

HERNANI JOSÉ BRAZÃO RODRIGUES

**BALANÇO DE RADIAÇÃO, ENERGIA E FLUXO DE CO₂ EM
ECOSSISTEMA DE MANGUEZAL NA AMAZÔNIA**

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

**VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2006**

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

HERNANI JOSÉ BRAZÃO RODRIGUES

**BALANÇO DE RADIAÇÃO, ENERGIA E FLUXO DE CO₂ EM
ECOSSISTEMA DE MANGUEZAL NA AMAZÔNIA**

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

APROVADA: 14 de agosto de 2006.

**Prof. João Batista Miranda Ribeiro
(Co-Orientador)**

**Prof. Antônio Carlos Lola da Costa
(Co-Orientador)**

Pesq. Williams Pinto Marques Ferreira

Doutora Francisca Zenaide de Lima

**Prof. José Maria Nogueira da Costa
(Orientador)**

A Deus, por tudo...

À minha esposa, Aurení Rodrigues pelo amor, compreensão, apoio e determinação de assumir tantas responsabilidades durante minha ausência.

A meus filhos, Alícia Andrezza e Lucas Calábria por todo carinho e alegria que me proporcionam nessa vida.

Aos meus pais, irmã e irmãos que sempre acreditaram em mim.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. José Maria Nogueira da Costa, pelos ensinamentos, incentivo e dedicada orientação na elaboração desse estudo.

Ao Projeto LBA-ECOBIOOMA pela oportunidade de utilização da mais longa e melhor série de dados coletados em ecossistema de manguezal amazônico.

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior e ao Programa de Qualificação Interinstitucional (CAPES-PQI) pela concessão da bolsa de estudo.

Aos professores, Dr. João Batista Miranda Ribeiro e Dr. Antonio Carlos Lôla da Costa, pelas sugestões, apoio e incentivo na condução desse estudo e merecedores de meu reconhecimento pela árdua tarefa de implantar um sítio experimental em ecossistema de manguezal.

À Universidade Federal de Viçosa pela oportunidade oferecida e a todos os Professores do Departamento de Meteorologia Agrícola pelos ensinamentos recebidos.

Ao Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Pará pela confiança na liberação para o doutoramento e em especial ao Prof. Dr. Edson Rocha pelo crédito de confiança sendo meu fiador junto a UFPA.

Aos meus Pais Henrique Rodrigues e Alice Brazão Rodrigues pelo exemplo de caráter, dignidade, religiosidade e honestidade e por me ofertarem tudo que lhes foi possível.

A todos os colegas de pós-graduação que de alguma forma contribuíram para a realização desse estudo, em especial a Marcos Antonio Vanderlei Silva, José Danilo, Rosandro Minuzzi, Josinaldo Ribeiro, Ricardo Guimarães, Vanda Andrade e Leonardo Neves.

BIOGRAFIA

HERNANI JOSÉ BRAZÃO RODRIGUES, filho de Henrique Rodrigues e Alice Brazão Rodrigues, nasceu em Belém do Pará em 22 de janeiro de 1963.

Em janeiro de 1991, graduou-se em Meteorologia pela Universidade Federal do Pará.

Em setembro de 1991, concluiu o curso de Especialização em Métodos Estatísticos Aplicados à Meteorologia e Climatologia, pela Universidade Federal da Paraíba.

Em 1993 ingressou no curso de Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal da Paraíba, defendendo sua Dissertação em outubro de 1995.

De novembro de 1995 a novembro de 1996 atuou como Meteorologista do Núcleo de Meteorologia e Recursos Hídricos do Estado de Alagoas.

Em dezembro de 1996 entrou para o quadro de Professores do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Pará.

Em agosto de 2002 iniciou o curso de Doutorado em Meteorologia Agrícola na Universidade Federal de Viçosa-MG, na área de Micrometeorologia de Ecossistemas, submetendo-se à defesa de tese em 14 de agosto de 2006.

CONTEÚDO

	Página
LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xii
LISTA DE TABELAS.....	xvi
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS.....	xviii
RESUMO.....	xx
ABSTRACT.....	xxii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	6
2.1. O que é o manguezal.....	6
2.2. Distribuição dos manguezais.....	8
2.3. Sistema de medição de fluxo de massa e energia.....	9
2.4. Modelos de simulação de fluxos.....	12
2.5. Balanço de radiação e partição da energia.....	15
2.6. Determinantes ambientais do ecossistema de manguezal.....	18
2.7. Condutância estomática.....	21
2.8. Influência de variáveis meteorológicas na magnitude dos fluxos.....	22
2.9. Impactos do desmatamento sobre a climatologia regional.....	23
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
3.1. Localização e descrição do sítio experimental.....	27
3.1.1. Manguezal natural.....	28
3.1.2. Manguezal degradado.....	29
3.2. Medições e sistema de aquisição de dados.....	30

	Página
3.2.1. Medição no manguezal natural.....	30
3.2.2. Medições no manguezal degradado.....	31
3.2.3. Estação Meteorológica Automática (EMA).....	31
3.2.4. Sistema de medição de fluxos (EDISOL).....	33
3.2.5. Anemômetro sônico de três eixos.....	34
3.2.6. Analisador de gás a infravermelho (IRGA).....	35
3.2.6.1. Princípio de funcionamento.....	36
3.2.6.2. Método de calibração.....	38
3.2.7. Cálculo dos fluxos.....	38
3.2.8. O método de correlação de vórtices turbulentos.....	39
3.3. Modelos aplicados para balanço de radiação.....	40
3.3.1. Modelo de HARGREAVES e SAMANI.....	40
3.3.2. Modelo de BRISTOW e CAMPBELL.....	41
3.3.3. Modelo baseado em BRUTSAERT.....	42
3.3.4. Modelo baseado em BRUNT.....	44
3.3.5. Modelo baseado em BRUIN.....	45
3.4. Modelos empíricos aplicados para balanço de energia.....	46
3.4.1. Modelo baseado em SHUTTLEWORTH.....	46
3.4.2. Modelo baseado em BRUIN e HOLTSLAG.....	49
3.4.3. Modelo baseado em PENMAN e MONTEITH.....	50
3.5. Partição da energia.....	53
3.6. Condutância estomática.....	53
3.7. Déficit de umidade específica.....	54
3.8. Fluxo de calor no solo.....	54
3.9. Análise estatística.....	55
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	57
4.1. Distribuição da precipitação.....	57
4.2. Radiação solar global.....	58
4.3. Radiação fotossinteticamente ativa.....	60
4.4. Simulação da radiação solar global em base diária.....	61

	Página
4.5. Simulação do balanço de radiação de onda longa em base diária.....	64
4.6. Fluxo de calor sensível.....	71
4.6.1. Simulação do fluxo de calor sensível em base horária.....	71
4.6.2. Simulação do fluxo de calor sensível em base média horária.....	103
4.6.3. Simulação do fluxo de calor sensível em base diária.....	110
4.7. Fluxo de calor latente.....	117
4.7.1. Simulação do fluxo de calor latente em base horária.....	117
4.7.2. Simulação do fluxo de calor latente em base média horária.....	149
4.7.3. Simulação do fluxo de calor latente em base média diária.....	156
4.8. Variação sazonal e partição dos componentes do balanço de energia.....	163
4.9. Variação sazonal, relações de dependência entre condutância estomática e variáveis meteorológicas no manguezal.....	171
4.10. Características e relações entre fluxo de carbono e variáveis Meteorológicas.....	176
4.11. Alterações micrometeorológicas decorrentes da degradação no manguezal.....	182
5. CONCLUSÕES.....	189
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	193

LISTA DE FIGURAS

Número	Descrição	Página
1	Distribuição mundial dos manguezais.	9
2	Mapa da península bragantina e localização dos sítios experimentais de mangue natural e degradado.	27
3	Torre micrometeorológica instalada no manguezal natural de Bragança.	28
4	Vista parcial da área degradada do manguezal de Bragança-PA.	30
5	Estação Meteorológica Automática (EMA) instalada no manguezal natural.	32
6	Sistema EDISOL instalado no manguezal natural de Bragança.	34
7	Esquema operacional do IRGA em detalhes.	37
8	Distribuição da precipitação medida no sítio experimental e série climatológica da estação de Tracuateua.	58
9	Variação sazonal da radiação solar global média e máxima em associação com a distribuição de precipitação para o mesmo período.	58
10	Marcha diária da radiação solar global entre (07:00 e 18:00 h) correspondente ao período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).	59
11	Variação média horária da radiação fotossinteticamente ativa, correspondente ao período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).	60
12	Estimativas da variação diária da radiação solar global, utilizando modelos empíricos de Hargreaves-Samani e Bristow-Campbell, associada à precipitação medida entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.	62
13	Estimativas da variação diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.	65-69
14	Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	72-76

15	Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	77-81
16	Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	82-86
17	Gráficos de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	87-91
18	Gráficos de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtslag entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	92-96
19	Gráficos de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	97-101
20	Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	104-108
21	Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	111-115
22	Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	118-122
23	Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	123-127
24	Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	128-132
25	Gráficos de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	133-137
26	Gráficos de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	138-142

27	Gráficos de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	143-147
28	Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	150-154
29	Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos sugeridos por Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) entre os meses de nov_02 (a) e ago_03 (j).	157-161
30	Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para os meses de nov.(a), dez.(b), jan.(c), fev.(d), mar.(e), abr.(f), mai.(g), jun.(h), jul.(i) e ago.(j).	164-168
31	Variação sazonal dos valores médios diários dos componentes do balanço de energia.	170
32	Variação sazonal da partição dos componentes do balanço de energia.	170
33	Comportamento médio diário da condutância estomática e déficit de pressão de vapor para o período chuvoso e menos chuvoso.	172
34	Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e déficit de pressão de vapor para o período chuvoso e menos chuvoso.	172
35	Comportamento médio diário da condutância estomática e saldo de radiação para o período chuvoso e menos chuvoso.	173
36	Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e saldo de radiação para o período chuvoso e menos chuvoso.	173
37	Comportamento médio diário da condutância estomática e vento para o período chuvoso e menos chuvoso.	174
38	Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e vento para o período chuvoso e menos chuvoso.	174
39	Comportamento médio diário da condutância estomática e fluxo de calor latente para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).	175

40	Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e fluxo de calor latente para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).	175
41	Variação sazonal dos ciclos diurno e noturno do fluxo de CO ₂ entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.	177
42	Comportamento do balanço diário do fluxo de CO ₂ correspondente a 20 dias do período chuvoso e menos chuvoso.	178
43	Variação sazonal dos fluxos de CO ₂ e radiação fotossinteticamente ativa (PAR) entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.	178
44	Variação sazonal do fluxo de CO ₂ e déficit de umidade específica correspondente ao ciclo diurno (a) e noturno (b).	179
45	Comportamento da variação sazonal do fluxo médio mensal de CO ₂ e condutância estomática em ecossistema de manguezal.	180
46	Variação sazonal noturna das taxas de respiração e a temperatura do ar para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003.	181
47	Variação média diária do saldo de radiação nas áreas de manguezal natural e degradado.	182
48	Variação média horária da radiação solar global e saldo de radiação para as áreas de manguezal natural e degradado.	183
49	Variação média horária da temperatura do ar para as áreas de manguezal natural e degradado.	184
50	Variação média horária do déficit de umidade específica para as áreas de manguezal natural e degradado.	185
51	Variação média horária dos perfis de temperatura do solo nas áreas de manguezal natural e degradado.	186
52	Variação média horária do fluxo de calor no solo para as áreas de manguezal natural e degradado.	187
53	Variação média horária da velocidade do vento para as áreas de manguezal natural e degradado.	188

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado	Unidade
A	Constante (eq. 38)	$s^{1/2} m^{-1}$
b	Coefficiente empírico	-
c_p	Calor específico do ar a pressão constante	$J.kg^{-1},K^{-1}$
c	Coefficiente empírico	-
C	Cobertura de nuvens	décimos
C_1	Constante empírica	$h Pa^{-1/2}$
C_2	Constante empírica	$h Pa^{-1/2}$
CO ₂	Dióxido de carbono	$\mu mol.m^{-2},s^{-1}$
d	Deslocamento do plano zero	m
D	Largura característica da folha	m
d_i	Diferença entre valores estimados e observados	-
DPV	Déficit da pressão de vapor	h Pa
e	Pressão que o vapor d'água exerce na atmosfera	h Pa
e_a	Pressão de vapor em um nível de referência	h Pa
e_s	Pressão de saturação do vapor d'água	h Pa
$e_s(T_f)$	Pressão de saturação do vapor à temperatura da folha	h Pa
F	Energia utilizada na fotossíntese	$W.m^{-2}$
Fc	Fluxo vertical total de uma grandeza escalar C	-
f_c	Fluxo de carbono	$\mu mol.m^{-2},s^{-1}$
F_{Rg}	Influência da radiação solar na resistência estomática	-
G	Fluxo de calor no solo	$W.m^{-2}$
g_s	Condutância estomática	$m.s^{-1}$
g_a	Condutância aerodinâmica	$m.s^{-1}$
H	Fluxo de calor sensível	$W.m^{-2}$
\mathcal{H}	Ângulo horário do por-do-sol	graus
hc	Altura média das árvores	m
k	Constante de von Karmann	-
K_{\downarrow}	Radiação de onda curta emitida pelo sol	$W.m^{-2}$
K_{\uparrow}	Radiação de onda curta refletida	$W.m^{-2}$

K^*	Balanço de radiação de ondas curtas	$W.m^{-2}$
k_{rs}	Coefficiente empírico	-
L	Comprimento característico da folha	m
L_{\downarrow}	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera	$W.m^{-2}$
L_{\uparrow}	Radiação de onda longa emitida pela superfície	$W.m^{-2}$
L^*	Balanço de radiação de ondas longas	$W.m^{-2}$
L_n	Balanço de radiação de ondas longas	$W.m^{-2}$
LE	Fluxo de calor latente	$W.m^{-2}$
L_v	Calor latente de vaporização da água	$J.kg^{-1}$
m_a	Massa de ar	kg
m_v	Massa de vapor d'água	g
n	Número de horas de brilho solar	h
n	Número de dados da amostra	-
n'	Coefficiente de atenuação para velocidade do vento	-
n_j	Dia Juliano	-
N	Duração do fotoperíodo	h
P	Pressão atmosférica	h Pa
Q^*	Radiação líquida	$W.m^{-2}$
q	Umidade específica	$g.kg^{-1}$
q_s	Umidade específica de saturação	$g.kg^{-1}$
q'	Desvio instantâneo da umidade específica	$g.kg^{-1}$
R_a	Radiação da atmosfera	$W.m^{-2}$
$R_{a,all}$	Radiação atmosférica sob presença de nuvens	$W.m^{-2}$
$R'_{a,clr}$	Radiação emitida pela atmosfera sob céu claro	$W.m^{-2}$
r_a	Resistência aerodinâmica global	$s.m^{-1}$
r_b	Resistência média da camada limite	$s.m^{-1}$
r_e'	Termo para determinação da resistência estomática	$mol.m^{-1}.s^{-1}$
R_g	Radiação solar global	$W.m^{-2}$
R_n	Saldo de radiação	$W.m^{-2}$
R_o	Radiação extraterrestre	$MJ.m^{-2}.d^{-1}$
R_{par}	Radiação fotossinteticamente ativa	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
R_r	Radiação solar refletida pela superfície	$W.m^{-2}$
R_s	Radiação solar emitida pela superfície	$W.m^{-2}$

r_s	Resistência estomática	$s.m^{-1}$
r_{smin}	Resistência estomática mínima	$s.m^{-1}$
r_{smax}	Resistência estomática máxima	$s.m^{-1}$
S	Energia armazenada no dossel	$W.m^{-2}$
\mathcal{S}_i	Desvio padrão das diferenças entre v. estimado e obs.	-
S_n	Balanco de radiação de ondas curtas	$W.m^{-2}$
t	Teste t-estatístico	-
T	Temperatura do ar em graus Kelvin	$^{\circ}K$
T'	Desvio instantâneo da temperatura média do ar	-
T_{ar}	Temperatura do ar	$^{\circ}C$
T_s	Temperatura do solo	$^{\circ}C$
T_l	Temperatura do solo na profundidade l	$^{\circ}C$
T_{max}	Temperatura máxima	$^{\circ}C$
T_{min}	Temperatura mínima	$^{\circ}C$
T_t	Transmitância atmosférica total	-
T_{tmax}	Máxima transmitância para céu claro	-
T_{tf}	Fração de T_{tmax}	-
T_f	Temperatura da folha	$^{\circ}C$
T_{sf}	Temperatura da superfície foliar	$^{\circ}K$
T_{vs}	Temperatura virtual sônica	$^{\circ}C$
u	Velocidade do vento no topo do dossel	$m.s^{-1}$
UR	Umidade relativa do ar	%
u_z	Velocidade do vento na altura z	$m.s^{-1}$
V	Velocidade do vento	$m.s^{-1}$
w	Componente vertical da velocidade do vento	$m.s^{-1}$
w'	Componente vertical das flutuações da vel. do vento	$m.s^{-1}$
Z_e	Altura da medida da umidade do ar	m
Z_m	Altura da medida da velocidade do vento	m
Z_{oe}	Comprimento de rugosidade p/ transp. de vapor e H	m
Z_{om}	Comprimento de rugosidade p/ transp. de momentum	m
α	Albedo	-
β	Razão de Bowen	-
δ	Declinação solar	graus

Δ	Declividade da curva de pressão de saturação	$\text{h Pa}\cdot\text{C}^{-1}$
Δq	Déficit de umidade específica	$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$
$\overline{\Delta T}$	Valor médio mensal entre temperaturas extremas	$^{\circ}\text{C}$
ε_a	Emissividade atmosférica aparente	-
ε_{sf}	Emissividade da superfície foliar	-
γ	Constante psicrométrica	$\text{h Pa}\cdot\text{K}^{-1}$
λ	Condutibilidade térmica do solo	$\text{W}\cdot\text{m}^{-1},\text{K}^{-1}$
φ	Latitude	Graus
Θ	Temperatura potencial	$^{\circ}\text{C}$
ρ_a, ρ	Densidade do ar ou massa específica do ar	$\text{Kg}\cdot\text{m}^{-3}$
ρ_c	Densidade do escalar C	$\text{Kg}\cdot\text{m}^{-3}$
Ψ_{pd}	Potencial hídrico foliar	M Pa
σ	Constante de Stefan-Boltzmann	$\text{W}\cdot\text{m}^{-2},\text{K}^{-4}$

LISTA DE TABELAS

Número	Descrição	Página
1	Relação das variáveis meteorológicas coletadas na Estação Meteorológica Automática (EMA) com identificação dos sensores, unidade de medida e altura/profundidade de instalação.	31
2	Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária da radiação solar global (R_g), simulada pelos métodos de Hargreaves-Samani e Bristow-Campbell.	63
3	Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária da radiação solar global (R_g) simulada pelos métodos de Hargreaves-Samani e Bristow-Campbell.	63
4	Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária do balanço de radiação de onda longa simulado pelos métodos de Brutsaert, Brunt e Bruin.	70
5	Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária do balanço de radiação de onda longa simulado pelos métodos de Brutsaert, Brunt e Bruin	70
6	Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação horária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.	102
7	Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação horária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-holtslag e Penman-Monteith.	102
8	Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação média horária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.	109
9	Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação média horária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-holtslag e Penman-Monteith.	109

10	Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.	116
11	Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-holtslag e Penman-Monteith.	116
12	Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.	148
13	Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-holtslag e Penman-Monteith.	148
14	Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação média horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.	155
15	Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação média horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-holtslag e Penman-Monteith.	155
16	Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.	162
17	Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-holtslag e Penman-Monteith.	162
18	Valores médios diários da fração do saldo de radiação utilizado sob a forma de calor latente e calor sensível em sítios experimentais na floresta Amazônica.	169
19	Valores médios diários dos componentes do balanço de energia e partição do saldo de radiação em calor sensível e calor latente para o ecossistema de manguezal.	169
20	Valores médios, máximos, mínimos, amplitudes e variação média diurna e noturna da temperatura do ar em área de manguezal	184

natural e degradado.

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABRACOS	Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study
B-H	Bruin-Holtslag
B-C	Bristow-Campbell
BOREAS	Boreal Ecosystem-Atmosphere Study
CANOAK	Model biophysical to investigate how fluxes and concentration profiles of carbon vary on diurnal and seasonal time scales.
EMA	Estação Meteorológica Automática
EUROFLUX	Long term carbon dioxide and water vapour fluxes of European forest and interactions with the climate system.
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.
FLUXNET	Network to measure the exchange of fluxes between terrestrial ecosystem and atmosphere.
HAPEX-Sahel	A large-scale study of Land-Atmosphere interactions in the semi-arid tropics.
H-S	Hargreaves-Samani
IBIS	Integrated Biosphere Simulator
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IRGA	Analisador de Gás a Infravermelho
LAI	Index Área Leaf
LBA	Experimento de grande escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia
LI	Linha de Instabilidade
MBE	Mean Bias Error (Desvio médio do erro)
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera

NOPEX	Northern hemisphere climate processes land-surface EXperiment.
PAR	Radiação Fotossinteticamente Ativa
P-M	Penman-Monteith
RFA	Radiação Fotossinteticamente Ativa
RMSE	Root Mean Square Error (Raiz do erro quadrado médio)
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
SSiB	Simplifield Simple Biosphere
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

RODRIGUES, Hernani José Brazão, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, agosto de 2006. **Balço de radiação, energia e fluxo de CO₂ em ecossistema de manguezal na Amazônia.** Orientador: José Maria Nogueira da Costa. Co-Orientadores: João Batista Miranda Ribeiro e Antônio Carlos Lôla da Costa.

Este trabalho utiliza a mais longa série de dados meteorológicos contínuos e medições de fluxos de CO₂, calor sensível e calor latente, obtidos em ecossistema de manguezal amazônico. A série utilizada neste estudo corresponde ao período de novembro de 2002 a agosto de 2003. Os dados meteorológicos foram coletados por uma estação meteorológica automática e os fluxos de CO₂ e energia foram medidos com o sistema EDISOL que utiliza a técnica de covariância de vórtices turbulentos. Os principais objetivos do presente trabalho foram, avaliar o desempenho de modelos empíricos na estimativa dos componentes do balanço de radiação e energia; avaliar as variações sazonais da partição dos componentes do balanço de radiação e energia; quantificar as magnitudes diárias e sazonais dos fluxos de CO₂ e suas relações de dependência com variáveis meteorológicas; estimar e analisar a variação temporal da condutância estomática e estabelecer relações de dependência com a micrometeorologia do manguezal e finalmente avaliar alterações micrometeorológicas decorrentes da degradação no manguezal. Na estimativa da radiação solar global (R_g), foram utilizados os modelos propostos por Hargreaves-Samani e Bristow-Campbell, que se baseiam nas variações de temperaturas extremas diárias. O modelo de Bristow-Campbell apresentou desempenho satisfatório e o modelo de Hargreaves-Samani se mostrou bastante sensível às ocorrências de precipitação mostrando, todavia bom desempenho nas estimativas de R_g para dias de céu claro. Nas simulações do balanço de radiação de onda longa (BOL), os melhores resultados são apresentados pelos modelos de Brutsaert e Bruin, que conseguem reproduzir entre 70% e 80% a variabilidade diária do BOL. O modelo baseado em Brunt foi o que mostrou as maiores diferenças entre valores medidos e simulados, apresentando sempre subestimativa do balanço de radiação de ondas longas. Para estimativa dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) no manguezal, foram aplicados os modelos propostos por Shuttleworth,

Bruin-Holtslag e Penman-Monteith. Nas estimativas do fluxo de calor sensível, os resultados mostraram que os modelos de Shuttleworth e Bruin-Holtslag são os que simulam mais próximos dos dados medidos, ressaltando que ambos fazem ligeira superestimativa e subestimativa respectivamente. O modelo de Penman-Monteith apresentou uma superestimativa da ordem de 10 a 15% e seus melhores resultados são obtidos na estação chuvosa. Na estimativa do fluxo de calor latente, os modelos apresentaram um menor desempenho, quando comparado com as simulações de H. Contudo, o modelo de Penman-Monteith foi o que apresentou menor diferença entre valores medidos e simulados, podendo ser considerado o mais apropriado nas estimativas de LE no manguezal. Em relação à partição do saldo de radiação, verificou-se que a troca de energia dá-se predominantemente sob a forma de calor latente, com 56% da energia disponível utilizada para o processo de evapotranspiração no período chuvoso e 43% no período menos chuvoso. A energia utilizada para aquecimento da atmosfera sob a forma de calor sensível, praticamente não diferiu entre os períodos e correspondeu a 27% do saldo de radiação. Foi avaliado o comportamento horário da condutância estomática que apresentou um valor médio de $0,015 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ no período chuvoso e $0,027 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ no período menos chuvoso. Constatou-se que o déficit de pressão de vapor foi a variável que apresentou melhor relação de dependência com a condutância estomática, independente da época do ano. O comportamento da condutância estomática também foi influenciado pelo saldo de radiação. O ciclo diário de fluxo de CO_2 apresentou uma absorção média de 7 a $15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e uma emissão média noturna que corresponde a respiração do ecossistema de $5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, indicando que o manguezal foi um sumidouro de CO_2 . Em relação às alterações decorrentes da degradação no manguezal, os resultados mostraram que o desmatamento proporcionou um aumento de temperatura, tanto do ar como do solo. A degradação do manguezal resultou em um aumento do albedo superficial e em termos de umidade no ar, esta sofre considerável diminuição, basicamente devido à ausência da vegetação que proporciona uma diminuição da evapotranspiração. Devido às altas taxas de aquecimento na área degradada, o fluxo de calor no solo apresentou uma amplitude seis vezes maior que a medida no manguezal natural.

ABSTRACT

RODRIGUES, Hernani José Brazão, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, August, 2006. **Radiation and energy balance and fluxes of CO₂ in a Amazon mangrove ecosystem.** Adviser: José Maria Nogueira da Costa. Co-advisers: João Batista Miranda Ribeiro and Antônio Carlos Lôla da Costa.

This work use the longest series of continuous meteorological data and fluxes measurements of CO₂, sensible heat and latent heat made in Amazon mangrove ecosystem. The series used in this study corresponds to the period of November, 2002 to August, 2003. The meteorological data were collected using an EDISOL system based on the hedí covariance technique. The main objectives of the work were to evaluate the performance of empirical models in estimating the components of radiation and energy balance; quantify the magnitudes of daily and seasonal fluxes of CO₂ and its dependence to meteorological variables to evaluate the seasonal variations; to estimate and analyze the temporal variation of stomatal conductance and establish dependence relationships with the micrometeorology of mangrove and to evaluate micrometeorological changes due to the mangrove degradation. In order to estimate the global solar radiation (R_g) models proposed by Hargreaves-Samani and Bristow-Campbell were used based an variations on daily extreme temperatures. Bristow-Campbell's model showed a satisfactory performance while the Hargreaves-Samani's model didn't work well when it rains, although showed good performance in the estimates of R_g under cloudless conditions. The best results for the longwave radiation (BOL) balance estimates were presented by Brutsaert and Bruin's model that account for 70% to 80% of the BOL daily variation. Brunt's model was the one that showed the greatest differences between measured and simulated values, always underestimating the longwave radiation balance. In order to estimate the sensible heat (H) and latent heat (LE) fluxes in the mangroves the models proposed by Shuttleworth, Bruin-Holtslag and Penman-Monteith were applied. The results for sensible heat estimates showed that Shuttleworth's model and Bruin-Holtslag's model were the best in comparison with measurements data, although it was evident some overestimation and underestimation respectively. Penman-Monteith model showed an overestimation of about 10% to 15% and

it's best results were obtained in the rainy season. A lower performance was presented by the models in the estimation of latent heat flux, in comparison with the sensible heat flux estimates. However, the Penman-Monteith model was the one that showed a lower difference between measured and simulated values and thus is considered the more appropriate in estimating the latent heat flux in mangrove. In regard to the partition of net radiation, it was found that the main Exchange of energy in latent heat flux, with 56% of the available energy used in the process of evapotranspiration in the rainy period and 43% in the less rainy period. The energy used for heating the atmosphere by sensible heat did not change much between both periods, corresponding to 27% of the net radiation. The hourly pattern of the stomatal conductance was evaluated, presenting a mean value of $0,015 \text{ m.s}^{-1}$ in the rainy period and $0,027 \text{ m.s}^{-1}$ in the less rainy period it was found that the vapor pressure deficit was the variable that showed the best dependence relationship with the stomatal conductance in both seasonal periods of the year. The pattern of stomatal conductance was also influenced by the net radiation. The daily cycles of CO_2 fluxes showed an mean diurnal assimilation of 7 to $15 \mu\text{mol.m}^{-2},\text{s}^{-1}$, and a mean nocturnal emission that corresponds to the ecosystem respiration of $5 \mu\text{mol.m}^{-2},\text{s}^{-1}$, suggesting that the mangrove is a sink of CO_2 . In regard to the changes due to the mangrove degradation, the results showed that the deforestation caused an increase in air and soil temperature. The mangrove degradation caused an increase in surface albedo and a decrease in the air humidity, due to reduction in evapotranspiration because of vegetation removal. The amplitude of soil heat flux in the degraded mangrove was six times higher than in the natural mangrove due to the high rates of heating in the degraded area.

1- INTRODUÇÃO

Informações sobre fluxos de dióxido de carbono (CO_2), vapor d'água e energia em ecossistemas amazônicos eram muito escassos até recentemente, devido a grande carência de dados experimentais de longo prazo, necessários à caracterização das variações diárias e sazonais desses fluxos. Nos últimos anos esse quadro vem mudando devido à implantação de projetos como o LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia), o qual é uma iniciativa de pesquisa científica de cooperação internacional que tem por objetivo principal, criar uma nova base de conhecimento, necessária para entender o funcionamento climático, ecológico, biogeoquímico e hidrológico de ecossistemas amazônicos.

Para isso, diversos subprojetos foram criados para suprir essa carência de informações, por meio de programas sistemáticos de medições na Amazônia como o ECOBIOMA que consiste de medições contínuas de fluxos de CO_2 , vapor d'água e energia em uma área de manguezal, além de medições de variáveis meteorológicas coletadas por uma estação automática, e que tem por objetivo, analisar as variações sazonais dos fluxos de massa e energia nesse ecossistema e avaliar a partição do saldo de radiação em seus componentes de fluxo de calor latente, calor sensível e calor no solo. As medições de fluxos de massa e de energia são feitas utilizando a técnica de correlação de vórtices turbulentos. Essas medições permitirão um melhor entendimento dos controles ambientais sobre fluxos entre a atmosfera e o ecossistema de manguezal. Recentemente ocorreu um grande aumento no número de pesquisas sobre a quantificação dos fluxos de CO_2 e de energia entre a atmosfera e os ecossistemas terrestres, não só para avaliar a situação atual desses ecossistemas, mas também para analisar as suas variações ao longo do tempo por meio da utilização de modelos climáticos que simulam os ciclos de carbono, água e energia associados às características desse ecossistema. Diversos processos atmosféricos, hidrológicos e biogeoquímicos são influenciados pelas contribuições da energia disponível na forma de calor sensível e calor latente a partir da superfície. Estudos micrometeorológicos recentes, sobre trocas de energia e vapor d'água entre a atmosfera e

as superfícies vegetadas, indicaram que ocorre uma considerável variabilidade intersazonal da energia em superfície e ocasionalmente ao longo dos anos (ANTHONI et al., 1999; WILSON e BALDOCCHI, 2000; MEYERS, 2001). Dessa forma, a realização de estudos sobre os processos de troca de CO₂, vapor d'água e de energia no sistema atmosfera-biosfera da Amazônia, considerando diferentes condições ambientais, torna-se, portanto, necessário para a compreensão das alterações de uso da terra na magnitude desses fluxos. Todavia a maioria desses estudos experimentais têm-se concentrado em ecossistemas de floresta densa de terra firme, inclusive utilizando modelos para simulação desses fluxos (SANTOS, 2001; MALHI et al, 2002). Estudos do ciclo de carbono, água e energia em um ecossistema de manguezal amazônico, ainda são bem reduzidos, e essas informações são essenciais para a compreensão das interações entre a vegetação e a atmosfera, bem como das conseqüências de possíveis modificações que este ecossistema possa sofrer, tais como: mudanças no uso do solo, variação climática e aumento da concentração de CO₂ na atmosfera. Essas mudanças podem afetar a estrutura e o funcionamento desse ecossistema, acarretando conseqüências sobre os processos climáticos locais e regionais. O efeito da conversão de manguezais naturais em áreas desmatadas pode implicar em uma alteração no equilíbrio de energia, representando um forte impacto ambiental, já que os raios solares penetram mais profundamente nos manguezais, aumentando o percentual de energia refletida. Assim, a degradação dessas áreas naturais causa alterações no albedo local, expõe a superfície à radiação solar direta, fazendo variar o balanço de energia e conseqüentemente aumentando a amplitude térmica, o que pode causar um ambiente adverso à regeneração de algumas espécies deste ecossistema.

A radiação solar é um fator importante na contabilização do balanço de energia no interior dos manguezais, influenciando diretamente os processos de aquecimento do ar e do solo, evapotranspiração e fotossíntese. O vento cria turbulência mecânica, facilitando as trocas de calor e CO₂, principalmente em dosséis rugosos e com folhas menores (SNEDAKER, 1982; HERZ, 1988). Dessa maneira, investigar as variações micro climáticas em um dossel vegetativo implica no estudo das componentes do balanço de energia na camada limite superficial e os conseqüentes processos interativos, onde o vento e a radiação solar têm papéis fundamentais.

Devido a sua grande extensão, os manguezais também têm um papel importante no ciclo global de carbono, e a quantificação da emissão e seqüestro de carbono nesse ecossistema amazônico ainda é pouco conhecida (RIBEIRO, 2001). Variações no seqüestro do carbono ocorrem quando existem mudanças de uso da terra ou de cobertura

vegetal, mas resultam também de variações entre fotossíntese e respiração, decorrentes de características específicas de cada ecossistema (CARSWELL et al., 2002). As florestas estocam grandes quantidades de carbono em sua biomassa viva e no solo. Uma vez removida a floresta, a maior parte dessa biomassa vai para a atmosfera na forma de dióxido de carbono, através da queima, extração de madeira e decomposição. Com a perda da cobertura florestal, retira-se também a maior fonte de carbono para o solo, que é formado pela serrapilheira (liteira) e as raízes, expondo o solo a radiação solar direta e aumentando a amplitude térmica. O carbono do solo está intimamente associado à cobertura vegetal. Uma vez desmatado, o solo de uma área perde o carbono estocado ao longo dos anos, pela mineralização de matéria orgânica. Portanto um sistema de produção, cuja cobertura do solo possua baixa biomassa, tende a emitir a maioria do carbono do solo, ao contrário de sistemas produtivos de alta biomassa, que tendem a manter o carbono estocado no solo, além da parte aérea.

Grande parte das emissões relacionadas às mudanças de uso do solo deve-se a transformação das áreas de floresta em áreas de pastagem, monocultura e áreas urbanas. Esta conversão de floresta para outro tipo de uso do solo, é um dos maiores problemas que os países em desenvolvimento enfrentam, devido à perda simultânea de atividades de fotossíntese e respiração, biodiversidade, além de emitir quantidades expressivas de carbono para a atmosfera. Estas alterações implicam em mudanças ambientais, que dependendo da extensão da área degradada por modificações de uso do solo, podem ter conseqüências à nível local, regional ou até global.

Estudos indicam uma tendência acelerada de aquecimento global a partir do século vinte. Essa tendência estaria principalmente relacionada às alterações na composição de gases atmosféricos, causadas pelas emissões de atividades antrópicas recentes. Estes gases responsáveis pelo efeito estufa, são compostos por dióxido de carbono (CO_2), ozônio (O_3), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) e vapor d'água (H_2O). Porém os processos envolvidos com CO_2 destacam-se em importância, porque este gás representa mais da metade do total das emissões, em termos de seu impacto no balanço de energia térmica da Terra. Segundo OMETTO (1981), a concentração de CO_2 na atmosfera é 30% maior que no começo da revolução industrial, cerca de 240 anos atrás, sendo que a maior parte deste aumento ocorreu na segunda metade do século vinte. Devido ao tempo de residência deste gás na atmosfera, seriam necessários séculos para retornarem aos níveis pré-industriais, mesmo que todas as emissões cessassem imediatamente. Por outro lado, a regeneração de florestas

é o único mecanismo disponível para o seqüestro de carbono atmosférico, podendo reduzir o agravamento das mudanças ambientais globais.

Em resumo, a substituição de uma floresta natural por outro tipo de cobertura do solo, em geral contribui para o aumento da concentração desse gás na atmosfera, já que com a derrubada da floresta, tem-se maior emissão de CO₂ pela queima ou decomposição dessa vegetação, maior perda de CO₂ do solo para a atmosfera, pela ausência da floresta que retém CO₂, além de que qualquer outra cobertura que o solo venha a ter, em substituição a uma floresta natural, em geral o seqüestro de carbono, por uma monocultura, pastagem ou floresta secundária, é sempre menor (HIGUCHI, 2001).

De acordo com PHILLIPS et al., (1998) as árvores da Amazônia são responsáveis pela captura anual de até cinco toneladas de carbono por hectare de floresta, o que contribui para reduzir os efeitos nocivos do excesso da concentração desse gás na atmosfera e conseqüentemente contribuir para redução do efeito estufa. Devido a sua grande extensão, as florestas tropicais úmidas, têm um papel importante no ciclo global de carbono. Elas contêm algo em torno de 40% do carbono estocado na biomassa terrestre, cerca de 70 bilhões de toneladas de carbono, e são responsáveis por 30 a 50% de toda produtividade terrestre, o que é um valor significativo.

Pesquisa feita durante o LBA, indicou que todos os países do mundo seriam afetados por alterações climáticas, caso a Amazônia fosse devastada por completo. Estes estudos foram feitos por meio de simulações que utilizaram o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA), acoplado ao Simulador Integrado da Biosfera (IBIS). As simulações combinaram os efeitos do desmatamento, associado ao aumento da concentração de CO₂ atmosférico. Os resultados das simulações apontaram, a nível local, para um aumento de aproximadamente 3,5⁰C na temperatura média, principalmente por causa das diminuições na evapotranspiração e do efeito radiativo do CO₂, que na atmosfera absorve radiação de onda longa; aumento do albedo superficial e redução de até 25% no índice de chuvas.

Estudos feitos pelas Nações Unidas sobre mudanças climática, prevê que as degradações de florestas nativas, associadas ao aumento das emissões de CO₂, principal responsável pelo efeito estufa, podem aumentar a temperatura média da Terra de 1,4 a 5,8⁰C entre 1990 e 2100, mais do que a estimativa feita em 1995 de um aumento de 1 a 3,5⁰C. Alterações bruscas na composição da atmosfera poderão desencadear mudanças drásticas, o que resultaria em grandes variações na temperatura e regime de chuvas, uma vez que com a ausência da floresta, perde-se esse elemento regulador.

A fotossíntese é o principal removedor de gás carbônico da atmosfera, por isso a vegetação é um fator estabilizador na biosfera e pode ser substancialmente influenciada pelas mudanças climáticas globais, uma vez que os efeitos de elevados níveis de CO₂ sobre as plantas ainda não estão bem entendidos, sendo assim, é difícil fazer previsões nesse sentido. Em geral, estima-se que os efeitos do aumento da concentração de CO₂ atmosférico, sobre a biosfera poderiam ser diretos ou indiretos. Os efeitos diretos referem-se ao papel do CO₂ como “fertilizante” para a fotossíntese e produtividade primária das plantas. Os efeitos indiretos relacionam-se às alterações climáticas, como o incremento da temperatura, os períodos secos ou as inundações, possíveis conseqüências de alterações globais, que poderiam afetar a fisiologia e a produtividade das plantas.

Como as condições climáticas da região equatorial diferenciam-se de outras latitudes, principalmente pelos elevados índices pluviométricos, com altas taxas de radiação solar, evapotranspiração e temperatura, torna-se importante estudar as variações de fluxos de massa e energia em ecossistema de manguezal em uma ampla faixa de condições ambientais. Foram utilizados nesse estudo modelos físicos empíricos e mecanísticos para simular as variações dos componentes do balanço de radiação e de energia em um ecossistema de manguezal amazônico.

Com o objetivo de avaliar o desempenho e entender o funcionamento desse ecossistema em relação às condições ambientais, foram utilizados oito métodos para estimativa dos componentes do balanço de radiação e energia. Outro objetivo desse estudo foi quantificar as variações diárias e sazonais do fluxo de dióxido de carbono e suas relações de dependência com elementos micrometeorológicos do manguezal, além de avaliar as alterações microclimáticas sobre a possível irreversibilidade do impacto ambiental causado por desmatamento no manguezal.

