica (Galhos e Troncos)	0,25
Manta orgânica (Raízes finas)	0,44
Manta orgânica (Raízes grossas)	0,135

A parametrização da respiração heterotrófica do solo (R_{soil}) é resolvida pelo somatório dos produtos das funções de temperatura, umidade e da taxa de decomposição para cada reservatório de matéria orgânica no solo.

$$R_{soil} = (f_g g_g h_u L_u) - (f_g g_g h_s L_s) + [(f_g + f_d)(g_g + g_d)/4h_f D_f] + [(f_g + f_d)(g_g + g_d)/4h_r D_r] \quad (96)$$

A produtividade líquida do ecossistema (NEE) é expressa pela diferença entre a respiração heterotrófica do solo (R_{soil}) e a produção primária líquida (NPP)

$$NEE = R_{soil} - NPP \quad (97)$$

2.2. Calibração e Validação do Modelo

Calibrar um modelo significa ajustar seus parâmetros e muitas vezes alguns de seus valores iniciais, não alterando a sua estrutura ou as equações básicas, de modo que os resultados do modelo se ajustem melhor aos dados observados. Ao se comparar os resultados do modelo com os dados observados é necessário se medir a qualidade do ajuste e muitas vezes é possível se estimar os parâmetros do modelo através da otimização da qualidade do ajuste.

Uma série de dados de 28 dias, coletadas na estação menos chuvosa, no período de 29 de agosto a 25 de setembro de 1999 (241-268 juliano), foi utilizada para a calibração do modelo. Durante a fase de calibração, foram ajustados alguns parâmetros para que as variáveis simuladas pelo modelo reproduzissem da melhor maneira possível as variáveis medidas.

O período de 16 de abril a 27 de maio de 1999 (106-147 juliano), totalizando 41 dias na estação chuvosa, foi utilizado para a validação do

modelo. Durante a fase de validação, foi verificada se a calibração do modelo é válida para outros períodos além do período de calibração.

Os dados medidos utilizados na calibração e validação do modelo foram os fluxos de calor latente, sensível, CO₂ e o índice de área foliar. Infelizmente, não estavam disponíveis variáveis das condições físicas do solo (temperatura e umidade), que permitiriam uma melhor validação do modelo.

2.3. Descrição da Área Experimental

Os dados utilizados na calibração e validação do modelo desenvolvido fazem parte da pesquisa realizada pelo Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), os quais estão sendo coletados em intervalos de 30 minutos desde abril de 1999, na área experimental de floresta nativa localizada na Reserva Florestal de Caxiuanã (Latitude 01°42'30''S, longitude 51° 31' 45''W e altitude 60 m). A reserva tem uma área em torno de 33000 ha, e está inserida nos municípios de Melgaço e Portel, a cerca de 400 km a oeste da cidade de Belém-PA (Figura 10).

A região apresenta ambientes naturais bem conservados e baixa densidade demográfica. Os solos são da classe Latossolos Amarelos de origem terciária, com textura argilo-arenosa. A cobertura vegetal é do tipo floresta tropical exuberante, densa e alta, bastante diversificada em espécies com altura média das árvores em torno de 40 m.

O clima regional é do tipo tropical quente e úmido. A climatologia na região de Caxiuanã, descrita com base nos dados da Estação Científica Ferreira Pena, indicam que a estação mais chuvosa ocorre entre os meses de janeiro a

maio e a menos chuvosa entre outubro a dezembro, com precipitação pluviométrica anual de aproximadamente 1900 mm. A temperatura média anual é de aproximadamente 27°C, com temperaturas médias mais baixas entre os meses de janeiro a março e as mais altas entre outubro a dezembro. A umidade relativa do ar média anual varia entre 70 a 80%, com meses mais úmidos de janeiro a junho e mais secos entre outubro a dezembro.

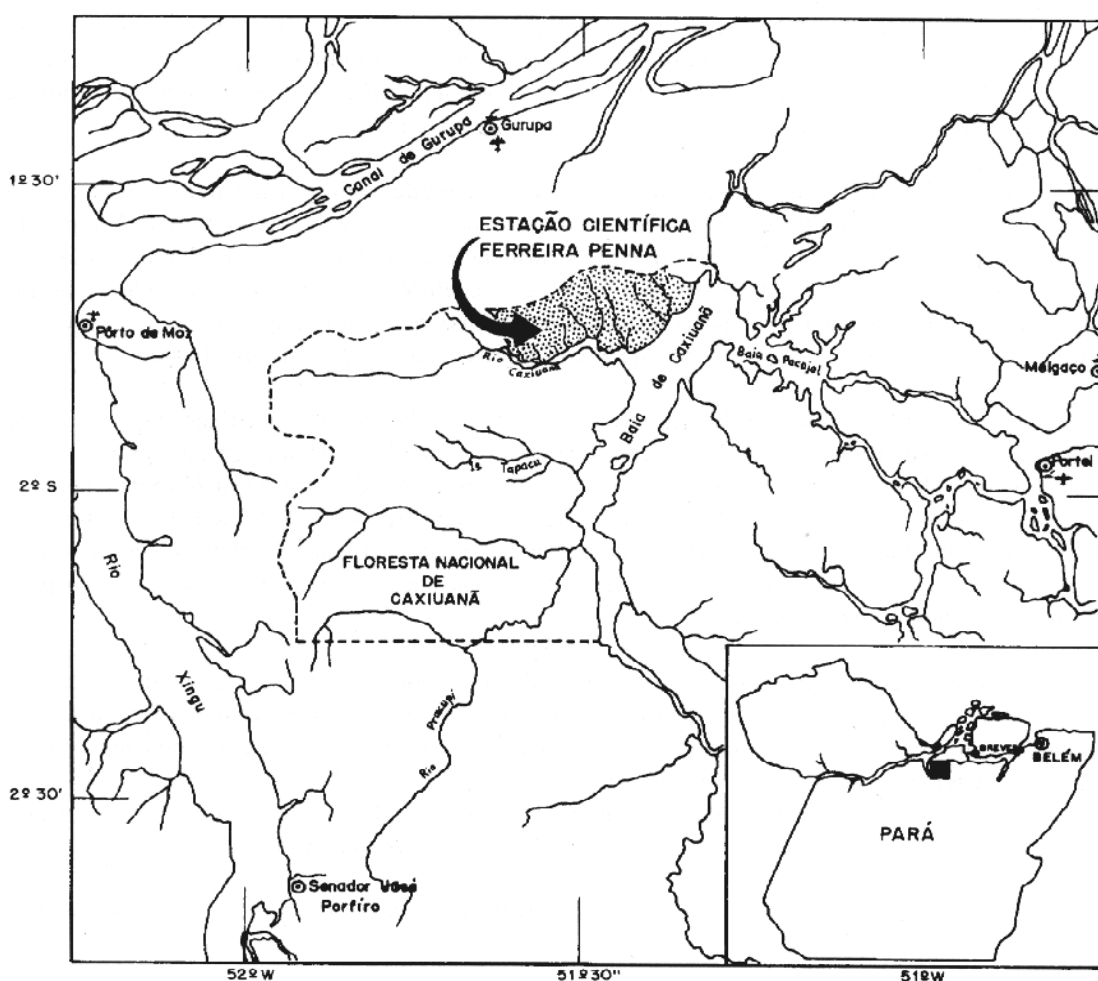


Figura 10 – Localização geográfica da área experimental da Floresta Nacional de Caxiuanã, município de Melgaço - Pará.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Fluxo de CO₂

A comparação dos valores médios simulados e observados do fluxo de carbono (NEE) para os períodos de 17 de abril (107) a 27 de maio (147), utilizado na validação, e 29 de agosto (241) a 25 de setembro (268) de 1999, utilizado na calibração do modelo foram de $-2,2 \times 10^{-8}$ e $-2,5 \times 10^{-8} \text{ kg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, ajustando de maneira adequada ao NEE observado para ambos os períodos, apresentando um erro de, aproximadamente, $-6,5\%$ em relação ao observado no período da validação e $6,8\%$ em relação ao observado no período de calibração.

CARSWELL et al. (submetido) encontraram um valor observado de $-1,7 \times 10^{-8} \text{ kg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para o local em estudo, com base num período de estudos mais longo; MALHI et al. (1998) encontraram um NEE de $-1,8 \times 10^{-8} \text{ kg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para Cuieiras, Manaus, no período de 13 a 21 de novembro de 1995; ROCHA et al. (1996) encontraram $-2 \times 10^{-8} \text{ kg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ na Reserva Ducke, Manaus, no período de setembro de 1983 a agosto de 1985.

A Figura 11 mostra o fluxo de CO_2 modelado e observado no período de calibração de 12 a 20 de setembro (255 a 263) de 1999. Em geral, observa-se um bom ajuste, à exceção do dia 17 de setembro (260), quando o modelo subestimou o observado em aproximadamente 33%. Esse período apresentou um GPP estimado com valor médio acumulativo de aproximadamente $4,8 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ e um NEE em torno de $0,95 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$.

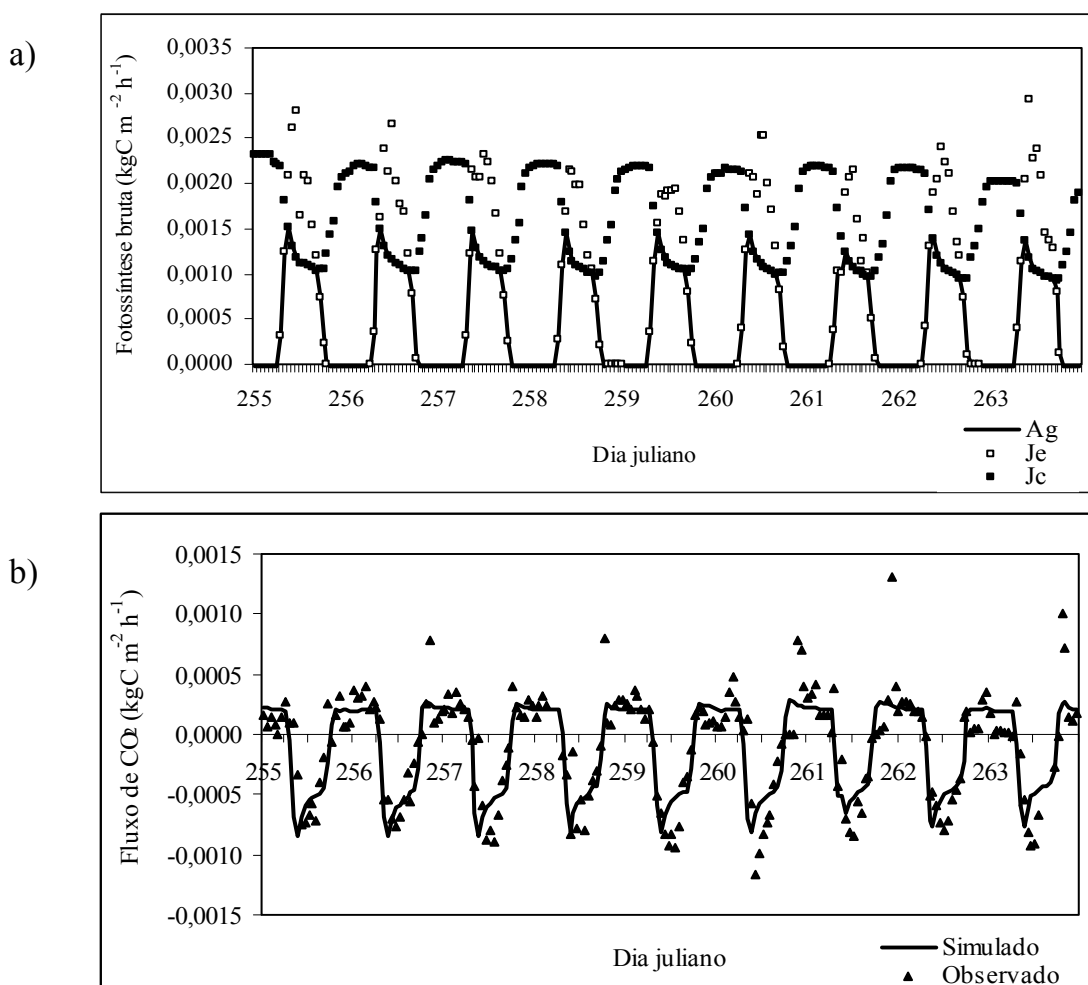


Figura 11. Comportamento dos processos associados ao fluxo de CO_2 observado e simulado. (a) fotossíntese bruta (Ag) e seus componentes Je e Jc; (b) troca líquida de ecossistema (NEE) no período de 12 a 20 de setembro (255 a 263) de 1999, na floresta de Caxiuanã. O sinal negativo corresponde ao acúmulo de CO_2 no ecossistema.

O modelo não simula o transporte de CO_2 na atmosfera, apenas a produção de CO_2 devido ao balanço de carbono. Por essa razão, apesar do modelo reproduzir o comportamento geral do fluxo de CO_2 , algumas variações em escala horária não conseguem ser capturadas.

As Figuras 12, 13 e 14 mostram o comportamento dos processos associados aos fluxos de CO_2 , e o NEE simulado e observado nos períodos de 19 a 26 de abril (109 a 116), 4 a 9 de maio (129 a 129) e 15 a 21 de maio (135 a 141) de 1999, respectivamente. A fotossíntese bruta (A_g) ou Produtividade Primária Bruta (GPP) é o mínimo entre a taxa de fotossíntese limitada pela disponibilidade de PAR (J_e) e a taxa de fotossíntese limitada pela atividade da enzima rubisco (J_c) (Figuras 12a, 13a, 14a). Nota-se valores nulos de J_e durante a noite e máximos próximos das 12:00 horas, horário local. Por outro lado, J_c apresenta um valor máximo durante a tarde, o que é devido principalmente à dinâmica de carbono através dos estômatos, fazendo com que CO_{2i} seja maior durante a noite do que durante o dia (Equações 37 e 42). A dependência inversa de K_c e K_o com a temperatura também contribui, de maneira secundária, para o formato da curva de J_c .

As Figuras 12b, 13b e 14b mostram a produtividade primária líquida da floresta, ou seja, a diferença entre a fotossíntese bruta e a respiração autotrófica de folhas, raízes finas e da parte viva de troncos, galhos e raízes grossas. Basicamente, o NPP segue o mesmo comportamento de A_g , com valores um pouco inferiores. Pode-se examinar também nestas figuras o comportamento da respiração heterotrófica do solo (R_{soil}). Nota-se nos picos durante a tarde, a dependência de R_{soil} com a temperatura do solo. A diferença

entre a respiração do solo (R_{soil}) e o NPP é a troca líquida do ecossistema (Figuras 12c, 13c, 14c). Adotou-se a convenção de fluxos negativos para valores que indicam assimilação de CO_2 pelo ecossistema.

As Figuras 12 a 14 mostram que a taxa de fotossíntese aumenta rapidamente a partir do amanhecer. Na segunda metade da manhã, a atividade da enzima Rubisco passa a limitar a atividade fotossintética, que atinge o seu pico antes das 12:00, hora local. Os valores de pico de NEE simulados oscilaram entre -8 a $-9 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. CARSWELL et al. (submetido) obtiveram pico de $-8,2 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para a floresta de Caxiuanã no período de 108 a 114 para o mesmo ano em estudo, com pico médio às 11:00, hora local. MALHI et al. (1998) constataram um pico de $-7,8 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ em Cuieiras, na Amazônia central.

As condições médias próximas ao meio-dia incluem a radiação solar mais intensa e temperaturas do ar e da folha maiores. Essas condições contribuem para um ligeiro fechamento dos estômatos e diminuição da fotossíntese, evitando a perda excessiva de água por evaporação, diminuindo ainda as taxas de assimilação de CO_2 . Pode-se observar que justamente nesse horário, chamado de fase escura, a fotossíntese bruta deixa de ser controlada pela energia passando a ser limitada pela ação da enzima Rubisco. No fim da tarde, a assimilação de CO_2 pela planta passa novamente a ser limitada pela energia (Figuras 12a, 13a, 14a).

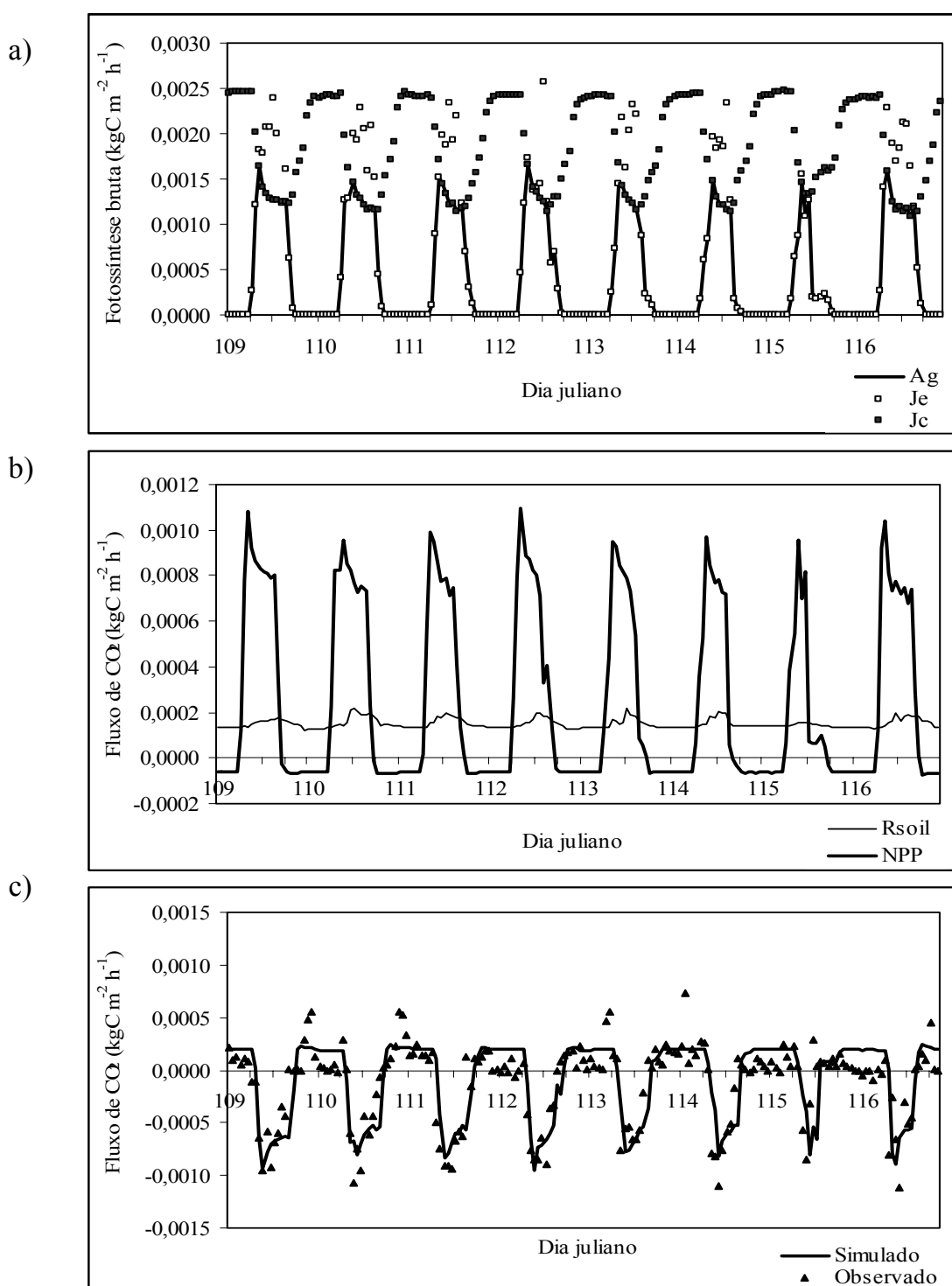


Figura 12. Comportamento dos processos associados ao fluxo de CO_2 observado e simulado. (a) fotossíntese bruta (Ag) e seus componentes Je e Jc; (b) respiração heterotrófica do solo (R_{soil}) e produção primária líquida (NPP) e (c) troca líquida de ecossistema (NEE) no período de 19 a 26 de abril (109 a 116) de 1999, na floresta de Caxiuanã. O sinal negativo corresponde ao acúmulo de CO_2 no ecossistema.