Esse estudo é uma contribuição ao entendimento da micrometeorologia de manguezal na região amazônica. Vale ressaltar que os dados experimentais que foram utilizados neste estudo correspondem às primeiras séries de dados de longo prazo obtidas em ecossistema de manguezal amazônico e que também serão utilizadas futuramente para fins de modelagem.

2 - REVISÃO DE LITERATURA

2.1. O Ecossistema Manguezal

O manguezal é um ecossistema costeiro, formado por vegetação arbórea e situa-se entre os ambientes terrestre e aquático. Desenvolve-se em regiões de planícies ou vales alagados, limitados por baixios em estuários e deltas que possuem águas ricas em material em suspensão, com influência de marés e grande variação de salinidade (FIDELMAN, 2001). É característico de regiões tropicais e subtropicais e ocorrem apenas em lugares semi-abrigado da ação das ondas, ventos fortes e ressacas, constituindo um ecossistema de baixa energia, mas aberto para receber a água do mar. Por isso é comum encontrarmos este ecossistema em regiões estuarinas, lagos, enseadas, baías, barras e reentrâncias costeiras, onde haja encontro de águas de rios com a do mar, ou diretamente expostos à linha da costa. Eles também só ocorrem em pontos da costa onde há depósito de sedimento fino, daí os manguezais estarem sempre associados à lama. Portanto, o manguezal desenvolve-se em solo lamacento rico em matéria orgânica que conferem ao solo altas concentrações de sulfeto com pouco oxigênio e dominado por espécies vegetais típicas, adaptadas as condições específicas deste ambiente (alta salinidade e solo encharcado). Devido a essas condições ambientais adversas, são poucas as espécies vegetais que possuem adaptações especiais para sobreviver neste ecossistema.

Segundo TOMLISON (1986), as 54 principais espécies de manguezais estão subdivididas em 20 gêneros e 16 famílias. Porém, de 30 espécies que representam a maior parte da comunidade de manguezais, 25 delas correspondem somente a duas famílias: *Avicenniaceae* e *Rhizophoraceae*, que dominam as comunidades de todo o mundo. As espécies mais comuns encontradas nos manguezais do litoral brasileiro são: *Rhizophora mangle* (mangue vermelho), *Lagunculária racemosa* (mangue branco) e *Avicennia Germinans* (mangue preto). Para fixação em substrato inconsolidado, o mangue vermelho apresenta raízes-escoras, que são raízes aéreas que partem do caule principal arqueadas até o solo. As raízes das espécies de mangue possuem lenticelas localizadas nas raízes-escoras e em raízes aéreas denominadas pneumatóforos, que ocorrem em mangue branco e negro. Estas estruturas têm a função de realizar as trocas gasosas, uma vez que o sedimento do manguezal é anóxico. Para superar os problemas de salinidade as plantas de mangue

desenvolveram mecanismos que impedem com que o sal entre nas plantas através das raízes (*Rhizophora* e *Lagunculária*) ou excretam o sal através de glândulas localizadas na folha (*Avicennia*).

Outra adaptação é a viviparidade, que protege os embriões. Ao contrário da maioria das espécies vegetais, onde a semente germina no solo, as sementes de mangue germinam ainda presas à planta mãe, formando uma estrutura chamada propágulo, que quando atinge determinado tamanho e peso, caem da planta se fixando no sedimento lodoso ou então são dispersos pelas marés. Em água salgada a longevidade dos propágulos (sementes) de *Rhizophora* é acima de um ano, enquanto que de *Avicennia* é de 110 dias e de *Laguncularia*, 35 dias. Estes propágulos têm poder de flutuação e podem chegar a regiões muito distantes de onde foram produzidos.

No que diz respeito à matéria e energia, os manguezais são sistemas abertos, recebendo em geral um importante fluxo de água doce, sedimento e nutrientes do ambiente terrestre e exportando água e matéria orgânica para o mar ou águas estuarinas. Trata-se, portanto de ambiente com grande abastecimento de nutrientes, no qual sob os solos lodosos, há uma textura de raízes e material vegetal parcialmente decomposto, onde diversas espécies marinhas encontram condições ideais para reprodução, sendo de importância fundamental para a produtividade primária na zona costeira e para o equilíbrio ambiental.

O desenvolvimento dos manguezais depende de cinco requisitos básicos: altas temperaturas (média mensal mínima superior a 20⁰C e uma amplitude anual inferior à 5⁰C); costas livres de ação de ondas e marés violentas (baías rasas e abrigadas, estuários abrigados, lagoas, o lado de ilhas abrigados do vento, canais protegidos); aluvião fina e particulada (substrato mole constituído por silte e argila fina, rica em matéria orgânica); presença de água salgada e uma larga amplitude de marés. Nos manguezais, as chuvas exercem um importante papel na dissolução dos sais marinhos, baixando o conteúdo de sal acumulado no substrato, mantendo desta forma as espécies de mangue que têm certo limite de tolerância à concentração de sal no substrato para sobreviver neste ecossistema. Segundo MOLION (1987) a precipitação na costa litorânea do Pará origina-se principalmente de uma composição da quantidade de água evaporada localmente (evapotranspiração), adicionada a uma contribuição de água resultante da evaporação no oceano Atlântico próximo ao litoral. Este tipo de precipitação é resultante do aquecimento diferencial gerado entre o oceano e o continente, que dá origem a formação de células convectivas que se deslocam durante o dia em direção ao litoral, trazidos pela brisa

marítima e precipitam geralmente pela parte da tarde. No entanto, a variabilidade sazonal da dinâmica de chuvas nesta região, é também fortemente influenciada pela atuação de outros sistemas atmosféricos como: linhas de instabilidade (LI) originadas na costa N-NE do litoral Atlântico, zona de convergência intertropical (ZCIT) e aglomerados convectivos de mesoescala (COHEN et al., 1995). Muitas vezes estes sistemas atuam de forma combinada devido a características intrínsecas como topografia e fatores ambientais

Os manguezais possuem importantes funções ecológicas que os tornam imprescindíveis para a região costeira tropical devido à amenização do impacto do mar na terra; o controle de erosão pelas raízes de mangue; a estabilização física da linha de costa; retenção de sedimentos terrestres de escoamento superficial; atua como “filtro biológico” de sedimentos e nutrientes, o que impede o assoreamento e a contaminação das águas costeiras; age como regulador da temperatura, umidade e de poluentes atmosféricos; abrigo de fauna, sendo considerado um habitat crítico na forma de berçário para reprodução de espécies marinhas. Assim, como ocorre em um ecossistema de floresta de terra firme, a biodiversidade característica de um ecossistema de manguezal depende em grande parte da estabilidade do meio físico, constituído pelo solo e baixa atmosfera. Ao contrário de outras florestas, os manguezais não são ricos em número de espécies vegetais, porém destacam-se pela abundância de espécies animais que neles vivem. Por isso, podem ser considerado um dos ambientes naturais mais produtivos do mundo.

2.2. Distribuição dos manguezais

No mundo existem cerca de 162.000 km² de manguezais. Segundo YOKOYA (1995), as regiões de maior desenvolvimento dos manguezais encontram-se entre os trópicos de Câncer e Capricórnio e ocasionalmente se estendem a regiões com latitude de até 32°N e 39°S, quando apresentam menor desenvolvimento devido ao clima mais rigoroso. O desenvolvimento estrutural máximo dos manguezais tende a ocorrer próximo à linha do equador devido às condições favoráveis de temperatura e umidade mais elevadas. Um fator limítrofe de tolerância de temperaturas no inverno situa-se em torno de 16°C entre os meses de janeiro (hemisfério norte) e julho (hemisfério sul) conforme Figura 1.

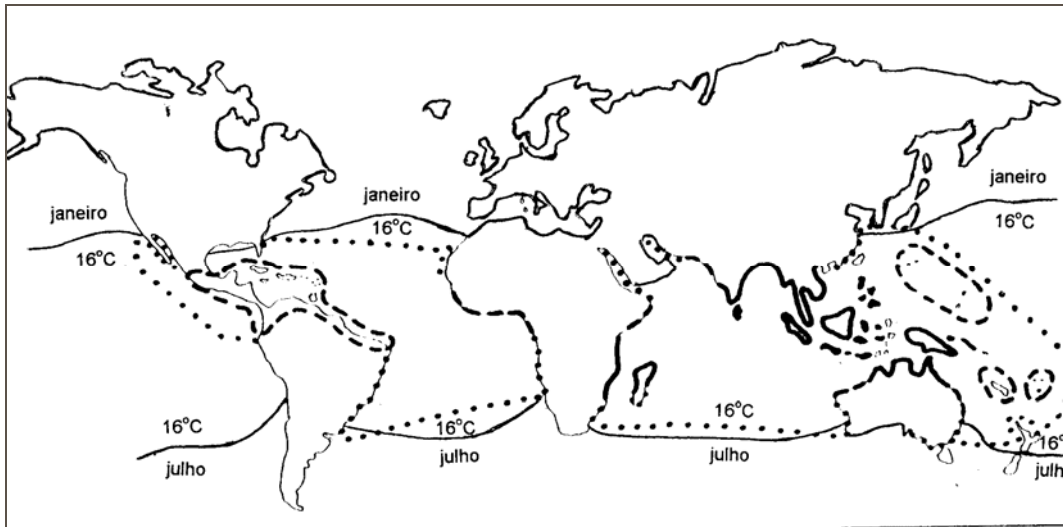


Figura 1 – Distribuição mundial dos manguezais

No Brasil existem cerca de 25.000 km² de floresta de mangue, que representam mais de 15% de manguezais do mundo inteiro. Eles estão distribuídos desde o Amapá até laguna em Santa Catarina no litoral brasileiro. No entanto a maior concentração de manguezais encontra-se nos litorais do Amapá, Pará e Maranhão, com algumas ocorrências importantes nos estuários do Nordeste, especialmente na Bahia (DIEGUES, 1996). Calcula-se que 75% das linhas de costas tropicais do mundo são dominadas por esse tipo de vegetação. E apesar da importância que este ecossistema representa para a humanidade, sob vários aspectos da ciência, pouco se conhece a respeito dos processos de interação entre fluxos de energia, água e CO₂ que ocorrem dentro e fora desse ecossistema.

2.3. Sistema de medição de fluxo de massa e energia

O processo turbulento de mistura, resultante da interação entre atmosfera e superfície, dá origem a pequenas células denominadas vórtices, os quais se deslocam nas direções horizontal e vertical de forma aleatória e são responsáveis pelo transporte das propriedades atmosféricas entre os diferentes níveis. Neste processo, há um predomínio de transporte na direção vertical e estes escoamentos turbulentos são intrinsecamente transientes, possuindo variações no tempo e no espaço. O escoamento é dito transiente porque as flutuações superimpostas ao escoamento principal possuem natureza aleatória. Essas flutuações provocam um forte grau de mistura das propriedades atmosféricas em razão da movimentação de vórtices em diferentes direções, afetando drasticamente o equilíbrio das forças atuantes no escoamento. Segundo LEAL (2000) este efeito pode ser

observado pela passagem dos vórtices através dos sensores, mesmo para curtos períodos de tempo. Portanto, quanto menor o tempo de resposta do sensor, melhor a caracterização das flutuações.

Diante desta necessidade, desenvolveu-se um equipamento capaz de realizar medições de fluxos próximos à superfície de forma instantânea e confiável, com características e aspectos funcionais como baixo consumo de energia, permitindo o uso de painéis solares; redução dos distúrbios causados pelo escoamento turbulento e eficiência no processamento e armazenamento de dados. Esse sistema descrito por MONCRIEFF et al. (1997) foi desenvolvido para determinar as trocas totais de massa e energia na interface do ecossistema com a atmosfera livre, utilizando sensor tridimensional de vento e analisador de gás de resposta rápida. O sistema em questão utiliza a técnica de covariância de vórtices turbulentos ou “*eddy covariance*”, que viabiliza medições contínuas e representativas de grandes superfícies. Esta técnica inclui, além de um hardware e um programa computacional, um método de análise de dados em tempo real, em que os algoritmos utilizam filtros nos dados brutos e aplicam as calibrações e correções necessárias. De acordo com MONCRIEFF et al. (1997) as técnicas micrometeorológicas de correlação de vórtices turbulentos, associadas a razão de Bowen são utilizadas também para determinar fluxos de calor sensível, calor latente e gás carbônico. O método de covariância de vórtices turbulentos é uma técnica bem estabelecida, que tem como vantagem principal a medição de fluxos difusivos turbulentos de forma contínua e instantânea diretamente sobre uma superfície plana.

Segundo SEDIYAMA e GOMIDE (1998) o princípio do método de correlações de vórtices turbulentos é medir as contribuições de todos os movimentos turbulentos responsáveis pela transferência vertical de vapor d’água, calor sensível e momentum, a partir de covariâncias calculadas em período médio estabelecido.

Com objetivo de avaliar a técnica de vórtices turbulentos, LAUBACH e McNAUGHTON (1999) realizaram experimento em superfície gramada, no qual verificaram as possíveis perdas na estimativa de fluxo de calor sensível e calor latente de acordo com a separação entre ambos os sensores, uma vez que a mesma requer simultaneamente a velocidade vertical do vento e a densidade do vapor d’água. Neste estudo foram feitas correções para cada fluxo sob diferentes condições de estabilidade atmosférica, as correções foram consideradas satisfatórias, porém eles sugerem o uso de um segundo termopar instalado no higrômetro para determinar a perda de covariância para

calor sensível, o qual será utilizado também para correções das perdas de covariância para calor latente.

MOORE (1986), também destaca a importância de verificar a relação entre o espaçamento dos sensores e sugere que estes devem ter uma distância mínima para evitar distorções nos valores da velocidade vertical do vento. Segundo MOORE e FISCH (1986), este problema é maior para ecossistemas florestais, uma vez que o fluxo de calor no solo é pequeno e de difícil medição, onde a energia armazenada no dossel contém grande parte da energia disponível durante certos períodos do dia.

PATTEY e HUNT. (2002), realizaram medições noturnas em dois ecossistemas diferentes, para avaliar os possíveis problemas relacionados com a medição de fluxos neste período. Eles encontraram dificuldades nas medições sob condição de estabilidade atmosférica, onde a intensidade do vento é baixa ou nula, fazendo com que o componente do vento na direção vertical (w) não seja medido constantemente e conseqüentemente causando descontinuidade na estimativa dos fluxos.

Estimativas de longo período para fluxos de calor sensível, vapor d'água e CO_2 , foram realizadas por SAIGUSA et al. (2002), para uma floresta temperada, localizada em uma região montanhosa na parte central do Japão, com temperatura média de $7,3^\circ C$ e precipitação anual em torno de 2.400mm. Eles verificaram, utilizando testes de armazenamento de energia, erros nas estimativas dos fluxos da ordem de 25 a 35%, comparando dois métodos de estimativa para vórtices turbulentos.

Nos últimos anos tem-se discutido as incertezas e os possíveis erros nas medidas de fluxos usando a técnica de correlação de vórtices turbulentos sobre terrenos complexos (SAKAI et al., 2001; VON RANDOW et al., 2002; FINNIGAN et al., 2003). VON RANDOW et al. (2004), comparando medidas de fluxo de radiação e de fluxos turbulentos de energia e de CO_2 coletados entre fevereiro de 1999 a setembro de 2002 em área de pastagem em Rondônia, observaram o não fechamento do balanço de energia com a soma dos fluxos turbulentos, variando de 80 a 110% da energia disponível. As razões para a aparente subestimativa dos fluxos não são ainda claras, mas, segundo os autores, podem estar relacionadas a dois fatores: primeiro, a lenta mudança na direção do vento sobre terrenos ondulados, adicionando uma componente de baixa frequência que não pôde ser capturada usando rotações de curta escala de tempo no instrumento, a outra razão estaria na divergência horizontal do vento, que pode causar advecções horizontais dos fluxos de calor sensível e calor latente.

Contudo, o método de correlação de vórtices turbulentos transformou-se na técnica padrão de medição de fluxo em nível de dossel das plantas e vem sendo aplicado desde 1996 sendo utilizado em quinze diferentes localidades na Europa, através da rede EUROFLUX, assim como em diferentes sítios experimentais distribuídos no mundo através da rede FLUXNET. Sendo reconhecido como a forma mais confiável e direta para monitorar o comportamento desses fluxos a curto, médio ou longo prazo em diferentes ecossistemas (MALHI et al., 1998).

2.4. Modelos de simulação de fluxos

O desenvolvimento, aplicação e popularização de modelos para simulação de fluxos, têm se desenvolvido a partir das três últimas décadas, em conjunto com o crescimento de dados da área micrometeorológica e medidas fisiológicas. O modelo bioquímico de FARQUHAR e CAEMMERER (1982), e os vinculados a algoritmos de condutância estomatal fotossinteticamente dependente, revolucionaram o tópico de modelagem de fluxos de CO₂ e vapor d'água pela elaboração de uma composição teórica para interpretação de fluxos ao nível das folhas.

Os modelos que acoplaram fluxos de carbono-água surgiram na literatura em meados dos anos 80 e começo dos anos 90. Frequentemente estes modelos eram parametrizados com dados disponíveis da literatura, ao invés de dados da vegetação em investigação. Modelos teste foram raros e quando conduzidos eram frequentemente baseados em menos de 30 horas de dados, conseqüentemente, as precisões dos cálculos de densidade do fluxo de CO₂ e água não eram confiáveis.

Antes dos anos 90 os modelos eram limitados pela quantidade de dados micrometeorológicos e informações fisiológicas, necessárias para parametrizar o modelo. Com o decorrer dos anos 90, vários artigos sobre o comportamento funcional da fotossíntese nas folhas e condutância estomatal, tornaram-se disponíveis na literatura; esse crescimento na quantidade de dados possibilitou WULLSCHLEGER (1993) e SCHULZE et al., (1994) sintetizarem o modo pela qual os parâmetros de modelos fotossintéticos e de condutância estomatal variam com o tipo funcional da vegetação e com medidas tais como o conteúdo nitrogenado das folhas.

Avanços no desenvolvimento da eletrônica possibilitaram o desenvolvimento de sensores eletrônicos para medidas de fluxos com maior grau de confiabilidade. Esta característica possibilitou conduzir experimentos de campo para períodos de longa duração

de coleta de dados, que até então era limitado a curtos períodos e utilização de instrumentação com baixo grau de precisão das medições.

Na segunda metade da década de 90, a iniciação de medidas contínuas e de longo prazo de fluxos de CO₂ e vapor d'água, e a realização de experimentos de nível internacional como ABRACOS, HAPEX-SAHEL, BOREAS e NOPEX, supriu a comunidade científica com o aumento da quantidade de dados, dez vezes maior do que havia antes desses experimentos. Tais dados foram usados por vários pesquisadores para testar modelos de fluxo acoplado carbono-água em escalas estacionais e anuais. Testes de modelos de fluxo acoplado em escalas temporais e multi-anuais estão sendo produzidos, já o número de artigos que trata do assunto e modelos teste nessa escala de tempo, ainda são escassos.

Com a disponibilidade de novas e maiores séries de conjunto de dados, surgem novas questões a respeito da aplicabilidade e precisão dos modelos de fluxo acoplado carbono-água. As novas aplicações dos modelos precisam considerar a dinâmica sazonal da biologia e da micrometeorologia. Esta característica requer ajuste dinâmico de muitos parâmetros do modelo, que foram considerados estáticos em aplicações passadas, como o índice de área foliar, capacidade fotossintética, índice basal da cinética enzimática e relações água-planta.

BALDOCCHI e WILSON (2001) empregaram um método que combinou níveis padrões de medidas de fluxo obtidas pelo método de correlação de vórtices turbulentos e um modelo biofísico (CANOAK), para quantificar como, CO₂, vapor d'água e trocas de energia em uma floresta decídua temperada, variam em escalas múltiplas de tempo. O modelo biofísico para uma escala de tempo multi-anual foi então utilizado para quantificar como, o impacto de modelos climáticos e trocas na estrutura da vegetação e capacidade fisiológica, influenciam em escalas de tempo anual e decadal.

O modelo foi testado com dados coletados desde outubro de 1994 e reproduziu 80% das variações dos fluxos de CO₂ e vapor d'água que estavam contidas em uma série de tempo de um ano. Foram examinadas questões relacionadas com a variabilidade interanual das trocas de massa e energia, por causa da validação do modelo com o registro meteorológico de uma década.

Um resultado interessante observado neste estudo foi o efeito do agrupamento e comprimento das folhas em diferentes épocas, sobre a fotossíntese no dossel e nas trocas de CO₂. Ignorar os efeitos do tamanho das folhas, causa um erro da ordem de 50% nas estimativas das trocas líquidas de carbono entre a biosfera-atmosfera para este tipo de

floresta. Cada incremento diário de mudança no tamanho e agrupamento na época de crescimento altera as trocas líquidas de CO₂ no ecossistema em 5,9 g CO₂ m⁻².

O modelo utilizado por BALDOCCHI e WILSON (2001), foi capaz de reproduzir os padrões e magnitudes das trocas de CO₂, vapor d'água e energia sobre escalas de tempo, horárias, diárias e sazonais com boa fidelidade entre valores medidos e simulados. O desempenho do modelo foi quantificado através de regressão linear entre valores medidos e simulados, obtendo um coeficiente de determinação (r^2) de 0,815. Com isso, os testes estatísticos sugerem que a correlação entre valores simulados e medidos é da ordem de 80%. Resultados similares sobre o desempenho do modelo ($r^2 > 0,80$) também foram encontrados por WILLIAMS et al., (1996) para uma floresta secundária.

O modelo reproduziu também as variações temporais das magnitudes das trocas de calor latente ao longo do ano, obtendo um coeficiente (r^2) da ordem de 0,83. Valores similares também foram encontrados por KELLOMAKI e WANG (2000) para floresta boreal e VERHOEF et al., (2000) para savana.

Uma razão para justificar o bom desempenho do modelo biofísico CANOAK, origina-se de sua natureza de multicamada e também por considerar processos não-lineares, tais como fotossíntese, condutância estomatal e variações do balanço de energia das folhas nas frações iluminadas e sombreadas. Estes resultados são consistentes com dados de vários estudos que têm mostrado que o desempenho de modelos biofísicos de fluxos de gases traços diminui, quando o modelo da folhona (big-leaf) é usado e quando ignoram as distinções microclimáticas entre folhas iluminadas e sombreadas.

Um modelo biofísico integrado para estudar a micrometeorologia do dossel de uma floresta boreal foi utilizado por LIANHONG et al. (1999), para determinar as trocas líquidas de CO₂, calor sensível e vapor d'água. E para isso o dossel da vegetação foi dividido em múltiplas camadas. Os fluxos no dossel são obtidos, integrando estas trocas sobre a profundidade do dossel. O modelo foi testado utilizando medidas da variação diurna dos ciclos de radiação líquida no dossel, fluxo de calor sensível, concentração de CO₂, vapor d'água e velocidade de fricção. Uma vez testado, o modelo foi usado para decompor as contribuições internas das trocas de CO₂ para os diferentes elementos do ecossistema.

Os resultados mostraram que as trocas de massa e energia durante o dia, nas duas partes do dossel da floresta (superior e inferior), foram largamente controladas pela parte superior da floresta, embora seu índice de área foliar fosse menor do que na parte inferior. Porém, houve um grau de domínio variado entre CO₂, calor sensível e latente do dia para a

noite. Contribuições relativas de diferentes elementos do ecossistema para trocas líquidas de calor sensível e vapor d'água, permaneceram inalteradas para cada dia do período de teste. Em contrapartida, contribuições relativas dos diferentes elementos do ecossistema, nas trocas líquidas de CO₂ causaram significativa flutuação em resposta às mudanças nas condições ambientais.

O papel da parte inferior da floresta foi mais significativa para as trocas de CO₂ e menos significativa para as trocas de calor sensível, com as trocas de vapor d'água no intermédio. A respiração de solo e de folhas equilibra muito (aproximadamente 36%) a absorção de CO₂ pela folhagem durante o dia. Enquanto durante a noite, eles dominam as trocas de CO₂. A contribuição do solo para as trocas líquidas de calor sensível e vapor d'água, é secundária.

CORREIA (2005), utilizando o “Simplifield Simple Biosphere - SSiB” validado com parâmetros calibrados e não calibrados, simularam o saldo de radiação e fluxos de calor sensível e calor latente para sítios em pastagem e floresta na Amazônia. Foram utilizadas medidas micrometeorológicas e hidrológicas, obtidas durante o período seco de 2001, como parte do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia – LBA. Os resultados indicam que o modelo simulou bem o saldo de radiação, tanto para pastagem quanto para floresta. O fluxo de calor latente foi superestimado nos dois sítios com um valor médio de 28,7 W.m⁻² maior que os observados, o que deve estar relacionado aos parâmetros utilizados no cálculo dessa variável. Por outro lado, o modelo subestimou o fluxo de calor sensível na pastagem e na floresta, principalmente no período noturno, porém para a floresta, os valores foram mais próximos daqueles observados, no qual a diferença entre o fluxo médio de calor sensível modelado e observado foi sempre menor que aquele para fluxo de calor latente. Com parâmetros ajustados, melhores estimativas dos fluxos de calor latente e calor sensível foram geradas e consequentemente, representou melhor as partições de energia na floresta e na pastagem.

2.5. Balanço de radiação e partição da energia

A distribuição da radiação solar é quem determina a maioria dos fenômenos no sistema terra-atmosfera e tem grande importância na determinação das taxas de fotossíntese e evapotranspiração. O saldo de radiação, resultante do balanço de radiação de ondas longas e curtas, impulsiona alguns processos físicos e é utilizado para aquecer a superfície e o ar acima dela ou para fornecer energia para evaporar a água do solo e da vegetação (BASTABLE et al. 1993).

A radiação solar incidente à superfície é de fundamental importância nos processos morfológicos e fisiológicos das plantas e seu comportamento está associado às variações da latitude, altitude, declinação solar, cobertura de nuvens e turbidez atmosférica. Segundo estudos realizados por ZHANG et al. (1996), na região amazônica 88% da radiação solar incidente é absorvida pela superfície e a partição do saldo de radiação é de aproximadamente 64% para fluxo de calor latente, através da evapotranspiração e 36% é alocado na forma de calor sensível.

De acordo com os resultados de RIBEIRO (2001) que utilizou uma série de dados de radiação referente ao mês de junho de 1997, coletados no manguezal de Bragança-PA. Os maiores picos de radiação solar incidente ocorreram entre 12:00 h e 14:00 h, com um valor total médio de 908 W.m^{-2} e o saldo de radiação com valor médio de 730 W.m^{-2} para o mesmo horário. O saldo de radiação representou em média 78% da radiação solar global. No ciclo diurno, o fluxo de calor latente foi equivalente a 69% do saldo de radiação, com valor médio de 522 W.m^{-2} no horário de 12:00 h. O fluxo de calor sensível representou 24% do saldo de radiação com valor médio de 228 W.m^{-2} . Contudo, admite-se que esses resultados podem variar em função da não consideração de todos os processos biológicos e fatores ambientais que controlam os mecanismos fisiológicos do manguezal, tais como: potencial de água na folha, resistência aerodinâmica e concentração de CO_2 .

A partição de energia, particularmente sob a forma de calor sensível e calor latente, determina o aquecimento da atmosfera e o conteúdo de vapor d'água e são as interações mais importantes entre a biosfera e a atmosfera sendo as magnitudes de cada fluxo variável para diferentes ecossistemas. A Razão de Bowen, definida como a relação entre fluxo vertical de calor sensível e fluxo vertical de calor latente, é o parâmetro comumente utilizado para caracterizar a partição de energia disponível para o transporte turbulento entre cada fluxo. Essa partição determina as propriedades da camada limite planetária, influenciando o transporte vertical (convecção) e o transporte horizontal (advecção) de calor e umidade. Nesse contexto, especula-se se as trocas mais importantes dessas propriedades ocorrem em florestas tropicais (GASH e NOBRE, 1996).

Estudos realizados em Manaus-AM na reserva biológica de Cueiras por PEREIRA (2001) para caracterização das variações diárias e sazonais dos componentes do balanço de radiação e energia, indicam que as magnitudes das variações são bem distintas entre estação chuvosa e menos chuvosa, com maiores amplitudes na estação menos chuvosa. PEREIRA (2001) obteve resultados semelhantes àqueles obtidos por ZHANG et al (1996) em que a maior parte do saldo de radiação foi utilizada sob a forma de calor latente, com

percentual de aproximadamente 66% no início da estação chuvosa (dezembro). O valor máximo da radiação global incidente ocorreu em setembro e os menores valores foram observados em junho (mês de transição entre estação chuvosa e menos chuvosa).

A distribuição e quantidade de energia que é absorvida pelos manguezais dependem basicamente da sua localização geográfica, que influencia as variações na proporção de incidência da radiação solar ao longo do ano, bem como o adensamento e desenvolvimento da folhagem. Tais características provocam alterações na partição de energia e por consequência no balanço térmico (ODUM et al., 1970).

Segundo RIBEIRO (2001) quanto mais denso o mangue, maior quantidade de radiação solar incidente pode ser absorvida e a atenuação da insolação aumenta progressivamente com o incremento da área foliar. Assim, no período em que as árvores perdem grande quantidade de folhas, a atenuação da radiação solar é reduzida, aumentando a contribuição do substrato na absorção da radiação solar incidente. O efeito de absorção da radiação solar pelo substrato mantém um controle do balanço de radiação nos manguezais, os quais funcionam como uma espécie de regulador térmico, evitando grandes amplitudes diárias em um manguezal preservado, como foi constatado por CHAPMAN(1977), SNEDAKER(1982) e HERZ(1988). Dessa forma, o ciclo de produção foliar nas diversas espécies de mangue é fator condicionante à incidência da radiação solar, uma vez que dosséis mais abertos ou mais densos expõem de modo variado o ângulo de incidência na copa das árvores e a radiação solar penetra mais profundamente ou não, o que conseqüentemente proporcionará um armazenamento variado na quantidade de energia no substrato e na biomassa, o qual altera o balanço térmico e influencia diretamente o comportamento das condições micrometeorológicas dos manguezais.

O movimento contínuo das folhas provocado pelo vento, associado às variações no ângulo de incidência solar ao longo do dia, faz com que o dossel da vegetação absorva quantidades flutuantes de radiação. Em dias ventilados a penetração da radiação incidente tende a ser maior. Pois, conforme aumenta a velocidade do vento, há maior agitação das folhas, modificando a disposição das copas das árvores e permitindo a formação de caminhos de entrada da radiação no interior do mangue. Não obstante, a penetração da radiação solar no dossel aumenta linearmente com as maiores elevações solares. Segundo SILVA (1991) as folhas verdes absorvem entre 75 a 90% das radiações de comprimento de onda característico do azul (450 nm) e do vermelho (680 nm), utilizando essa energia radiante no processo de fotossíntese.

SANTOS ALVALÁ (1993) desenvolveu um modelo com base na solução interativa da equação do balanço de energia, para determinação de fluxos de calor sensível e calor latente à superfície em dias sem precipitação, utilizando medidas de radiação solar global, saldo de radiação, velocidade do vento, temperatura do ar e do solo, resistência estomática máxima e mínima, incluindo também propriedades físicas e fotométricas do solo e dossel. Os resultados das simulações para todos os componentes do balanço de energia foram comparados com dados medidos e apresentaram correlações satisfatórias, cujas discrepâncias encontradas para fluxo de calor sensível e calor latente, foram associadas tanto a erros incorporados nas estimativas da resistência aerodinâmica quanto a erros de parametrização da resistência estomática.

2.6. Determinantes ambientais do ecossistema de manguezal

Todos os elementos encontrados na estrutura física e biológica dos manguezais integram uma conjuntura de variáveis ambientais, em que se destacam os componentes hidrológicos caracterizados nas marés, deflúvios e correntes que influenciam sua inundação e drenagem. Nesse aspecto, as interações encontradas no substrato na presença da água e da sedimentação associada à produtividade foliar, causam diferentes efeitos sobre sua climatologia. Cada um dos componentes, segundo propriedades físicas em relação a sua interação com a radiação solar, promove circunstâncias de absorção, reflexão e transmissão de energia, capazes de manter fatores muito próprios de transformação que incidem sobre o condicionamento micrometeorológico dos bosques de manguezais, especialmente no seu balanço térmico.

Segundo SILVA e HERZ (1987), em geral devido à umidade saturada os manguezais mantêm em seu interior temperaturas bastante diferenciadas dos ambientes periféricos, principalmente em relação à mata costeira que processa e acumula a radiação solar de modo próprio, muito distinto ao da floresta atlântica. Por comparações realizadas simultaneamente entre as duas áreas referidas, com relação à variação diurna da temperatura, foram constatadas temperaturas mais elevadas nas áreas ocupadas por mangues. Pela elevação da temperatura sobre os manguezais, deduz-se que a umidade em suspensão promove a absorção parcial das radiações infravermelho, cujo produto soma-se à quantidade de energia acumulada pelo substrato negro, resultante da decomposição e oxidação da biomassa, como também da água superficial mantida nos interstícios do substrato e pequenas depressões e mesmo pelo alto conteúdo de água constantemente

renovado pelas marés. Caracterizando que todo metabolismo das espécies de mangue é dependente de um balanço térmico extremamente diverso daquele encontrado para a mata costeira de terra firme. Dessa forma, pode-se afirmar que os manguezais em sua funcionalidade capacitam o ambiente em superfícies de absorção das radiações, especialmente do espectro infravermelho, caracterizando diferentes albedos.

Segundo SILVA (1991) um aspecto decorrente dessa propriedade é que seguramente o limite zonal dos manguezais sobre latitudes maiores e além dos trópicos, possa ser justificado pela microclimatologia desfavorável gerada no interior dos manguezais, o que permitiria a tolerância menor aos extremos climáticos inadequados à sobrevivência daquelas espécies vegetais em latitudes maiores à zona intertropical.

De acordo com SNEDAKER (1982) a temperatura média favorável ao desenvolvimento das espécies de mangue fica em torno de 20°C, com amplitudes térmicas que não excedem 5°C. Altas temperaturas são essenciais à manutenção do desenvolvimento das espécies de mangue, gerando altas taxas de metabolismo e produtividade, permitida pela insolação e balanço térmico local. CHAPMAN (1977) cita a *Avicennia Germinans* como a espécie capaz de tolerar a temperatura mínima de 10°C. Nos intervalos de gradientes térmicos mais dilatados, está associada uma diversidade maior das espécies nas subunidades do ecossistema.

As chuvas regionais exercem uma influência importante na dissolução dos sais marinhos, baixando o seu conteúdo acumulado no substrato. Por outro lado, casos de secas pronunciadas resultam em aumento da concentração de sal no substrato. No entanto, os excessos de precipitação também representam uma condição extrema adversa ao ecossistema, por diluírem demasiadamente os sais marinhos. Tais condicionantes levam o ecossistema de manguezal a alterações fisiológicas extremas, conduzindo as espécies à intolerância e extinção. As chuvas bem distribuídas proporcionam recuperação na fisiologia das plantas halófitas e também nas propriedades físicas do solo. BLASCO (1984) destaca que tais instabilidades pluviométricas ocorrem em litorais subtropicais, tendo como reflexo a redução no porte dos manguezais. O fato das zonas equatoriais apresentarem maior exuberância no porte das árvores, justifica-se pela distribuição regular de chuvas e altas temperaturas durante todo o ano.

Segundo COHEN et al. (1995) os principais fatores causadores de precipitação na região amazônica são: linhas de instabilidade, zona de convergência intertropical e ondas de leste. Além disso, o aquecimento diferencial da superfície favorece a convecção profunda, responsável pela circulação global energética da atmosfera tropical, através do

transporte de calor para a alta atmosfera. A brisa marítima e terrestre também tem forte influência no regime pluviométrico junto à costa litorânea do estado do Pará.

Os períodos chuvosos e menos chuvosos, característicos de regiões tropicais úmidas, são fatores que determinam as trocas de vapor d'água em florestas tropicais, em razão da variação na quantidade de energia disponível e na disponibilidade de água no solo. COSTA e FOLEY (1997) comparando evapotranspiração simulada com observações sob diferentes tipos de cobertura vegetal, concluíram que a evapotranspiração é extremamente dependente do tipo de cobertura do solo, especialmente durante a estação chuvosa.

Toda a microestrutura interna do manguezal resulta da combinação de múltiplos fatores físicos e biológicos, conduzindo de certo modo a manutenção dos constituintes químicos e da salinidade que pode chegar a alguns casos a 70%. Normalmente a tolerância das espécies de mangue a salinidade é mantida a intervalos variáveis, desenvolvendo-se em ambientes onde a concentração de sal oscila entre 13 a 35%. Espécies mais resistentes como a *Avicennia*, toleram concentrações de até 90%. A funcionalidade biológica da planta é condicionada a fatores externos ao meio ambiente, a absorção da radiação aumenta a temperatura da folha e a evapotranspiração reduz a temperatura da mesma, assim como o próprio ambiente, por meio da convecção, pode agir no sentido de resfriar ou aquecer a massa foliar por contato com o ar vizinho. Contudo a condução não constitui fator significativo para as trocas de energia na planta, destacando-se a convecção e evaporação como elementos marcantes no processo de redistribuição de calor que é intermediado, sobretudo pelos fluxos de momentum e vapor d'água.

Segundo LARCHER (1986) a conversão de energia é mais pronunciada na parte superior da copa das árvores, onde a flutuação diária da temperatura do ar é também maior. Próximo do solo, onde apenas uma pequena parte da energia é convertida, a flutuação de temperatura é mínima. Como as plantas trocam energia com o meio ambiente, a temperatura das partes da planta acima do solo pode divergir consideravelmente da temperatura do ar. E as trocas de calor da vegetação com o meio ambiente por convecção serão mais eficazes, quanto menores e mais divididas forem as folhas. As constantes modificações na composição foliar do dossel vegetativo alteram sua rugosidade, influenciando o padrão do vento e os transportes turbulentos. A cobertura vegetal, por causa de sua rugosidade, serve de barreira contra o fluxo de vento criando uma camada de turbulência acentuada onde pequenas massas de ar (denominadas "eddy") movem-se aleatoriamente, transportando calor, vapor d'água e CO₂ de regiões de altas concentrações

para regiões de mais baixa concentração, a uma taxa que será determinada pela intensidade da turbulência que por sua vez é função da velocidade do vento e da rugosidade aerodinâmica da vegetação.

Além disso, o vento tem papel importante nas trocas de calor entre as plantas e o meio ambiente, pela renovação do ar em contato com a superfície foliar, contribuindo para maior eficiência da transpiração, de forma que quanto maior a velocidade do vento, maiores as taxas de troca de calor. Porém, o equilíbrio térmico das plantas não é determinado apenas por fatores físicos. Devido à regulação estomática da transpiração, ele é afetado também por processos fisiológicos extremamente complexos.

2.7. Condutância Estomática

Características e variabilidade da condutância estomática tem sido objeto de estudo de diversos pesquisadores em ecossistemas florestais. Todavia, estudos sobre condutância estomática em ecossistema de manguezal ainda são bastante reduzidos. A condutância estomática é importante fator fisiológico no controle dos processos vitais da planta além de ser um indicador do *status* hídrico. A condutância estomática é controlada pelas “células guarda” que controlam a abertura estomatal através da turgidez, assim, a condutância é proporcional ao diâmetro da abertura estomatal e suas variações de abertura são devido a diferenças do potencial de água na folha, que dependem da interação de diversos fatores ambientais. O comportamento estomático determina a demanda transpirativa a que as folhas estão potencialmente sujeitas e, portanto, determina a taxa de crescimento da planta (JARVIS e McNAUGHTON, 1986; RADERSMA E RIDDER, 1996). Segundo KALLARACKAL e SOMEN (1997), existe um padrão bastante consistente quanto à variação da condutância estomática durante o dia, ou seja, pela manhã, geralmente se vê maiores valores de condutância estomática, enquanto que pela parte da tarde, esses valores são reduzidos. Os mesmos autores em análises preliminares verificaram que a condutância estomática foi controlada pelo saldo de radiação e pelo déficit de pressão de vapor. Logo a redução da abertura estomatal, que geralmente acontece próximo ao meio dia, pode ser entendida como uma estratégia evolutiva de maximizar a eficiência do uso da água, pois os estômatos permanecem com maior abertura apenas quando o déficit de pressão de vapor é menor. TACONET et al. (1995) estudaram a variação sazonal da evaporação e condutância estomática utilizando dados de sensoriamento remoto sobre uma plantação de soja e encontraram que as variações sazonais na condutância estomática estão relacionadas com fatores ambientais que controlam a abertura estomatal principalmente o potencial de água

na folha e o deficit de pressão de vapor. LEUNING (1990) e DYE e OLBRICH (1993) verificaram em plantações de eucalipto que a condutância estomática é muito sensível às variações do deficit de pressão de vapor.