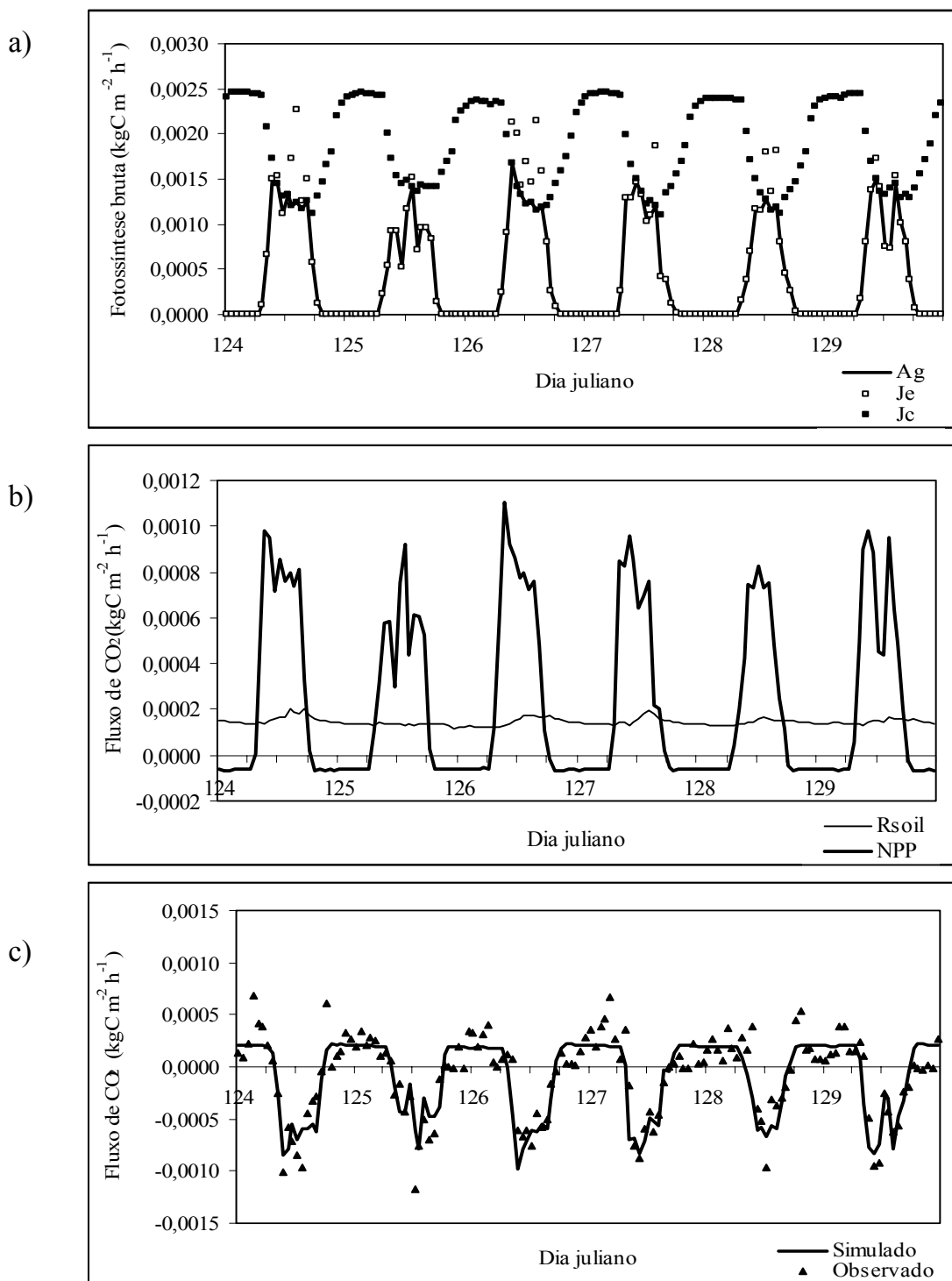


Figura 13. Comportamento dos processos associados ao fluxo de CO₂ observado e simulado. (a) fotossíntese bruta (Ag) e seus componentes Je e Jc; (b) respiração heterotrófica do solo (R_{soil}) e produção primária líquida (NPP) e (c) troca líquida de ecossistema (NEE) no período de 4 a 9 de maio (124 a 129) de 1999, na floresta de Caxiuanã. O sinal negativo corresponde ao acúmulo de CO₂ no ecossistema.

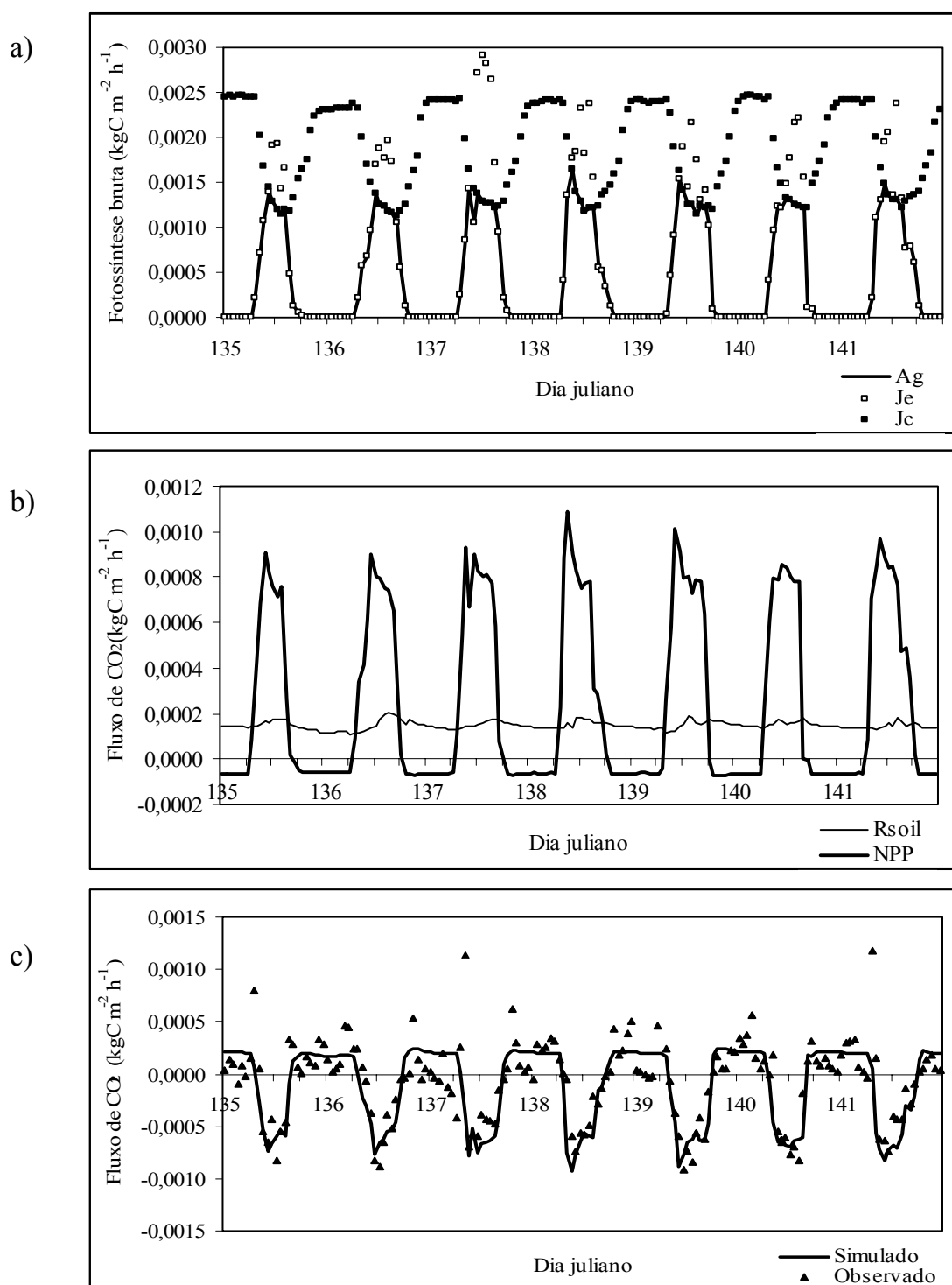


Figura 14. Comportamento dos processos associados ao fluxo de CO₂ observado e simulado. (a) fotossíntese bruta (Ag) e seus componentes Je e Jc; (b) respiração heterotrófica do solo (R_{soil}) e produção primária líquida (NPP) e (c) troca líquida de ecossistema (NEE) no período de 15 a 21 de maio (135 a 141) de 1999, na florestal de Caxiuanã. O sinal negativo corresponde ao acúmulo de CO₂ no ecossistema.

Verifica-se ainda nas Figuras 12a, 13a e 14a que o GPP apresentou um valor médio acumulativo de aproximadamente $4,3 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ em todos os períodos. CARSWELL et al. (submetido) calcularam um valor de aproximadamente $4,1 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para a floresta de Caxiuanã, Melgaço-PA. O GPP encontrado por MALHI et al. (1998) foi de $3,5 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ em Cuieiras, Manaus. LLOYD et al. (1995) obtiveram um GPP para a Reserva Florestal de Jaru, Rondônia, em torno de $2,7 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$.

Nas Figuras 12b, 13b e 14b verifica-se que o NPP apresentou picos em torno de $11 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ e valor médio acumulativo de aproximadamente $2,3 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ em todos os períodos. O valor simulado pelo modelo ficou próximo ao simulado por KUCHARIK et al. (2000) que obtiveram valores médios de $2,2 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para as florestas tropicais e maior que o verificado por MELILLO et al. (1993) que estimaram valores médios de NPP de $1,3 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para as florestas tropicais.

O ecossistema em estudo retirou carbono da atmosfera na maior parte dos dias, onde o ciclo diurno do fluxo de CO_2 é similar aos outros ecossistemas amazônicos, apresentando uma diferença somente na fotossíntese e respiração, podendo conduzir a grandes diferenças no balanço de carbono, mostrando, desta forma, a sensibilidade do modelo na alocação de CO_2 .

Nas Figuras 13a e 13b pode-se verificar algumas oscilações nos picos de Ag e NPP simulados próximo ao meio-dia, especialmente nos dias 125 e 129, alterando consequentemente o comportamento do NEE (Figura 13c). Essas oscilações devem-se à presença de nebulosidade, diminuindo os efeitos

diretos da radiação, afetando, desta forma, a taxa de fotossíntese e, consequentemente, a assimilação de CO₂ pelo dossel.

A respiração heterotrófica do solo simulada apresentou valor máximo de aproximadamente $1,7 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ e valor médio estimado em torno de $1,5 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ nos períodos considerados. Esses valores simulados estão próximos dos valores médios obtidos por TRUMBORE et al. (1995) e DAVIDSON et al. (2000) de $1,71$ e $2,3 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, respectivamente, na fazenda Victoria, no município de Paragominas-PA. A maior parte das referências disponíveis na literatura dizem respeito à respiração total (autotrófica e heterotrófica) do solo. CARSWELL et al. (submetido) constataram uma variação sazonal para a respiração noturna de $3,1$ a $4,0 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, para a Reserva Florestal de Caxiuanã. ROCHA et al (1996) encontraram um valor médio de aproximadamente $2,7 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ na Reserva Ducke, correspondente ao período de setembro de 1983 a agosto 1985, tendo também constatado que o solo contribui com cerca de 70 a 80% do total de carbono emitido para a atmosfera. MALHI et al. (1998) obtiveram um valor médio em torno de $2,8 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para a respiração do solo em Cuieiras, Manaus. GRACE et al. (1996) encontraram valores de respiração noturna que variaram de $2,6$ a $3,0 \times 10^{-4} \text{ kg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ na Reserva Jaru, Rondônia.

A Figura 15 mostra o comportamento da condutância estomática (g_s) modelada no período de 19 (109) a 26 de abril (116) de 1999 e sua relação com a radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e com a assimilação líquida (A_n). A Figura 15a apresenta a variação da condutância estomática ao longo do

período com pico médio em torno de $0,8 \text{ mol H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. O valor de g_s simulado pelo modelo em estudo foi similar ao observado por CARSWELL et al. (submetido) que encontraram picos máximos variando sazonalmente de 0,7 a $0,8 \text{ mol H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, valores estes verificados no mesmo período de estudo, para a floresta de Caxiuanã. GRACE et al. (1996) encontraram uma variação de g_s de 0,4 a $1,0 \text{ mol H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pela manhã e com diminuição ao longo do dia na Reserva do Jaru, em Rondônia, durante as estações chuvosa e menos chuvosa do ano de 1993. ROBERTS et al. (1996), entretanto, obtiveram valores máximos na faixa de 0,35 a $0,4 \text{ mol H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, para as áreas experimentais de florestas do projeto ABRACOS. A diferença dos valores de g_s , apresentada por ROBERTS et al. (1996), possivelmente deve-se a forte influência do déficit de umidade específica que existe nas distintas áreas experimentais.

A relação entre a condutância estomática e a radiação fotossinteticamente ativa (PAR) está apresentada na Figura 15b, onde a condutância estomática atingiu seu valor máximo para uma radiação PAR de aproximadamente 150 W m^{-2} . A Figura 15c mostra a relação direta entre a condutância estomática e a assimilação líquida de carbono (A_n).

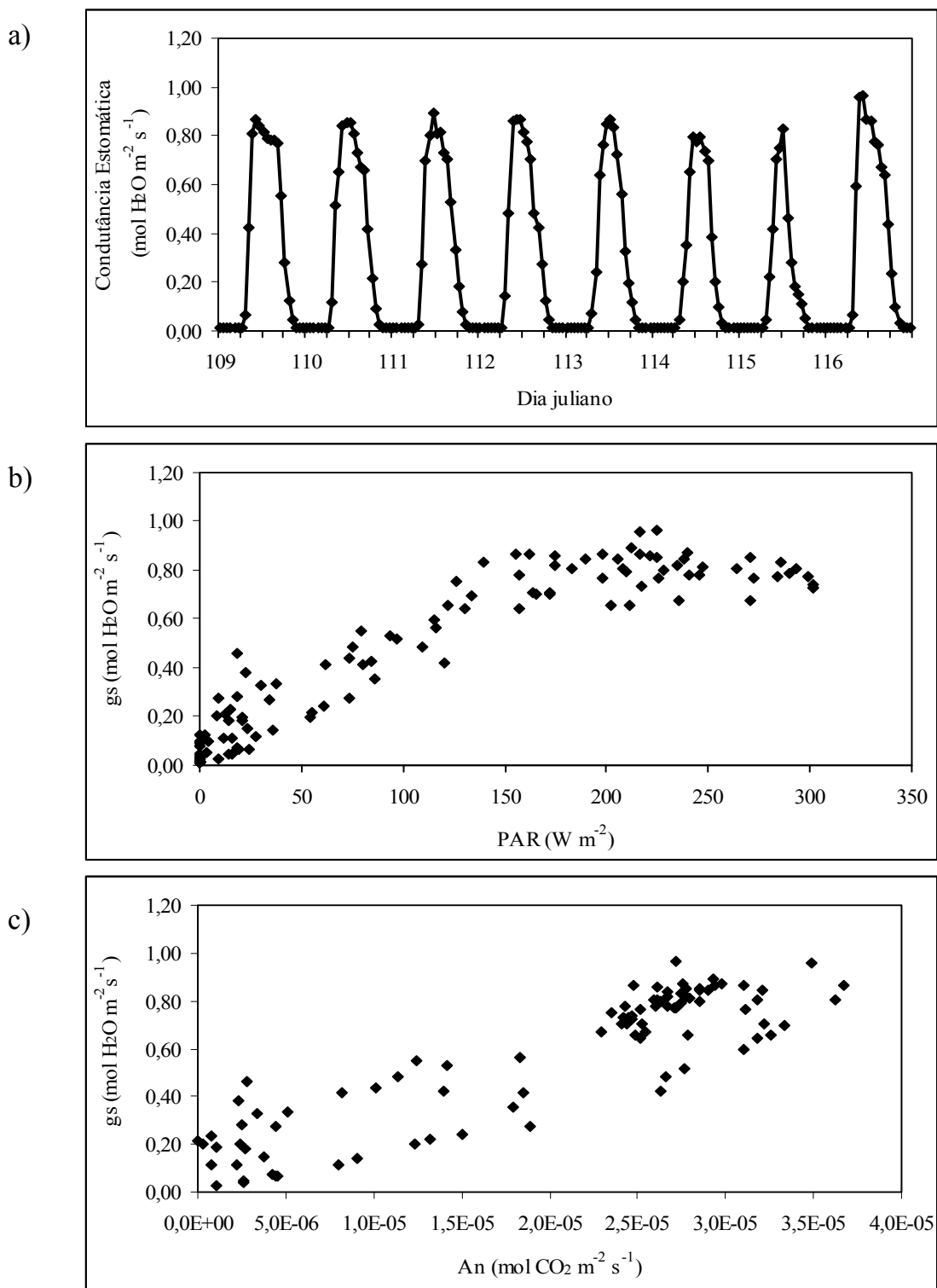


Figura 15. (a) Variação temporal da condutância estomática; (b) condutância estomática simulada em função da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e (c) condutância estomática em função da fotossíntese líquida, no período de 19 a 26 de abril (109 a 116) de 1999.

3.2. Fluxo de Vapor d'água

O fluxo de vapor d'água simulado (E) apresentou valores médios variando de $3,9 \times 10^{-5} \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para o período de 106 a 147 a $5,3 \times 10^{-5} \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para o período de 241 a 268. Neste último período, obteve-se um melhor ajustamento com uma diferença de 17% em relação ao fluxo de vapor d'água observado. Apesar de superestimarem as medições no local, os valores médios simulados encontram-se na faixa de valores estimados em outras áreas de floresta Amazônica: Na Reserva Ducke, em Manaus, ROCHA et al. (1996); HODNETT et al. (1996) e SHUTTLEWORTH (1988) obtiveram valores médios de $4,2 \times 10^{-5} \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $4,5 \times 10^{-5} \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $4,2 \times 10^{-5} \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente. NEPSTAD et al. (1994) encontraram uma taxa média de $4,3 \times 10^{-5} \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ na estação menos chuvosa no Pará. COSTA e FOLEY (1997) estimaram um valor médio de $4,9 \times 10^{-5} \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ na Amazônia.

A Figura 16 mostra o comportamento do fluxo de vapor d'água (E) simulado e observado nos períodos de 19 a 26 de abril (109 a 116), 15 a 21 de maio (135 a 141) e (255) a setembro (263) de 1999, sendo os dois primeiros períodos utilizados para validar o modelo e o terceiro período usado na sua calibração. Os picos médios obtidos para o E simulado foram de aproximadamente 0,50, 0,53 e 0,35 $\text{kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para os períodos de 109 a 116, 255 a 263 e 135 a 141, respectivamente.

Os picos do fluxo de vapor d'água simulado na noite dos dias 112, 255, 258 e 262 foram superestimados pelo modelo, devido ao efeito de rajadas

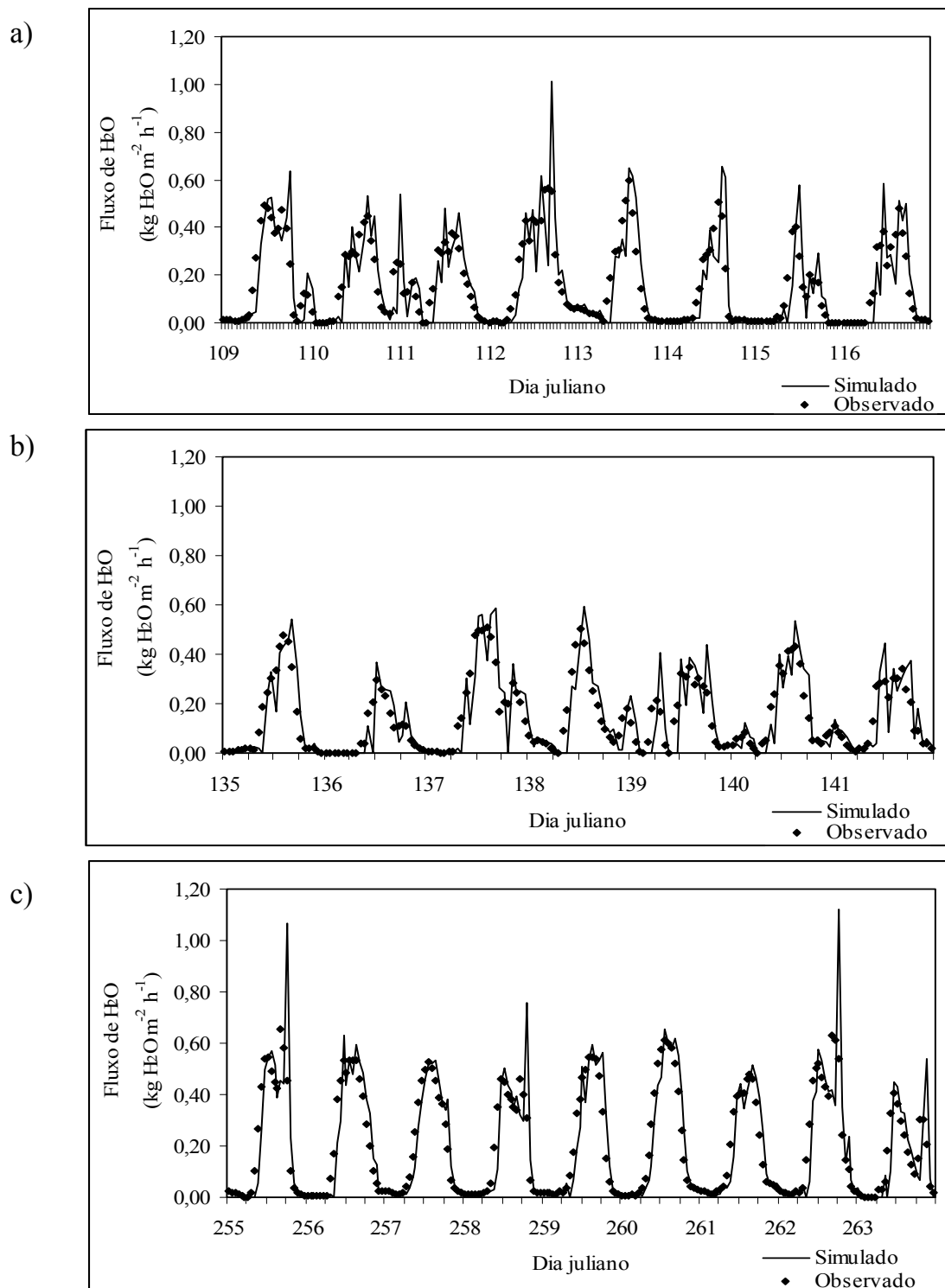


Figura 16. Comportamento do fluxo de vapor d'água (E) simulado e observado nos períodos de 19 a 26 de abril (109 a 116), 15 a 21 de maio (135 a 141) e 12 a 20 de setembro (255 a 263) de 1999, na Reserva Florestal de Caxiuanã, PA. O fluxo de vapor d'água foi estimado através da média móvel de 3 horas.

de vento que ocorreram nestes horários. Observou-se, ainda, um pequeno atraso nos resultados simulados em relação aos observados. Acredita-se que esses problemas encontrados na simulação são devidos aos seguintes fatores:

- (a) intervalo de integração (dt) relativamente alto (1 hora); modelos como o LSX, LSM e SiB geralmente usam intervalos de integração da ordem de 20 minutos;
- (b) a capacidade térmica do dossel pode estar um pouco alta, fazendo com que o modelo demore um pouco mais para responder às forçantes atmosféricas;
- (c) elevada sensibilidade do fluxo de vapor d'água à fortes rajadas de vento noturnas, quando o ar dentro do dossel está saturado ou próximo à saturação;
- (d) instabilidade numérica em condições de atmosfera neutra, semelhante à observada em outros modelos de estrutura semelhante.