2.8. Influência de variáveis meteorológicas na magnitude dos fluxos

Alguns autores apontam para a importância da obtenção de informações a respeito da influência de elementos meteorológicos na magnitude dos fluxos de calor sensível, calor latente e CO₂ (WILSON e BALDOCCHI, 2000; VON RANDOW et al., 2004). Diversos processos atmosféricos, hidrológicos e biogeoquímicos são influenciados pelas contribuições da energia disponível na forma de calor sensível e calor latente, a partir superfície. Estudos micrometeorológicos recentes publicados por BALDOCCHI et al., (2000) e MEYERS (2001) sobre trocas de energia e vapor d'água entre a atmosfera e a superfície vegetada indicam que ocorre uma considerável variabilidade intersazonal da energia na superfície a curto e médio prazo e ocasionalmente ao longo dos anos.

WILSON e BALDOCCHI (2000) em estudos realizados em uma floresta decídua, localizada na América do Norte, verificaram que as mudanças ocorridas no saldo de radiação (R_n) ao longo do ano, correspondem a alterações nos fluxos de calor sensível e ambos os parâmetros tiveram um máximo após a emergência foliar. As variações diárias e sazonais dos fluxos de calor sensível foram analisadas em diferentes épocas de desenvolvimento da vegetação ao longo de um ano, onde fatores como ângulo solar, cobertura de nuvens, pluviosidade e temperatura têm influência direta nas magnitudes destes fluxos. O fluxo de calor latente, por outro lado, sofreu pouca variação sendo que somente a fase de desenvolvimento foi considerada nesta análise, em que foi verificada uma queda no valor da Razão de Bowen entre o período de dormência e crescimento.

MAHRT e VICKERS (2002) analisaram as relações entre fluxo de calor sensível, calor latente e CO₂ com elementos meteorológicos para uma área com diferentes tipos de superfícies. E verificaram através de correlações que o fluxo de calor latente aumentou proporcionalmente com a radiação líquida, porém para valores elevados de R_n ocorreu uma ligeira dispersão, já para pequenos valores de radiação líquida, há uma limitação na taxa de fotossíntese, uma vez que os estômatos permanecem parcialmente fechados com objetivo de limitar a perda de água na planta. Neste mesmo trabalho, o deficit de pressão de vapor (DPV) foi correlacionado com o fluxo de calor latente, sendo verificado que a correlação não foi satisfatória para valores de DPV superiores a 10hPa. Esta correlação é verificada, pois sob condição de altos valores de DPV os estômatos permanecem parcialmente

fechados para manter o escoamento constante de água dentro dos limites de água disponível.

A temperatura é fator importante na contabilização do balanço de energia, influenciando significativamente nos fluxos de calor latente, sensível e demais fluxos energéticos. A razão limite das temperaturas é essencial na sobrevivência e desenvolvimento das espécies de mangue, garantindo suas funções metabólicas de produtividade e balanço de calor local. De acordo com estudo realizado por COSTA (2001) para avaliar variações térmicas decorrentes da degradação de manguezais na região bragantina utilizando-se de comparações simultâneas da variação diária da temperatura do ar entre as áreas de manguezal natural e degradado, mostraram que as temperaturas mais altas foram verificadas na área degradada durante o período diurno. Obviamente, esta área tende a tornar-se mais aquecida devido à exposição do solo à radiação solar direta, associado à contribuição da cor escura do solo. Entretanto no período noturno, as temperaturas na área natural são sempre maiores que àquelas observadas na área degradada. Essas diferenças estão associadas à eficiência na atenuação da radiação solar incidente quando penetra no dossel da floresta de manguezal, cuja cobertura vegetal tende a armazenar os fluxos radiativos e minimizar as perdas energéticas noturnas, ao passo que na área degradada, as perdas radiativas noturnas não sofrem nenhum bloqueio devido à ausência da vegetação.

Características físicas, morfológicas e fisiológicas da vegetação também são de extrema importância para derivar os coeficientes e as resistências que governam as transferências de momentum, de radiação, de fluxos de calor sensível e calor latente. Todos esses fluxos dependem do estado da cobertura vegetal e das condições atmosféricas. O cálculo da resistência estomática em qualquer método de simulação é de vital importância para a estimativa da transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera. Essas resistências são calculadas como efeito integrado das resistências estomáticas das folhas no dossel das árvores. Os parâmetros fisiológicos importantes usados no cálculo dessas resistências são o índice de área foliar, a fração de cobertura vegetal, os coeficientes de resistência estomática à radiação fotossinteticamente ativa, a porosidade, o potencial de umidade do solo e o parâmetro de resposta estomática à pressão de vapor d'água.

2.9. Impactos do desmatamento sobre a climatologia regional

Vários estudos de simulação numérica do clima sob condições de troca de superfícies vegetadas de floresta por área desmatada ou substituição da floresta por áreas

de pastagem, já foram realizados (HENDERSON-SELLERS et al., 1993; NOBRE et al., 1991; LEAN e ROWTREE, 1993; MANZI, 1993). De um modo geral os resultados convergem para um aumento da temperatura do ar próximo a superfície (variando de 0,6 a 2,0 °C), uma redução nos totais de precipitação e evaporação de 20 a 30% do valor de floresta e uma estação seca mais prolongada.

A grande maioria dos estudos feitos sobre mudança da cobertura do solo é direcionada, em geral, para avaliar as conseqüências da conversão de florestas em pastagens, em função do avanço do processo de degradação das florestas tropicais para convertê-las em áreas de pastagens. Este processo de degradação também já vem ocorrendo em outros ecossistemas como o manguezal. Porém, no caso de manguezais essa devastação ocorre sobre diversas razões, em geral os manguezais vêm sendo devastados pelo avanço da ocupação urbana, utilização da madeira do mangue para diversos fins, construções de estradas, dentre outros fatores. O efeito da conversão de manguezais naturais em áreas desmatadas pode implicar em uma alteração no equilíbrio de energia, representando um forte impacto ambiental, uma vez que os raios solares seriam absorvidos em maior quantidade devido a alterações no albedo local, fazendo variar o balanço de energia e conseqüentemente aumentando a amplitude térmica, o que pode causar um ambiente adverso à regeneração de algumas espécies deste ecossistema (RIBEIRO, 2001).

Um caso típico é o que vem ocorrendo no manguezal de Bragança-PA, onde foi construída uma estrada que atravessa o manguezal e liga a cidade de Bragança à vila de Ajuruteua. Após a construção da estrada, vem ocorrendo um processo progressivo de degradação de parte desse ecossistema. O solo na área degradada é classificado como “gleissolo álico salino” de tonalidade cor cinza escuro, cuja textura do substrato é menos espessa que no manguezal natural, apresentando modificações estruturais, devido sua exposição à incidência da radiação solar direta, o que causa também uma amplitude de temperatura bem superior àquela observada no interior do manguezal preservado.

Em um estudo preliminar, NOBRE et al., (1989) avaliaram os impactos climáticos devido ao desmatamento na região amazônica e seus resultados apontaram para um aumento de 1,3°C na temperatura do ar próximo a superfície. Este aquecimento relativo da superfície de terra desmatada e do ar imediatamente acima é consistente com reduções na evapotranspiração e no fluxo de calor latente, uma vez que uma maior fração da energia radiativa estaria disponível para aquecer o solo e o ar acima deste. Além disso, a redução no comprimento de rugosidade com a retirada da floresta, diminui a eficiência dos

processos de troca turbulenta, contribuindo para um aumento de calor na superfície e na camada atmosférica acima dela.

Em simulação de substituição de floresta por pastagem, os resultados encontrados por NOBRE et al., (1989) evidenciaram que para o balanço de energia, a radiação solar absorvida pela superfície é menor no caso desmatado (186 W.m^{-2}) que na área de floresta (204 W.m^{-2}), devido às variações do albedo que aumentaram de 12,5% no caso de floresta para 21,6% no cenário de pastagem, evidenciando que o tipo de cobertura do solo é fator determinante no balanço de energia.

No caso do ecossistema de manguezal, esse efeito também foi observado por RIBEIRO (2001) que ao confrontar informações adquiridas em área desmatada e área de manguezal preservado no Nordeste do Pará, constatou que na área desmatada uma parte considerável da energia absorvida pelo solo é conduzida para camadas mais profundas, enquanto no manguezal em seu estado natural essa transferência é muito pequena. Essa condução e armazenamento de calor no manguezal desmatado ocorrem em função do elevado grau de aquecimento sobre a superfície de cor escura devido à exposição direta à radiação solar, ao passo que no manguezal preservado, a quantidade de radiação solar que chega a superfície do solo é bastante reduzida devido às múltiplas reflexões e atenuações que ocorrem quando a radiação penetra no dossel. Essa característica resulta em uma maior amplitude térmica que pode ser percebida pelo maior aquecimento durante o período diurno e maior resfriamento durante a noite na área desmatada, em que o solo apresenta maior perda radiativa pela ausência da floresta que retém parte desta radiação.

Outro resultado semelhante encontrado por RIBEIRO (2001) para ecossistema de manguezal, é que no caso da área desmatada, a exposição à radiação solar direta na superfície resulta em uma redução considerável na evaporação e um aumento no fluxo de calor sensível, até mais pronunciado em relação a áreas de floresta de terra firme, devido à tonalidade escura do solo de manguezal que favorece a absorção da radiação incidente. Além disso, o solo descoberto torna-se vulnerável a enxurradas provocadas por precipitações intensas, causando lixiviações de nutrientes e sal marinho. Assim, os solos desmatados tendem a tornar-se compactados e pobres de nutrientes, dificultando a regeneração dessa área.

Estudos realizados por LEAN et al. (1996) representam as condições de fronteira mais realista do cenário da Amazônia, uma vez que os parâmetros de controle (fração de vegetação coberta, tipo de solo, difusividade hidráulica, etc.) e de superfície (albedo, comprimento de rugosidade, índice de área foliar, etc.), foram extraídos do conjunto de

dados do ABRACOS. Os resultados obtidos foram coincidentes com aqueles descritos por NOBRE et al. (1989) com redução na evapotranspiração e aumento da temperatura próximo a superfície. De um modo geral, a substituição de floresta por pastagem provoca a nível sazonal, redução no saldo de radiação de ondas curtas (8%), devido ao aumento do albedo; aumento na temperatura média do ar (0,9°C); redução pequena na umidade específica do ar; aumento da velocidade do vento; redução na evaporação e precipitação (de 20% e 14% respectivamente) e período de seca mais prolongado.

3.1.1. Manguezal natural

Nesta área, localizada a 30 km do Município de Bragança, cujas coordenadas geográficas são; 01° 03'S de latitude e 46° 45'W de longitude, foi montada uma torre micrometeorológica, com 25 metros de altura (Figura 3), distante em linha reta de aproximadamente 1 km da rodovia que liga a cidade de Bragança à vila de Ajuruteua, e a aproximadamente 300 metros das margens do rio Furo Grande.



Figura 3 – Torre micrometeorológica instalada no manguezal natural de Bragança.

De acordo com COHEN et al. (1999) a região Bragantina é cortada por canais de marés que ligam o manguezal ao estuário e compreende árvores bem desenvolvidas com aproximadamente 20 metros de altura. A área apresenta características típicas de um manguezal do tipo exuberante, denso e alto. Segundo levantamento realizado por MARQUES da SILVA et al. (1997), nesta região foi observada a presença predominante das espécies *Rhizophora Mangle*, *Avicennia Germinans* e *Lagunculária Racemosa*. Sob o ponto de vista estrutural, a classificação do mangue é do tipo arbóreo, de dossel semi-fechado e frequentemente inundado sob o regime de marés. A característica de produção foliar é de aumento no período chuvoso com a redução da salinidade intersticial,

favorecendo a formação de folhas novas e diminuindo a produção foliar no período menos chuvoso.

O manguezal possui um aspecto quase plano cuja superfície é revestida por altas concentrações de matéria orgânica particulada e decomposta, misturada a partículas sedimentares de origem mineral, formando um solo anóxico com tonalidade cinza escuro e textura fina. Segundo RUIVO et al. (2004) o mangue está estabelecido em depósitos aluviais holocênicos, ocorrendo descontinuamente ao longo das margens dos furos, rios e igarapés do estuário, onde o hidromorfismo é o processo característico mais marcante na formação deste solo sujeito a submersão contínua pelo efeito de maré.

O clima da região é caracterizado como muito úmido, megatérmico, ocorrendo duas estações distintas: chuvosa (janeiro a junho) e menos chuvosa (julho a dezembro). Essa sazonalidade reflete o efeito do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre a região (INMET, 1992).

3.1.2. Manguezal degradado

O processo de degradação no manguezal de Bragança vem ocorrendo ao longo das últimas três décadas e teve início em 1974 com a construção da estrada (PA 458) que corta o manguezal numa extensão de aproximadamente 30 km. Esta degradação ocorre de duas maneiras: primeiro pela exploração das espécies lenhosas para diversos fins, pela facilidade de acesso que a estrada oferece; e segundo pela obstrução dos canais naturais de drenagem com aterramento para construção da estrada, interrompendo o livre deslocamento dos fluxos de água salgada e nutriente que existiam antes da estrada.

As áreas degradadas no manguezal estão distribuídas em clareiras adjacentes à estrada. A clareira utilizada (Figura 4) neste estudo ocupa uma área de aproximadamente 4,5 km², cujas coordenadas geográficas são: 00° 55'S e 46° 42'W e localiza-se a 16 km de distância da cidade de Bragança. Segundo RIBEIRO (2001), o solo na área degradada é classificado como “gleissolo salino” de tonalidade cinza escuro, cuja textura do substrato é menos espessa que no manguezal natural, apresentando modificações estruturais, devido sua exposição à incidência da radiação solar e chuvas. Devido a pouca idade desta camada, não há evidências de estruturação pedogênica, cujas propriedades físicas são condicionadas pelo material de origem e pelo processo de construção, o que lhe confere um caráter antropogênico.



Figura 4 – Vista parcial da área degradada do manguezal de Bragança-PA.

3.2. MEDIÇÕES E SISTEMA DE AQUISIÇÃO DE DADOS

3.2.1. Medições no manguezal natural

A série de dados utilizada neste estudo corresponde ao período de novembro de 2002 a agosto de 2003. Para medição das variáveis meteorológica, necessárias à caracterização do microclima do manguezal e também para utilização como dados de entrada nos modelos empíricos, foi instalada uma estação meteorológica automática (EMA) no topo da torre micrometeorológica, cujas variáveis geradas a cada 30 minutos estão apresentadas na Tabela 1. As medições de fluxo de energia, concentrações de vapor d'água e CO₂ na atmosfera, foram feitas através do sistema EDISOL (Descrito por MONCRIEFF et al. (1997) foi desenvolvido entre 1992 e 1995 pelo *Winand Staring Centre em Wageningen*), que também foi instalado na torre micrometeorológica, fazendo medições acima do dossel vegetativo.

Tabela 1 - Relação das variáveis meteorológicas coletadas na Estação Meteorológica Automática (EMA) com unidade de medida, identificação dos sensores e altura/profundidade de instalação

Medidas	Unidade	Instrumento/Modelo	Altura
Temperatura do ar	(°C)	<i>Temperature Probe HMP45C</i>	27 m
Direção do vento	(°)	<i>Wind Sentry model 03001</i>	27 m
Velocidade do vento	(m.s ⁻¹)	<i>Wind Sentry model 03001</i>	27 m
Umidade relativa	(%)	<i>Relative Humidity Probe HMP45C</i>	27 m
Radiação solar global	(W.m ⁻²)	<i>Pyranometer SP LITE(Kipp&Zonen)</i>	27 m
Saldo de radiação	(W.m ⁻²)	<i>Net Radiometer Q-7.1</i>	27 m
Precipitação	(mm)	<i>CSI model CS700-L</i>	27 m
Radiação PAR	(μmol.m ⁻² .s ⁻¹)	<i>Quantum Sensor LI-190SB</i>	1m, 16m, 27m
Temperatura do solo	(°C)	<i>Temperature Probe model 108</i>	5cm, 20cm, 50cm

3.2.2. Medições no manguezal degradado

No manguezal degradado foi realizada uma campanha intensiva com duração de 32 dias de coleta de dados no período de 21 de outubro a 21 de novembro de 2003, denominada experimento CIMeLA (Circulações de Mesoescala no Leste da Amazônia). Onde foram feitas apenas medidas de variáveis meteorológicas, com a utilização de uma estação meteorológica automática, instalada a dois metros da superfície fazendo medições contínuas e armazenando dados a cada 30 minutos em um *datalogger*. Nesta área, foram feitas medições da radiação solar incidente e refletida para determinação do albedo do manguezal degradado, além das variáveis descritas na Tabela 1, exceto radiação fotossinteticamente ativa (PAR).

3.2.3. Estação Meteorológica Automática (EMA)

A EMA (Figura 5) corresponde a um conjunto de sensores para determinação de temperatura do ar, direção e velocidade do vento, radiação solar global, saldo de radiação, umidade relativa, radiação PAR, precipitação e temperatura do solo. Exceto a radiação PAR e temperatura do solo que foram medidos em três níveis, os demais sensores fizeram medições acima do dossel.



Figura 5 – Vista da Estação Meteorológica Automática (EMA) instalada no manguezal natural.

Para medição da radiação global incidente foi utilizado um piranômetro modelo SP-LITE, que tem como elemento sensor o fotodiodo de silício e trabalha na faixa de radiação de 0,3 a 4,0 μm . O sensor que mede o saldo de radiação foi instalado e nivelado em uma haste metálica de 3 metros de comprimento com orientação na direção aproximada de 30° Oeste do ponto cardinal Norte. Este sensor é constituído de um termostato que utiliza 60 junções de baixa resistência para reduzir a suscetibilidade de ruídos e faz medidas instantâneas da soma algébrica das radiações incidente e refletida.

A radiação PAR foi medida a 1, 16 e 27 metros de altura no interior do manguezal, para se avaliar o efeito de atenuação dessa radiação com a profundidade do dossel. Essa radiação compreende a faixa do espectro solar, percebida no intervalo de comprimento de onda entre 0,4 e 0,7 μm , considerada efetiva para fotossíntese e sua intensidade e disponibilidade está diretamente relacionada à produtividade fotossintética das plantas. A radiação PAR foi medida por meio de um detector fotovoltaico de silício que apresenta tempo de resposta de 10 μs e opera em uma faixa de temperatura que pode variar entre -40 a 65 °C e sua medida expressa a densidade de fluxo de fótons absorvidos por unidade de área por unidade de tempo.

As medidas de temperatura e umidade relativa foram obtidas na EMA, através do higrômetro modelo HMP45C. O sensor consiste de uma resistência de platina com um detector de temperatura (PRT) e um detector de umidade relativa (UMICAP). O sensor de

temperatura tem capacidade para realizar medições entre -40 e 60 °C e o sensor de umidade têm alcance de medida entre zero e 100%.

A direção e velocidade do vento foram obtidas a vinte e sete metros de altura, por meio de um anemômetro modelo 03001 *WIND SENTRY*. Esse anemômetro mede a velocidade do vento utilizando três conchas em miniatura, fixado na extremidade por um suporte metálico de dois metros de comprimento e faz medições entre 0 e 50 m.s⁻¹, apresentando boa linearidade de resposta para ventos acima de 1 m.s⁻¹, com precisão de aproximadamente 0,5 m.s⁻¹.

Os registros de precipitação foram obtidos por meio de um pluviômetro de báscula da Campbell, modelo CS700-L, desenvolvido para uso com *dataloggers*. As medições foram feitas pelo cômputo dos pulsos emitidos pela báscula e registradas no *datalogger*. Este instrumento faz registros de precipitação que podem variar entre 0,1 a 500 mm.h⁻¹.

As medidas de temperatura do solo foram obtidas a 5, 20 e 50 cm de profundidade. Estes sensores utilizam um termostato que pode fazer medições de temperatura no solo entre -35 a 50 °C.

A aquisição e armazenamento dos dados gerados na EMA são feitos pelo datalogger modelo CR10X que é um módulo programável compacto de coleta de dados com entradas analógicas e digitais e a programação é feita por meio de teclado/display (CR10KD), ou via comunicação serial (direta ou modem) através de microcomputador, utilizando o modo de telecomunicações. As interfaces recebem os sinais emitidos pelos sensores que fazem medições a cada 10 segundos e são interpretados pelo sistema de processamento que armazena estes dados em termos de valores médios de cada variável a intervalos de 30 minutos.

3.2.4. Sistema de medição de fluxos – EDISOL

É composto por um anemômetro sônico tridimensional que mede instantaneamente as três componentes do vento, um analisador de gás a infravermelho, um gabinete com microcomputador e *software* para aquisição de dados de alta freqncia que foi especificamente desenvolvido para o sistema EDISOL (Figura 6) com a finalidade de calcular os fluxos de momentum, calor sensível, calor latente e CO₂ em tempo real. Os sensores utilizados para estimativa destes fluxos foram instalados a três metros acima da torre, com orientação para Leste, com objetivo de minimizar distorções no escoamento na direção do vento dominante (CARSWELL et al., 2002).



Figura 6 – Sistema EDISOL instalado no manguezal natural de Bragança.

O sistema utiliza a técnica de correlação de vórtices turbulentos (*eddy covariance*) e calcula a covariância entre as flutuações na componente vertical da velocidade do vento, simultaneamente com a quantidade conservativa de interesse na amostra de ar coletado. A técnica baseia-se no seguinte procedimento: o vento carrega as massas de concentrações mais altas ou mais baixas, para cima e para baixo com os vórtices turbulentos, e medindo essas flutuações rápidas através de sensores de resposta rápida (alta frequência), podemos somar os componentes e obter os fluxos. Esta técnica é reconhecida atualmente como a forma mais direta e confiável para obtenção destes fluxos em longo prazo para diferentes ecossistemas (MALHI et al., 1998; VERMA, 1999).

3.2.5. Anemômetro sônico de três eixos

O anemômetro sônico (*Solent A1012R, Gill Instruments Lymington, UK*) utilizado no sítio experimental tem orientação tridimensional, com sensores separados de 15 centímetros a 120°, estrutura impermeável, consome 700 mW.s^{-1} de energia e opera com velocidade do vento de até 60 m.s^{-1} . Seu sensor é constituído de um a três pares de transdutores acústicos que medem o tempo de trânsito das pulsações acústicas em um intervalo de percurso. O pequeno tamanho e a disposição de junções simétricas dos termopares minimizam a carga de radiação sobre os sensores, dispensando dessa forma o uso de protetores contra radiação. As três principais funções eletrônicas de operação do ultra-sônico são: processamento e análise dos dados brutos, armazenamento e transmissão.

O anemômetro sônico obtém as componentes da velocidade do vento, emitindo pulsos ultra-sônicos de um sensor para o outro a cada segundo. Medindo então a diferença

de tempo entre ida e volta do sinal emitido, que é proporcional a velocidade do som e do vento. Conhecendo-se a velocidade do som em um ambiente estacionário, o componente da velocidade do vento ao longo desse percurso é então calculado. Este procedimento de uma forma mais detalhada seria: primeiramente o sônico emite um pulso em cada direção no primeiro eixo e o cômputo desta passagem para cada direção é armazenado individualmente na forma bruta. Adicionalmente, um rápido método de cálculo baseado na velocidade de propagação do som em ambiente estacionário é utilizado para calcular a velocidade do vento ao longo dos eixos.

O fluxo de calor sensível que é parte integrante do balanço de energia sofre variações significativas ao longo do dia, para minimizar os erros de estimativa com o anemômetro, é conveniente o uso da temperatura virtual sônica para o cálculo deste fluxo sob diferentes condições. Segundo STULL, (1988) a temperatura virtual sônica é aproximadamente igual à temperatura virtual ou potencial que é calculada pelo tempo de propagação dos pulsos, tal que:

$$T_{vs} \cong \theta = T_{ar} \left(1 + 0,38 \frac{e}{P}\right) \quad (1)$$

Onde,

T_{vs} - temperatura virtual sônica (°C);

θ - temperatura potencial (°C);

T_{ar} - temperatura do ar (°C);

e - pressão de vapor atual (hPa);

P - pressão atmosférica (hPa).

Dentre as diferentes condições atmosféricas possíveis, valores elevados de velocidade do vento e pressão parcial de vapor d'água devem ser considerados em particular. No caso da velocidade do vento são adicionados erros devido à tensão de cisalhamento (*momentum stress*) que devem ser considerados neste cálculo, conforme LLOYD et al., (1984).

3.2.6. Analisador de gás a infravermelho – IRGA

O analisador de gás utilizado é o IRGA modelo LICOR 6262, o qual mede as concentrações de CO₂ e H₂O com base na diferença entre absorção da radiação infravermelha que atravessa duas câmaras de gás, uma chamada câmara de amostra e outra

de câmara de referência. Este analisador pode ser operado em modo diferencial ou absoluto.

No modo diferencial a câmara de referência contém um gás de concentração conhecida e valor diferente de zero. A diferença entre a absorção na câmara de amostra e a câmara de referência, resulta no valor da concentração do gás.

No modo absoluto a câmara de referência é mantida a uma concentração de gás igual a zero. E o gás cuja concentração se deseja medir, é atravessado pela radiação infravermelha na câmara de amostra. O valor medido na câmara de amostra é comparado com a concentração zero na câmara de referência para obter-se uma medida absoluta da concentração de gás. Para melhor precisão do analisador é indicado um gás com concentração zero de CO₂ e H₂O para fluir na câmara de referência.

3.2.6.1 Princípio de funcionamento

A câmara de referência é usada por um gás de concentração conhecida, em geral o nitrogênio, e a câmara de amostra é usada para medir o gás da amostra de concentração desconhecida. A radiação é transmitida alternadamente para cada caminho da câmara e a análise é proporcional à diferença de absorção entre os dois gases. Dois detectores são necessários para separar as concentrações de água e CO₂. Os detectores medem simultaneamente as concentrações de CO₂ e vapor d'água da amostra (FIGURA 7). Um *Splitter* de viga distribui o caminho da radiação infravermelha para os dois detectores, para medir as concentrações de H₂O e CO₂, através da absorção da radiação infravermelha. Ambos os detectores são solenóides de chumbo, dispositivos sólidos e resistentes a vibração. Os detectores são resfriados até -5°C para manter a sensibilidade constante e reduzir o nível de ruído. O detector de CO₂ usa um filtro de interferência ótica a 4,26µm com um *bandpass* de 0,15µm. O detector de vapor d'água usa um filtro semelhante à 2,59µm com um *bandpass* de 0,05µm. O *software* do LI-6262 corrige as medidas de CO₂ pela diluição desse gás na presença de vapor d'água.

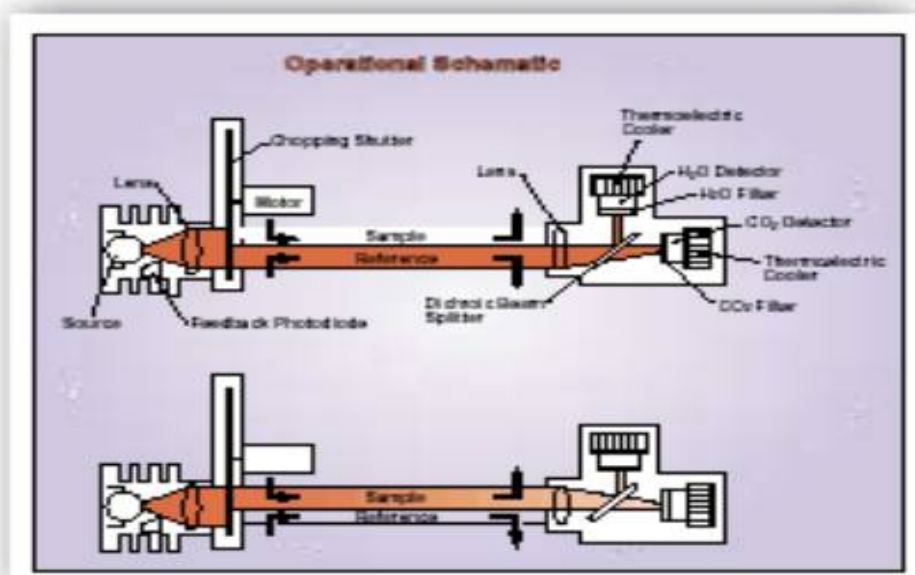


Figura 7 - Esquema operacional do analisador de gás a infravermelho IRGA em detalhes.

O ar é arrastado através do analisador por sucção e bombeamento; o vidro-tampão (*Buffer-Bottle*) funciona para reduzir flutuações na linha de amostra. O material da área de amostragem não interage com o CO₂ e vapor d'água. O comprimento do tubo não é crítico e o sistema tem sido operado com 3 a 16 cm. O diâmetro do tubo afeta a velocidade do fluxo, diminui a pressão e a energia requerida para arrastar o ar pelo sistema. O controlador do fluxo de massa mantém a velocidade de fluxo dentro de uma pequena variação, assim, garante que o tempo de passagem para qualquer amostra de ar permanece aproximadamente constante. Um feixe de luz incide no tubo ótico, dividindo-se em feixe de luz infravermelha para dois detectores solenóides. O sistema então utiliza um *software* especialmente escrito, que calcula a concentração de vapor d'água e CO₂, com base na absorvidade desses gases pela radiação infravermelha. O volume do tubo ótico é de 11,9cm³, a velocidade do fluxo máximo no tubo do analisador não deve exceder 10 lmin⁻¹; normalmente o gás é arrastado pelo analisador em um fluxo de velocidade 6 lmin⁻¹, embora alguns grupos operam com velocidade de fluxo mais elevada para garantir um fluxo totalmente turbulento em linha de amostragem. Velocidades de fluxo mais elevadas têm algumas vantagens, as quais reduzem a perda do sinal em elevar a um ponto mais distante o espectro de frequência.

3.2.6.2. Método de calibração

A calibração para o CO₂ é realizada de acordo com a preferência de cada laboratório; escalas podem ser traçadas para padrões nacionais relevantes. O ponto zero é estabelecido usando o N₂ seco ou por métodos químicos. A calibração do vapor d'água é feita utilizando métodos químicos ou com uso de geradores de vapor d'água (LI-COR *portable dew point generation model* LI-610). A calibração pode ser realizada para uma mesma velocidade de fluxo, de forma semelhante quando o sistema está medindo fluxos superficiais, garantindo assim que todas as diferenças de pressão sejam mantidas iguais quando estiver operando em modo-atividade ou modo calibração. O *software* no LI-COR - IRGA também pode ser empregado para correção por alterações entre a velocidade de fluxo atual e de calibração.

3.2.7 Cálculo dos fluxos

O fluxo de uma grandeza escalar c pode ser escrito:

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad (2)$$

Em que,

F_c = fluxo escalar c ,

w = é a componente vertical da velocidade do vento,

ρ_c = densidade ou a concentração do escalar c .

A barra representa a média do produto sobre um intervalo de amostragem.

Registros de velocidade do vento, temperatura e concentração, apresentam forma irregular ou turbulenta, é conveniente, portanto considerar a soma das partes médias e das flutuações destas variáveis. Este processo é conhecido como decomposição de Reynolds; que aplicada para a velocidade do vento e a concentração pode ser escrita como:

$$w = \overline{w} + w' \quad (3)$$

$$\rho_c = \overline{\rho_c} + \rho_c' \quad (4)$$

Então, reescrevendo a equação (2) temos:

$$F_c = \overline{w\rho_c} + \overline{w'\rho_c'} \quad (5)$$

Na equação (5) pode ser observado que o fluxo vertical total de uma grandeza escalar é dado pela soma do fluxo vertical médio $\overline{w\rho_c}$ e o fluxo turbulento $\overline{w'\rho_c'}$. Por

definição, a média de flutuações $\overline{w'}$ e $\overline{\rho_c'} = 0$, porém termos envolvendo o produto da média de dois componentes de flutuação, raramente são iguais à zero.

Uma hipótese normalmente feita, é que sobre certo intervalo de tempo não existe nenhum movimento regular de massa de ar na vertical, isto é, $\overline{w} = 0$. Com esta hipótese, nós obtemos da equação (5) a equação para covariância de vórtices turbulentos:

$$F_c = \overline{w'\rho_c'} + (\text{termos de correção}) \quad (6)$$

Na equação (6) verifica-se que é necessário ter instrumentação capaz para medir as flutuações da componente vertical da velocidade do vento e a densidade da concentração escalar da amostra de ar para a determinação do fluxo.

O algoritmo de cálculo dos fluxos turbulentos calcula previamente a rotação de coordenadas nos dados brutos do anemômetro, para avaliar o componente u, v e w. Segundo McMILLEN (1986), inicialmente estima-se o atraso associado ao tempo de escoamento da amostra de ar com H₂O ou CO₂ ao longo do tubo, assim como pelo conhecimento prévio de que o IRGA separa distintamente o CO₂ e a H₂O. O cálculo dos fluxos passa a seguir por correções associadas à estacionaridade e a rotação dos eixos.

3.2.8. O método de covariância de vórtices turbulentos

O princípio do método de correlações turbulentas, é medir as contribuições de todos os movimentos turbulentos, responsáveis pelas transferências verticais de vapor d'água, calor sensível e momentum. Para tanto é necessário um grande volume de sinais turbulentos a uma alta frequência de amostragem, possibilitando o cálculo das covariâncias médias para o período de tempo desejado. A técnica de correlação de vórtices turbulentos, utilizada para cálculo de fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), baseia-se na covariância das flutuações da componente vertical da velocidade do vento e da temperatura, para o fluxo de calor sensível; e velocidade vertical do vento e da umidade específica, para o fluxo de calor latente, conforme as equações abaixo:

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad (7)$$

$$LE = L_v \overline{w'q'} \quad (8)$$

Em que,

ρ = densidade absoluta do ar,

C_p = calor específico do ar à pressão constante,

w' = componente vertical das flutuações da velocidade do vento,

T' = desvio instantâneo a partir da média da temperatura do ar,

q' = desvio instantâneo a partir da média da umidade específica,

L_v = calor latente de vaporização da água.

Os fluxos de calor sensível e calor latente são computados como covariâncias das flutuações da velocidade vertical do vento e das flutuações de temperatura e densidade de vapor d'água num instante e no mesmo ponto.

3.3. MODELOS EMPÍRICOS APLICADOS PARA BALANÇO DE RADIAÇÃO

A radiação solar global incidente (R_g), que caracteriza o principal componente do balanço de radiação de ondas curtas será simulada com a utilização de dois modelos simples em base diária.

3.3.1. Modelo de Hargreaves-Samani

HARGREAVES e SAMANI (1982) desenvolveram um modelo mecanístico simples para estimar a radiação solar global incidente (R_g), a qual eles utilizavam em seus cálculos de evapotranspiração. Eles propuseram que R_g pode ser determinada de acordo com a seguinte equação:

$$R_g = R_o \times T_t \quad (9)$$

Em que,

R_g = radiação solar global incidente ($W.m^{-2}$),

R_o = radiação extraterrestre ($MJ m^{-2} d^{-1}$),

T_t = transmitância atmosférica total.

A radiação extraterrestre pode ser calculada por métodos geométricos padrões para qualquer dia do ano baseada em latitude e constante solar. Segundo Hargreaves e Samani, a transmitância atmosférica total é proporcional à raiz quadrada da diferença entre a temperatura máxima (T_{max}) e a temperatura mínima (T_{min}) diária. ANNANDALE et al. (2002) modificaram o modelo incluindo uma correção para altitude, de forma que a transmissividade atmosférica total resulta em:

$$T_t = k_{rs} \times (1 + 2,7 \times 10^{-5} \times alt) \times (T_{max} - T_{min})^{0,5} \quad (10)$$

Em que,

k_{rs} = coeficiente empírico,

alt = altitude (m),

T_{\max} = temperatura máxima (°C),

T_{\min} = temperatura mínima (°C).

Segundo ANNANDALE et al. (2002) para sítios localizados próximo à costa, k_{rs} corresponde a 0,19. Assim, a determinação da radiação solar global será obtida segundo a expressão:

$$R_g = R_o \times (k_{rs} \times (1 + 2,7 \times 10^{-5} \times \text{alt}) \times (T_{\max} - T_{\min})^{0,5}) \quad (11)$$

3.3.2. Modelo de Bristow-Campbell

Um método alternativo para determinação da radiação solar global incidente foi desenvolvido por BRISTOW e CAMPBELL (1984), o qual divide a transmitância atmosférica total (T_t) em dois componentes:

$$T_t = T_{\max} \times T_{tf} \quad (12)$$

Em que,

T_{\max} = máxima transmitância que ocorre para condições de céu claro,

T_{tf} = uma fração de T_{\max} .

GATES (1980) sugere valor de transmitância de 0,75 em baixas latitudes para dias típicos de céu claro sem precipitação e 0,45 para dias nublados. T_{tf} varia em função das condições diárias de cobertura de nuvens e precipitação que influenciam os extremos de temperatura. T_{tf} é uma relação exponencial que será determinada segundo a expressão:

$$T_{tf} = 1 - \exp(-b \times (T_{\max} - T_{\min})^c) \quad (13)$$

b e c são coeficientes empíricos que requerem calibração de acordo com a localização. BRISTOW e CAMPBELL (1984) sugerem o valor de c variando entre 2,0 a 2,4 e b pode ser obtido segundo a seguinte expressão:

$$b = 0,036 \exp(-0,154 \overline{\Delta T}) \quad (14)$$

Em que,

$\overline{\Delta T}$ = valor médio mensal da variação entre os extremos diários de temperatura.

A radiação solar global incidente será obtida então pela seguinte expressão:

$$R_g = R_o \times (T_{\max} \times (1 - \exp(-b \times (T_{\max} - T_{\min})^c))) \quad (15)$$

O balanço de radiação de onda longa (BOL) será determinado por três métodos diferentes, para avaliar o desempenho de modelos empíricos na estimativa dos componentes do BOL em relação aos valores medidos no manguezal.

3.3.3. Método baseado em BRUTSAERT

O balanço de radiação de onda longa compreende a diferença entre a radiação dirigida da atmosfera para a superfície ou contra radiação (R_a) e a radiação emitida pela superfície após ser aquecida. BRUTSAERT (1975) sugere um método simples para estimar a radiação emitida pela atmosfera sob condição de céu claro:

$$R'_{a,clr} = \varepsilon_a \sigma T^4 \quad (16)$$

Em que,

ε_a = emissividade atmosférica sob céu claro,

σ = constante de Stefan Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$),

T = temperatura absoluta do ar próximo à superfície do dossel (K).

Para determinar a emissividade atmosférica (ε_a), BRUTSAERT (1975) derivou uma expressão empírica com base física, ou seja, a partir da equação de transferência radiativa em uma atmosfera plana e estratificada, para condições de céu claro, obtendo a seguinte equação:

$$\varepsilon_a = 1,24 \left(\frac{e}{T} \right)^{1/7} \quad (17)$$

Em que,

T = temperatura do ar dada em Kelvin,

e = pressão que o vapor d'água exerce na atmosfera que será determinada pela equação:

$$e = \frac{UR \times e_s}{100} \quad (18)$$

Em que,

UR = umidade relativa do ar (%),

e_s = pressão de saturação do vapor d'água (hPa).

A umidade relativa é obtida a partir de dados de temperatura do termômetro de bulbo seco e bulbo úmido e a pressão de saturação do vapor d'água calculada a partir da temperatura do ar (t) em °C, usando a equação de Tetens (NORMAN, 1979), ou seja:

$$e_s = 6,1078 \times 10^{\left[\frac{7,5 \times t}{237,3 + t} \right]} \quad (19)$$

Para estimar a radiação de onda longa emitida pela atmosfera levando em conta a presença de nuvens, JACOBS (1978) sugere um modelo empírico que apresenta um fator de correção para nebulosidade, então:

$$R_{a,all} = (1 + 0,26C).R'_{a,clr} \quad (20)$$

Em que,

$R_{a,all}$ = total de radiação de onda longa emitida pela atmosfera,

$R'_{a,clr}$ = radiação de onda longa atmosférica sob condição de céu claro, equação (16),

C = proporção de nuvens em décimos.

A componente de radiação emitida pela superfície do dossel, será governada pela temperatura da superfície foliar (T_f) e é expressa de acordo com FEDERER (1968) que sugere a seguinte equação:

$$R_s = \varepsilon_f \sigma T_f^4 \quad (21)$$

Em que,

ε_f -Emissividade da superfície foliar $\cong 1$,

$\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$,

T_f = Temperatura foliar (K).