Os referidos problemas poderão ser resolvidos adotando-se novos métodos numéricos para o transporte de massa e energia, diminuindo-se o intervalo de integração (dt) ou aumentando a complexidade da parametrização da condutância atmosférica.

O dossel introduz vapor d'água na atmosfera via transpiração e evaporação da água nas folhas, galhos e solo. O comportamento do modelo SITE, referente ao balanço de água nas folhas para o período de 16 de abril a 27 de maio de 1999 (106-147 juliano), apresentou uma interceptação de água pelas folhas de aproximadamente $73,8 \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, ou seja, 18,1% da precipitação total. A Figura 17 mostra o comportamento para o dia 19 de setembro (262) de 1999, onde a precipitação foi de aproximadamente 15,5 mm

h^{-1} . O modelo mostra que a interceptação de água pelas folhas às 19:00 horas foi de aproximadamente $2,4 \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, cerca de 15,5% da precipitação total deste dia. Da interceptação ocorrida pelas folhas, cerca de 75% escoou para os galhos e solo e aproximadamente 42% ficou armazenado nas folhas. Pode-se observar que o armazenamento de água na vegetação atingiu valor máximo às 19:00 horas, diminuindo com a evaporação, que apresentou valor máximo às 24:00 horas de aproximadamente $0,35 \text{ kg H}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. A partir das 22:00 horas foi constatado um novo aumento no armazenamento de água nas folhas sem ter ocorrido precipitação, devido à condensação ocorrida.

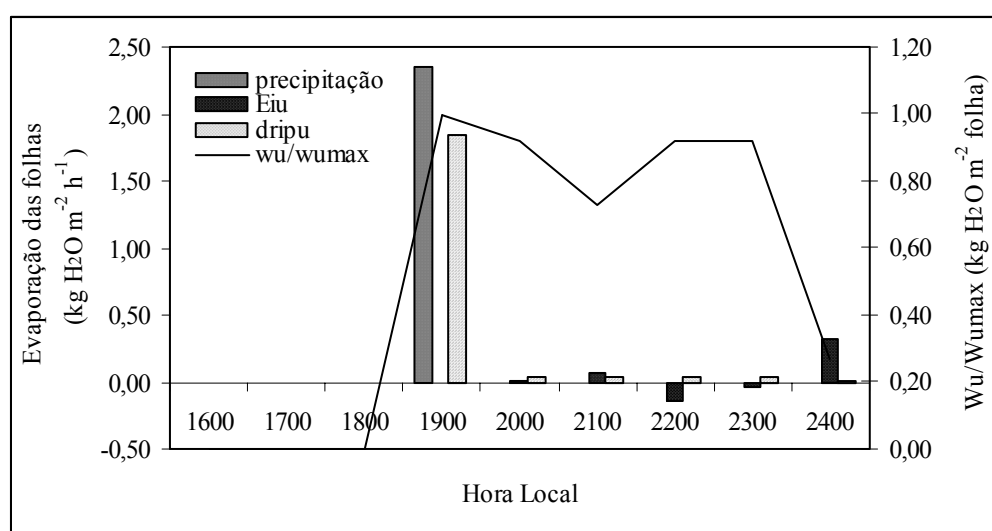


Figura 17. Comportamento das variáveis do balanço de água nas folhas, no dia 19 de setembro (262) de 1999.

Os valores percentuais de interceptação de água pela cobertura vegetal em relação ao total de precipitação anual estimados pelo modelo estão de acordo com os citados na literatura para ecossistemas amazônicos. No período de agosto de 1992 a 1994, esse percentual atingiu 10% na Reserva Ducke em

Manaus (SHUTTLEWORTH, 1988), 11,6% na Reserva Jaru em Ji-Paraná, Rondônia e 12,9% na Reserva Vale do Rio doce, Marabá-PA (UBARANA, 1996) e 9% em Manaus (LLOYD et al., 1988). Esses valores diferem não somente pela variação dos regimes de chuvas, mas também em virtude das diferentes capacidades de armazenamento de água pelo dossel em função da diferença entre os índices de área foliar.

3.3. Balanço de Energia

Em geral, o fluxo de calor sensível simulado foi menor que o observado nos dois períodos estudados. Estando ligado ao balanço de energia, a sub-estimativa do fluxo de calor sensível está relacionada com a superestimativa do fluxo de calor latente. O fluxo de calor sensível simulado, apesar de menor do que o medido localmente, foi semelhante aos valores encontrados por ROCHA et al. (1996) de $13,9 \text{ W m}^{-2}$ para Reserva Ducke no período de setembro de 1983 a agosto de 1985.

O Quadro 12 mostra a comparação da partição do balanço de energia nos períodos de 16 (106) a 26 de abril (116) e de 11(254) a 20 de setembro (263) de 1999, retratando aproximadamente 10 dias dentro dos períodos utilizados na validação e calibração. Nota-se que o modelo superestima o fluxo de calor latente e subestima o fluxo de calor sensível. No Quadro 12, o fluxo de calor no solo e a variação na energia armazenada no ecossistema ($G + \Delta S$) foram obtidos pelo resíduo entre os demais fluxos de energia ($R_n - LE - H$).

Quadro 12. Valores médios da partição do balanço de energia simulado e observado: radiação líquida (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e resíduo ($G + \Delta S$), nos períodos de 16 a 26 de abril (106 a 116) e de 11 a 20 de setembro (254 a 263) de 1999.

Variável	Período 106-116				Período 254-263			
(W m ⁻²)	Simulado	(%)	Observado	(%)	Simulado	(%)	Observado	(%)
Rn	145,3	(100)	145,3	(100)	147,1	(100)	147,1	(100)
LE	109,5	(75)	82,6	(57)	146,5	(100)	122,3	(83)
H	9,1	(7)	29,7	(20)	11,7	(8)	31,9	(22)
$G + \Delta S$	26,6	(18)	33,0	(23)	-11,1	(-8)	-7,1	(-5)

As partições de energia entre os fluxos de calor sensível e latente foram diferentes entre os períodos. No período de 106 a 116, a radiação solar foi atenuada pela elevada presença de nebulosidade, apresentando um valor médio de aproximadamente 145,3 W m⁻², onde 75% desse valor foi utilizado na evapotranspiração e 7% utilizado para aquecer a atmosfera. O fluxo de calor para o solo e a variação da energia armazenada no ecossistema retira cerca de 18% do saldo de radiação. O valor de LE simulado pelo modelo em estudo foi 18% maior que o LE observado.

NOBRE et al. (1996) encontraram valores médios de 138,9, 112,3 e 26,1 W m⁻², para Rn, LE e H, respectivamente, para a floresta de Ji-Paraná, em Rondônia, no período de julho de 1993. Revisando medições de balanço de energia na floresta tropical Amazônica, PEREIRA (1997) reporta um saldo de radiação de 123,8 W m⁻², sendo 64% do Rn convertido em calor latente e 29% convertido em calor sensível, na estação mais chuvosa. GALVÃO e FISCH (2000) avaliaram o balanço de energia na região de Ji-Paraná, Rondônia,

encontrando durante a estação chuvosa $LE/R_n = 79\%$ e $H/R_n = 17\%$. Durante a estação menos chuvosa, LE e H correspondem a 62% e 18% de R_n , respectivamente.

No período de 254 a 263, a radiação líquida foi mais intensa e o fluxo de CO_2 e a condutância estomática foram maiores. Consequentemente, a energia disponível foi praticamente toda utilizada para a evapotranspiração. O LE simulado foi aproximadamente igual à radiação líquida, apesar de que 20% superior ao LE observado. Em geral, pode-se observar que os valores simulados pelo modelo encontram-se próximos aos valores observados na área experimental em estudo, estando dentro da faixa de incerteza do método de medição de fluxos ($\sim 20\%$).

Os valores de LE e H simulados pelo modelo podem ser melhor visualizados na Figura 18, que mostra os períodos de 17 de abril (107) a 27 de maio (147), utilizado na validação (Figura 18a), e 29 de agosto (241) a 25 de setembro (268) de 1999, utilizado na calibração (Figura 18b). O saldo de radiação apresentou um valor médio de aproximadamente $127,6 \text{ W m}^{-2}$, com precipitação total de 416 mm para o período de validação e $144,5 \text{ W m}^{-2}$, com precipitação total de 47,2 mm para o período de calibração. Esse aumento de R_n foi devido principalmente à redução da cobertura de nuvens do primeiro para o segundo período.