A emissividade da superfície foliar apresenta variação de 0 a 1, variando para florestas naturais entre 0,97 a 0,99. Segundo VISWANADHAM (1990), para fins práticos a emissividade em uma floresta natural pode ser considerada 1, então:

$$R_s = \sigma T_f^4 \quad (22)$$

Para determinar a temperatura foliar (T_f) em °C desenvolveu-se um modelo matemático com base em uma série de medições horárias da temperatura do ar e temperatura foliar do período chuvoso e menos chuvoso do manguezal de Bragança do ano de 1997, utilizando análise de regressão linear. O modelo obteve coeficiente de determinação (r^2) de 0,99 e consiste em estimar a temperatura foliar a partir de dados horários da temperatura do ar medidos no sítio experimental.

$$T_f = -43,345 + 2,6019. T_{ar} \quad (\text{Período chuvoso}) \quad (23)$$

$$T_f = -38,465 + 2,4241. T_{ar} \quad (\text{Período menos chuvoso}) \quad (24)$$

3.3.4. Método baseado em BRUNT

O balanço de radiação de ondas longas compreende duas componentes: a contra radiação atmosférica (R_a) e a radiação emitida pela superfície (R_s). Dentre as diversas equações propostas na literatura, a equação proposta por BRUNT (1932) é a mais utilizada para estimar o balanço de radiação de onda longa diário, e leva em consideração a temperatura média diária do ar, a pressão de vapor e um fator de correção para o efeito de nebulosidade.

$$L^* = 4,8989 \times 10^{-9} \times T^4 (0,09\sqrt{e} - 0,56) \times (0,1 + 0,9n/N) \quad (25)$$

Em que,

L^* = balanço de radiação de onda longa ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$),

T = temperatura média do ar (K),

e = pressão que o vapor d'água exerce na atmosfera (mm Hg),

n/N = razão de insolação.

O número de horas de brilho solar (n) foi obtido da estação de Tracuateua e a duração do fotoperíodo (N), obtida a partir das expressões:

$$N = \frac{2H}{15} \quad (26)$$

$$\mathcal{H} = \arcsin(-\text{tg}\varphi \times \text{tg}\delta)$$

(27)

$$\delta = 23,45 \times \text{sen} \left[\frac{360(284 + n_j)}{365} \right] \quad (28)$$

Em que,

N = duração do fotoperíodo, desprezando-se o efeito da refração atmosférica,

\mathcal{H} = ângulo horário do pôr-do-sol (graus),

φ = latitude (graus),

δ = declinação solar (graus),

n_j = dia Juliano.

3.3.5. Método baseado em BRUIN

A atmosfera contém gases que absorvem radiação de onda longa, e em condições de céu claro estes gases emitem radiação de onda longa em todas as direções. A quantidade de radiação de onda longa recebida pela superfície da Terra, depende da distribuição vertical de temperatura e das concentrações de dióxido de carbono, vapor d'água e ozônio. Segundo BRUIN (2004), a radiação de onda longa que chega até a superfície, resulta da contribuição da radiação emitida sob condição de céu claro e pela contribuição das nuvens:

$$L^{\downarrow} = L_0 + L_c \quad (29)$$

A contribuição da radiação de onda longa emitida pelas nuvens (L_c), é obtida pela expressão:

$$L_c = 60C \text{ (W.m}^{-2}\text{)} \quad (30)$$

Em que,

C = fração de cobertura de nuvens que varia entre 0 e 1.

E a expressão que descreve a contribuição da radiação de onda longa emitida pela atmosfera para céu claro, é função da emissividade atmosférica e da temperatura do ar (K) em um nível de referência:

$$L_0 = \varepsilon_a \sigma T^4 \text{ (W.m}^{-2}\text{)} \quad (31)$$

Em que,

σ = Constante de Stefan Boltzmann,

T = temperatura do ar (K),

ε_a = emissividade aparente da atmosfera, que será determinada pela equação mencionada por Bruin:

$$\varepsilon_a = c_1 + c_2 \sqrt{e_a} \quad (32)$$

Em que,

C_1 e C_2 = constantes empíricas, que a FAO recomenda para regiões tropicais $C_1 = 0,66$ e $C_2 = 0,044$,

e_a = pressão de vapor d'água em um nível de referência.

Segundo BRUIN (2004), se a emissividade da superfície é menor que um ($\varepsilon_{sf} < 1$), então uma parte da radiação de onda longa que chega até a superfície terrestre é refletida, conseqüentemente, o total de radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre será a

soma da radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre, mais a fração da radiação de onda longa $(1-\epsilon_s)$ que chega até a superfície, obtida pela seguinte expressão:

$$L^\uparrow = \epsilon_{sf} \sigma T_{sf}^4 + (1 - \epsilon_{sf}) L^\downarrow \quad (33)$$

Em que,

ϵ_{sf} = emissividade da superfície foliar,

T_{sf} = temperatura da superfície foliar (K),

L^\downarrow = radiação de onda longa emitida pela atmosfera ($W.m^{-2}$).

3.4. MODELOS EMPÍRICOS APLICADOS PARA BALANÇO DE ENERGIA

Assim como no balanço de radiação, o balanço de energia também será avaliado segundo o desempenho de três métodos que utilizam modelos empíricos para determinação do balanço de energia.

3.4.1. Método baseado em SHUTTLEWORTH

O balanço de energia representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de fluxos de energia latente e sensível que variam conforme a distribuição e arquitetura do dossel, o qual absorve quantidades variadas de energia solar. A determinação do balanço de energia será baseada em equações utilizadas por SHUTTLEWORTH (1988). O balanço de energia é uma aplicação do princípio da conservação de energia, o qual significa um balanço dos fluxos de entrada e saída num volume de controle, representado pela camada de ar acima da superfície.

$$R_n = G + H + LE + F + S \quad (34)$$

Em que,

G = fluxo de calor no solo,

H = fluxo de calor sensível,

LE = fluxo de calor latente,

F = energia utilizada na fotossíntese,

S = energia armazenada no dossel.

Considerando que a energia utilizada para fotossíntese (F) é da ordem de 1 a 2% do saldo de radiação e também que S somente é significativo para períodos de transição no fornecimento de energia solar à superfície vegetada, durante o nascer e pôr-do-sol, podendo ser desprezado, além da complexidade de sua determinação. A equação pode ser simplificada para a seguinte forma:

$$R_n = H + LE + G \quad (35)$$

- Fluxo de Calor Sensível (H) pelo método de Shuttleworth

Para calcular o fluxo de calor sensível entre o dossel do mangue e a atmosfera, utilizou-se a equação sugerida por SHUTTLEWORTH (1988), que determina o transporte de calor sensível entre o dossel global e um nível de referência, com o método das resistências:

$$H = \rho C_p \left(\frac{T_f - T_a}{r_a} \right) \quad (36)$$

Em que,

ρ = é a massa específica do ar seco a uma atmosfera (1 atm.) ($1,2 \text{ kg.m}^{-3}$),

C_p = calor específico do ar a pressão constante a $20 \text{ }^\circ\text{C}$ ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$),

r_a = resistência aerodinâmica global (s.m^{-1}),

T_f = temperatura da superfície foliar ($^\circ\text{C}$),

T_a = temperatura do ar próximo à superfície ($^\circ\text{C}$).

Na equação 36 verifica-se que o fluxo de calor sensível é diretamente proporcional ao gradiente de temperatura entre a superfície do dossel e o nível de referência, e inversamente proporcional à resistência imposta pelo ar ao transporte de calor.

Para determinar a resistência aerodinâmica global (r_a), utilizaremos a equação parametrizada por NICHOLS (1992) e SANTOS ALVALÁ (1993), conforme a seguir:

$$r_a = \frac{r_b}{2LAI} \quad (37)$$

Em que,

LAI = índice de área foliar do manguezal,

r_b = resistência média da camada limite por unidade de área de vegetação em s.m^{-1} expressa por:

$$r_b = \left(\frac{A}{n'} \right) \frac{\left(\frac{D}{u} \right)^{\frac{1}{2}}}{1 - \exp\left(\frac{-n'}{2} \right)} \quad (38)$$

Em que,

$$A = 100 \text{ s}^{1/2} \cdot \text{m}^{-1},$$

n' o coeficiente de atenuação para velocidade do vento (adimensional),

D a largura característica das folhas (m),

u = velocidade do vento na altura do topo do dossel em $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$.

- Fluxo de Calor Latente (LE) pelo método de Shuttleworth

Para o cálculo do fluxo de calor latente, também será utilizada a equação proposta por SHUTTLEWORTH (1988) que apresenta uma relação similar àquela proposta para o calor sensível, sendo que os únicos obstáculos ao transporte de vapor d'água entre a vegetação e a atmosfera, são a resistência aerodinâmica r_a e a resistência estomática r_s . Assim, o fluxo de calor latente pode ser expresso por:

$$LE = \rho \left(\frac{C_p}{\gamma} \right) \left(\frac{e_{s(T_f)} - e}{r_a + r_s} \right) \quad (39)$$

Em que,

$e_{s(T_f)}$ = pressão de saturação do vapor à temperatura da folha (hPa),

e = pressão de vapor à temperatura do ar na altura considerada (hPa),

γ = constante psicrométrica ($\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$),

r_a = resistência aerodinâmica ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$),

r_s = resistência estomática ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$).

A resistência estomática é o mecanismo de controle fisiológico da transpiração vegetal, cujas variações resultam também a partir das mudanças no comportamento da radiação solar, umidade do solo, disponibilidade de água nas folhas, temperatura do ar, concentração de CO_2 e déficit de umidade específica. DICKINSON (1984) definiu a resistência estomática (r_s) considerando apenas a influência da radiação fotossinteticamente ativa e assumindo-a como 55% da radiação solar, obtendo a seguinte expressão:

$$r_s = r_{s\min} \times F_{rg} \quad (40)$$

Em que,

r_{smin} = resistência estomática mínima ($s.m^{-1}$),

F_{rg} = função que representa a influência da radiação solar global (R_g) na resistência estomática, dada por:

$$F_{rg} = \frac{1 + 0,55R_g}{\left(\frac{r_{smin}}{r_{smax}}\right) + 0,55R_g} \quad (41)$$

Em que,

r_{smax} = resistência estomática máxima ($s.m^{-1}$),

R_g = radiação solar global incidente ($W.m^{-2}$).

3.4.2. Método baseado em BRUIN e HOLTSLAG

A interação superfície-atmosfera é movimentada pela absorção líquida da radiação na superfície e a partição dos fluxos turbulentos na atmosfera, armazenamento de calor na superfície e fotossíntese no dossel da vegetação. A determinação do balanço de energia é baseada em equações propostas por BRUIN e HOLTSLAG (1982). Desprezando as trocas de calor no interior do dossel e a energia utilizada para fotossíntese, o balanço de energia pode ser escrito então:

$$R_n = H + LE + G \quad (42)$$

-Fluxo de Calor Sensível (H) pelo método de Bruin-Holtslag

Dado por:

$$H = \frac{2\rho C_p}{r_a} (T_f - T_{ar}) \quad (43)$$

Em que,

T_f = temperatura da superfície foliar ($^{\circ}C$),

T_{ar} = temperatura do ar ($^{\circ}C$),

r_a = resistência aerodinâmica ($s.m^{-1}$).

A resistência aerodinâmica (r_a) ser obtida pelas equações:

$$r_a = 180 \sqrt{\frac{L}{V}} \quad \text{Convecção forçada (com vento)} \quad (44)$$

$$r_a = 3694 \sqrt{\frac{L}{T_f - T_{ar}}} \quad \text{Convecção livre (sem vento)} \quad (45)$$

Em que,

L = comprimento característico da folha (m),

V = velocidade do vento (m.s^{-1}),

T_f = temperatura da folha ($^{\circ}\text{C}$),

T_{ar} = temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$).

-Fluxo de Calor Latente (LE) pelo método de Bruin-Holtslag

Dado por:

$$LE = \frac{2\lambda\rho\varepsilon (e_{T_f} - e_{T_{ar}})}{P (r_h + r_s)} \quad (46)$$

Em que,

λ = calor latente de evaporação ($2,45 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$),

ρ = massa específica do ar ($1,2 \text{ kg.m}^{-3}$),

ε = constante (0,622),

P = pressão atmosférica (hPa),

r_s = resistência estomática (s.m^{-1}).

E a resistência estomática (r_s) pode ser obtida pela expressão:

$$r_s = 412,93(DPV \times T_{ar} \times Rg^{-1})^{0,57} \quad (47)$$

Em que,

DPV = déficit de pressão de vapor (hPa),

T_{ar} = temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$),

R_g = irradiância solar global (W.m^{-2}).

3.4.3. Método baseado em PENMAN-MONTEITH

A partição da radiação líquida no manguezal dá-se principalmente sob a forma de fluxos de calor sensível e calor latente e em menor proporção sob a forma de fluxo de calor

no solo. Este método é baseado em equações propostas por PENMAN-MONTEITH (1965).

-Fluxo de Calor Sensível (H) pelo método de Penman-Monteith

As trocas de calor sensível entre o dossel do mangue e a atmosfera, serão determinadas pelas condições de estabilidade da camada limite atmosférica e pelas propriedades da superfície. Assim, utilizando o método das resistências, a determinação do fluxo de calor sensível será obtida pela seguinte equação:

$$H = \rho C_p \left(\frac{T_f - T_a}{r_a} \right) \quad (48)$$

E a resistência aerodinâmica (r_a) será calculada pela equação a seguir, proposta por BRUTSAERT (1982):

$$r_a = \frac{\ln[(Z_m - d)/Z_{om}] \ln[(Z_e - d)/Z_{oe}]}{K^2 U_z} \quad (49)$$

Em que,

Z_m = altura da medida da velocidade do vento (m),

Z_e = altura da medida da umidade do ar (m),

Z_{om} = comprimento da rugosidade para o transporte de momentum, (m),

Z_{oe} = comprimento de rugosidade para o transporte de vapor e calor sensível (m),

d = deslocamento do plano zero (m),

U_z = velocidade do vento na altura z ($m.s^{-1}$),

K = constante de Von Karmann (0,41).

-Fluxo de Calor Latente (LE) pelo método de Penman-Monteith

O fluxo de calor latente para uma superfície vegetada como o dossel dos manguezais, ocorre quando há uma diferença na concentração de vapor d'água entre a atmosfera e a vegetação. O transporte de vapor d'água do dossel para a atmosfera, dar-se-á pelos processos de evaporação e transpiração, no caso da transpiração o vapor d'água deve difundir-se através da abertura estomatal para em seguida ser difundido no ar. Portanto na estimativa da evapotranspiração, deve-se levar em conta a resistência estomática das

folhas, extrapolada para a vegetação como um todo. Para estimativa da evapotranspiração, utilizaremos o modelo de PENMAN-MONTEITH (1965), o qual inclui os componentes aerodinâmicos e os do balanço de energia, dado a seguir:

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (50)$$

Em que,

Δ = declividade da curva de pressão de saturação do ar a temperatura (t),

R_n = saldo de radiação ($W.m^{-2}$),

G = fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$),

ρ_a = densidade média do ar ($1,2 kg.m^{-3}$),

C_p = calor específico do ar à pressão constante ($J.kg^{-1}.K^{-1}$),

γ = constante psicrométrica ($hPa.K^{-1}$),

r_s = resistência estomática ($s.m^{-1}$),

r_a = resistência aerodinâmica ($s.m^{-1}$).

Para estimativa da resistência estomática (r_s) será utilizado o modelo proposto por MIELKE et al., (1999) para a região tropical que leva em consideração períodos secos e úmidos do ano:

$$r_s = \frac{120,26 \times r_e' \times P}{273,15 + T_{ar}} \quad (51)$$

$$r_e' = \frac{1}{-0,024 + 0,00008.R_{par} - 0,156.DPV + 0,129.\Psi_{pd} + 0,016.T} \quad (52)$$

Em que,

r_e' = termo para determinação da resistência estomática ($mol.m^{-1}.s^{-1}$),

P = pressão atmosférica (kPa),

T_{ar} = temperatura média do ar ($^{\circ}C$),

R_{par} = radiação fotossinteticamente ativa ($\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$),

DPV = deficit de pressão de vapor (kPa),

Ψ_{pd} = Potencial hídrico foliar (MPa).

O potencial hídrico foliar (Ψ_{pd}), que é a demanda de água dentro da folha, é a medida da energia livre disponível para realizar trabalho. O Ψ_{pd} será igual a zero quando a água é livremente disponível e a planta está saturada, decrescendo em valores negativos à medida que a água se torna menos disponível. Foram feitas medições para determinação do potencial hídrico foliar nas espécies de mangue de Bragança e foi utilizado o valor de -0,6 para o período chuvoso a -1,3 para o período menos chuvoso e -0,9 para períodos intermediários.

3.5. PARTIÇÃO DA ENERGIA

A variação temporal e sazonal da partição dos componentes do balanço de energia foi determinada pela fração do saldo de radiação que será utilizado pelo calor sensível (H/R_n) e calor latente (LE/R_n) e pela Razão de Bowen, que relaciona fluxo de calor sensível (H) e calor latente (LE):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (53)$$

O valor da Razão de Bowen (adimensional) depende essencialmente das condições hídricas da superfície evaporante. Para uma superfície úmida, o valor resultante da Razão de Bowen deverá ser pequeno, uma vez que a maior parte do saldo de radiação (R_n) será utilizada para evaporar a água superficial, portanto sendo utilizado na forma de calor latente. Se a superfície estiver seca, o valor resultante da razão de Bowen deverá ser grande, uma vez que neste caso, a maior parte de saldo de radiação será utilizado para o aquecimento do ar. PEREIRA et al. (1997).

3.6. CONDUTÂNCIA ESTOMÁTICA

Será obtida pela equação proposta por MIELKE et al., (1999) que realizaram experimentos com árvores adultas em ecossistema de floresta tropical:

$$g_s = \frac{273,15 + T_{ar}}{120,26 \cdot r_e' \cdot P} \quad (54)$$

Em que,

T_{ar} = temperatura do ar em ($^{\circ}C$),

r_e' = termo para determinação da resistência estomática em ($mol \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$),

P = pressão atmosférica local em (hPa).

3.7. DEFICIT DE UMIDADE ESPECÍFICA

Definida como a relação entre a massa de vapor d'água (m_v) e a massa do ar (m_a) em um volume de controle. A umidade específica (q) pode ser então expressa por:

$$q = \frac{m_v}{m_a} \quad (55)$$

Considerando-se que as massas dos constituintes atmosféricos são proporcionais às suas pressões, então a umidade específica pode também ser determinada, utilizando-se a equação da termodinâmica para gases ideais, e realizando simplificações matemáticas, pode-se expressar a umidade específica em gramas de vapor d'água por quilograma de ar:

$$q = \frac{622.e}{P - 0,378.e} \quad (56)$$

Em que,

P = pressão atmosférica local em (hPa),

e = pressão parcial do vapor d'água dada em (hPa).

A umidade específica de saturação (q_s) é obtida substituindo a pressão de vapor parcial (e) pela pressão de vapor de saturação (e_s) na equação (56). O deficit de umidade específica (Δq) será obtido pela diferença algébrica ($q_s - q$), que representa a disponibilidade ou carência de vapor d'água dentro do sistema em estudo, assim:

$$\Delta q = q_s - q \quad (57)$$

3.8. FLUXO DE CALOR NO SOLO

É a forma pela qual o calor é transportado no solo por meio de condução de calor, cujo fluxo de calor no solo pode ser obtido tomando-se por base a lei de FOURIER na equação:

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial Z} \cong -\lambda \frac{T_s - T_l}{l} \quad (58)$$

Em que,

λ = condutibilidade térmica do solo ($0,25 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$),

T_s e T_l = temperaturas do solo à superfície(s) e na profundidade (l), respectivamente.

A equação acima é aplicada para o escoamento do calor na vertical, considerando os valores de temperatura do solo a 5cm(s) e 20cm(l) de profundidade.

3.9. ANÁLISE ESTATÍSTICA

O desempenho dos modelos empíricos aplicados para simular os balanços de radiação e energia, foi avaliado estatisticamente por meio da utilização de três testes estatísticos: A raiz do erro quadrado médio (RMSE), o desvio médio do erro (MBE) e o teste estatístico (t). Dois deles (RMSE e MBE) serão utilizados para descrever as correlações entre os valores estimados pelo modelo e os valores medidos. Estes testes dão informações sobre o desempenho do modelo por permitir uma comparação termo a termo da variação atual entre os valores calculados e medidos.

Em adição a esses dois testes, será aplicado o teste-t para avaliar se os resultados obtidos por RMSE e MBE são significantes, uma vez que o teste-t usado em adição ao RMSE e MBE, assegura maior confiança na interpretação dos resultados (TOGRUL e HASAN, 2002).

A raiz do erro quadrado médio (RMSE) é definida por:

$$RMSE = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n di^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (59)$$

Em que,

n = número de dados da amostra,

d_i = diferença entre o valor estimado e o valor medido.

O menor valor de RMSE deve ser desejado, uma vez que ele indica o melhor desempenho do modelo utilizado na estimativa.

O desvio médio do erro (MBE) é definido por:

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n di \quad (60)$$

Esse teste também disponibiliza, informações sobre o desempenho do modelo. Baixos valores de MBE devem ser esperados, valores positivos indicam superestimativa no cálculo da variável e vice-versa.

E o teste estatístico-t para RMSE e MBE será obtido por:

$$t = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n di}{S_i / n^{1/2}} \quad (61)$$

Em que,

S_i = desvio padrão das diferenças entre os valores estimados e medidos e é dado por:

$$S_i^2 = \frac{n \sum_{i=1}^n di - \left(\sum_{i=1}^n di \right)^2}{n(n-1)} \quad (62)$$

Substituindo as equações (59) e (60) em (62), obtêm-se o valor de S , que substituído na equação (61) resulta em:

$$t = \left[\frac{(n-1) \cdot MBE^2}{RMSE^2 - MBE^2} \right]^{1/2} \quad (63)$$

Para determinar, através do teste-t, se o valor obtido pelo modelo é estatisticamente significativo, é necessário determinar um valor crítico de t que é obtido com uso de tabelas padrões. Os dados estimados pelo modelo serão julgados estatisticamente significantes para um determinado coeficiente de confiança, quando o “t” calculado for maior que o valor crítico de “t”.

4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Distribuição de precipitação

As estações do ano na região amazônica não são bem definidas devido à pequena variabilidade anual de alguns elementos meteorológicos, tais como temperatura do ar, radiação solar global e umidade relativa do ar. O que fica caracterizado neste sentido são dois períodos distintos baseados no regime pluviométrico da região que apresenta uma distribuição regular, chamados de inverno e verão amazônicos, que correspondem ao período chuvoso e menos chuvoso respectivamente. Para efeito de análise da distribuição de precipitação em Bragança, foi utilizada a série climatológica do INMET da localidade de Tracuateua que corresponde a um período de 23 anos (1976-1998), para comparação com os dados de precipitação coletados no período de novembro de 2002 a agosto de 2003 na estação meteorológica automática do manguezal.

De acordo com a Figura 8, é possível verificar na climatologia, que a região bragantina tem seu período mais chuvoso compreendido entre os meses de janeiro a maio enquanto o período menos chuvoso está compreendido entre os meses de junho a dezembro. A precipitação total acumulada medida no manguezal no período de estudo foi de 2.839 mm enquanto a média climatológica da região corresponde a 2.645 mm. Durante o período experimental choveu mais do que a média climatológica na estação chuvosa, enquanto na estação menos chuvosa a precipitação ficou abaixo da média histórica. A estação chuvosa é caracterizada com totais acumulados de precipitação 26% acima da média e o período menos chuvoso representando apenas 44,9% da média, essa redução na estação menos chuvosa representa uma relação direta com a quantidade de nebulosidade e maior disponibilidade de radiação solar no manguezal.

Para as sucessivas análises referentes aos componentes do balanço de radiação e energia e suas relações de dependência com variáveis meteorológicas, bem como as análises de variações sazonais da radiação PAR, Razão de Bowen e condutância estomática, serão destacados, neste estudo, os meses de março e agosto como representativos das estações chuvosa e menos chuvosa respectivamente.

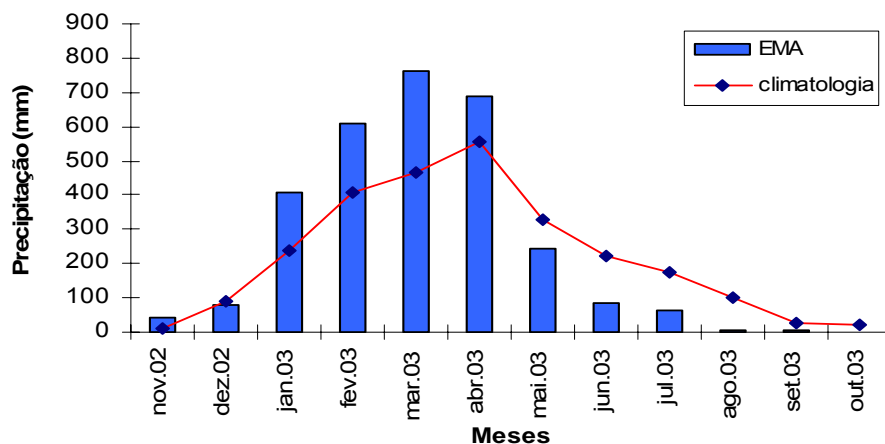


Figura 8 – Distribuição da precipitação medida no sítio experimental e série climatológica da estação de Tracuateua.

4.2. Radiação solar global (Rg)

A região nordeste do Estado do Pará possui valores elevados de radiação solar global, além de uma boa regularidade na sua distribuição em função de sua localização geográfica na faixa equatorial. Na Figura 9 encontram-se os valores médios e máximos mensais da radiação solar global em associação com a distribuição de precipitação para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003, medidos na área de manguezal. Nesta figura estão apresentados os valores médios horários de Rg no intervalo entre 7 e 18 h (período diurno) para cada mês.

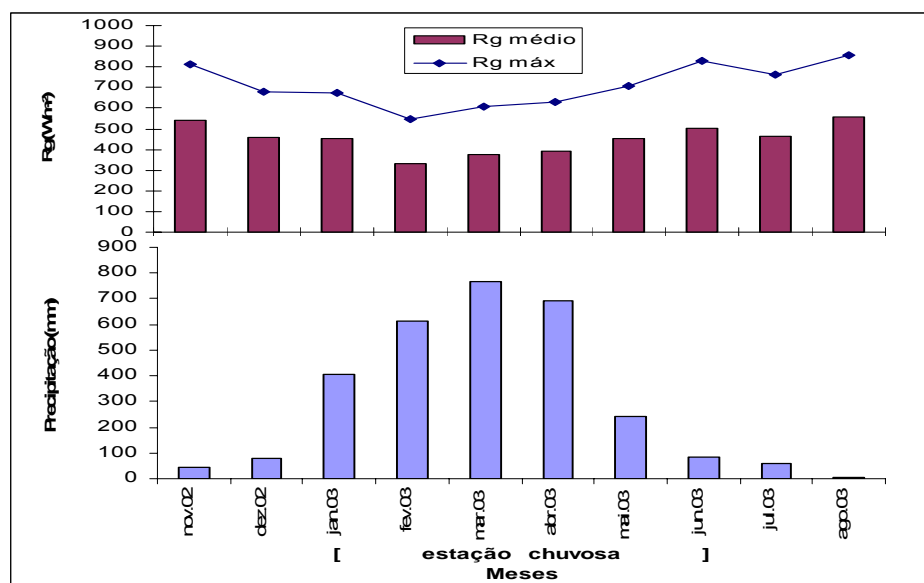


Figura 9 – Variação sazonal da radiação solar global média e máxima em associação com a distribuição de precipitação para o mesmo período.

De acordo com a Figura 9, é possível observar que a radiação solar global apresenta sazonalidade bem definida, com diminuição no período chuvoso e tendência de crescimento nos meses menos chuvosos, com valores médios mensais variando entre $377,14 \text{ W.m}^{-2}$ no período chuvoso e $560,39 \text{ W.m}^{-2}$ no período menos chuvoso. Os máximos de radiação global também apresentam boa correlação com a distribuição de precipitação no manguezal, em que o menor valor de radiação global é observado no período chuvoso no mês de fevereiro com $548,78 \text{ W.m}^{-2}$ de densidade de fluxo de radiação, enquanto o valor máximo ($857,33 \text{ W.m}^{-2}$) foi observado no mês de agosto, em que se registra o menor índice pluviométrico do período.

O comportamento da radiação solar global durante as estações chuvosa e menos chuvosa, está representado nas Figuras 10(a) e 10(b) onde se pode observar a marcha diária da radiação solar global para os meses de março e agosto de 2003, respectivamente.

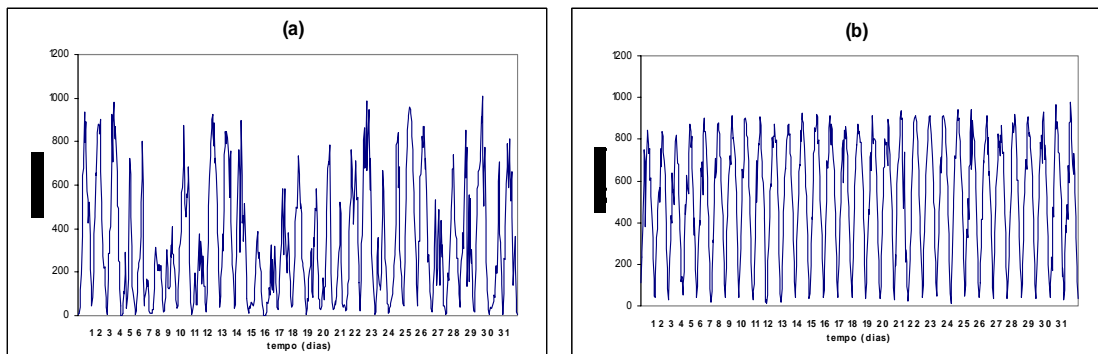


Figura 10 – Marcha diária da radiação solar global entre (07:00 e 18:00 h) correspondente ao período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

Observa-se que para o período chuvoso a distribuição de R_g é representada de forma irregular, devido a grande quantidade de nebulosidade e chuvas que ocorrem neste período. Na ausência de chuvas, o período chuvoso pode apresentar valores de R_g iguais ou até superiores àqueles encontrados no período menos chuvoso, como ocorreu no dia 29 de março onde não há registro de precipitação e a radiação solar global alcançou um valor máximo de $1011,67 \text{ W.m}^{-2}$ às 14 h. Porém analisando todo o período, observa-se que há bastante oscilação entre os picos máximos, havendo dias com menos de 200 W.m^{-2} , conforme a Figura 10(a). Durante o período menos chuvoso, o maior valor de radiação solar global registrado foi de $974,67 \text{ W.m}^{-2}$ às 13 h do dia 31 de agosto. Porém neste período a radiação solar global apresenta uma uniformidade de distribuição, atingindo valores máximos sempre superiores a 800 W.m^{-2} em todos os dias, conforme a Figura 10(b).

4.3. Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA)

A atenuação da radiação fotossinteticamente ativa ao penetrar no dossel pode ser verificada nas Figuras 11(a) e 11(b) que correspondem ao período chuvoso e menos chuvoso respectivamente. Os picos de fluxo de RFA ocorrem entre 12 e 14 h, sendo que os maiores fluxos médios horários mensais são verificados na estação menos chuvosa, atingindo valores da ordem de $1.935,60 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$; enquanto na estação chuvosa o valor máximo atingido é de $1.340,27 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Os registros mostram que para a estação chuvosa (Figura 11a) há uma flutuação nos valores da RFA no topo do dossel, resultante do alto índice de nebulosidade característico desta estação. A atenuação da RFA ao penetrar do topo até o meio do dossel (16 metros do solo), apresenta uma redução de 57% e próximo à superfície (1 metro do solo) esta redução aumenta para 82%. Ou seja, da radiação fotossinteticamente ativa que chega ao topo do dossel, 43% chegam ao meio do dossel e apenas 18% atingem a superfície.

Para a estação menos chuvosa (Figura 11b) a RFA que atinge o meio do dossel corresponde a 54% da radiação fotossinteticamente ativa que chega ao topo, e 30% atingem a superfície do manguezal, ou seja, uma redução de 46% e 70% respectivamente. Essas reduções na atenuação da RFA ao penetrar o interior do dossel no período menos chuvoso são inferiores em relação ao período chuvoso uma vez que na estação menos chuvosa o efeito da nebulosidade é menor, as folhas movimentam-se continuamente em função das maiores velocidades do vento permitindo a formação de caminhos de entrada da RFA no interior do dossel e o desenvolvimento e adensamento de cobertura vegetal é outro fator limitante, uma vez que a atenuação da radiação PAR aumenta progressivamente com o incremento da área foliar, e na estação menos chuvosa a característica de produção foliar é de redução com o aumento da salinidade intersticial provocado pela redução de chuvas.

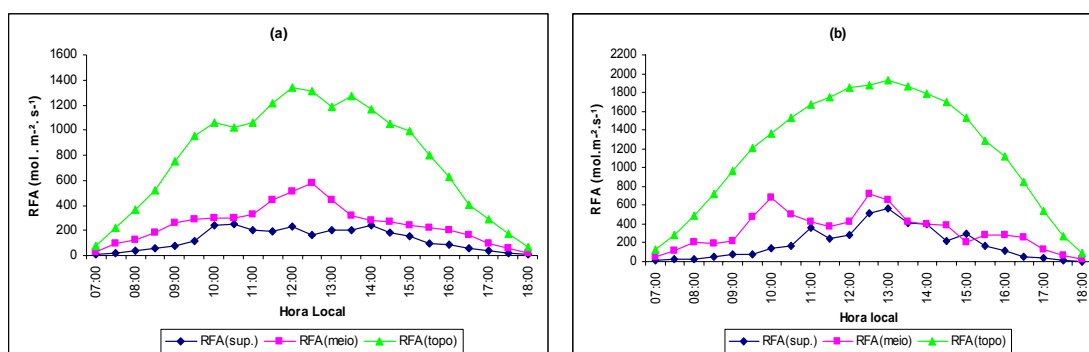


Figura 11 – Variação média horária da radiação fotossinteticamente ativa, correspondente ao período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

4.4. Simulação da radiação solar global incidente (R_g) em base diária

Estimativas da variação diária da radiação solar global, principal componente do balanço de radiação de ondas curtas, associada à precipitação medida no manguezal estão apresentadas na Figura 12 e correspondem ao período de novembro de 2002 a agosto de 2003.

Como esperado, se observa que as flutuações no comportamento diário da radiação solar global incidente estão diretamente relacionadas às ocorrências de precipitação. E o modelo de Hargreaves-Samani, utilizado na estimativa da radiação solar global mostrou-se bastante sensível à ocorrência dessa variável, uma vez que estima de forma inversa o valor medido de R_g quando ocorre precipitação. Sendo, portanto considerada prática a utilização desse modelo apenas para dias de céu claro quando simula com boa precisão. Em contrapartida, o modelo proposto por Bristow-Campbell utiliza coeficientes que levam em consideração características específicas da região como as variações na transmitância atmosférica total de acordo a altitude, latitude, turbidez atmosférica e cobertura de nuvens, que por sua vez influenciam os extremos de temperatura, o que resultou em uma simulação da radiação global mais próxima do valor observado, apesar de apresentar ligeira superestimativa de R_g na maioria dos meses avaliados, porém acompanhando de forma satisfatória a tendência de variação de R_g com o tempo, mesmo nos dias de ocorrência de chuva. Essa observação visualizada na forma gráfica é confirmada pelos testes do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) apresentados na Tabela 2, em que as estimativas utilizando o modelo proposto por Bristow-Campbell apresentam valores de MBE positivos, porém baixos, que significam ligeira superestimativa, além de apresentarem os menores valores de RMSE que indicam o modelo de melhor desempenho. O modelo proposto por Hargreaves-Samani apresenta valores de RMSE superiores aos de Bristow-Campbell, indicando menor desempenho, exceto os meses de agosto e novembro (típicos da estação menos chuvosa), o que sugere que para dias sem precipitação, o modelo de Hargreaves-Samani reproduz com mais precisão os valores da radiação solar global incidente observada no manguezal (Tabela 2).

O teste “t” apresentado na Tabela 3 confere significância estatística ao nível de 99% a 8 dos 10 meses simulados com o modelo de Bristow-Campbell e as simulações com o modelo proposto por Hargreaves-Samani não apresentaram significância estatística ao nível de 95%, exceto nos meses com baixa ou nenhuma precipitação.

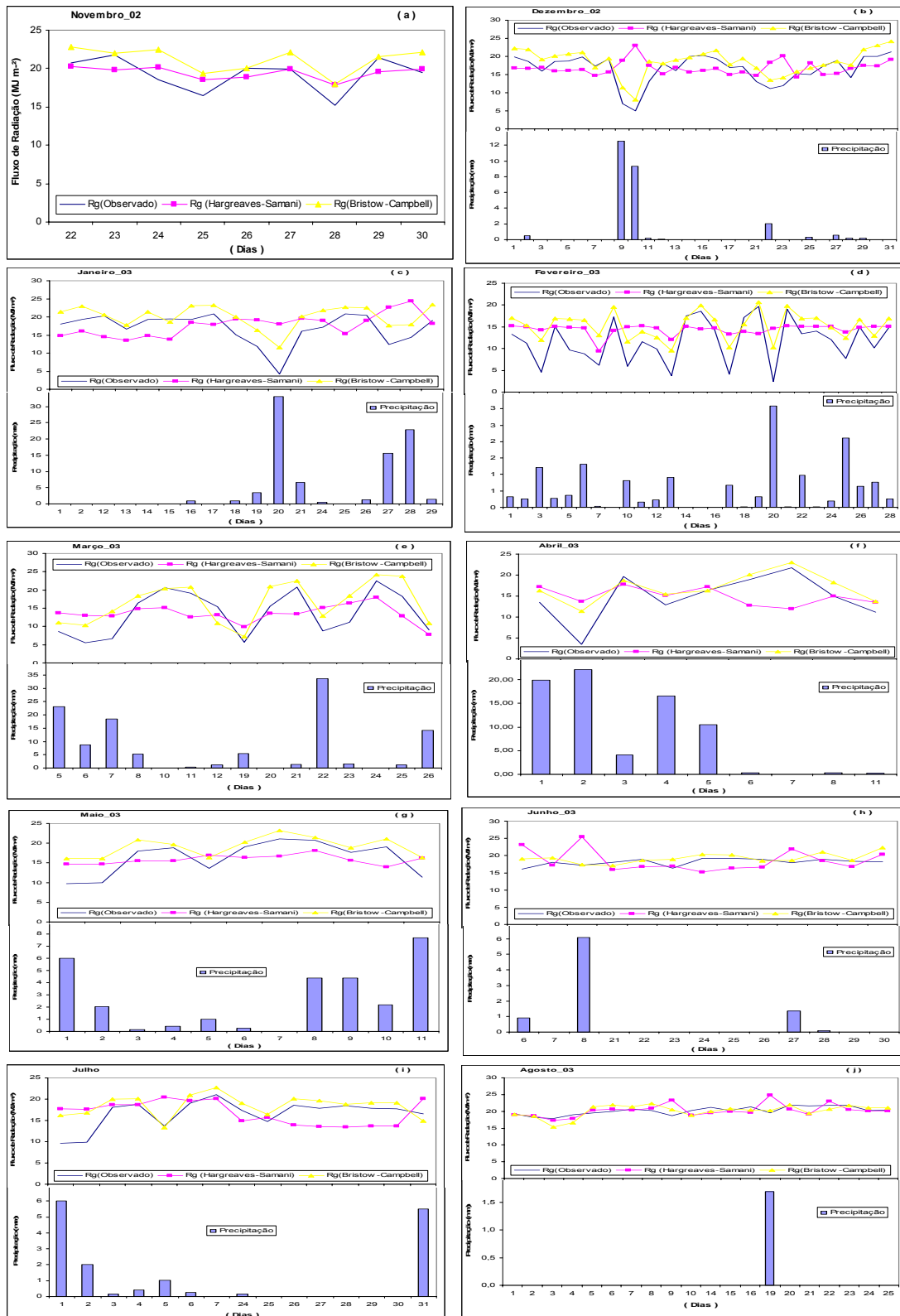


Figura 12 – Estimativas da variação diária da radiação solar global, utilizando modelos empíricos de Hargreaves-Samani e Bristow-Campbell, associada à precipitação medida entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.