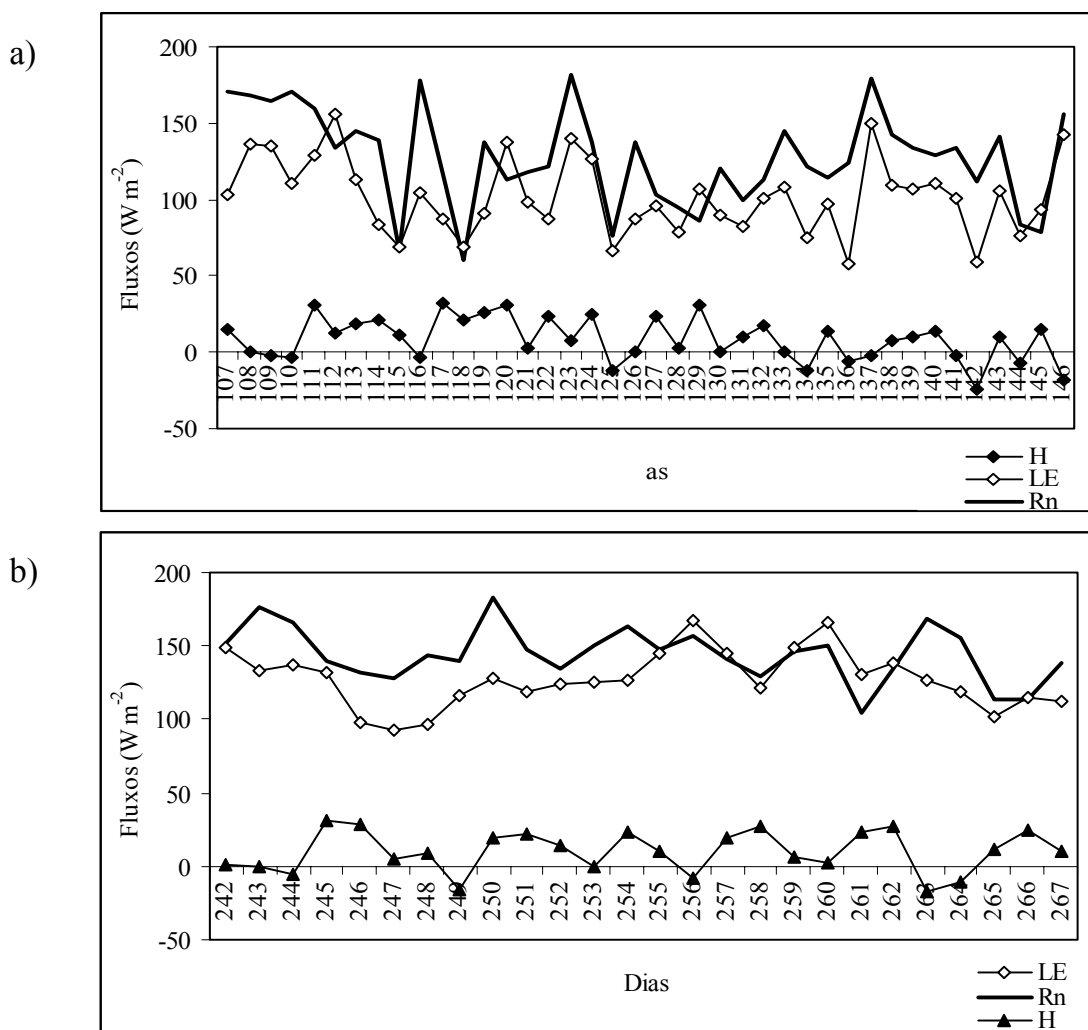


Figura 18. Variação temporal da média diária dos componentes simulados do balanço de energia. (a) no período de 17 de abril a 27 de maio (107 a 147) de 1999 e (b) no período de 30 agosto a 24 de setembro (242 a 267) de 1999.

3.4. Índice de Área Foliar

O índice de área foliar (LAI) é um importante parâmetro biofísico da vegetação. A Figura 19 mostra a variação temporal do LAI simulado com a média mensal do LAI observado por CARSWELL et al (submetido) na área experimental em estudo. No período de 17 de abril (107) a 27 de maio (147) de 1999 (Figura 19a), o LAI simulado pelo modelo variou de 4,7 a 5,5 $\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$,

com média no período de aproximadamente $5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. O cálculo de carbono nas folhas foi consistente com os valores de NEE obtido. No período de 30 de agosto (242) a 24 de setembro (267) de 1999 (Figura 19b), o valor de LAI variou de 5,9 a $6,4 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, com valor médio para o período de aproximadamente $6,2 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$.

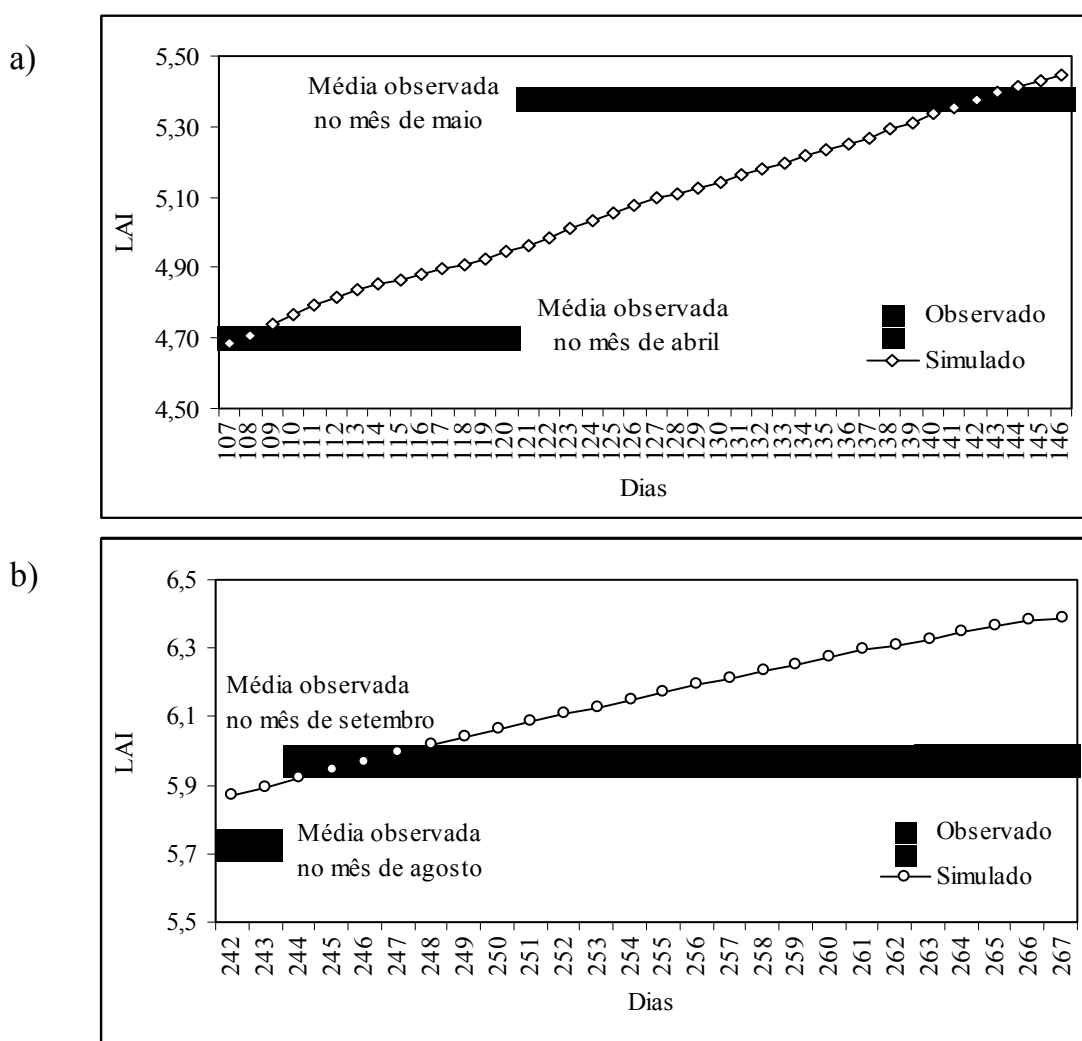


Figura 19. Variação temporal do Índice de Área Foliar (LAI). (a) valores diários do LAI simulado com a média mensal do LAI observado (CARSWELL et al., submetido) no período de 17 abril a 27 de maio (107 a 147) de 1999; (b) idem, no período de 30 agosto a 24 de setembro (242 a 267) de 1999.

Os valores de LAI observados foram altos e esse aumento sazonal do LAI é consistente com o fluxo líquido de CO₂ no período. Apesar disso, não se pode afirmar que o LAI aumenta indiscriminadamente ao longo do ano. Os dois períodos em estudo coincidiram com os equinócios, época em que a radiação solar é máxima na região. Observações efetuadas por CARSWELL et al. (submetido) para o período de solistício (junho), indicam NEE praticamente nulo e nenhum acréscimo no LAI.

MCWILLIAM et al (1993) encontram um valor médio de LAI de aproximadamente 5,7 para a Reserva Florestal Ducke no período de setembro a outubro de 1990, final da estação menos chuvosa. ROBERTS et al. (1993) estimou o LAI e sua distribuição vertical acumulativa para a floresta de Manaus, nos anos de 1984 a 1986, baseando-se em dados publicados na literatura e no método da área da manta orgânica, encontrando um valor médio de aproximadamente 6,6 e 6,1, respectivamente, não havendo diferença significativa no calculado dos LAI entre o dossel e a manta orgânica. Ainda pelo método da área da manta orgânica, na estação menos chuvosa, no período de julho de 1992 a 1993, foi observado um valor médio de aproximadamente 4,6 m²m⁻² na floresta de Ji-Paraná, apresentando uma quantidade de folhas cerca de 35% menor que a floresta de Manaus (ROBERTS, 1996). CARUZZO e ROCHA (2000), através de fotos hemisféricas, imagens digitalizadas no interior do dossel, coletadas nos meses de janeiro e fevereiro de 1999 na região de floresta no estado de Rondônia, obtiveram para áreas de cobertura vegetal densa um valor médio de LAI de aproximadamente 4,95 m² m⁻².

3.5. Fluxo de Água no Solo

Esta seção visa discutir o comportamento do modelo em relação o fluxo de água no solo. Infelizmente, não foi possível validar os resultados do modelo, devido a inexistência de medições de umidade do solo no período em estudo.

A variação da condutividade hidráulica do solo, da infiltração máxima e do potencial de água no solo são apresentados na Figura 20. Para se determinar o ponto de murcha permanente (PMP), capacidade de campo (CC) e ponto de saturação (SAT), foram considerados os valores de 15 atm para o ponto de murcha e 1/3 atm para capacidade de campo. O PMP, a CC e o SAT foram determinados da relação linear entre a condutividade hidráulica (k) e a umidade do solo e os valores obtidos foram 0,23, 0,36 e 0,48, respectivamente. Quando a planta atinge o seu ponto de murcha permanente, isso quer dizer que pode estar ocorrendo uma super saturação do ar no solo (Figura 20a). A Figura 20b mostra que existe uma linearidade entre a infiltração máxima e a umidade do solo. Presumivelmente a infiltração máxima diminui com o aumento da umidade do solo. O potencial de água no solo (ψ) foi determinado exponencialmente em relação à umidade do solo. Em solo saturado o ψ foi praticamente zero, aumentando à medida que o solo perde água (Figura 20c).

A Figura 21 mostra o comportamento do modelo para a camada superficial, quanto à variação horária do escoamento superficial, infiltração e umidade do solo, no dia 27 de abril de 1999 (117). A Figura 21a mostra a variação horária do escoamento superficial modelado, com precipitação

continua de aproximadamente 4 horas, cuja maior intensidade ocorreu às 8 horas da manhã. Da precipitação interceptada pelo solo, parte foi perdida por escoamento superficial e parte foi infiltrada para a camada inferior do solo próximo à superfície, considerada no modelo com 7,5 cm de espessura.

O valor máximo da precipitação ocorrida nesta análise foi em torno de 40 mm h^{-1} , onde somente 30 % foi infiltrado e o restante direcionado para o escoamento superficial, pois neste período o solo está saturado (Figura 21b). A simulação da variação horária da umidade do solo na camada superficial pode ser observada na Figura 21c. A presença de precipitação durante algumas horas do dia de simulação fez a umidade do solo aumentar aproximadamente 3% do seu valor inicial, passando de 46,4 para 47,7 %.