Tabela 2 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária da radiação solar global (R_g), simulada pelos métodos de Hargreaves-Samani e Bristow-Campbell

Meses	Hargreaves-Samani		Bristow-Campbell	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	1,17	1,60	1,87	2,30
dez/02	0,24	5,20	1,97	2,47
jan/03	0,77	5,99	3,26	3,77
fev/03	0,63	4,94	3,40	4,18
mar/03	-0,09	5,12	2,63	3,77
abr/03	0,17	5,44	2,25	3,27
mai/03	-0,43	3,86	2,89	3,66
jun/03	0,42	3,72	1,09	1,79
jul/03	0,18	4,43	1,86	2,82
ago/03	-1,12	1,70	1,04	1,79

Tabela 3 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária da radiação solar global (R_g) simulada pelos métodos de Hargreaves-Samani e Bristow-Campbell

Meses	Hargreaves-Samani			Bristow-Campbell		
	t (calc.)	t (95%)	t (99%)	t (calc.)	t (95%)	t (99%)
nov/02	3,03	2,31	3,36	3,96	2,31	3,36
dez/02	0,24	2,05	2,76	6,99	2,05	2,76
jan/03	0,53	2,11	2,90	7,14	2,11	2,90
fev/03	0,66	2,06	2,78	7,12	2,06	2,78
mar/03	0,06	2,14	2,98	3,64	2,14	2,98
abr/03	0,09	2,31	3,36	2,68	2,31	3,36
mai/03	0,36	2,23	3,17	4,10	2,23	3,17
jun/03	0,40	2,18	3,05	2,66	2,18	3,05
jul/03	0,15	2,14	2,98	3,29	2,14	2,98
ago/03	3,82	2,09	2,86	3,11	2,09	2,86

4.5. Simulação do balanço de radiação de onda longa (BOL) em base diária

As estimativas médias diárias do balanço de radiação de onda longa (BOL) podem ser visualizadas nas Figuras 13a a 13j. As flutuações diurnas do balanço de onda longa acompanham sistematicamente as variações nos valores medidos da radiação solar global, que por sua vez são influenciadas pelos sistemas produtores de chuva da região que causam variações na quantidade de radiação absorvida pela superfície. O período menos chuvoso é caracterizado por uma distribuição mais regular da quantidade de radiação absorvida e conseqüentemente menos flutuações na variabilidade do balanço de onda longa com o tempo e vice-versa.

Dentre os métodos utilizados na estimativa do balanço de radiação de onda longa, o método baseado em Brunt é o que apresenta as maiores diferenças entre valores observados e simulados, possivelmente relacionado à imprecisão na determinação do fator de correção para efeito de nebulosidade. O método em questão subestima os valores do balanço de radiação de onda longa, como pode ser visualizado nos gráficos e também verificado na Tabela 4 em que os valores do desvio médio do erro (MBE) são predominantemente negativo, o que indica subestimativa na simulação do balanço de radiação de onda longa.

Os modelos de Brutsaert e Bruin são os que simulam com razoável precisão a variabilidade diária do balanço de radiação de onda longa, e na maioria dos casos o modelo de Bruin é o que apresenta melhor desempenho na simulação do BOL, como pode ser verificado na Tabela 4 pelos menores valores de RMSE para este método. De uma forma geral os modelos citados apresentam, na maioria dos meses da estação chuvosa, ligeira subestimativa dos valores do balanço de radiação de onda longa e acompanham a tendência da variabilidade diária do comportamento do BOL. Todavia, nos meses típicos da estação menos chuvosa (agosto e novembro) esses modelos simulam com ligeira superestimativa (Tabela 4). O teste “t” utilizado para avaliar a significância estatística dos modelos, mostrou que os modelos de Brutsaert e Bruin apresentam significância estatística variando entre 95% e 99%. As simulações geradas pelo método baseado em Brunt, não apresentaram significância estatística ao nível de 95% (Tabela 5).

Em resumo, o método baseado em Bruin seria o mais indicado, seguido do método baseado em Brutsaert, para estimativa do balanço de radiação de onda longa em base diária em ecossistema de manguezal.

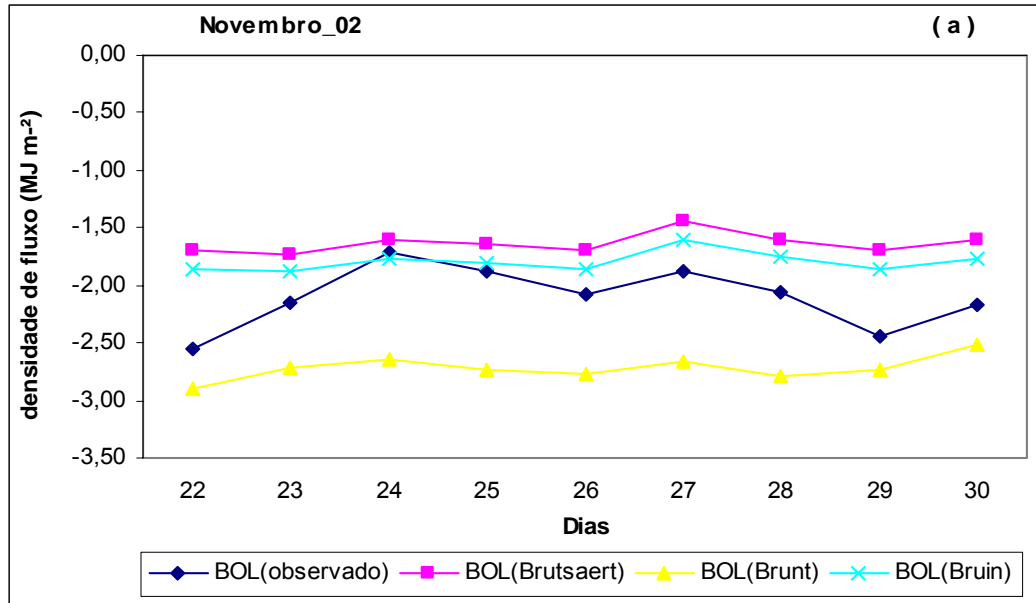


Figura 13(a) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de novembro de 2002.

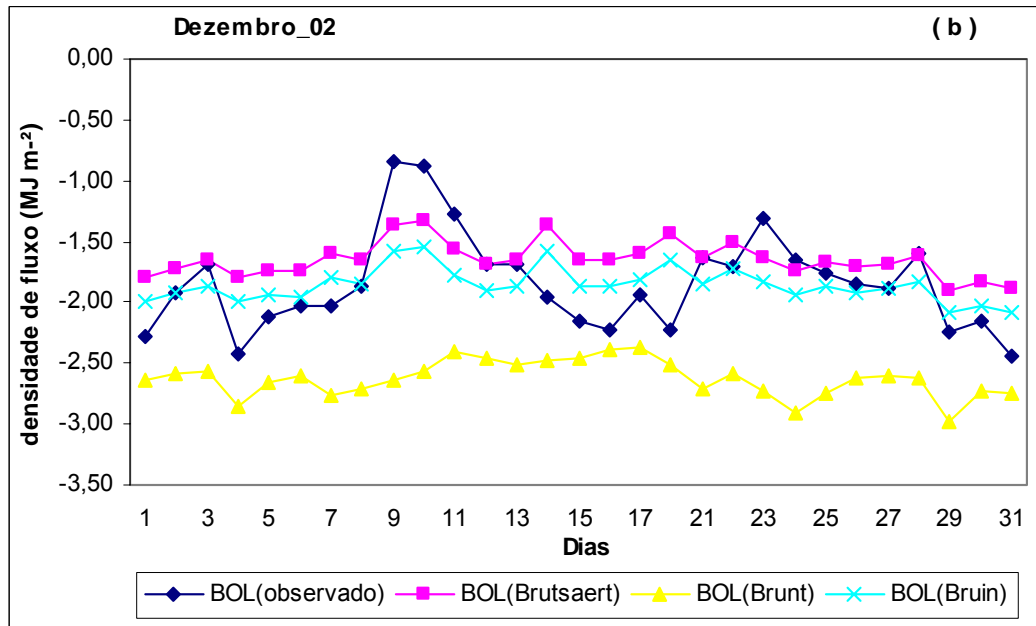


Figura 13(b) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de dezembro de 2002.

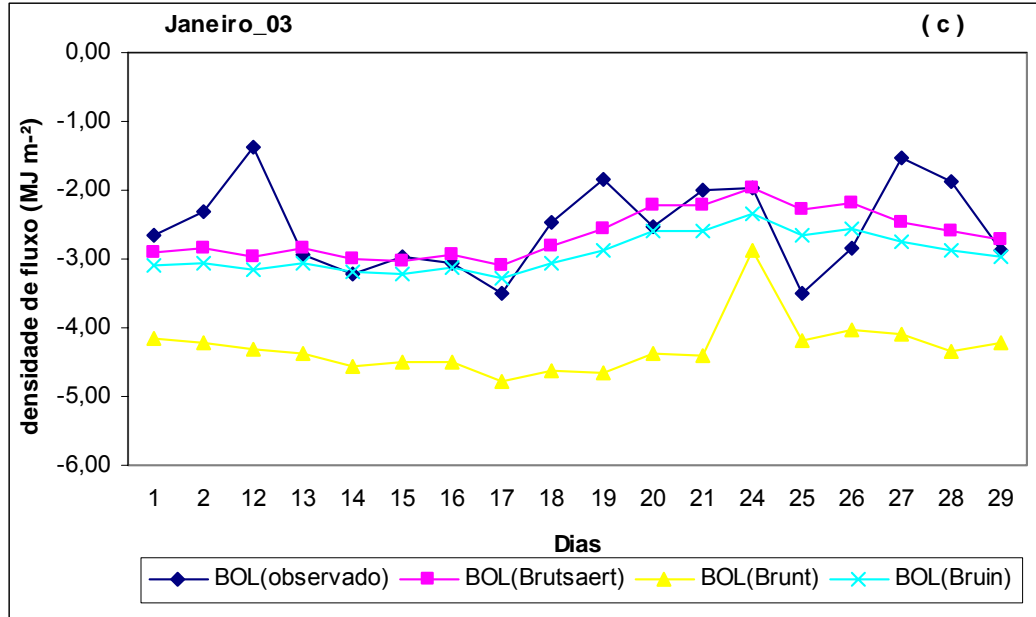


Figura 13(c) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de janeiro de 2003.

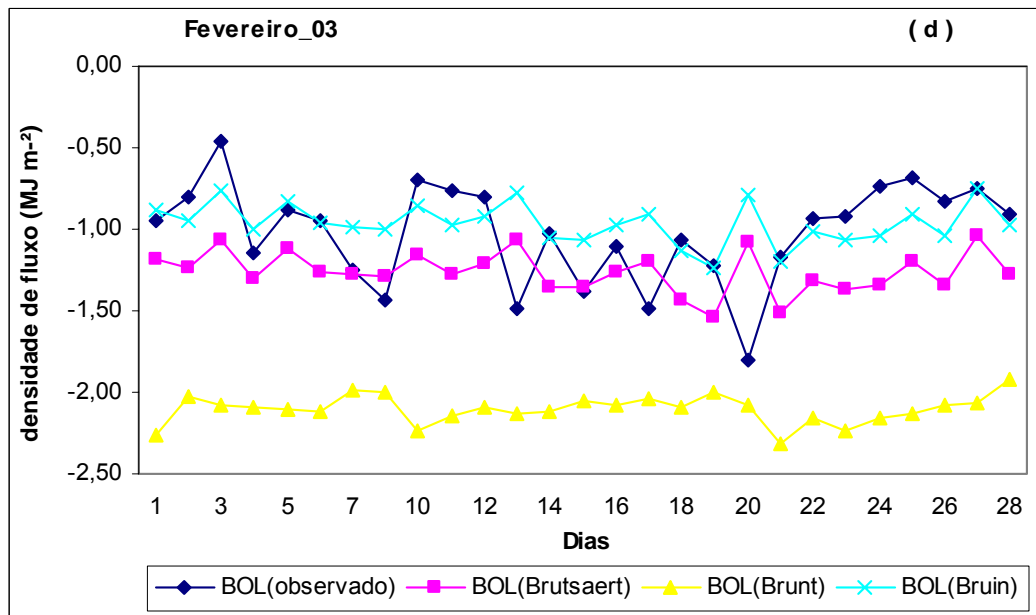


Figura 13(d) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de fevereiro de 2003.

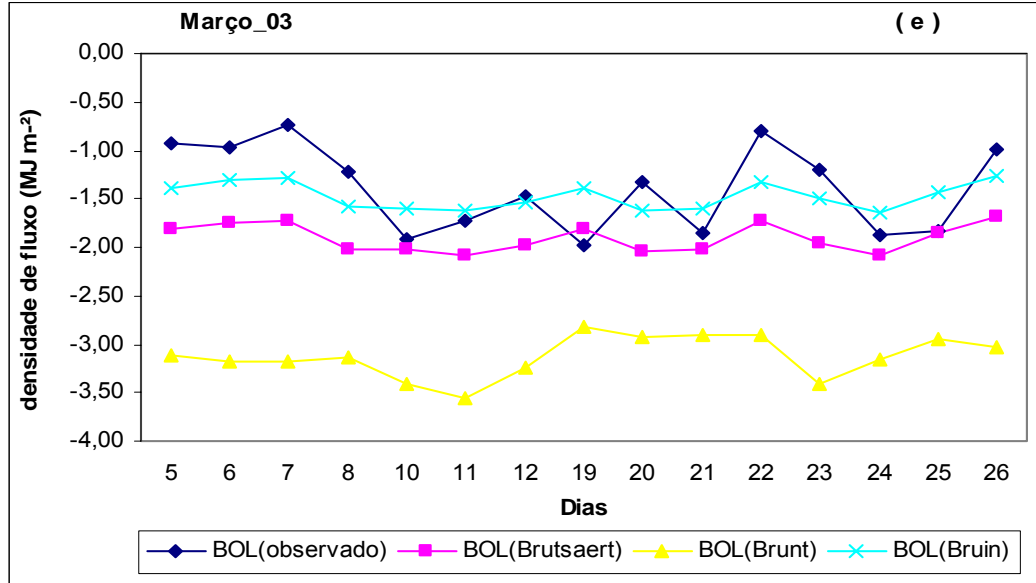


Figura 13(e) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de março de 2003.

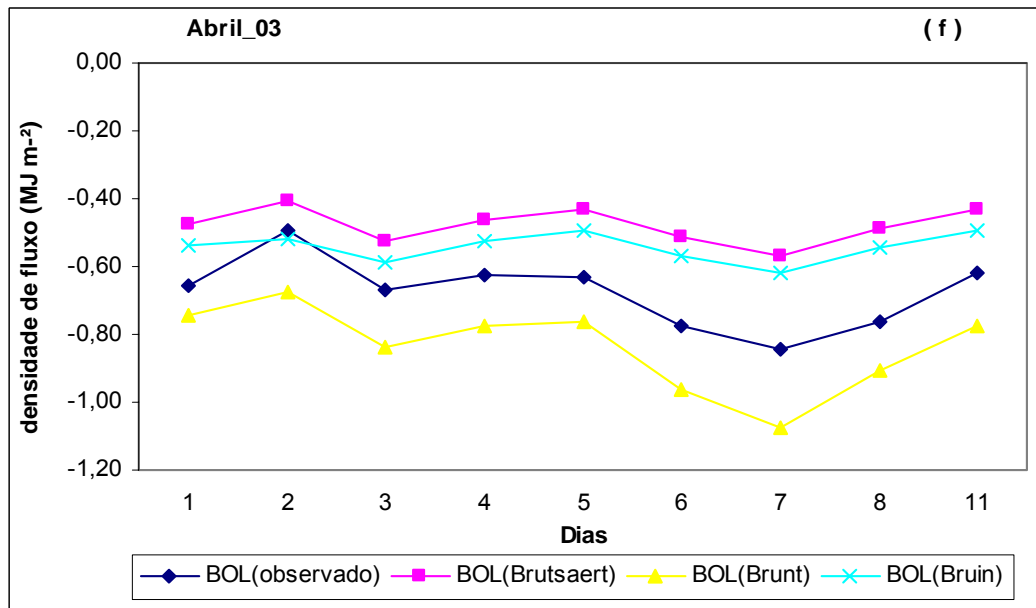


Figura 13(f) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de abril de 2003.

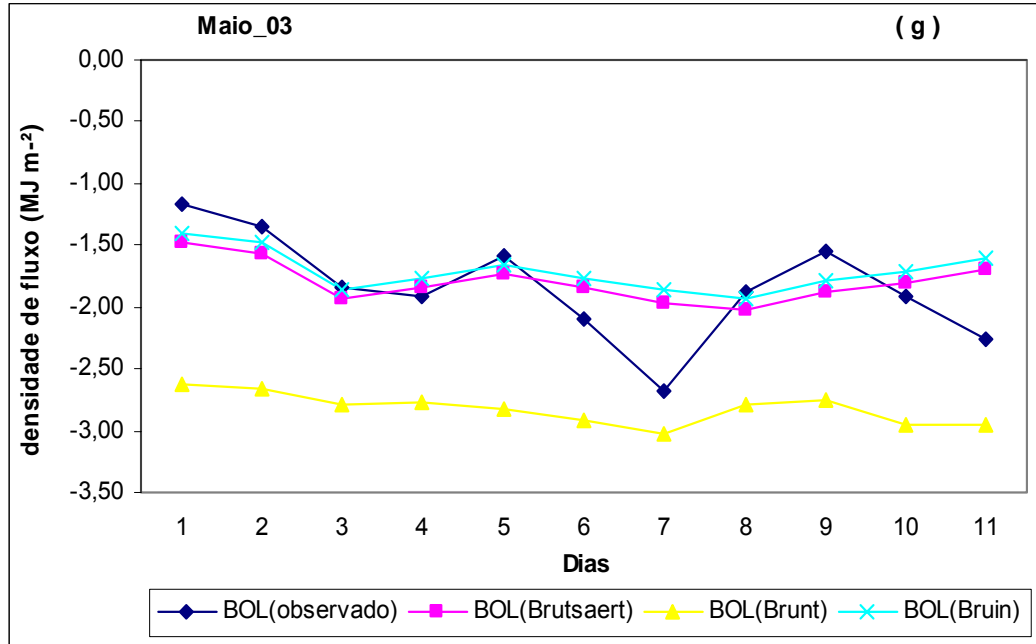


Figura 13(g) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de maio de 2003.

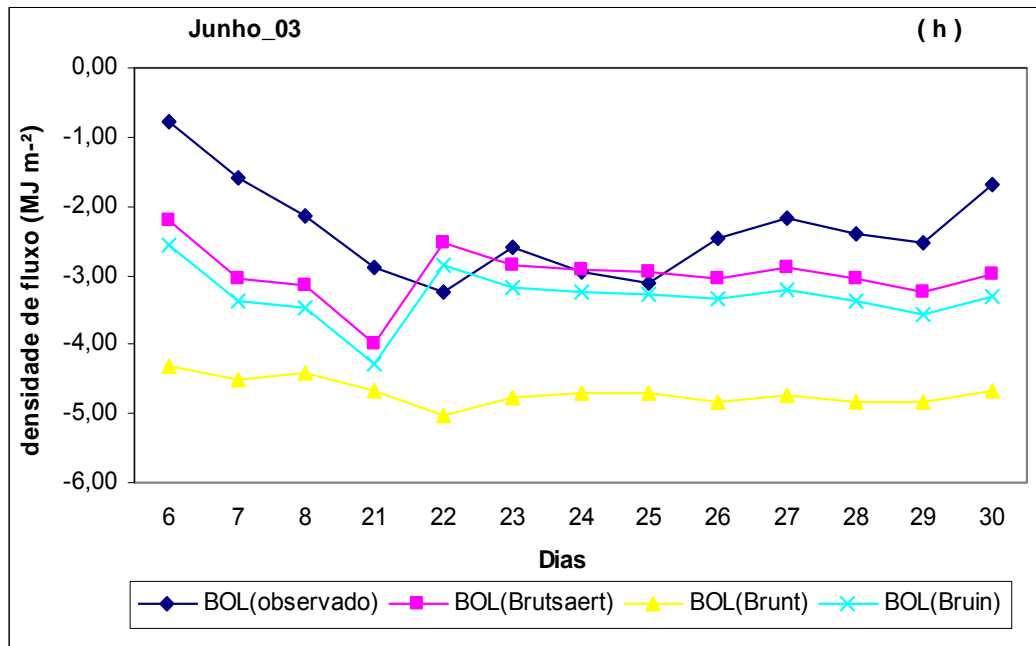


Figura 13(h) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de junho de 2003.

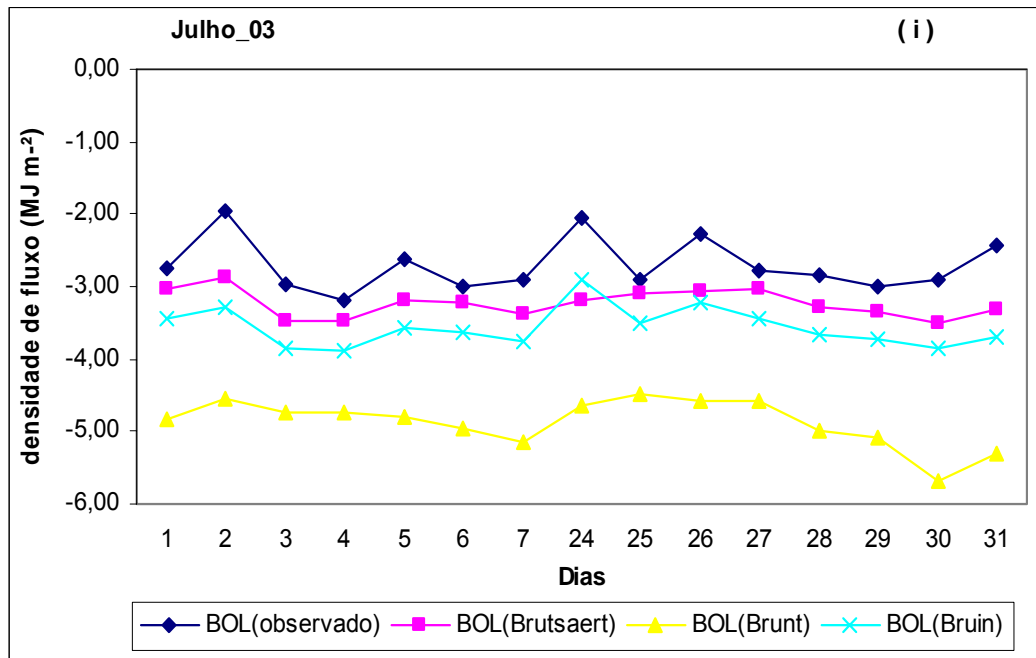


Figura 13(i) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de julho de 2003.

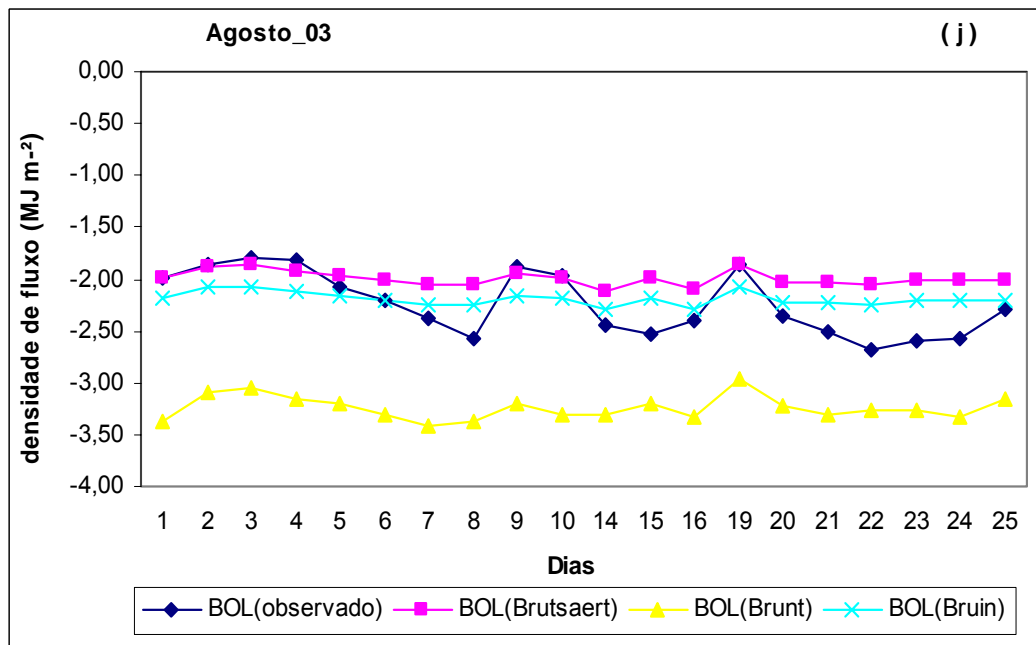


Figura 13(j) – Estimativas da variação média diária do balanço de radiação de onda longa, utilizando modelos empíricos baseados em Brutsaert, Brunt e Bruin para o mês de agosto de 2003.

Tabela 4 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária do balanço de radiação de onda longa simulado pelos métodos de Brutsaert, Brunt e Bruin

Meses	BRUTSAERT		BRUNT		BRUIN	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	10,83	11,94	-14,18	27,12	7,09	8,73
dez/02	4,03	7,77	-12,06	34,26	-3,22	6,65
jan/03	-1,59	2,79	-13,30	32,75	-5,12	9,44
fev/03	-6,01	9,92	-12,30	34,54	1,52	2,99
mar/03	-9,28	11,30	-11,39	26,52	-1,54	2,13
abr/03	5,62	8,35	-14,53	32,14	4,54	6,53
mai/03	-8,68	16,08	-17,69	37,96	1,45	2,83
jun/03	-7,99	11,15	-19,10	38,86	-11,98	14,31
jul/03	-9,55	14,34	-17,10	36,65	-13,12	16,63
ago/03	4,70	6,64	-17,04	42,62	4,22	5,86

Tabela 5 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária do balanço de radiação de onda longa simulado pelos métodos de Brutsaert, Brunt e Bruin

Meses	BRUTSAERT			BRUNT			BRUIN		
	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)
nov/02	6,09	2,31	3,36	1,73	2,31	3,36	3,95	2,31	3,36
dez/02	3,21	2,05	2,76	1,99	2,05	2,76	2,93	2,05	2,76
jan/03	2,86	2,11	2,90	1,83	2,11	2,90	2,66	2,11	2,90
fev/03	3,89	2,06	2,78	1,94	2,06	2,78	3,01	2,06	2,78
mar/03	5,39	2,14	2,98	1,78	2,14	2,98	3,92	2,14	2,98
abr/03	2,57	2,31	3,36	1,43	2,31	3,36	2,74	2,31	3,36
mai/03	2,03	2,23	3,17	1,67	2,23	3,17	1,89	2,23	3,17
jun/03	3,56	2,18	3,05	1,96	2,18	3,05	5,30	2,18	3,05
jul/03	3,34	2,14	2,98	1,97	2,14	2,98	4,80	2,14	2,98
ago/03	4,37	2,09	2,86	1,90	2,09	2,86	4,52	2,09	2,86

4.6. Fluxo de calor sensível

Com o intuito de avaliar o desempenho de modelos empíricos, foram aplicados os modelos baseados em **Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith**.

4.6.1. Simulação do fluxo de calor sensível em base horária

A diferença entre os métodos está basicamente relacionada à forma de determinar a resistência aerodinâmica que é a resistência que o ar oferece ao transporte de calor e vapor d'água. O método de Penman-Monteith utiliza a equação baseada no perfil logarítmico do vento, que é uma das mais utilizadas no cálculo da resistência aerodinâmica e considera características do dossel, deslocamento do plano zero, comprimento de rugosidade ao transporte de calor e vapor d'água e velocidade do vento. A resistência aerodinâmica é em grande parte controlada pelas características da velocidade do vento e o método de Bruin-Holtslag é o que apresenta melhor ajuste na determinação da resistência aerodinâmica com relação ao comportamento do vento, uma vez que utiliza duas formas de cálculo de R_a de acordo com a velocidade do vento. Os resultados das simulações mostram que os modelos estimam satisfatoriamente a variação do fluxo de calor sensível tanto no ciclo diurno quanto noturno (Figuras 14, 15 e 16), com destaque para os modelos de Shuttleworth e Bruin-Holtslag que simulam muito próximo dos valores observados e apresentam coeficiente de determinação oscilando entre 0,97 e 0,99 (Figuras 17 e 18) e Penman-Monteith com valores entre 0,94 a 0,98 (Figura 19). A quantificação dos erros obtida pelo teste MBE apresenta valores predominantemente positivos para as simulações com os modelos de Shuttleworth e Penman-Monteith e negativos para Bruin-Holtslag, o que indica que esses métodos fazem ligeira superestimativa e subestimativa respectivamente. De acordo com os resultados de RMSE, o melhor desempenho entre os modelos é atribuído ao método baseado em Bruin-Holtslag que apresenta os menores valores de RMSE, exceto nos meses de fevereiro e maio em que Penman-Monteith é o que indica melhor desempenho (Tabela 6). O teste t aplicado apresentou significância estatística ao nível de 99% para todos os métodos em todos os meses com maior significância conferida aos modelos de Shuttleworth e Bruin-Holtslag (Tabela 7). O desempenho do método de Penman-Monteith também é considerado satisfatório e pode ser perfeitamente aplicado para simulação do fluxo de calor sensível no manguezal. Porém, suas estimativas em geral apresentam uma superestimativa da ordem de 10 a 15% e os melhores resultados são obtidos na estação chuvosa (Figura 19). Estes resultados indicam que os parâmetros utilizados no cálculo do fluxo de calor sensível em todos os modelos, representam adequadamente as variações de H em um sítio de manguezal.

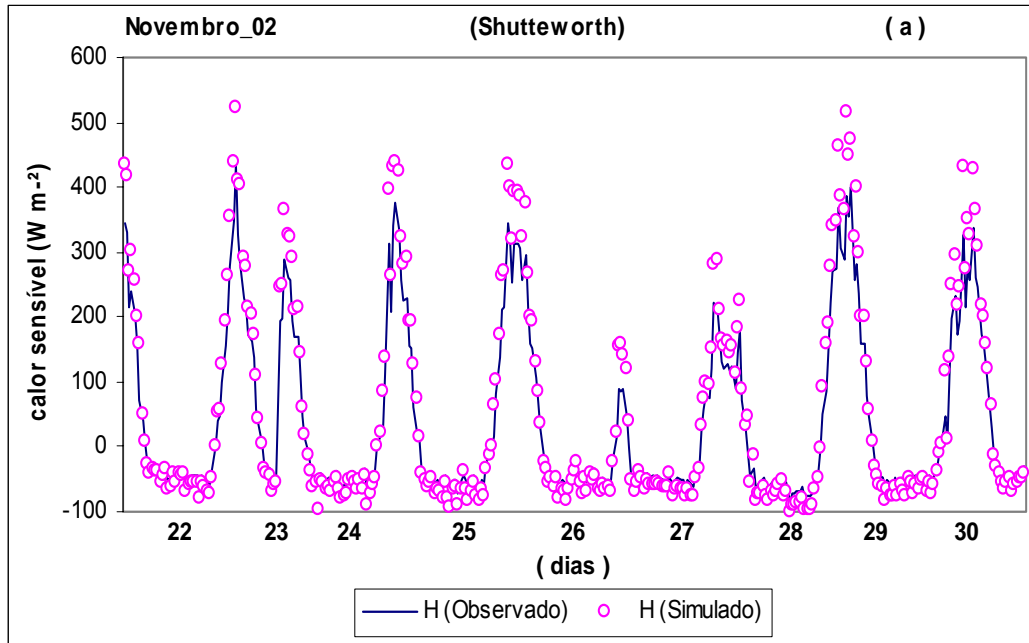


Figura 14(a) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de novembro de 2002.

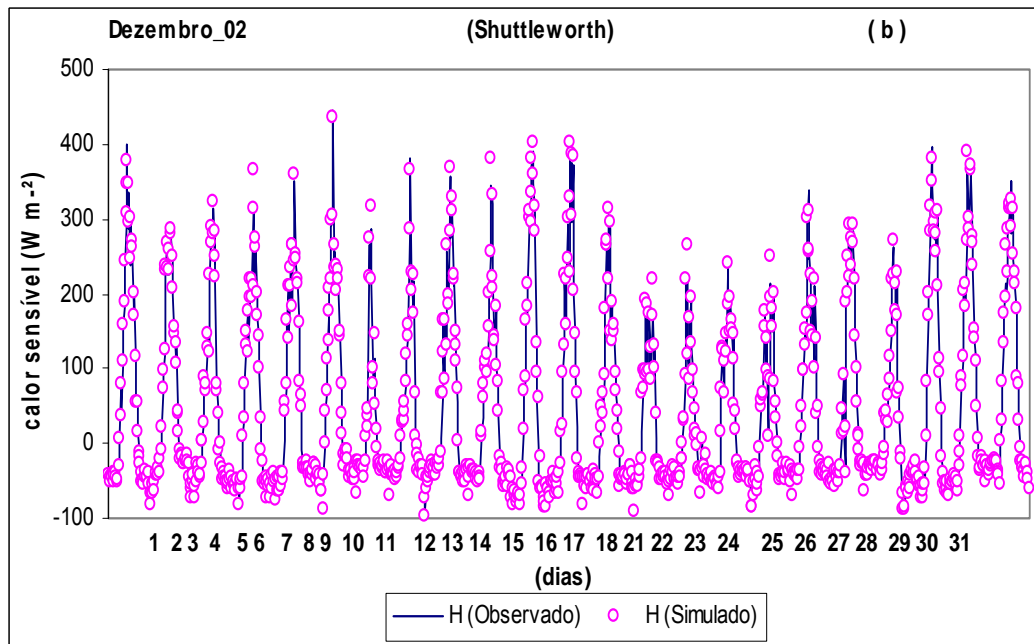


Figura 14(b) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de dezembro de 2002.

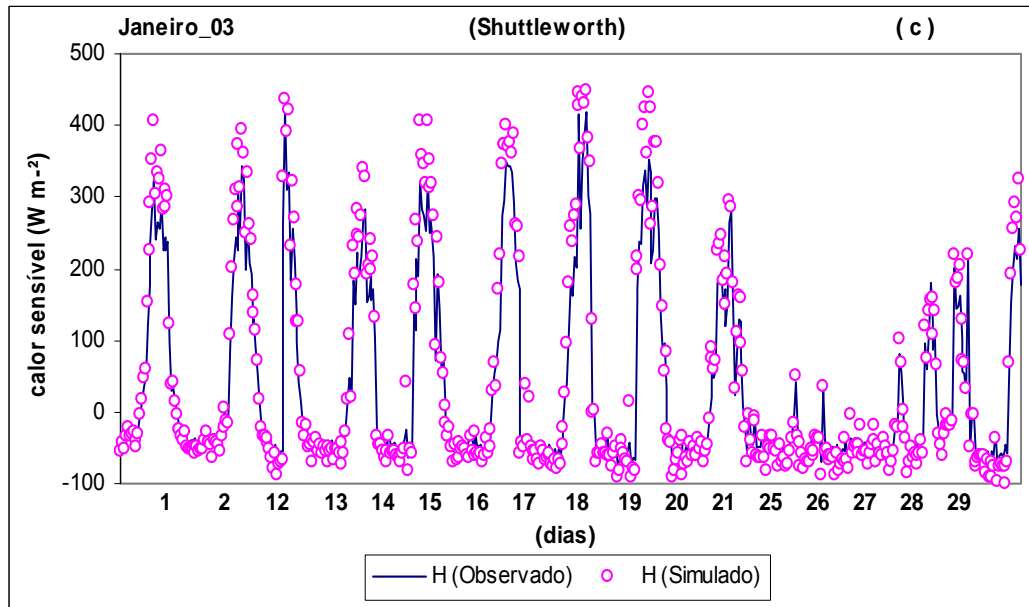


Figura 14(c) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de janeiro de 2003.

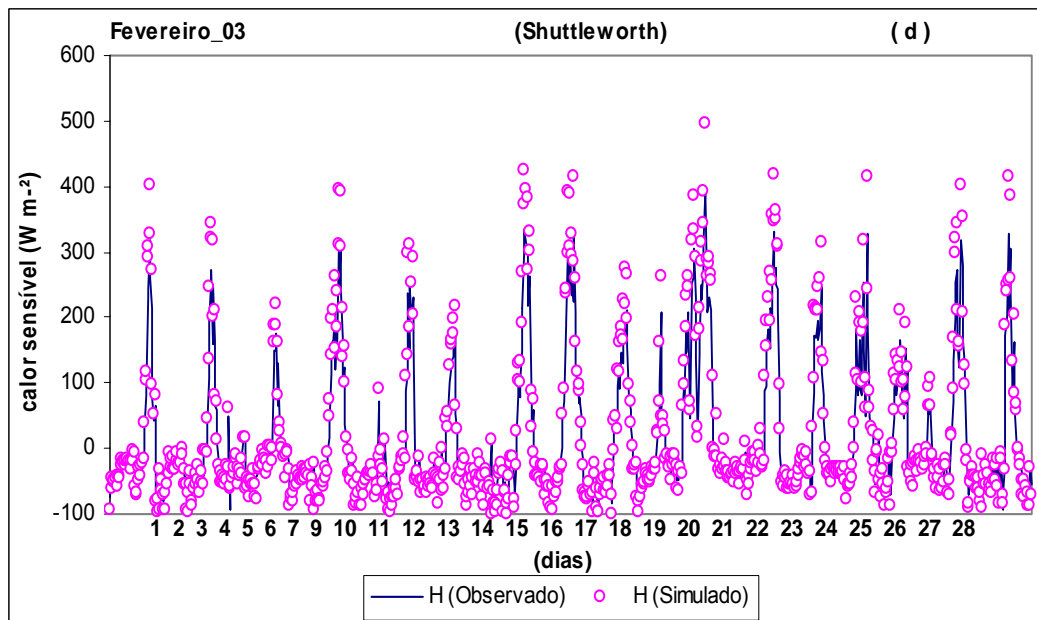


Figura 14(d) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de fevereiro de 2003.

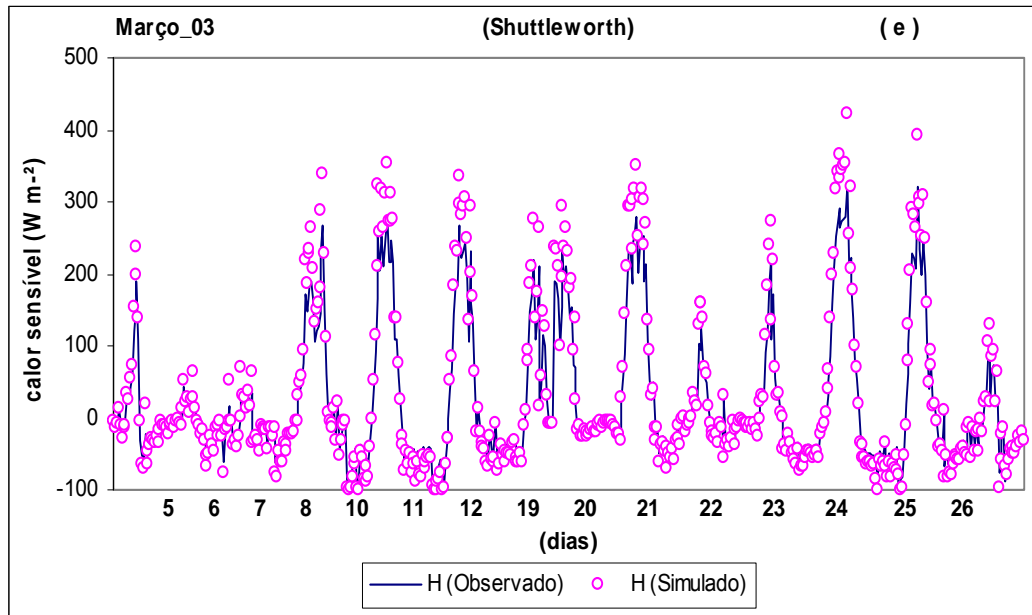


Figura 14(e) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de março de 2003.

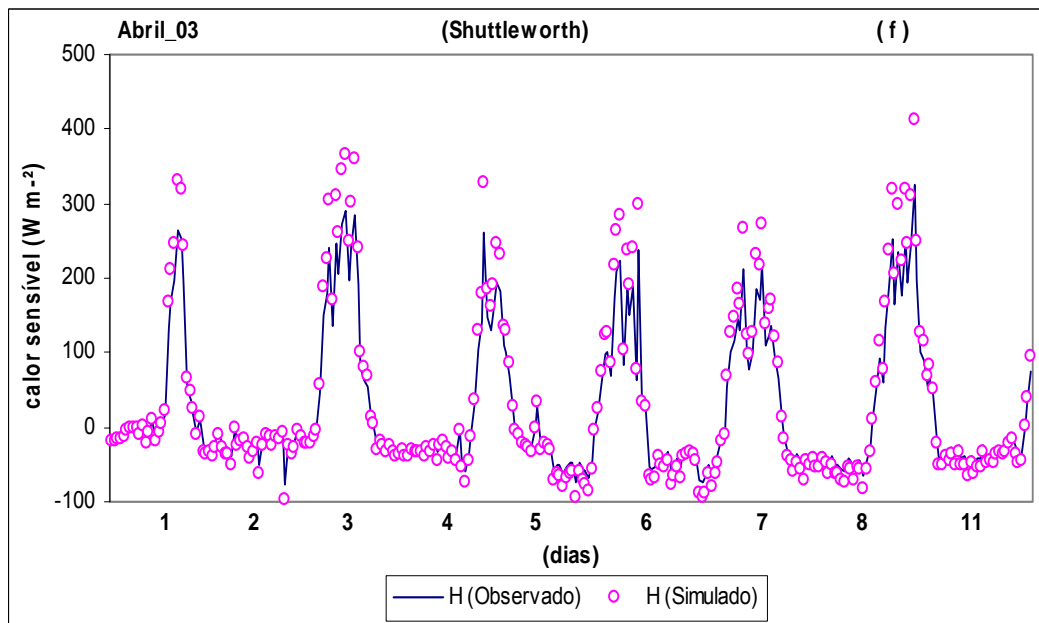


Figura 14(f) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de abril de 2003.

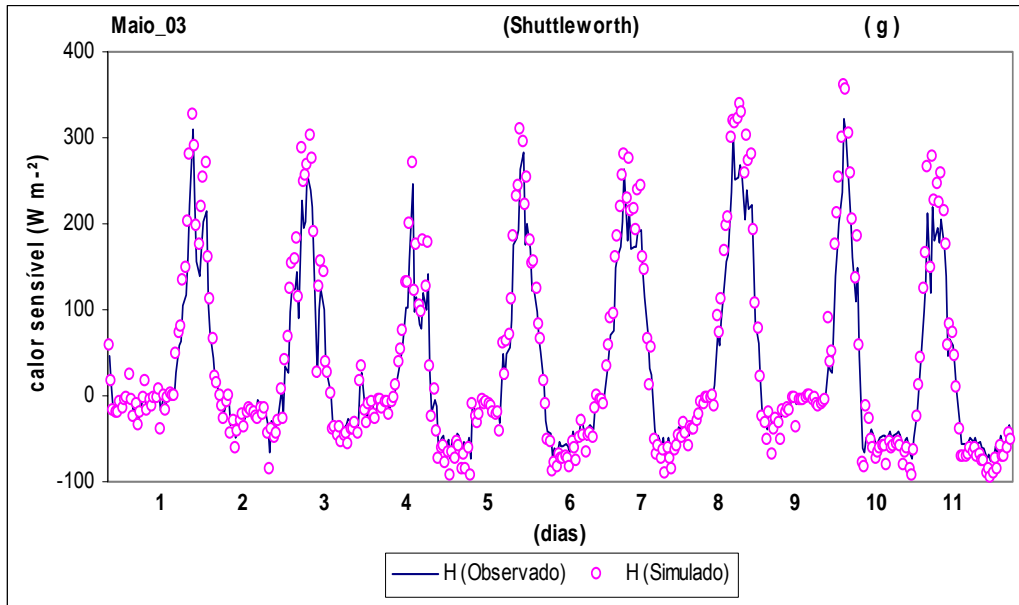


Figura 14(g) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de Maio de 2003.

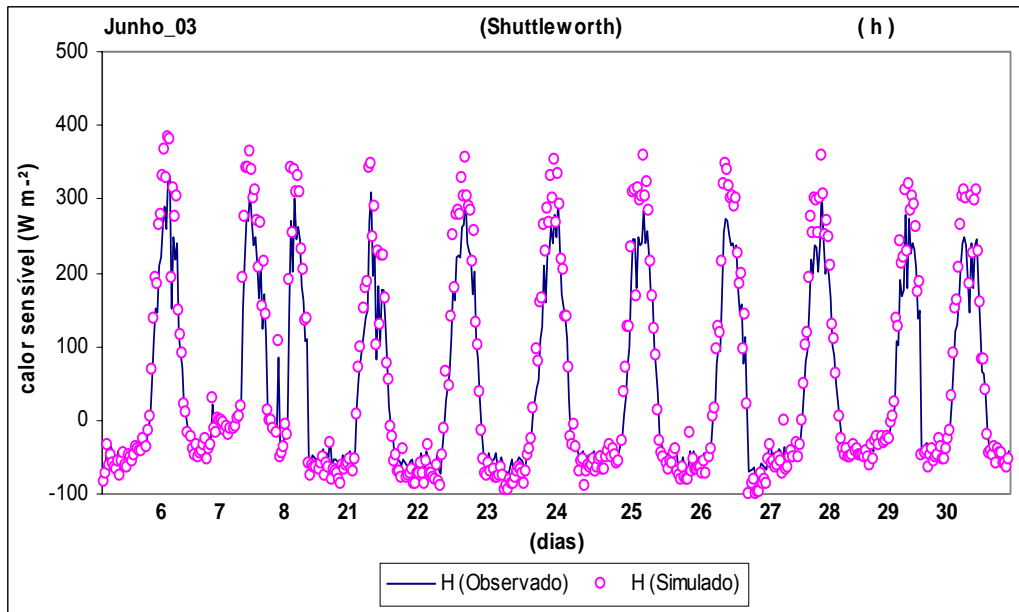


Figura 14(h) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de junho de 2003.

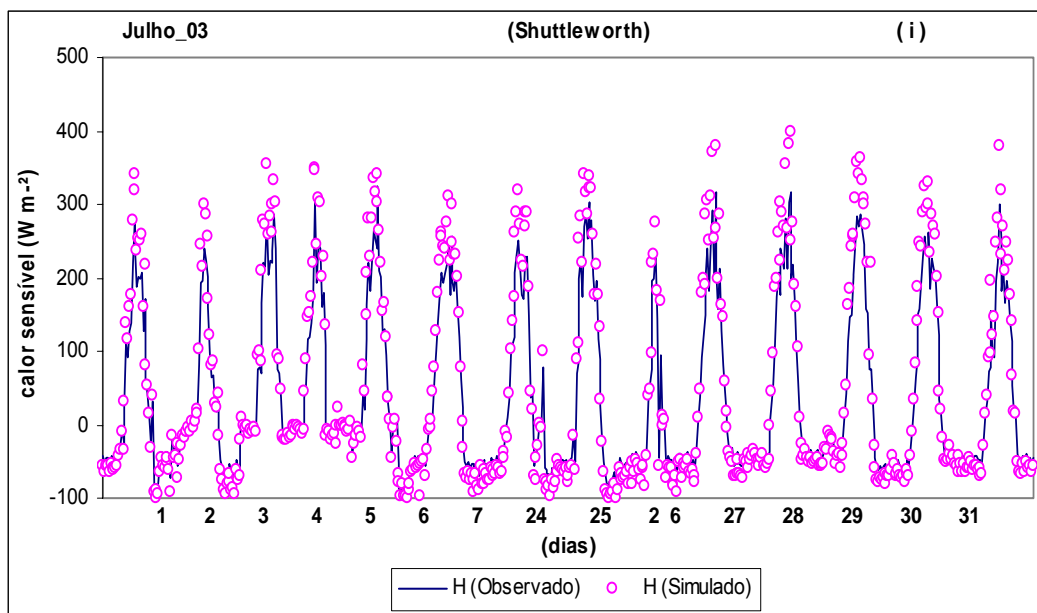


Figura 14(i) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de julho de 2003.

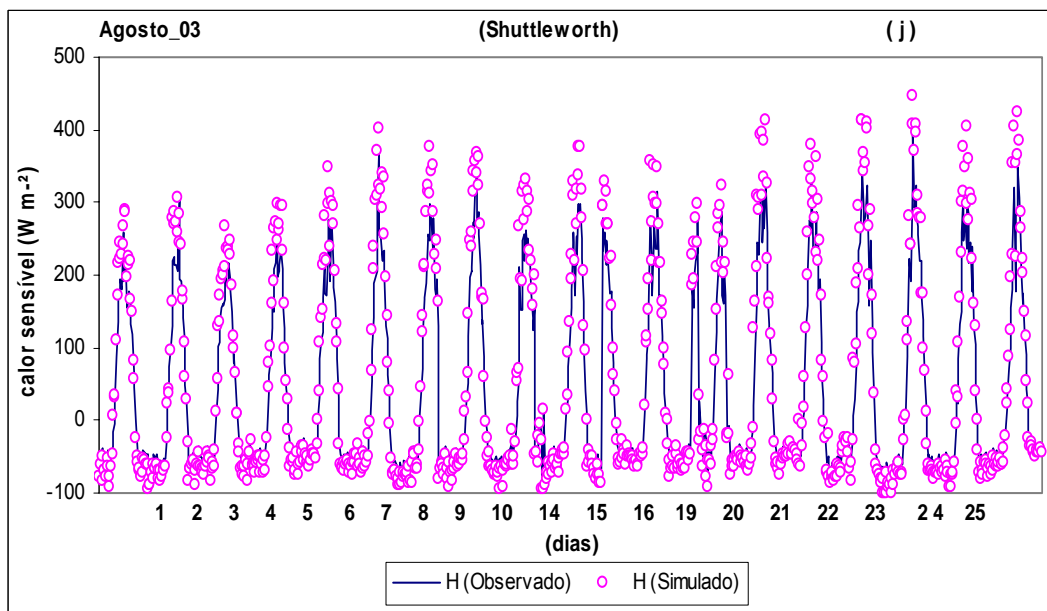


Figura 14(j) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de agosto de 2003.

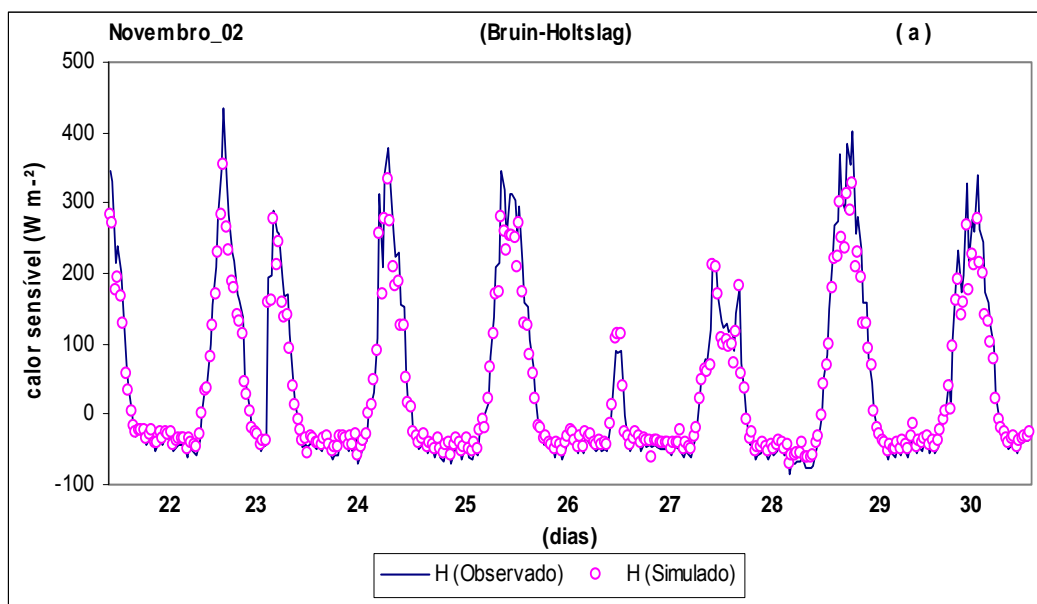


Figura 15(a) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de novembro de 2002.

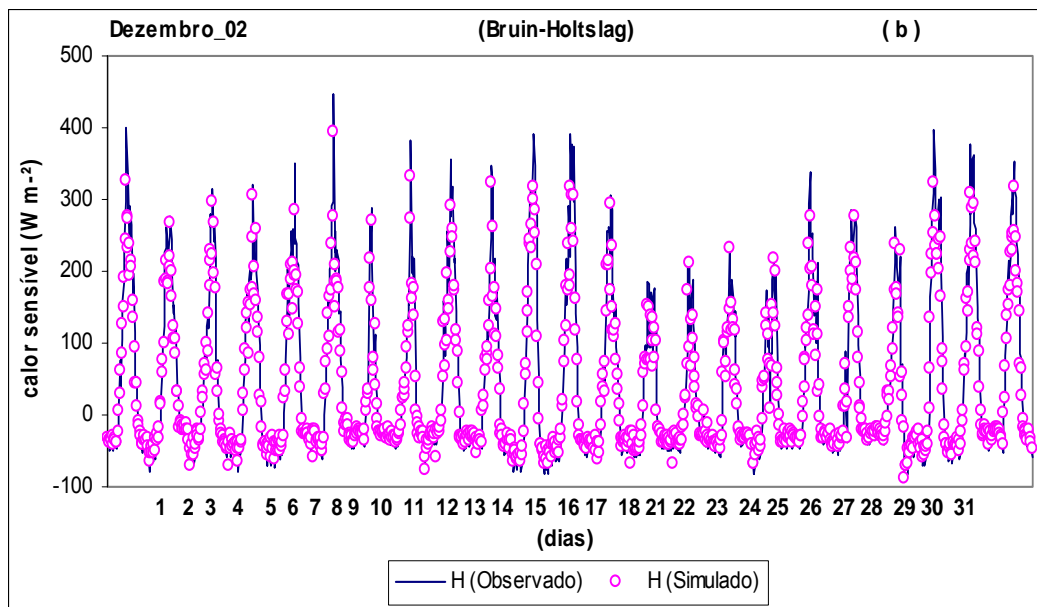


Figura 15(b) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de dezembro de 2002.

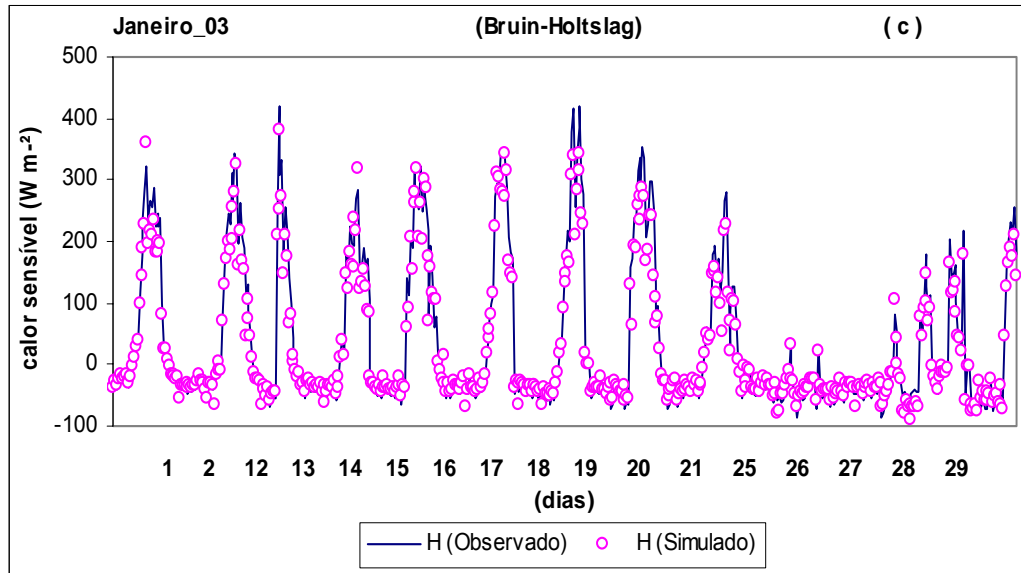


Figura 15(c) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de janeiro de 2003.

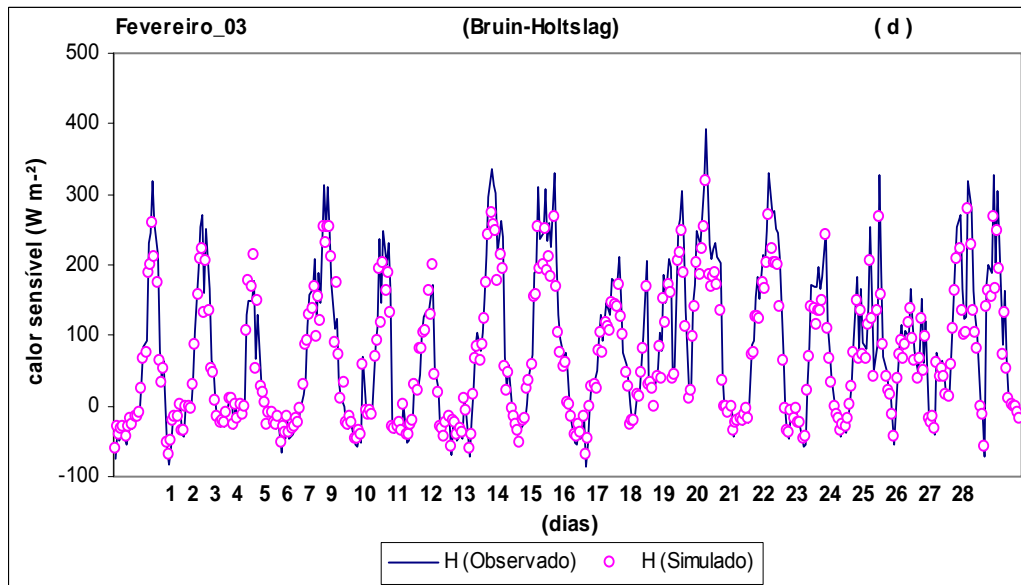


Figura 15(d) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de fevereiro de 2003.

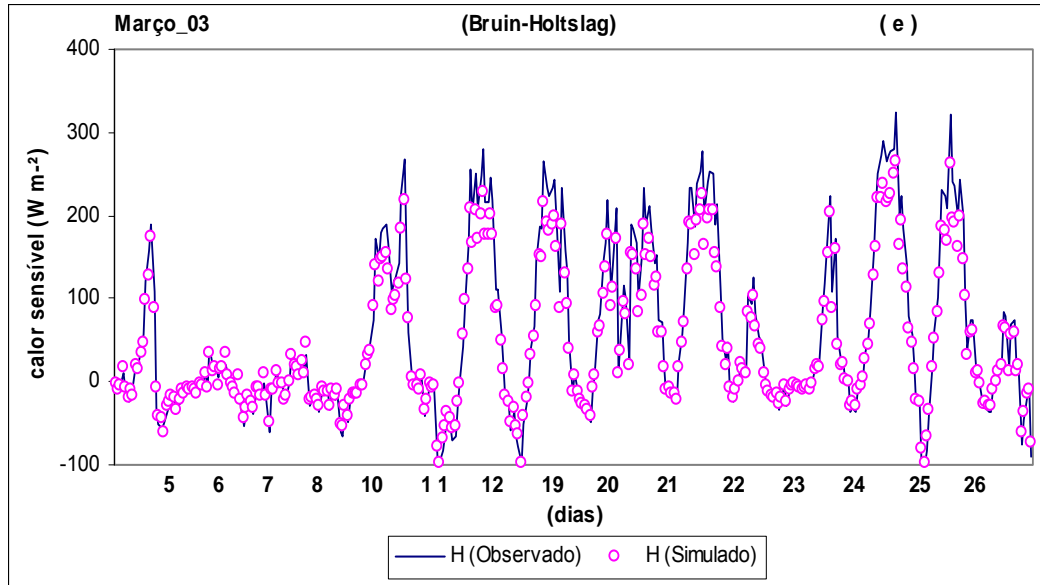


Figura 15(e) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de março de 2003.

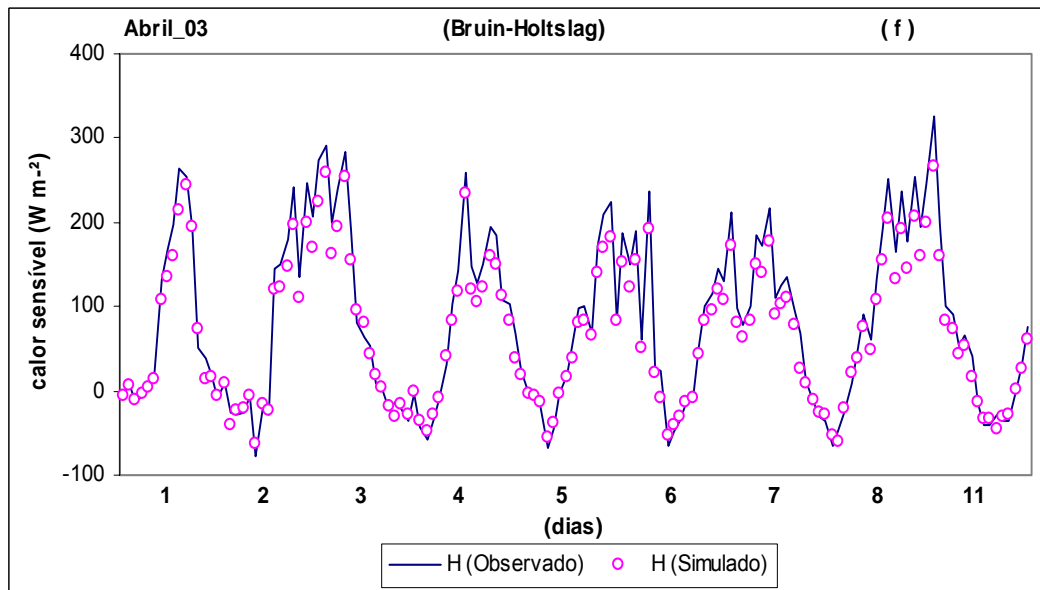


Figura 15(f) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de abril de 2003.

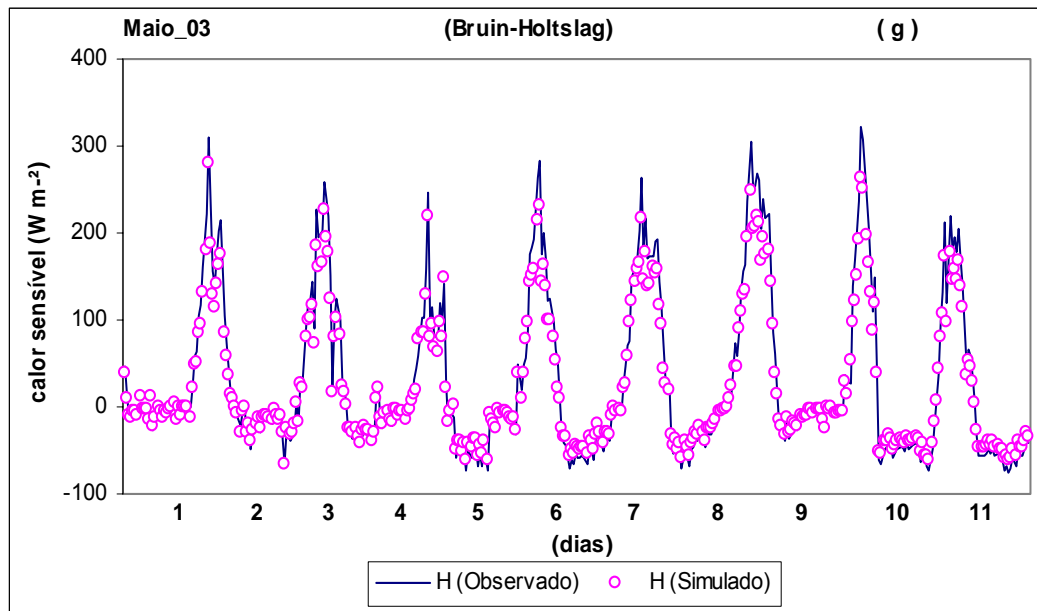


Figura 15(g) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de maio de 2003.

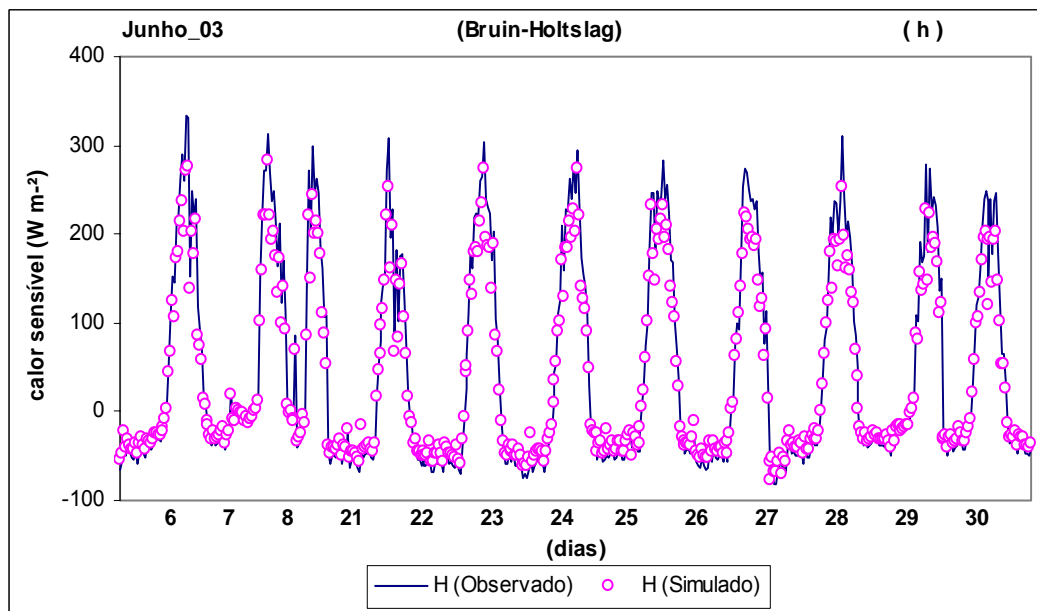


Figura 15(h) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de junho de 2003.

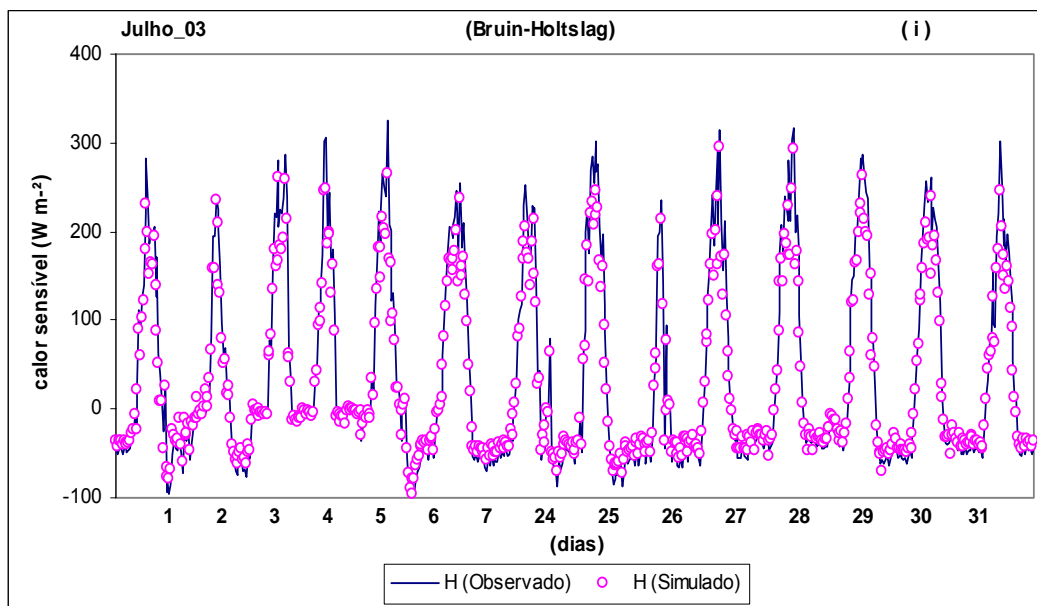


Figura 15(i) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de julho de 2003.

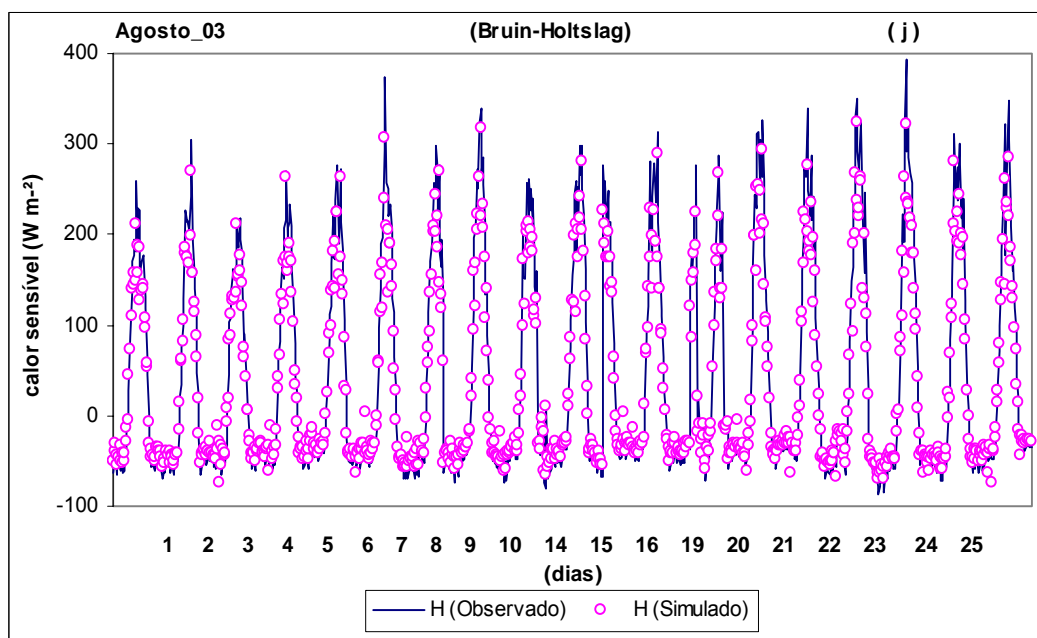


Figura 15(j) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de agosto de 2003.

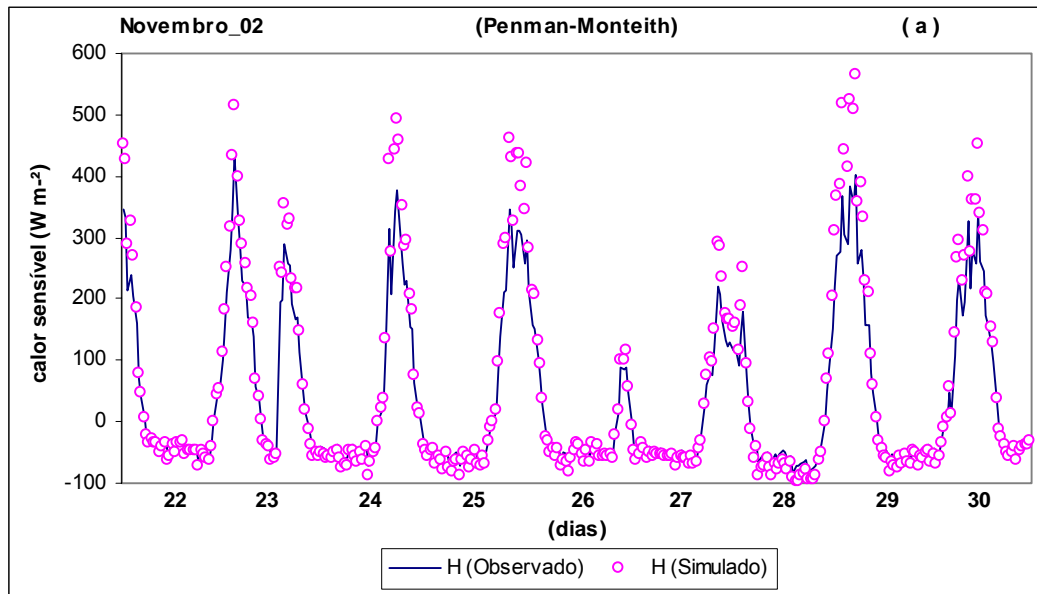


Figura 16(a) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de novembro de 2002.

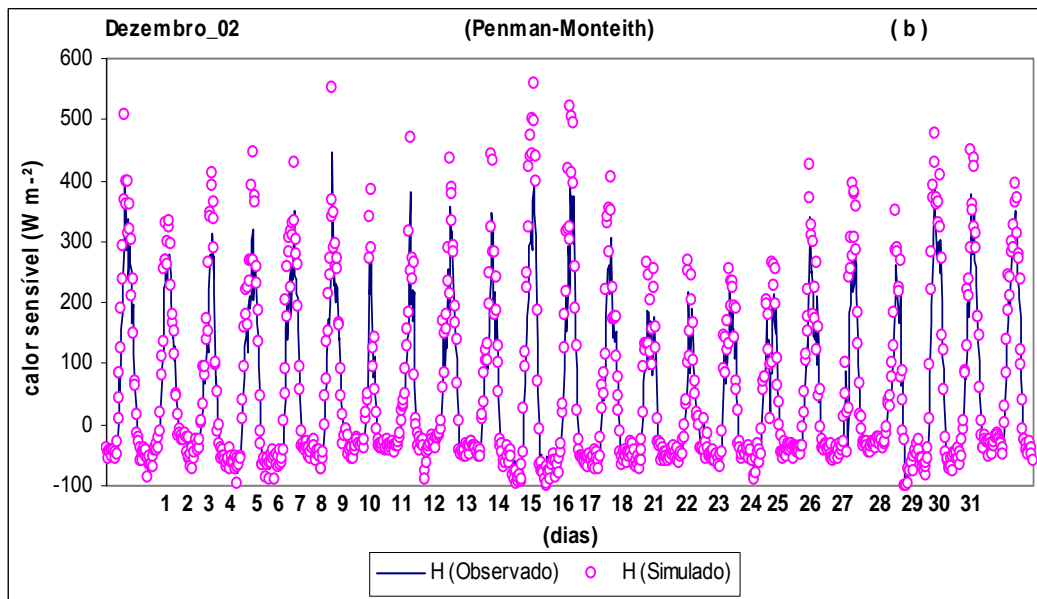


Figura 16(b) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de dezembro de 2002.

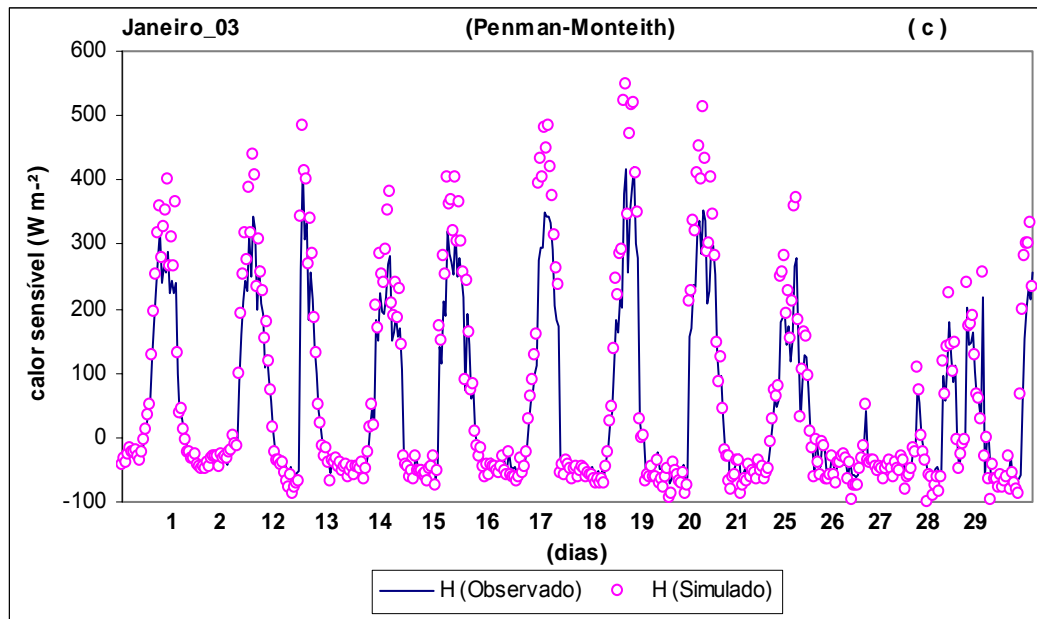


Figura 16(c) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de janeiro de 2003.

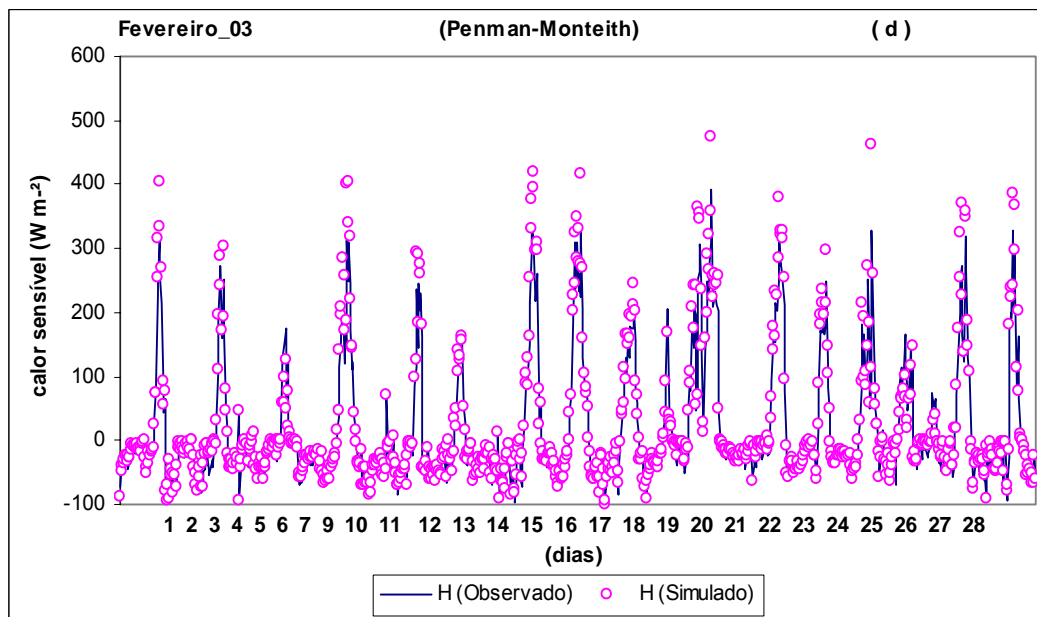


Figura 16(d) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de fevereiro de 2003.

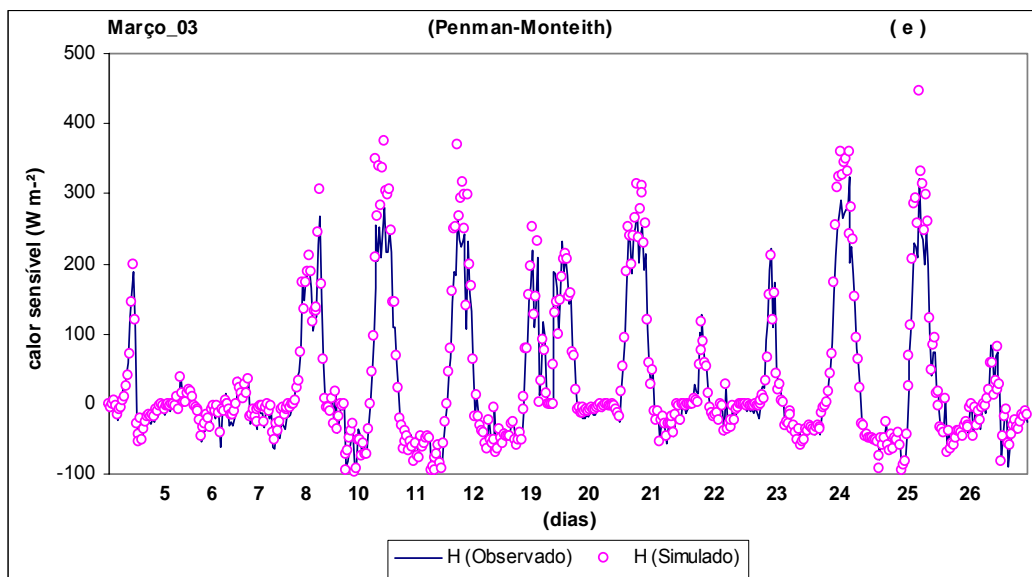


Figura 16(e) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de março de 2003.