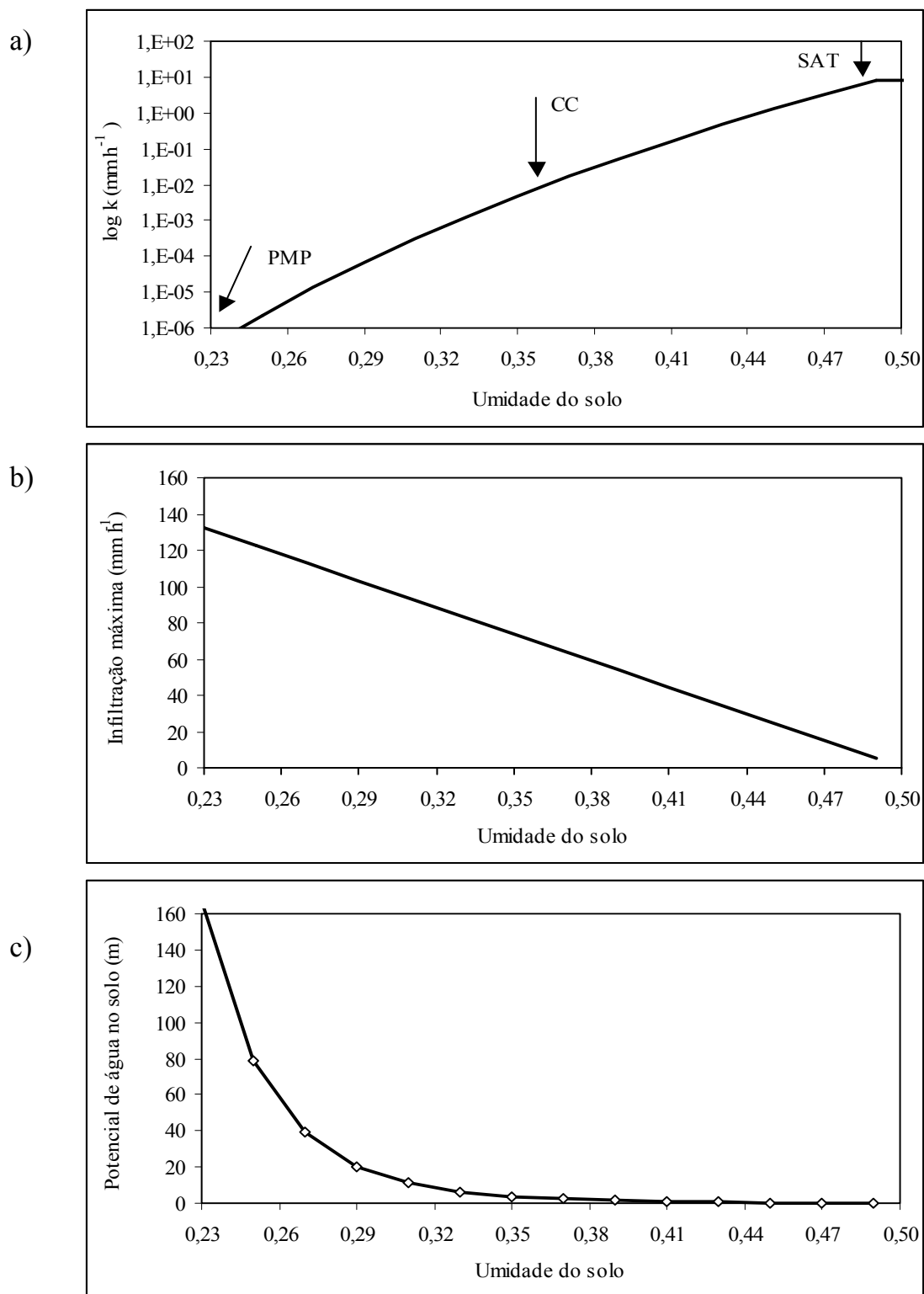


Figura 20. (a) Condutividade hidráulica em função da umidade do solo; (b) infiltração máxima em função da umidade do solo e (c) potencial de água no solo em função da umidade do solo.

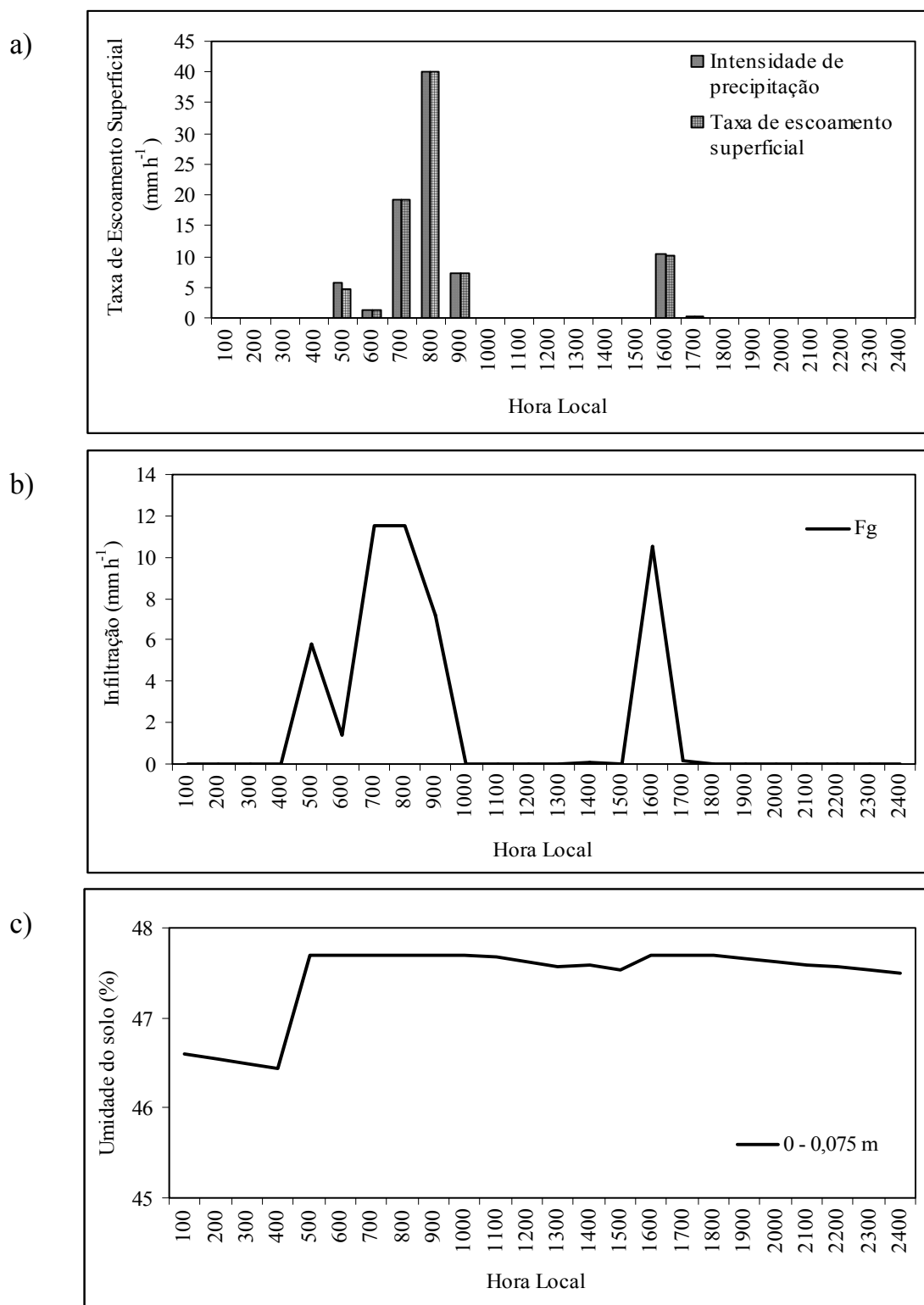


Figura 21. Comportamento dos parâmetros físicos do solo: (a) escoamento superficial; (b) infiltração e (c) umidade do solo, para a camada superficial de 7,5 cm de espessura, no dia 27 de abril (117) de 1999.

4. CONCLUSÕES

Neste trabalho foi desenvolvido um modelo simplificado para estimar os fluxos de carbono, vapor d'água e energia em ecossistema de floresta tropical, baseando-se em processos físicos, químicos e biológicos. O modelo SITE (Simple Tropical Ecosystem Model) requer intensiva coleta de dados para sua alimentação, e validação. Para calibrar e validar o modelo se utilizou os dados de estação automática e de fluxos coletados na reserva florestal de Caxiuanã, em Melgaço-PA.

Os resultados obtidos através da simulação do modelo para o ecossistema de floresta apresentaram as seguintes conclusões:

- A simulação mostra que a floresta de Caxiuanã comporta-se de maneira similar a outros ecossistemas de floresta tropical amazônicos;
- O modelo mostra uma variabilidade sazonal do LAI variando de 5 a 6,2 m² m⁻².

- O ecossistema em estudo retirou carbono da atmosfera na maior parte dos dias; o ciclo diurno do fluxo de CO_2 é similar aos dos outros ecossistemas amazônicos.
- Os valores simulados pelo modelo, na maioria dos casos, se ajustaram adequadamente aos dados observados na área experimental. Destaca-se a reprodução de detalhes relativamente difíceis de serem simulados, como o pico do NEE ocorrendo antes das 12:00, e transientes de fluxo de vapor d'água durante a noite. Apesar disso, o modelo se mostrou excessivamente sensível a fortes rajadas de vento no período noturno, quando o ar do dossel está próximo à saturação, superestimando o fluxo de vapor d'água nestas situações.

Recomenda-se no futuro realizar uma coleta de dados mais ampla, incluindo medições como índice de área foliar, manta orgânica, umidade e parâmetros físicos do solo, medições que são extremamente importantes para alcançar uma melhor calibração e validação do modelo.

Futuramente, o modelo SITE será testado a longo prazo, simulando a variabilidade interanual e interdecadal dos fluxos CO_2 e H_2O na reserva florestal de Caxiuanã. Para tal, estão sendo gerados dados meteorológicos horários no período 1935 a 1995. Este tipo de pesquisa é fundamental para um melhor entendimento do ecossistema de floresta tropical Amazônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMTHOR, J. S. The role of maintenance respiration in plant growth, *Plant, Cell and Environment*, v. 7, 1984. p.561-569.
- BONAN, G. B. *A Land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide*. NCAR Technical note TN-417+STR, 1996. 150p.
- BRUTSAERT, W. Heat and mass transfer to and from surfaces with dense vegetation or similar permeable roughness. *Boundary Layer Meteorol.*, v. 16, 1979. p.365-388.
- CAMPBELL, G.S.; NORMAN, J.M. *An introduction to environmental biophysics*. New York: Springer-Verlag, 2nd ed., 1998. 286 p.
- CARSWELL, F. E.; COSTA, A. C. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIR, P.; COSTA, J. P. R.; RUIVO, M. L.; LEAL, L. S. M.; COSTA, J. M. N.; CLEMENTE, R. J.; GRACE, J. Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian Rain Forest. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*. Submetido.
- CARUZZO, A.; ROCHA, H. R. *Estimativa do índice de área foliar (IAF) em região de pastagem e floresta com um método indireto ("gap fraction") durante o experimento AMC/LBA-1999*. Congresso Brasileiro de Meteorologia., 2000. Rio de Janeiro-RJ., Anais.
- CIAIS, P.; TANS, P. P.; TROLIER, M.; WHITE, J. W. C.; FRANCEY, R. J. A large northern hemisphere terrestrial CO₂ sink indicated by ¹³C/¹²C of atmospheric CO₂. *Science*, v.269, 1995. p. 1098-1102.