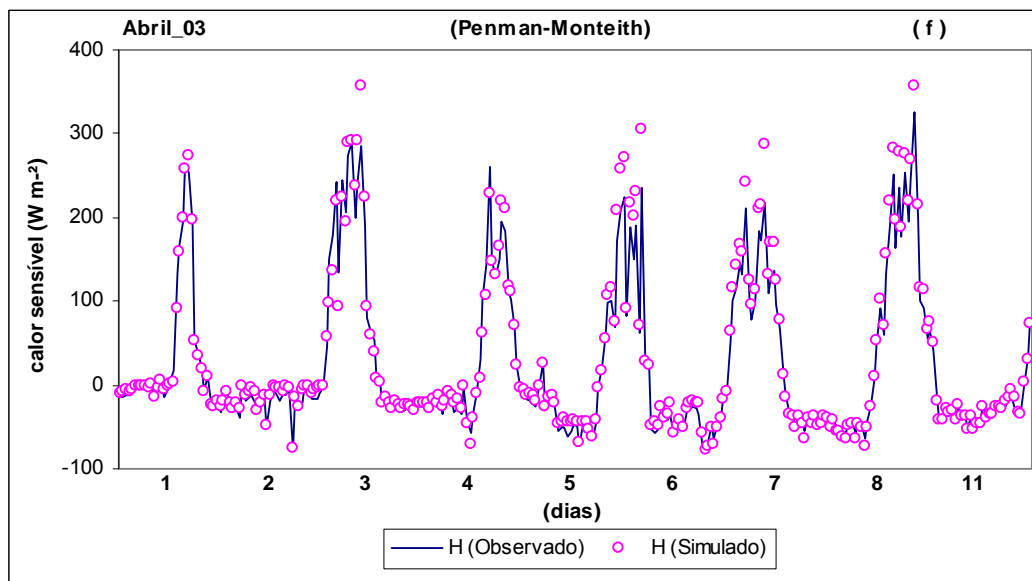


Figura 16(f) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de abril de 2003.

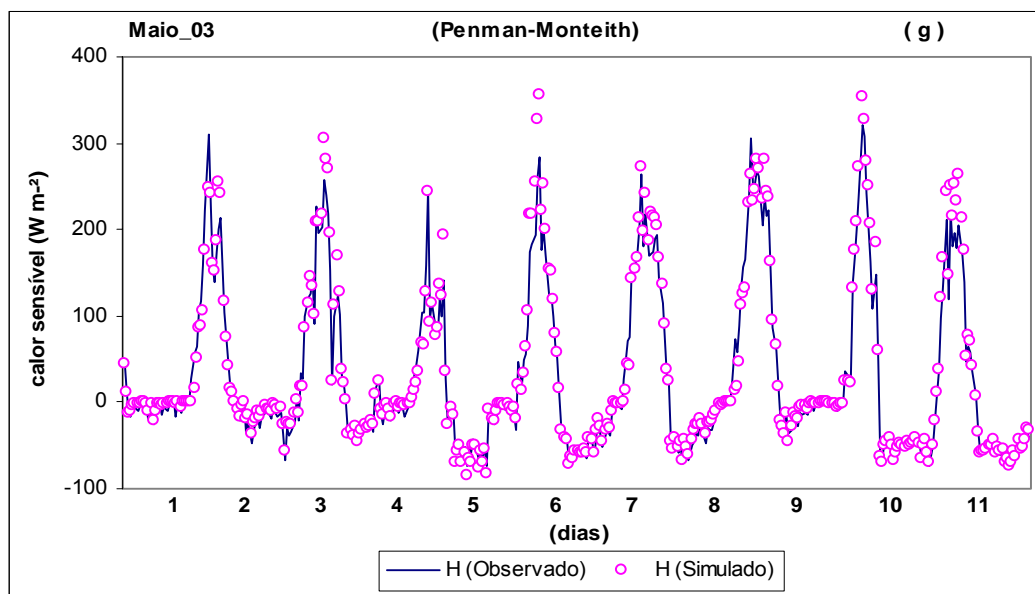


Figura 16(g) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de maio de 2003.

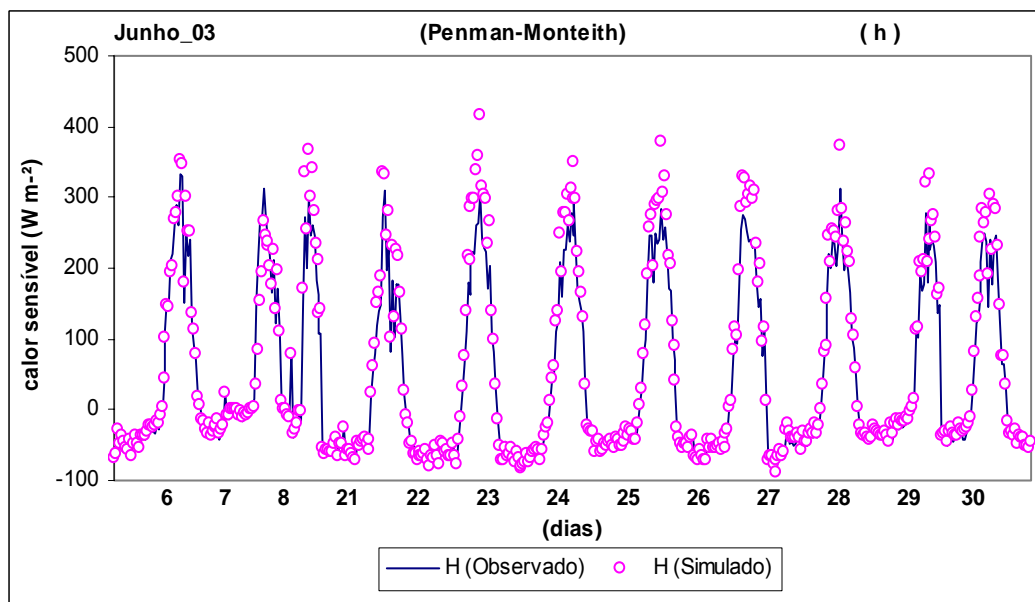


Figura 16(h) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de junho de 2003.

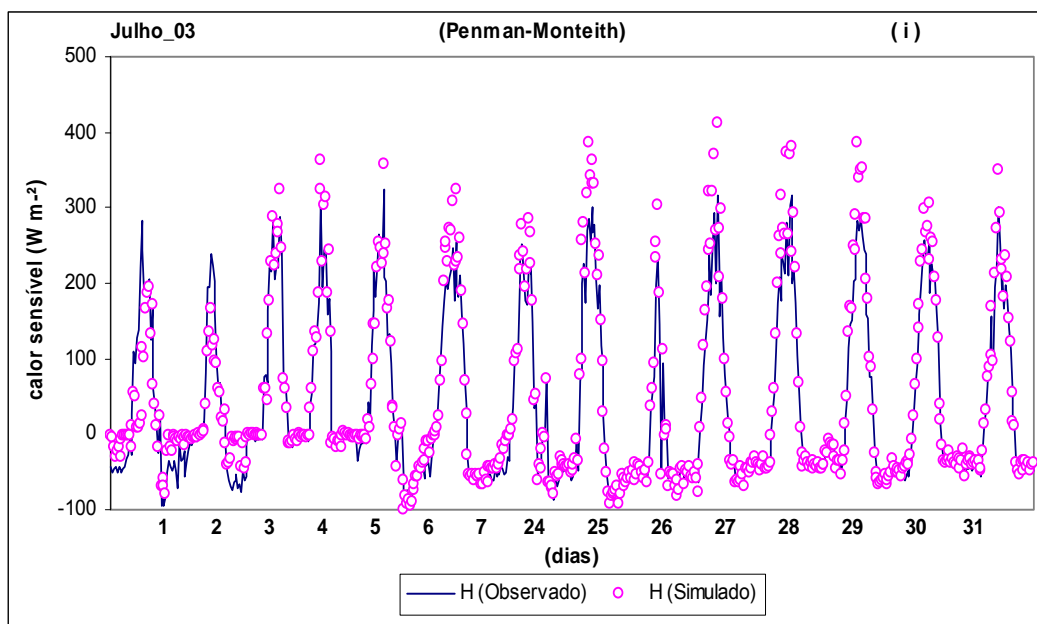


Figura 16(i) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de julho de 2003.

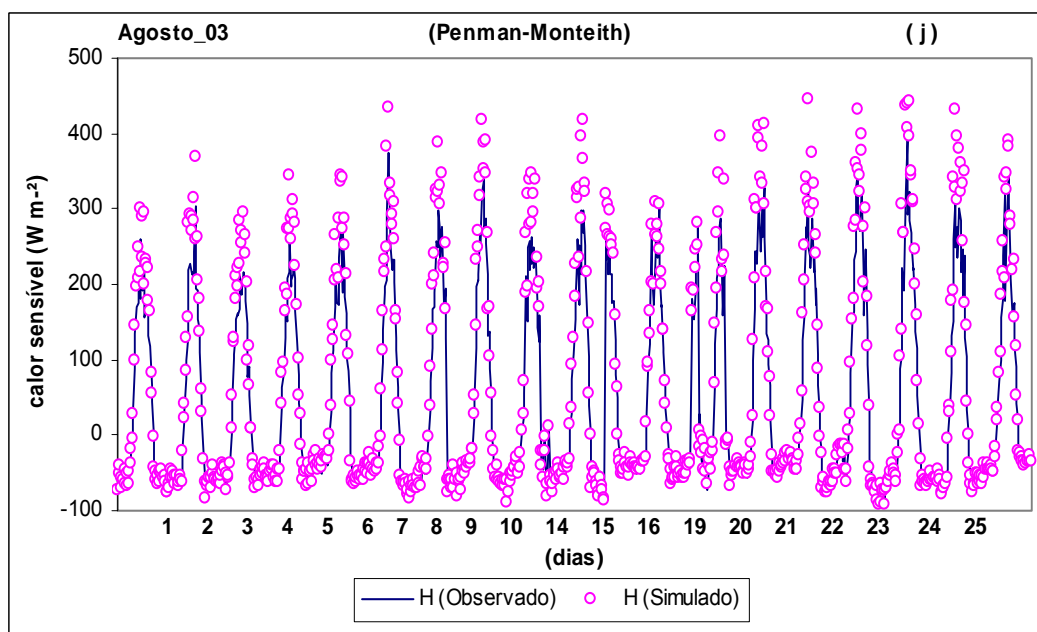


Figura 16(j) – Variação horária do fluxo de calor sensível para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de agosto de 2003.

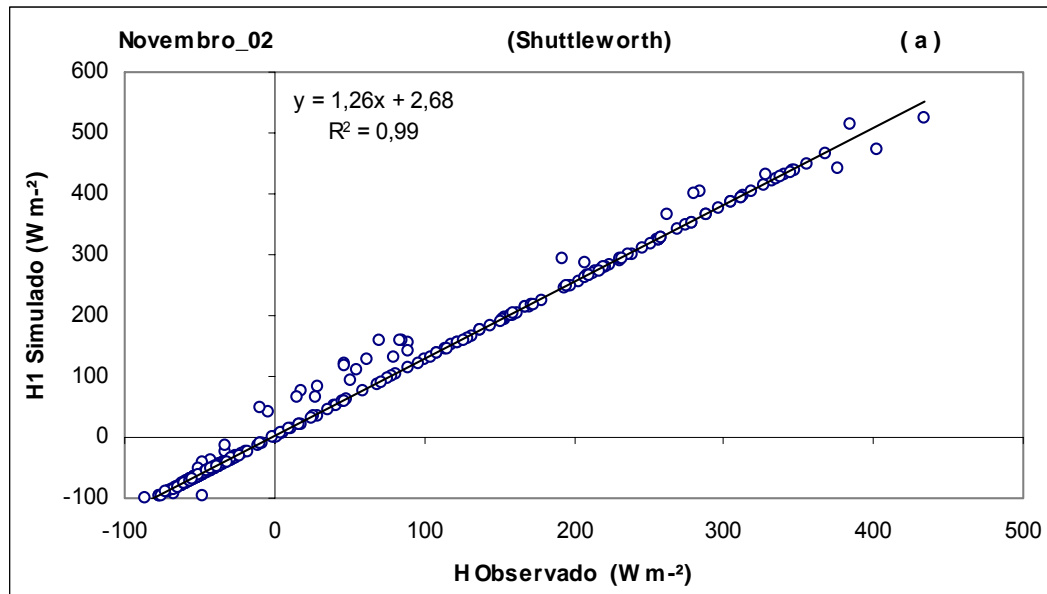


Figura 17(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de novembro de 2002.

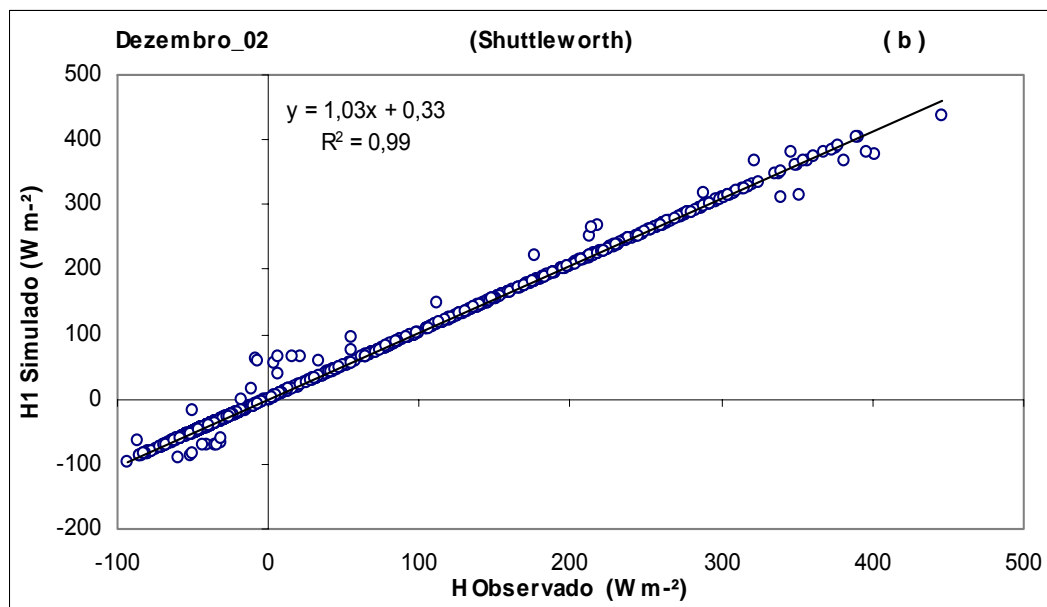


Figura 17(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de dezembro de 2002.

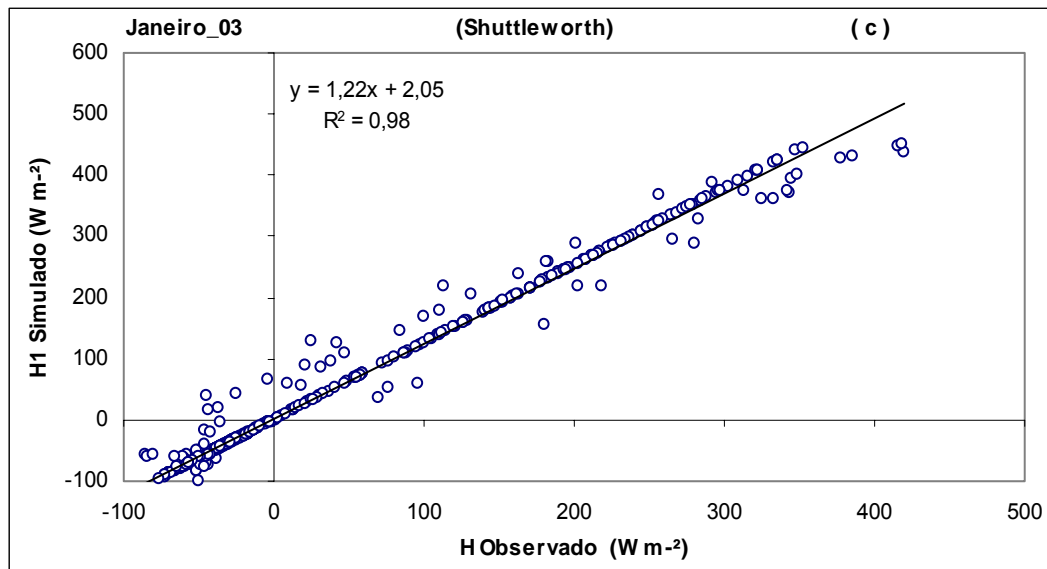


Figura 17(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de janeiro de 2003.

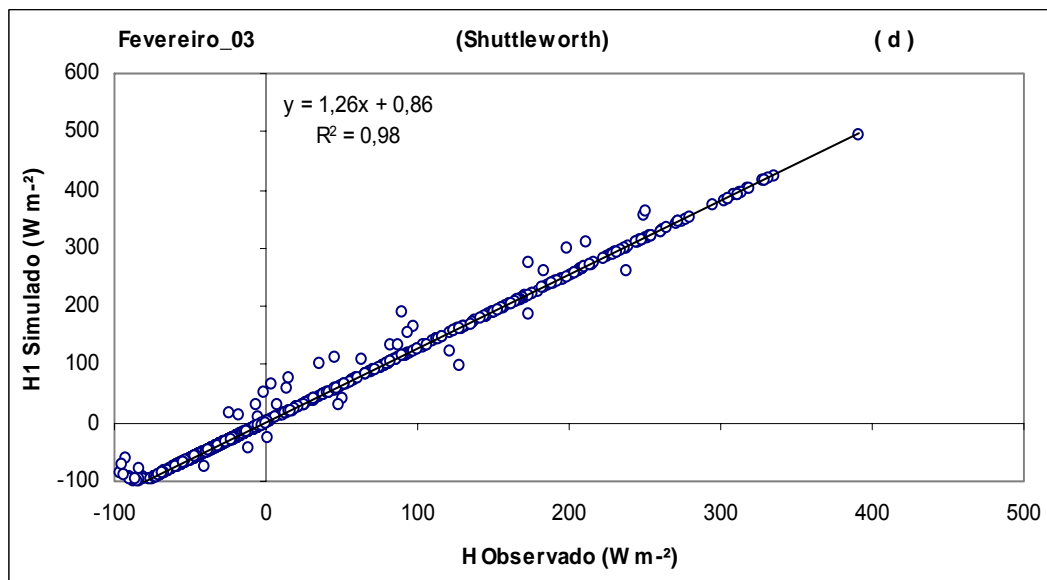


Figura 17(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de fevereiro de 2003.

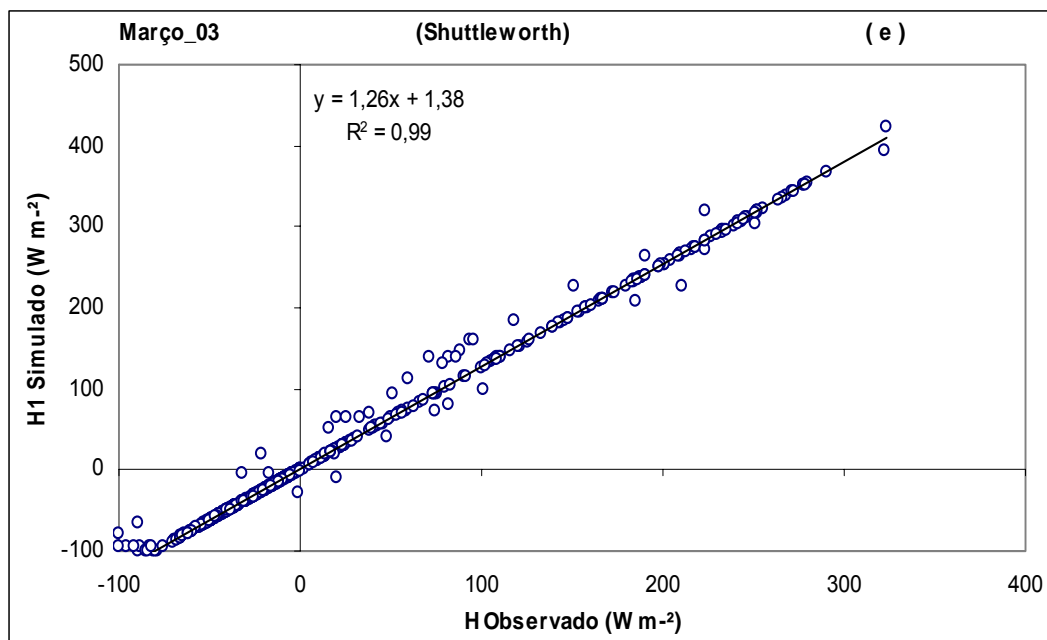


Figura 17(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de março de 2003.

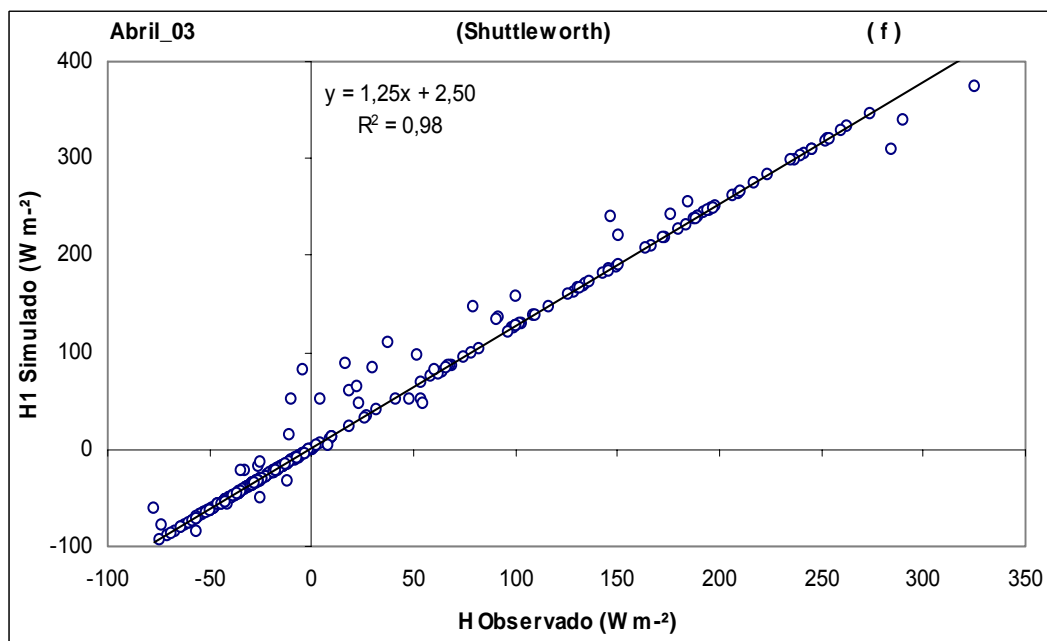


Figura 17(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de abril de 2003.

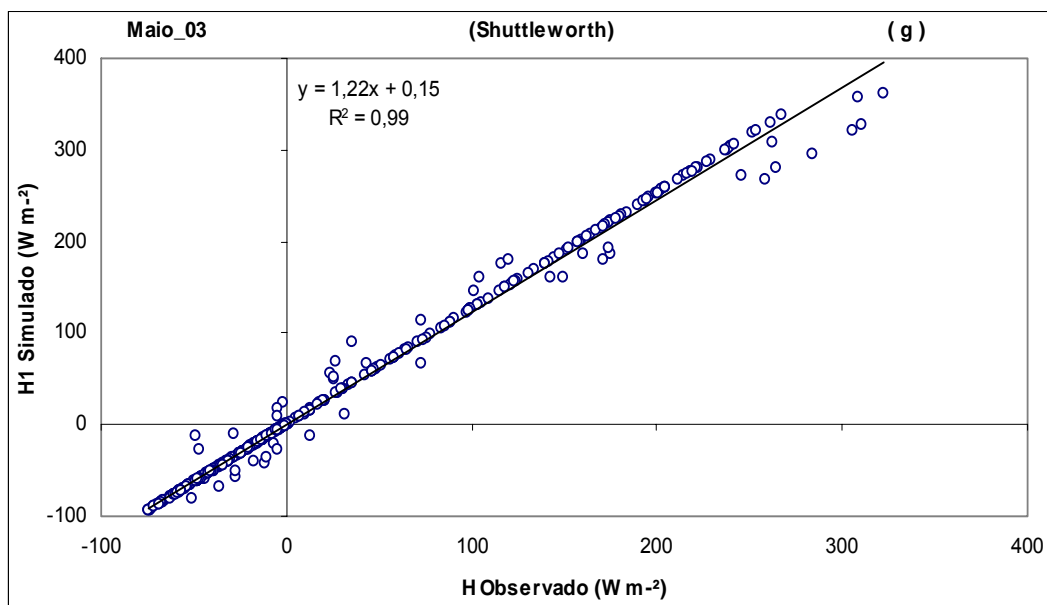


Figura 17(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de maio de 2003.

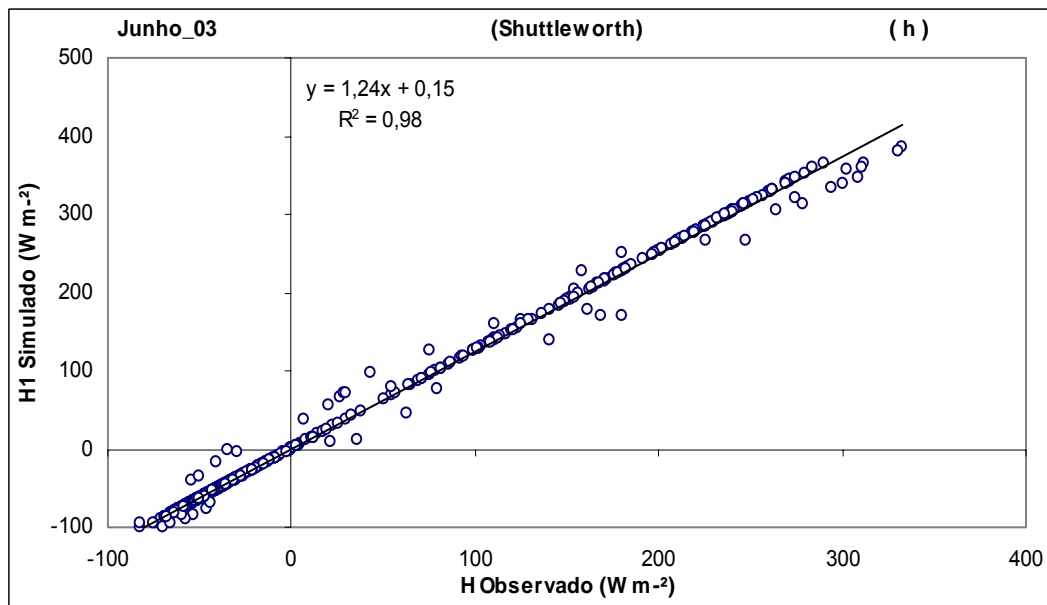


Figura 17(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de junho de 2003.

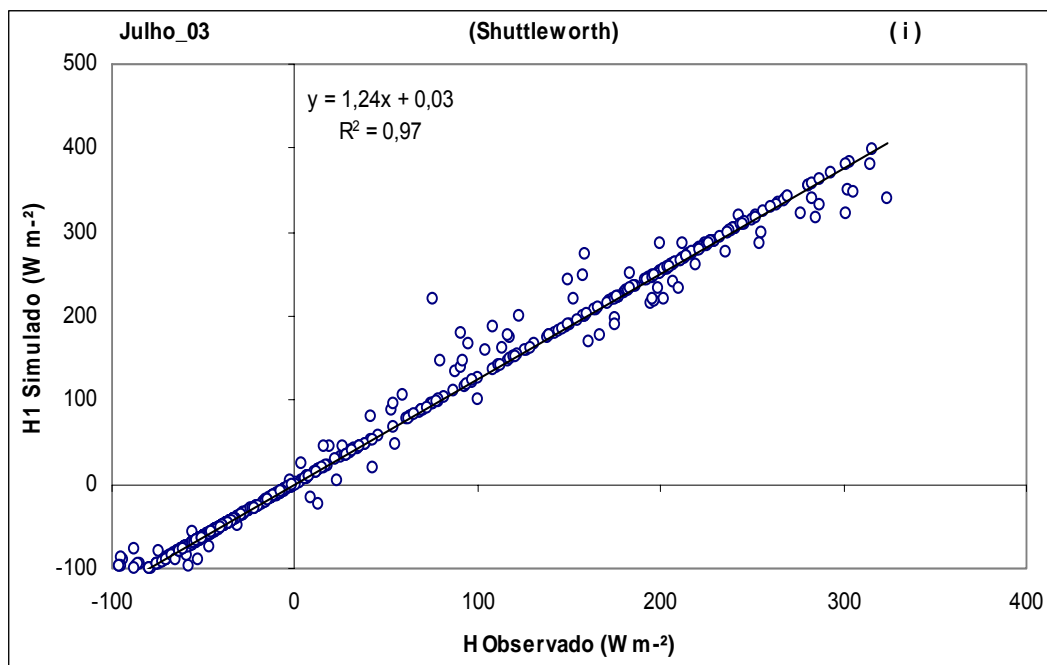


Figura 17(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de julho de 2003.

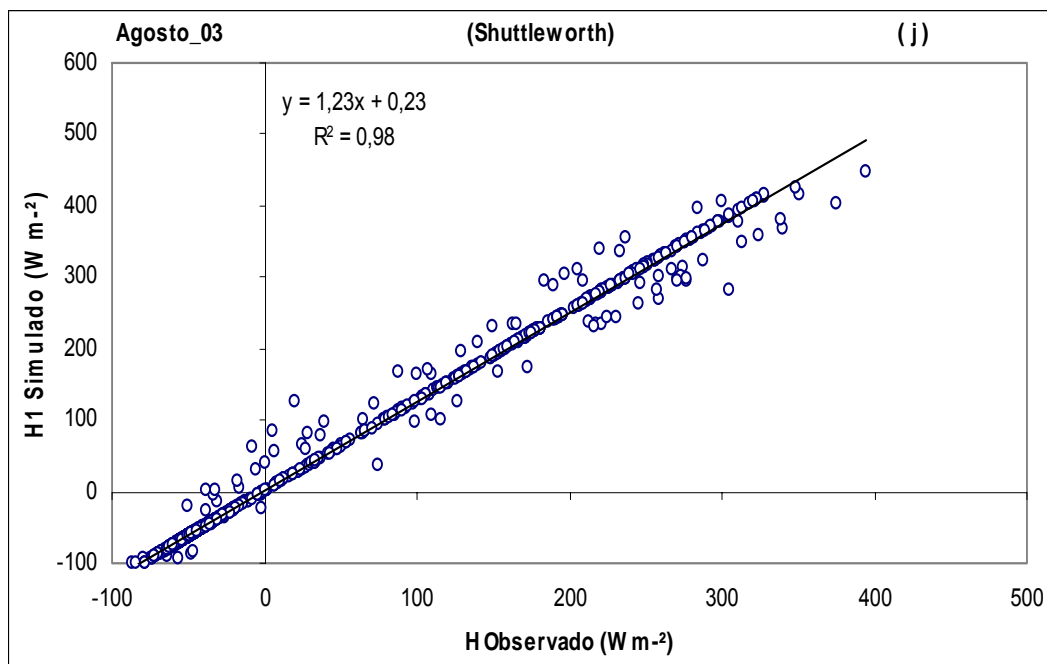


Figura 17(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de agosto de 2003.

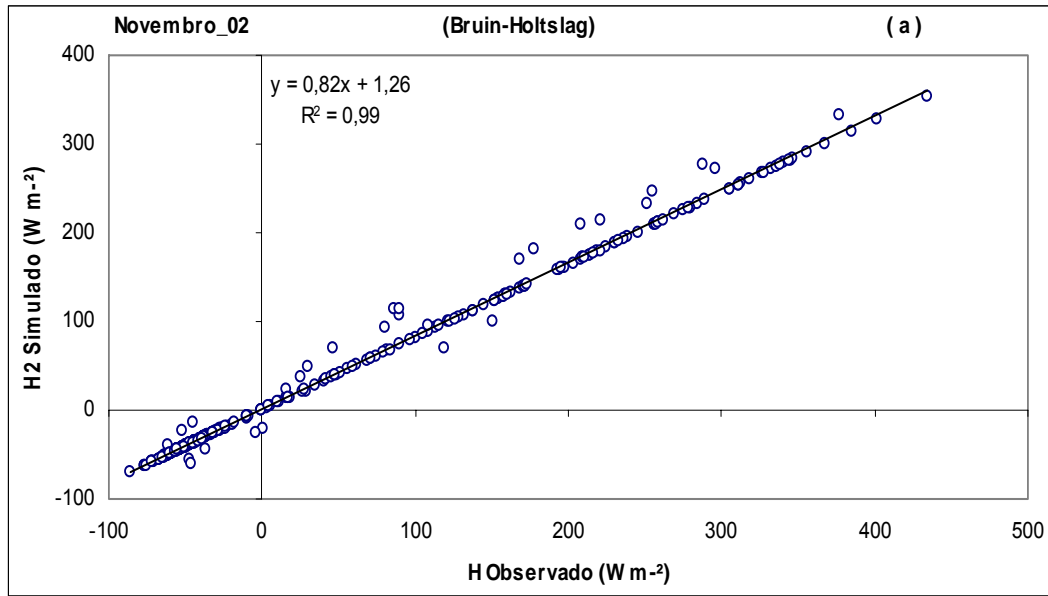


Figura 18(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de novembro de 2002.

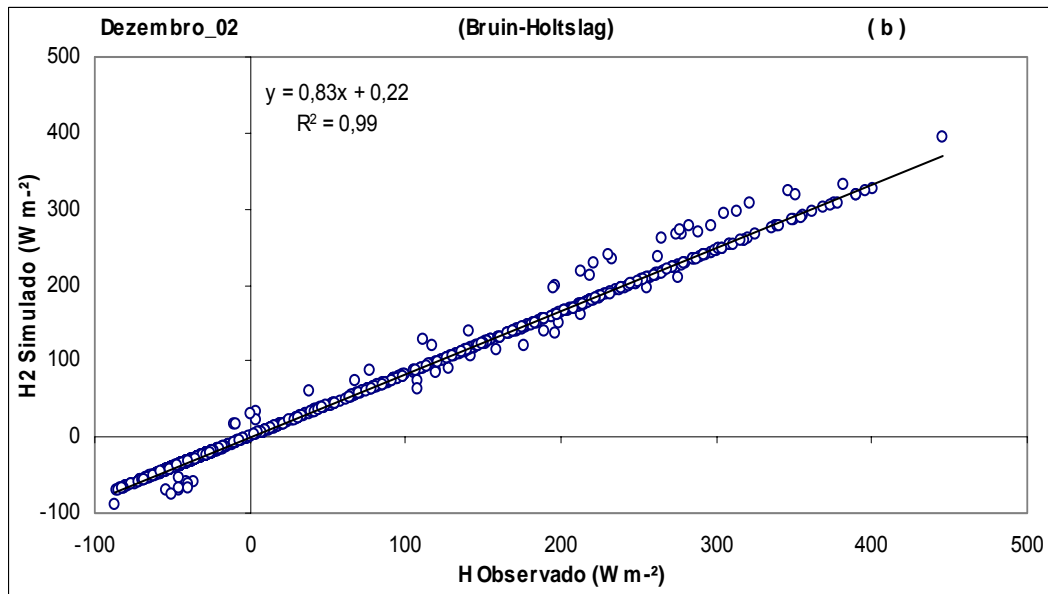


Figura 18(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de dezembro de 2002.

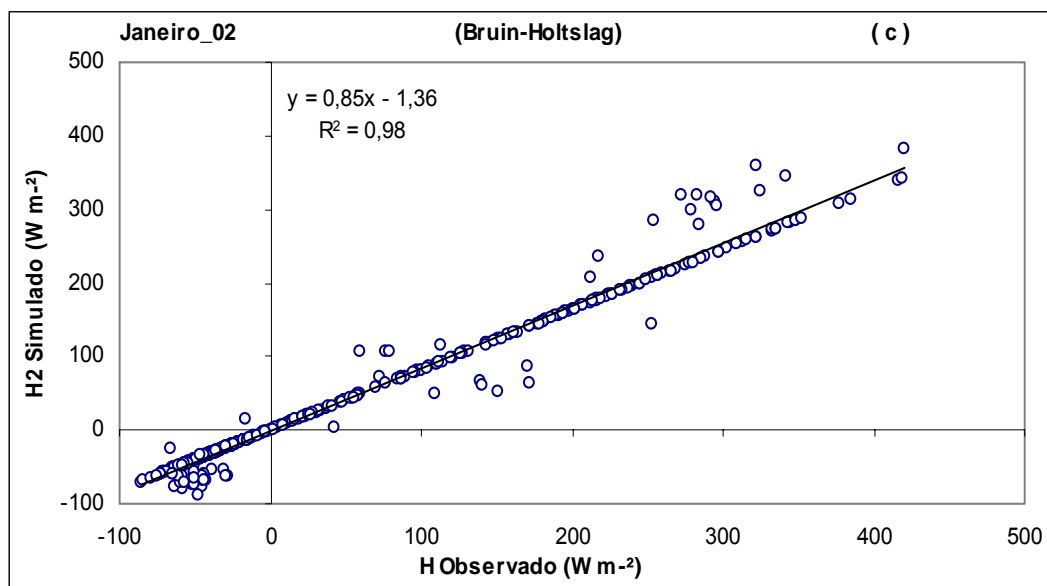


Figura 18(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de janeiro de 2003.

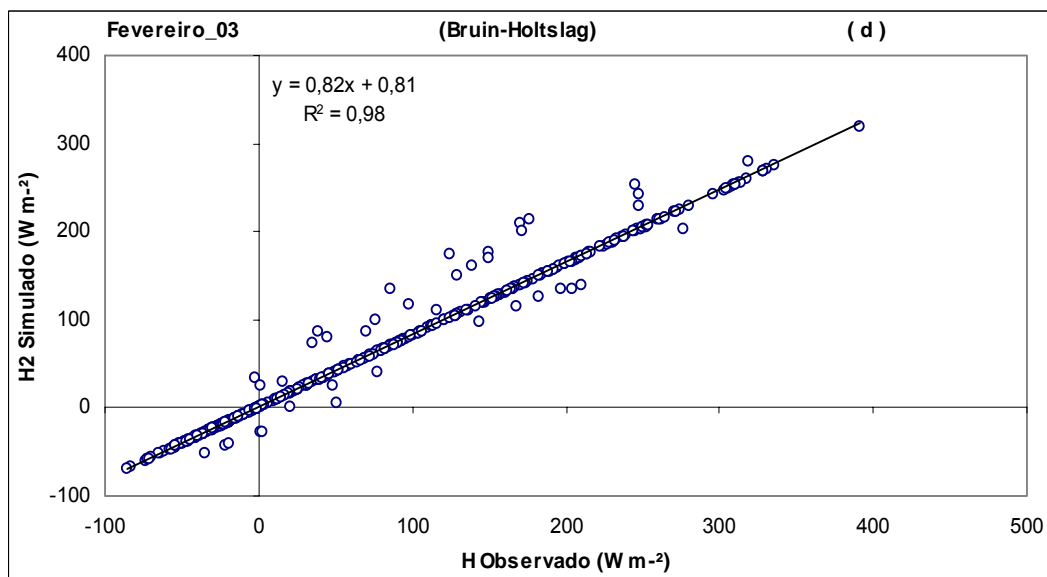


Figura 18(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de fevereiro de 2003.

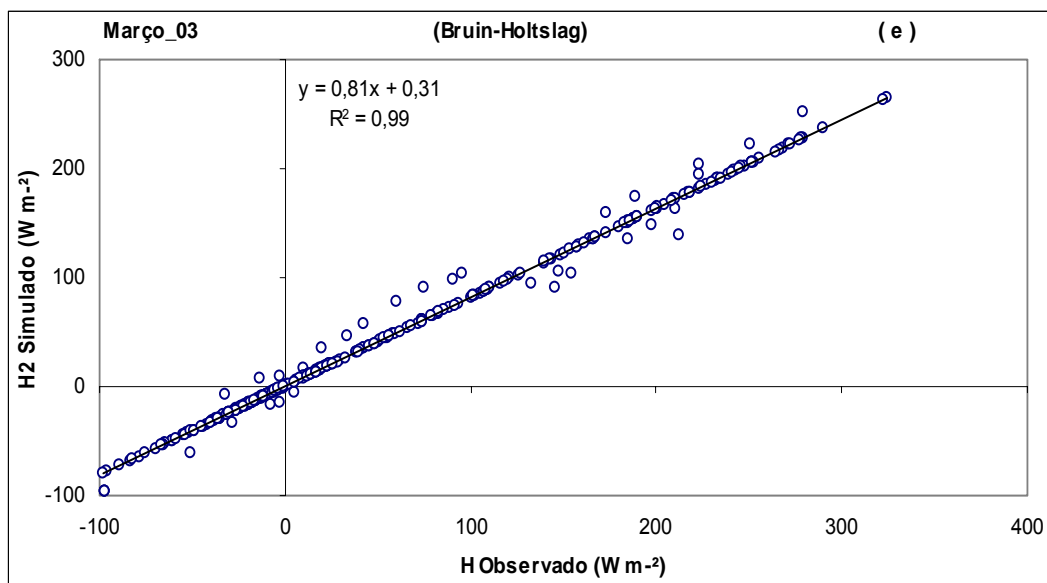


Figura 18(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtzlag para o mês de março de 2003.