- COLLATZ, G. J.; BALL, J. T.; GRIVET, C.; BERRY, E. J. A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.54, 1991. p. 107-136.
- COLLATZ, G. J.; CARBO, M. R.; BERRY, J. A. Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C₄ plants, *Aust. J. Plant Physiol.*, v. 19, 1992. p.519-538.
- COSBY, B. J.; HORNBERGER, R. B.; CLAPP, R. B.; GINN, T. R. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, v. 20, 1984. p. 682-690.
- COSTA, M. H. & FOLEY, J. A. The water balance of the Amazon basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, v.102, 1997. p. 23973-23990.
- DAVIDSON, E. A.; VERCHOT, L. V.; CATTÂNIO, J. H.; ACKERMAN, I. L.; CARVALHO, J. E. M. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. *Biogeochemistry*, v.48, 2000. p.53-69.
- DICKINSON, R. E.; SELLERS, A.-H.; KENNEDY, P. J.; WILSON, M. F. *Biosphere-Atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model*, NCAR Technical note TN-275+STR, 1984. 69p.
- ENTENKHABI, D. & EAGLESON, P. S. Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including sub grid scale spatial variability. *Journal of Climate*, v. 2, 1989. p. 816-831.
- FARQUHAR, G. D.; CAEMMERER, S. V.; BERRY, J. A. A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, v.149, 1980. p.78-90.
- FARQUHAR, G. D.; SHARKEY, T. D. Stomatal conductance and photosynthesis, *Ann. Rev. Plant Physiol.*, v. 33, 1982. p. 317-345.
- FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, v.10, 1996. p. 603-628.
- GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Energy budget in forest and pasture sites in Amazonian, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 15, 2000. p.25-37.

- GRACE, J.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P. Carbon dioxide flux over Amazon rainforest in Rondônia. In: *Amazonian deforestation and climate*. GASH, J.H.C.; C.A. NOBRE; J.M. ROBERTS; R.L. VICTORIA. John Wiley and Sons, 1st ed., 1996. p. 307-318.
- HAXELTINE, A.; PRENTICE, I. C. Biome 3: An equilibrium terrestrial biophere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 10, 1996. p.693-709.
- HODNETT, M.G.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. de O.; OYAMA, M.D. Deep soil water uptake by forest and pasture in central Amazonian: predictions from long-term daily rainfall data using a simple water balance model. In: *Amazonian deforestation and climate*. GASH, J.H.C.; C.A. NOBRE; J.M. ROBERTS; R.L. VICTORIA. John Wiley and Sons, 1st ed., 1996. p. 81-99.
- HOUGHTON, R. A.; HACKLER, J. L.; LAWRENCE, K. T. The U.S. Carbon Budget: Contributions from Land-Use Change. *Science*, v.285, 1999. p. 574-578.
- HURTT, G. C.; MOORCROFT, P. R.; PACALA, S. W.; LEVIN, S. A. Terrestrial models and global change: challenges for the future. *Global Change Biology*, v. 4, 1998. p. 581-590.
- JARVIS, P. G.; MASSHERDER, J. M.; HALE, S. E.; MONCRIEFF, J. B.; RAYMENT, M.; SCOTT, S. L. Seasonal variation of carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of a boreal black spruce forest. *Journal of Geophysical Research*, v.102, 1997. p. 28953-28966.
- KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A.; DELIRE, C.; FISHER, V. A.; COE, M. T.; GOWER, S. T.; LENTERS, J. D.; YOUNG-MOLLING, C.; NORMAN, J. M.; RAMANKUTTY, N. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance and vegetation structure. *Global Biogeochemical Cycles*, v.14, 2000. p.795-825.
- LEUNING, R. A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C₃ plants. *Plant, Cell and Environment*. v.18, 1995. p.339-355.
- LLOYD, C. R.; GASH, J. H. C.; SHUTTLEWORTH, W. J.; MARQUES, A. O. The measurements and modeling of rainfall interception by Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.43, 1988. p.277-294.

- LLOYD, J.; GRACE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; WONG, S. C.; MIRANDA, H. S.; WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; MCINTYRE, J. A. A simple calibrated model of Amazon rainforest productivity based on leaf biochemical properties. *Plant, Cell and Environment*. v.18, 1995. p.1129-1145.
- MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, A. C.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, v.31, 1998. p. 31593-31612.
- MEDINA, E.; CUEVAS, E. Biomass production in nutrient-limited rainforest: implications for responses to global change. In: *Amazonian deforestation and climate*. GASH, J.H.C.; C.A. NOBRE; J.M. ROBERTS; R.L. VICTORIA. John Wiley and Sons, 1st ed., 1996. p. 221-239.
- MELILLO, J. M.; MCGUIRE, A. D.; KICKLIGHTER, D. W.; MOORE III, B.; VÖRÖSMARTY, C. J.; SCHLOSS, A. L. Global climate change and terrestrial net primary production. *Nature*, v.363, 1993. p.234-240.
- MOURA, R. G.; MANZI, A. O.; NOGUEIRA, V. S.; MENDES, D. *Comparação entre os perfis de radiação solar dentro de ambiente de floresta para dias com diferentes coberturas de nebulosidade*. Congresso Brasileiro de Meteorologia., 2000. Rio de Janeiro-RJ., Anais.
- MCWILLIAM, A. L. C.; ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; LEITÃO, M. V. B. R. COSTA, A. C. L.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. A. G. P. Leaf area index and above ground biomass of terra firme rain forest and adjacent clearings in Amazonian. *Funct. Ecol.*, v. 7, 1993. p. 310-317.
- NEILSON, R. P. A model for predicting continental scale vegetation distribution and water balance. *Ecological Applications*, v. 5, 1995. p.362-385.
- NEPSTAD, D. C.; CARVALHO, C. R.; DAVIDSON, E. A.; JIPP, P. H.; LEFEBVRE, P. A.; NEGREIROS, G. H.; SILVA, E. D.; STONE, T. A.; TRUMBORE, S. E.; VIEIRA, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, v.372, 1994. p. 666-669.
- NOBRE, C. A.; FISCH, G.; ROCHA, H. R.; LYRA, R. F.; ROCHA, E. P.; COSTA, A. C. L.; UBARANA, V. N. Observations of the atmospheric boundary layer in Rondônia. In: *Amazonian deforestation and climate*. GASH, J.H.C.; C.A. NOBRE; J.M. ROBERTS; R.L. VICTORIA. John Wiley and Sons, 1st ed., 1996. p. 413-423.

- OLIVEIRA, J. B. *Análise do Balanço de Radiação na Região Amazônica*. Viçosa, MG: UFV, 2000. 79 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- PARTON, W.; STEWART, J.; COLE, C. Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. *Biogeochemistry*, v. 5, 1988. p.109-131.
- PRENTICE, I. C.; CRAMER W.; HARRISON, S. P.; LEEMANS, R.; MONSERUD, R. A.; SOLOMON, A. M. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, v. 16, 1992. p.117-134.
- PEREIRA, A. R. Radiation regime of tropical rain forest. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 5, 1997. p.i-viii.
- PHILLIPS, O. L.; MALHI, Y.; HIGUCHI, N.; LAURANCE, W. F.; NÚÑEZ, P. V.; VÁSQUEZ, R. M.; LAURANCE, S. G.; FERREIRA, L. V.; STERN, M.; BROWN, S.; GRACE, J. Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. *Science*, v.282, 1998. p. 439-442.
- POLLARD, D. & THOMPSON, S. L. The effect of doubling stomatal resistance in a global climate model. *Global and Planetary Change*, v.10, 1995. p. 129-161.
- RAICH, J. W.; RASTETTER E. B.; MELILLO, J. M.; KICKLIGHTER, D. W.; STEUDIER, P. A.; PETERSON, B. J. GRACE, A. L.; MOORE, B.; VOROSMARTY, C. J. Potential net primary productivity in South America: application of a global model. *Ecological Applications*, v. 1, 1991. p.399-429.
- ROBERTS, J.; CABRAL, O. M. R.; FISCH, G.; MOLION, L. C. B.; MOORE, C. J.; SHUTTLEWORTH, W. J. Transpiration from an Amazonian rainforest calculated from stomatal conductance measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.65, 1993. p. 175-196.
- ROBERTS, J.; CABRAL, O. M. R.; COSTA, J. P.; MCWILLIAM, A. L. C. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In: *Amazonian deforestation and climate*. GASH, J.H.C.; C.A. NOBRE; J.M. ROBERTS; R.L. VICTORIA. John Wiley and Sons, 1st ed., 1996. p. 287-306.
- ROCHA, H. R.; SELLERS, P. J.; COLLATZ, G. J.; WRIGHT, I. R.; GRACE, J. Calibration and use of the SiB2 model to estimate water vapor and carbon exchange at the ABRACOS forest sites. In: *Amazonian deforestation and climate*. GASH, J.H.C.; C.A. NOBRE; J.M. ROBERTS; R.L. VICTORIA. John Wiley and Sons, 1st ed., 1996. p. 460-471.

- RUIVO, M. L. P.; QUANZ, B.; SALES, M. E. C.; MEIR, P. *Solos dos Sítios do Experimento esecaflor- Caxiuanã, Pa.* IN: LISBOA, P.L.B. (ed.). Caxiuanã. Populações Tradicionais, Meio Físico e Biodiversidade, Belém, Museu Paraense Emilio Goeldi. Belém – PA; 2001. p. 206-213.
- RUNNING, S. W. & GOWER, S. T. Forest – BGC, a general model of forest ecosystem processes for regional applications, II, Dynamic allocation and nitrogen budgets, *Tree Physiol.*, v. 9, 1991. p.147-160.
- SCHIMEL, D. S. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology*, v.1, 1995. p. 77-91.
- SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y.; DALCHER A. A simple biosphere model (SiB) for use with general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 43, 1986. p.505-531.
- SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. Lond.*, BS33, 1988. p.321-346.
- TRUMBORE, S. E.; DAVIDSON, E. A.; CAMARGO, P. B.; NEPSTAD, D. C.; MARTINELLI, L. A. Belowground cycling of carbon in forests and pastures of eastern Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, v.9, 1995. p.515-528.
- WOODWARD, F. I. Climate and plant distribution. Cambridge University Press, Cambridge, 1987.
- UBARANA, V. N. Observations and modeling of rainfall interception at two experimental sites in Amazonian. In: *Amazonian deforestation and climate*. GASH, J.H.C.; C.A. NOBRE; J.M. ROBERTS; R.L. VICTORIA. John Wiley and Sons, 1st ed., 1996. p. 151-162.