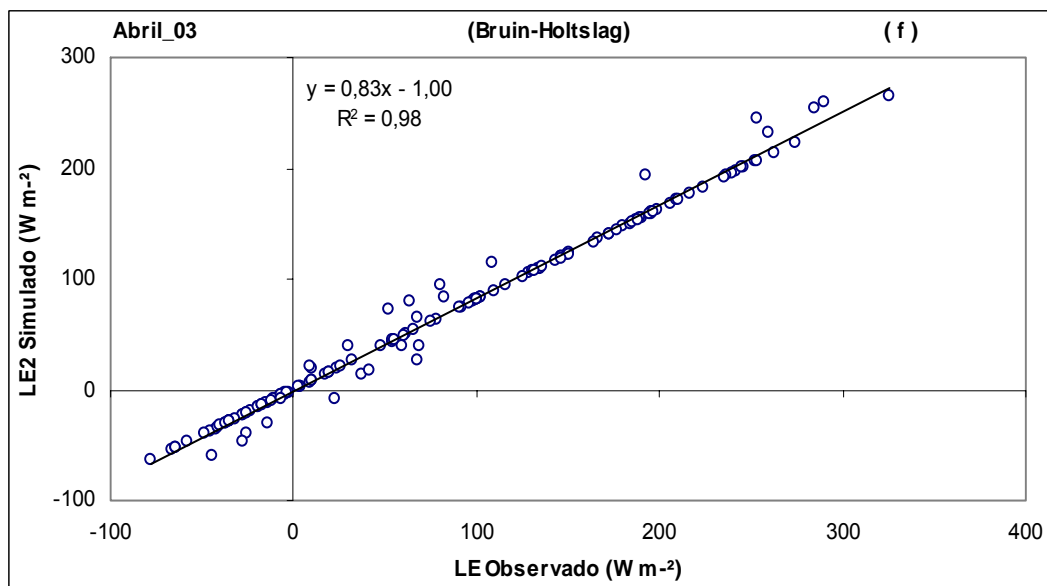


Figura 18(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtzlag para o mês de abril de 2003.

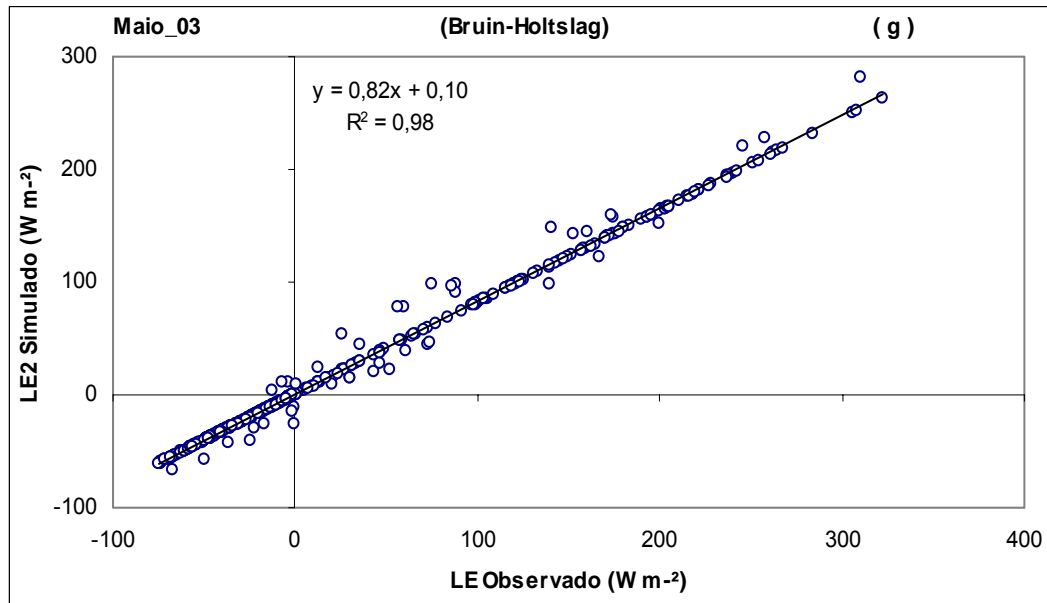


Figura 18(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de maio de 2003.

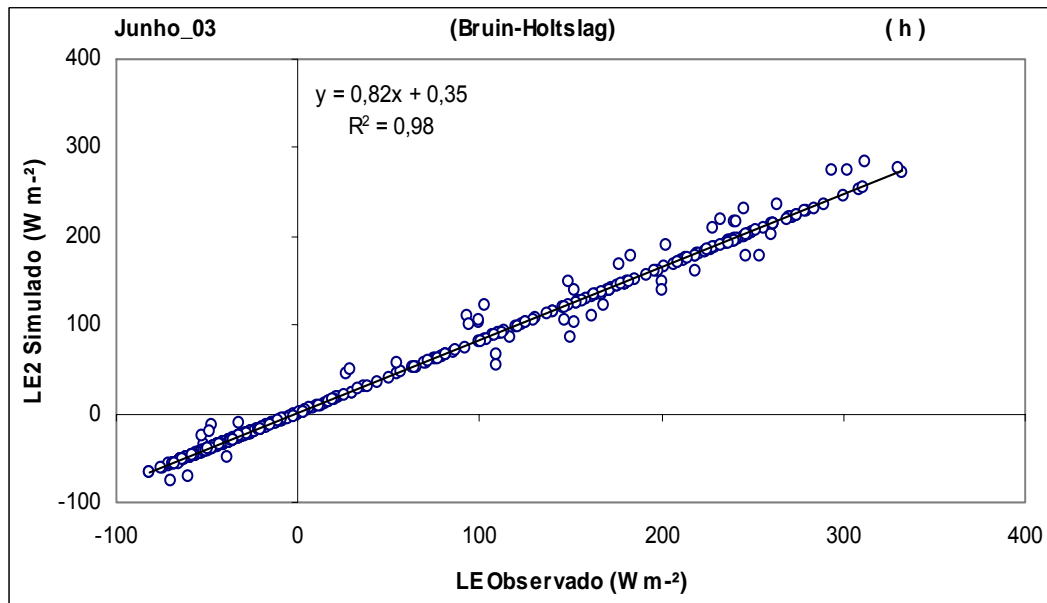


Figura 18(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de junho de 2003.

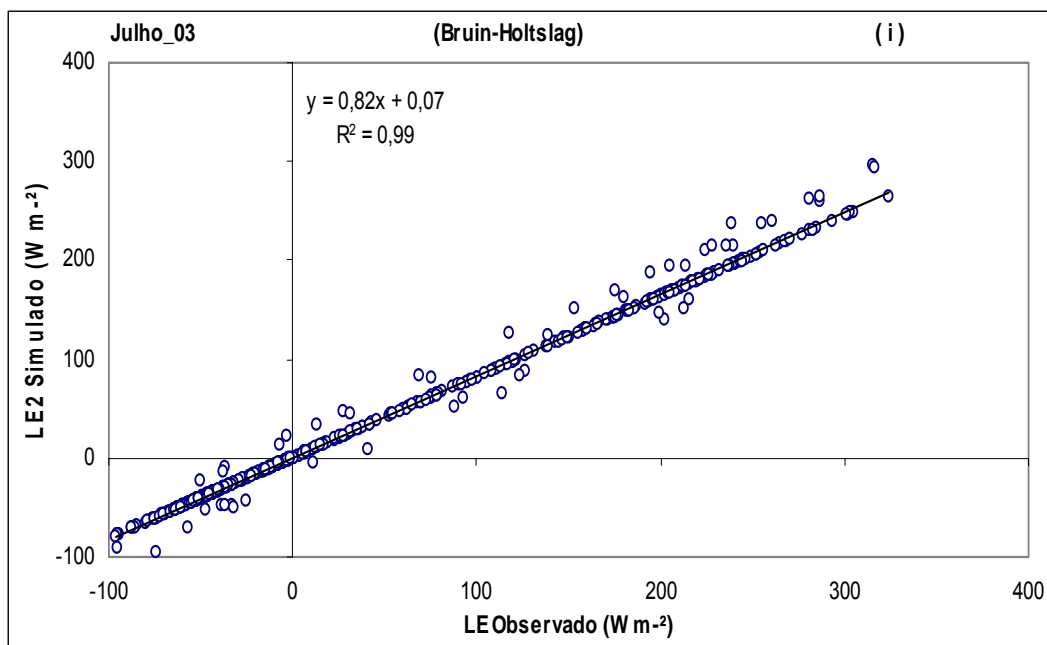


Figura 18(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de julho de 2003.

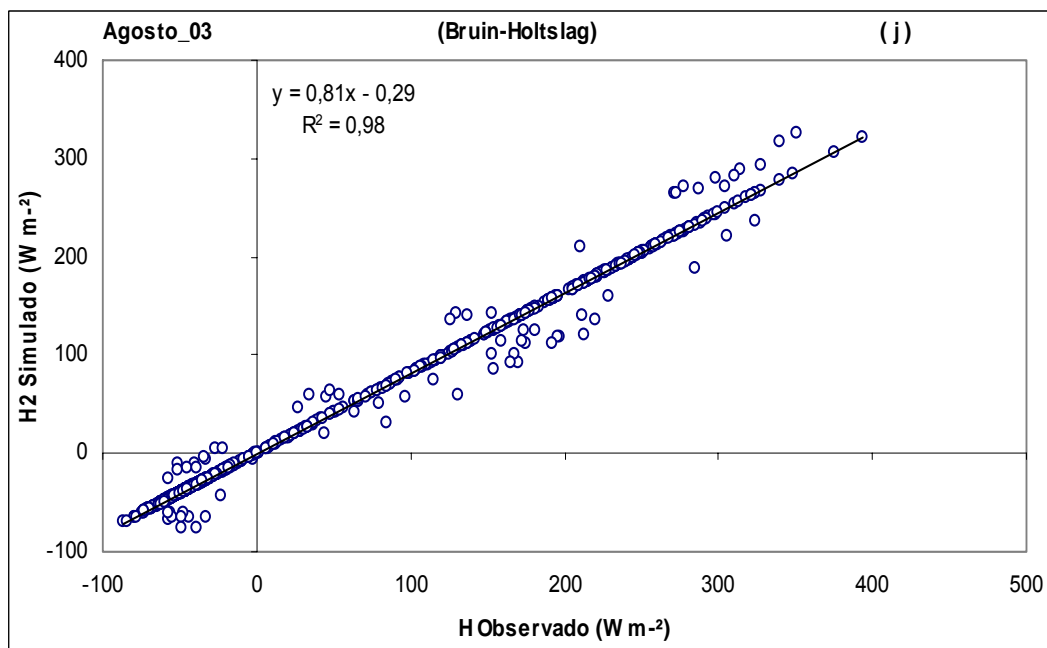


Figura 18(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de Agosto de 2003.

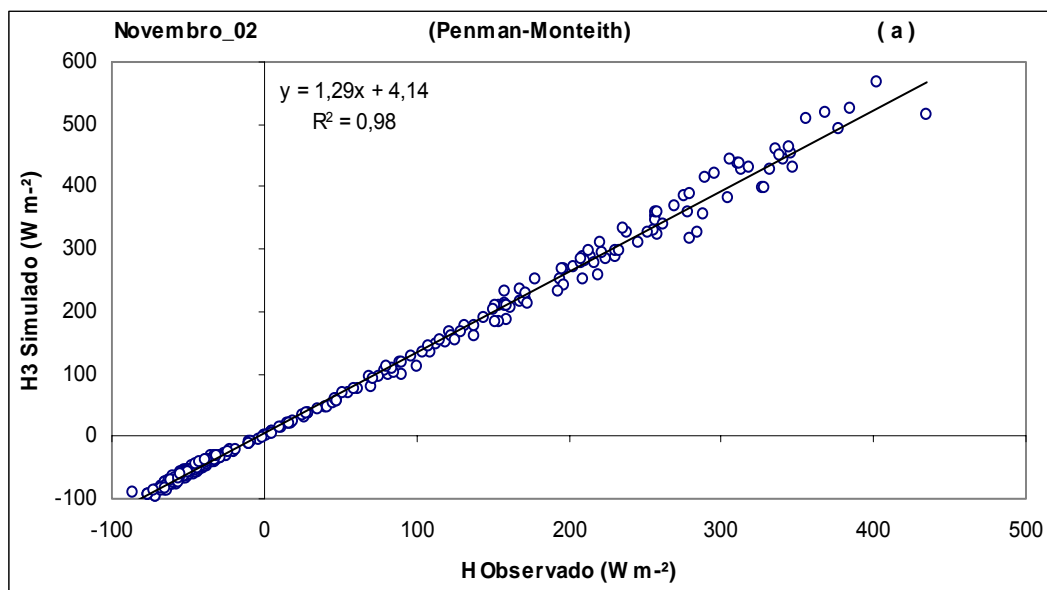


Figura 19(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de novembro de 2002.

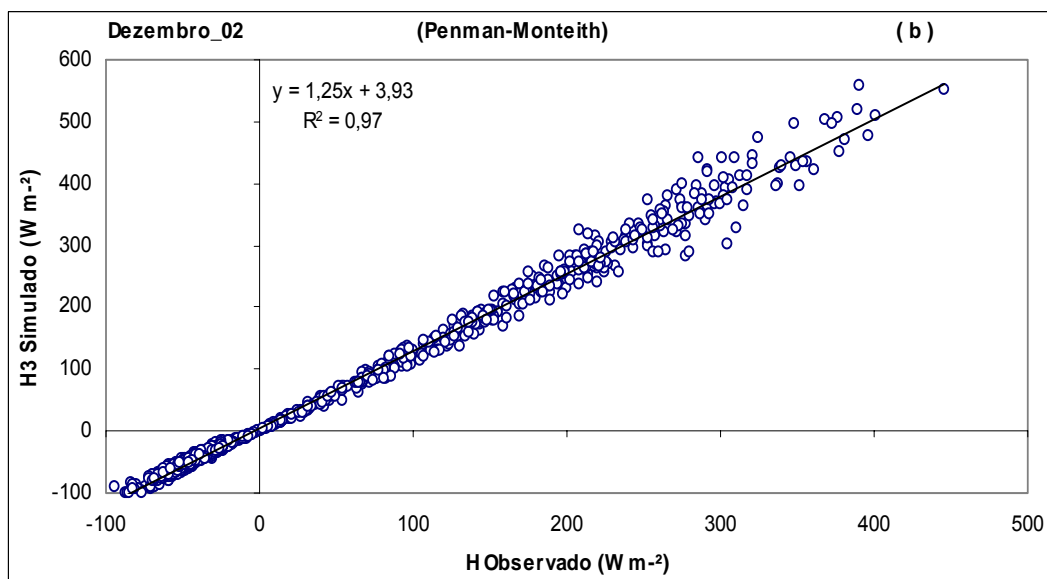


Figura 19(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de dezembro de 2002.

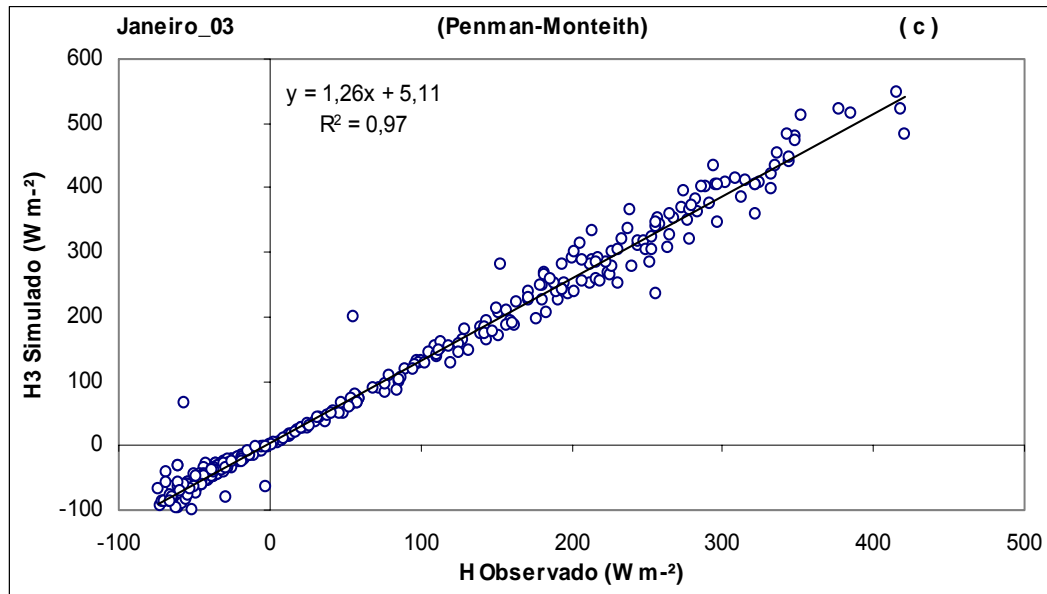


Figura 19(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de janeiro de 2003.

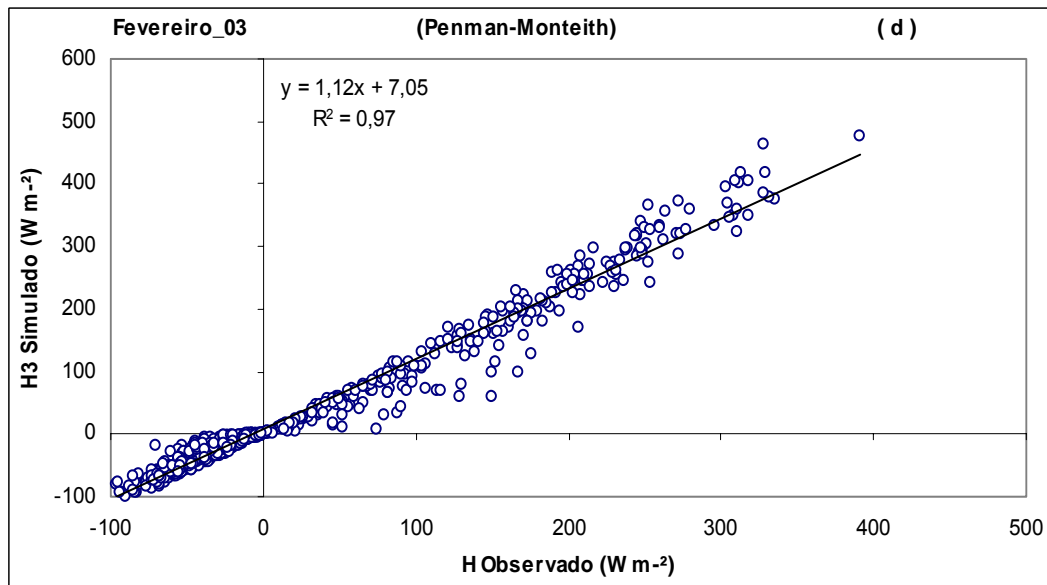


Figura 19(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de fevereiro de 2003.

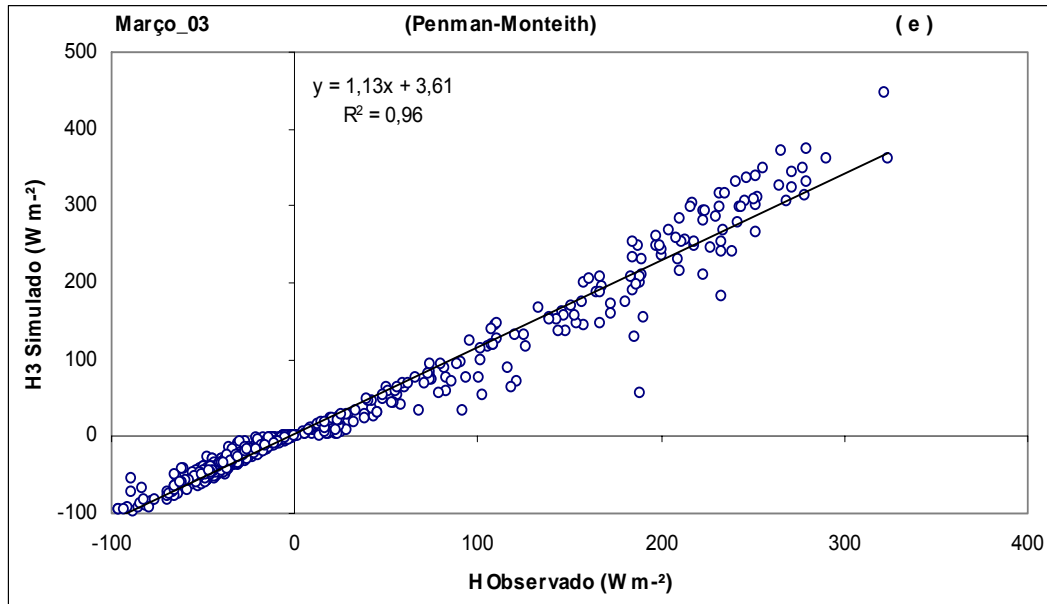


Figura 19(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de março de 2003.

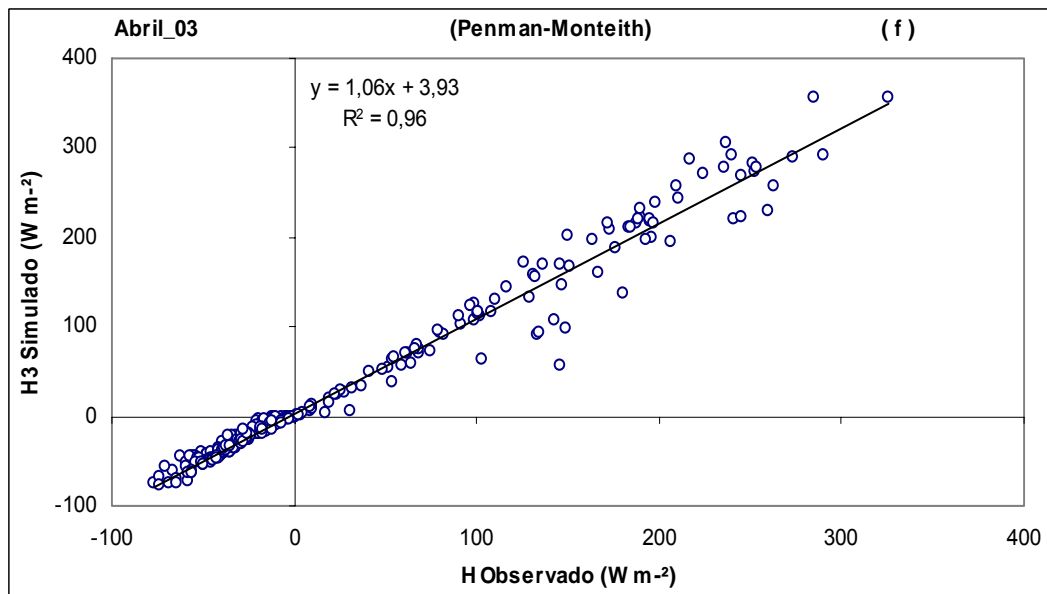


Figura 19(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de abril de 2003.

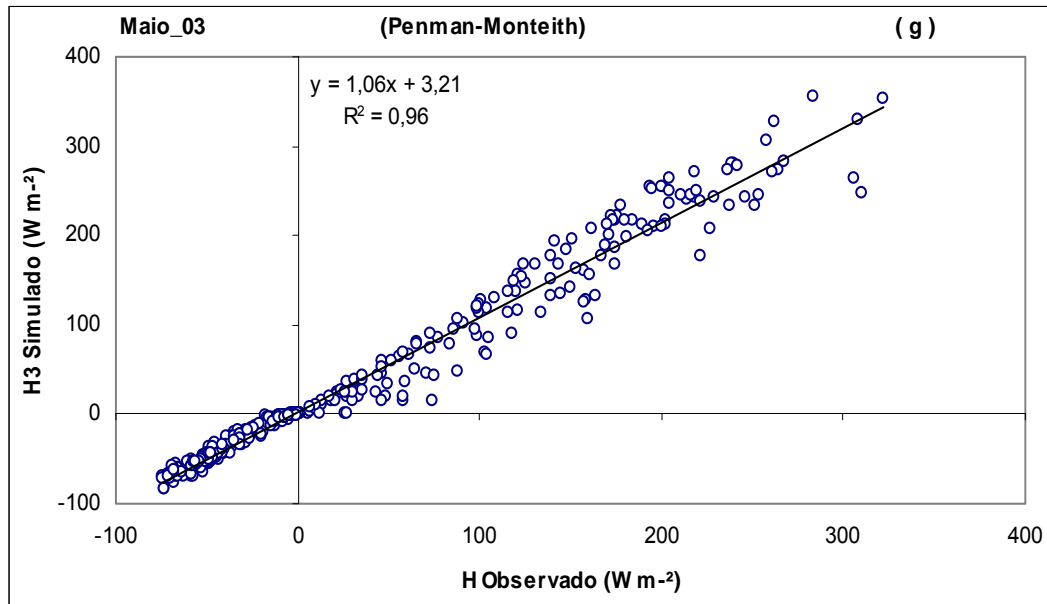


Figura 19(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de maio de 2003.

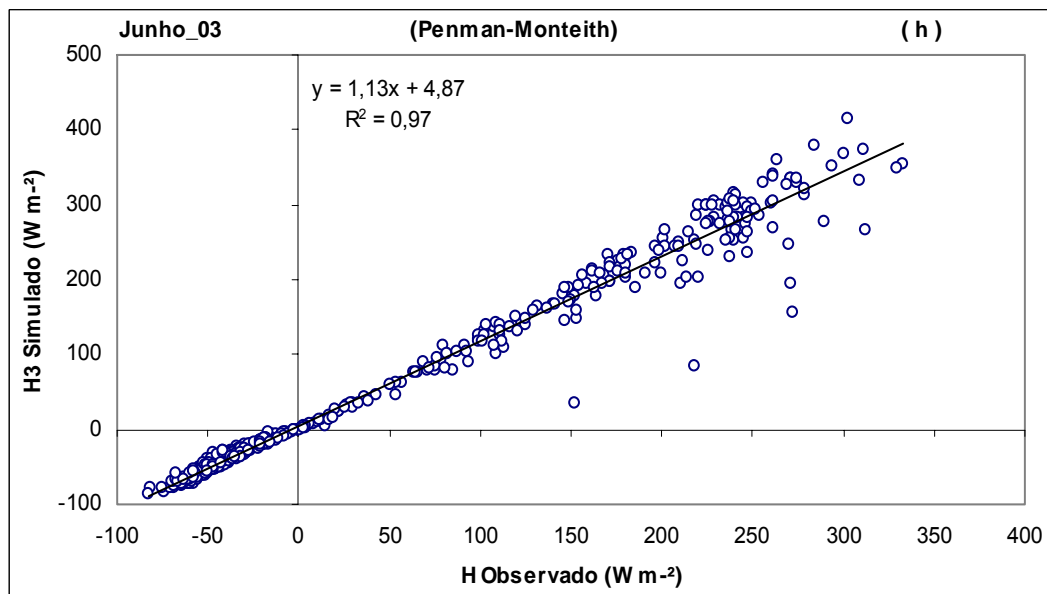


Figura 19(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de junho de 2003.

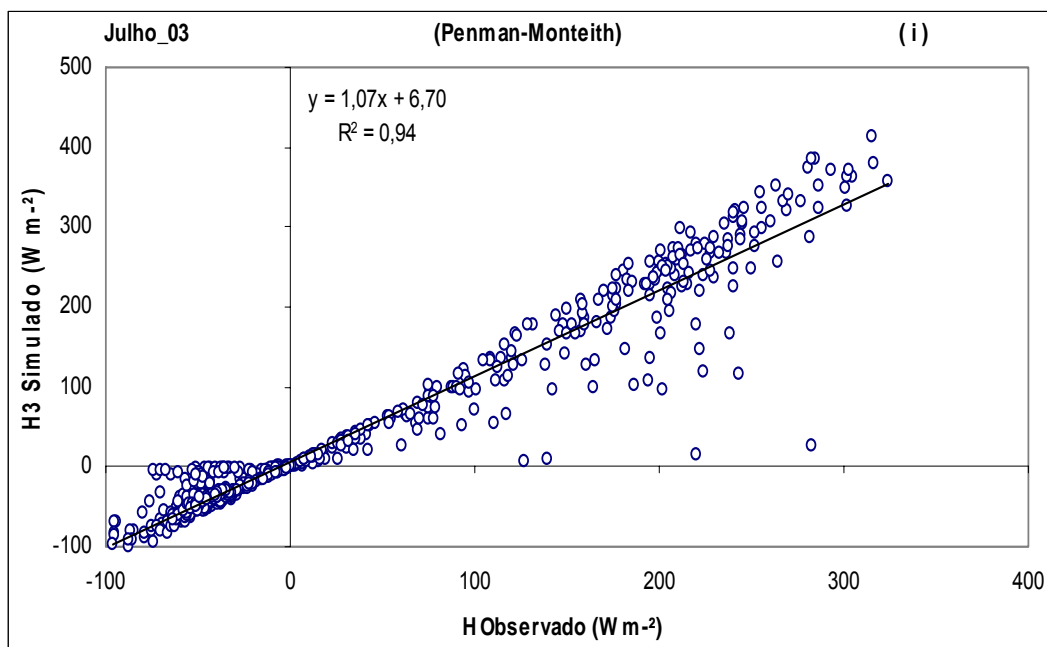


Figura 19(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de julho de 2003.

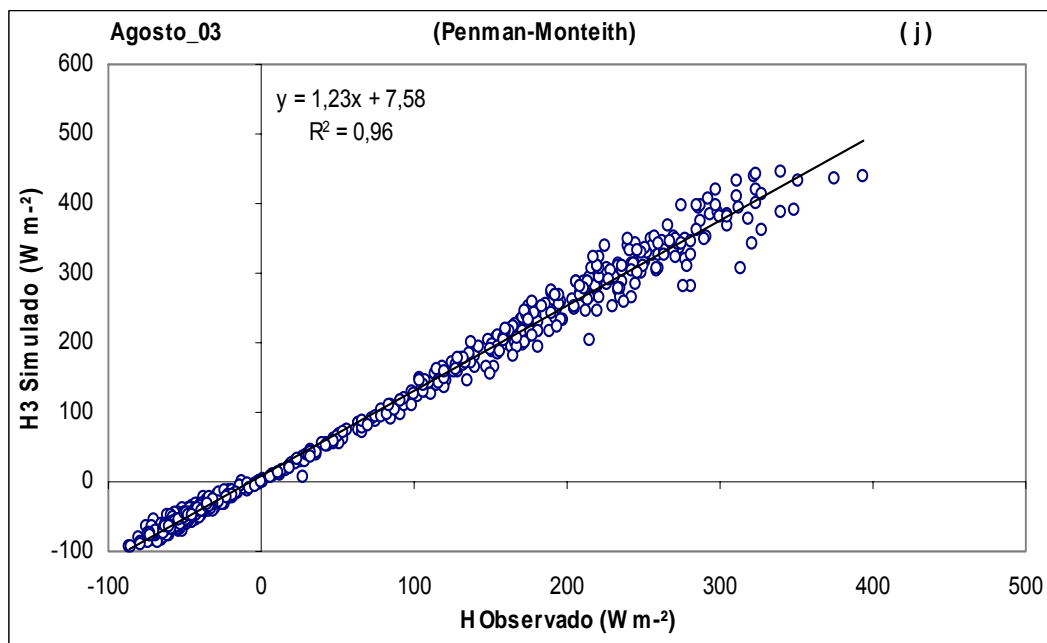


Figura 19(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor sensível, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de agosto de 2003.

Tabela 6 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação horária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	10,54	35,10	-7,33	24,43	16,08	42,58
dez/02	10,82	32,67	-7,53	22,73	14,32	34,98
jan/03	8,85	33,80	-6,16	23,52	16,59	41,72
fev/03	4,10	25,32	-14,44	24,70	8,93	22,23
mar/03	6,41	25,25	-10,41	21,14	6,69	22,93
abr/03	6,49	24,80	-15,14	23,77	12,51	35,26
mai/03	8,17	26,00	-5,69	18,09	5,08	18,08
jun/03	11,62	32,86	-8,09	22,87	10,67	26,99
jul/03	9,79	30,68	-6,82	21,35	9,38	32,20
ago/03	11,20	33,84	-7,79	23,55	17,64	35,91

Tabela 7 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação horária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (95%)	t (99%)	t (calc.)	t (95%)	t (99%)	t (calc.)	t (95%)	t (99%)
nov/02	3,87	1,97	2,59	3,97	1,97	2,59	3,31	1,97	2,59
dez/02	4,51	1,96	2,58	4,12	1,96	2,58	3,88	1,96	2,58
jan/03	4,19	1,96	2,59	3,89	1,96	2,59	3,76	1,97	2,60
fev/03	3,91	1,96	2,58	4,01	1,97	2,59	3,67	1,96	2,58
mar/03	4,19	1,96	2,58	4,25	1,97	2,59	4,02	1,96	2,58
abr/03	3,68	1,97	2,59	3,79	1,98	2,61	3,17	1,97	2,59
mai/03	4,61	1,97	2,59	4,27	1,97	2,59	4,02	1,97	2,59
jun/03	4,35	1,96	2,59	4,12	1,96	2,59	3,87	1,96	2,59
jul/03	4,31	1,96	2,58	4,02	1,96	2,58	3,89	1,96	2,58
ago/03	3,45	1,96	2,58	3,74	1,96	2,58	3,25	1,96	2,58

4.6.2. Simulação do fluxo de calor sensível em base média horária

As estimativas da variação média horária do fluxo de calor sensível e seu valor observado podem ser visualizados nas Figuras 20a a 20j. Os picos máximos de fluxo de calor sensível ocorrem em torno de 12 horas e variam entre $179,44 \text{ W.m}^{-2}$ na época chuvosa (março) e $298,18 \text{ W.m}^{-2}$ na época menos chuvosa (novembro). Durante o período noturno até o início da manhã predominam valores negativos de H, indicando transferência de energia no sentido da atmosfera para a superfície vegetada, e que esta transferência é maior no período menos chuvoso devido a maior demanda de radiação, e tende a reduzir no período chuvoso em que os gradientes térmicos entre superfície vegetada e atmosfera são menores. Na estação menos chuvosa os máximos diurnos de calor sensível tendem a ocorrer em torno de 12 horas. Porém, ao iniciar a estação chuvosa, esses máximos tendem a deslocar-se, passando a ocorrer entre 12 e 14 horas. Essa defasagem horária deve estar associada ao maior desenvolvimento e adensamento de nuvens no período chuvoso, fazendo variar o valor de H (Figuras 20b a 20e).

Os métodos utilizados na estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível no manguezal apresentaram desempenho satisfatório, com destaque para os métodos baseados em Shuttleworth e Bruin-Holtslag que mostraram pequena diferença entre valores observados e simulados em todo período, com coeficiente de determinação r^2 variando entre 0,94 e 0,98. Contudo, de acordo com os resultados apresentados na Tabela 8 dos testes MBE e RMSE, esses métodos fazem ligeira subestimativa do comportamento de H (MBE negativo) e o melhor desempenho é atribuído ao modelo baseado em Shuttleworth que apresentou os menores valores da raiz do erro quadrado médio (RMSE).

O método de Penman-Monteith têm seu melhor desempenho nos meses da estação chuvosa (Figuras 20d a 20i) em que apresenta os menores valores de RMSE, fazendo estimativas muito próximas aos demais métodos e apresenta ligeira superestimativa no ciclo diurno dos meses menos chuvosos, o que é representado pelos valores positivos do teste MBE apresentado na Tabela 8. Para o ciclo noturno, as estimativas dos modelos são muito próximas do valor observado e praticamente não há defasagem de valores de H que possa ser considerada significativa entre os modelos.

De acordo com a Tabela 9 o método de Shuttleworth é o que apresenta melhor significância estatística ao nível de confiança de 99%. Os métodos de Bruin-Holtslag e Penman-Monteith apresentam nível de significância variando entre 95% e 99%, contudo o método de Bruin-Holtslag apresenta maior significância estatística em relação ao método de Penman-Monteith para variação média horário do fluxo de calor sensível.

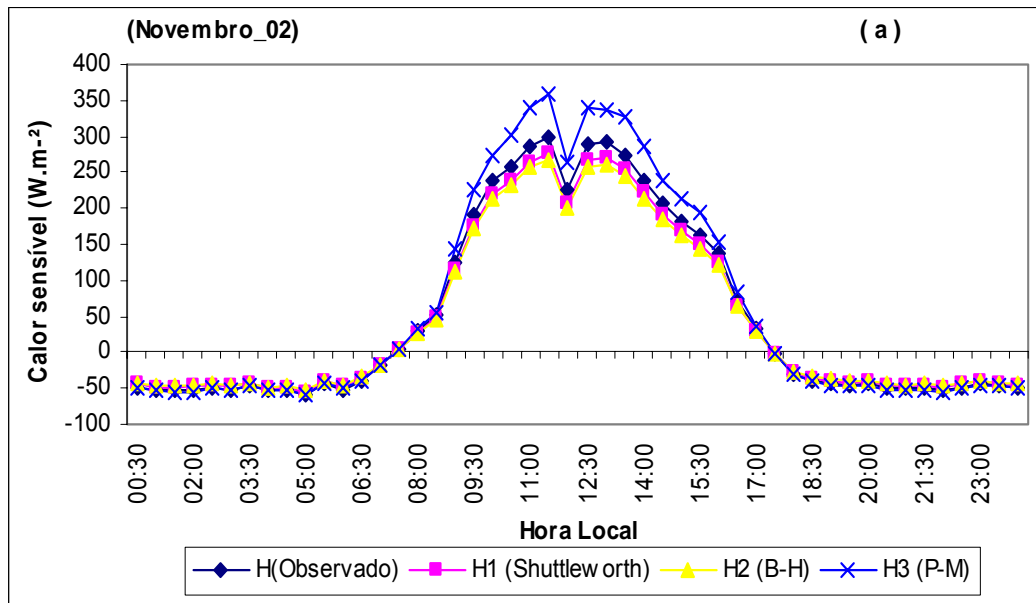


Figura 20(a) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de novembro de 2002.

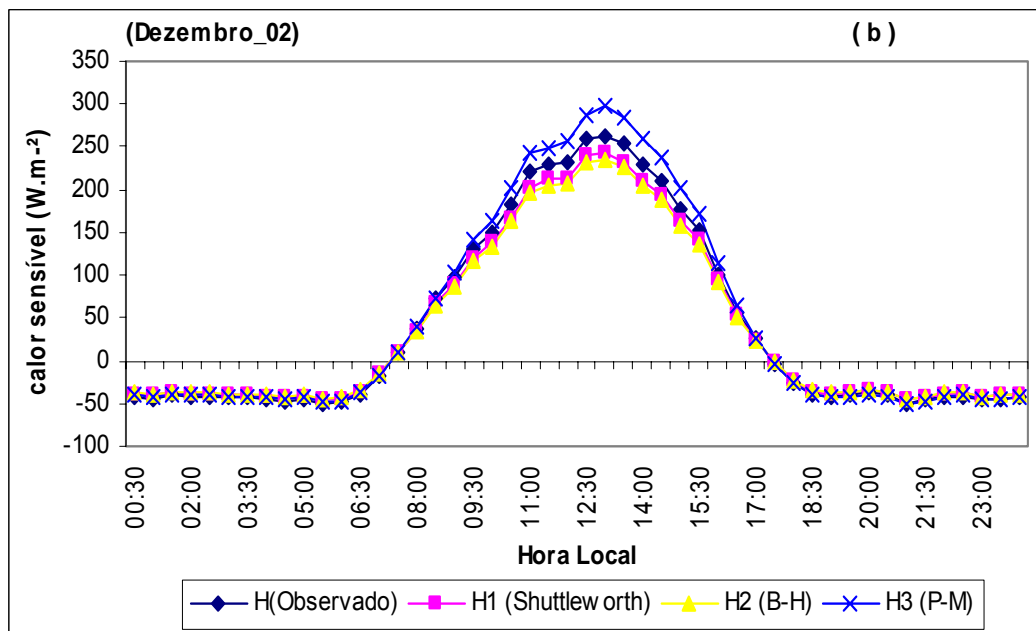


Figura 20(b) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de dezembro de 2002.

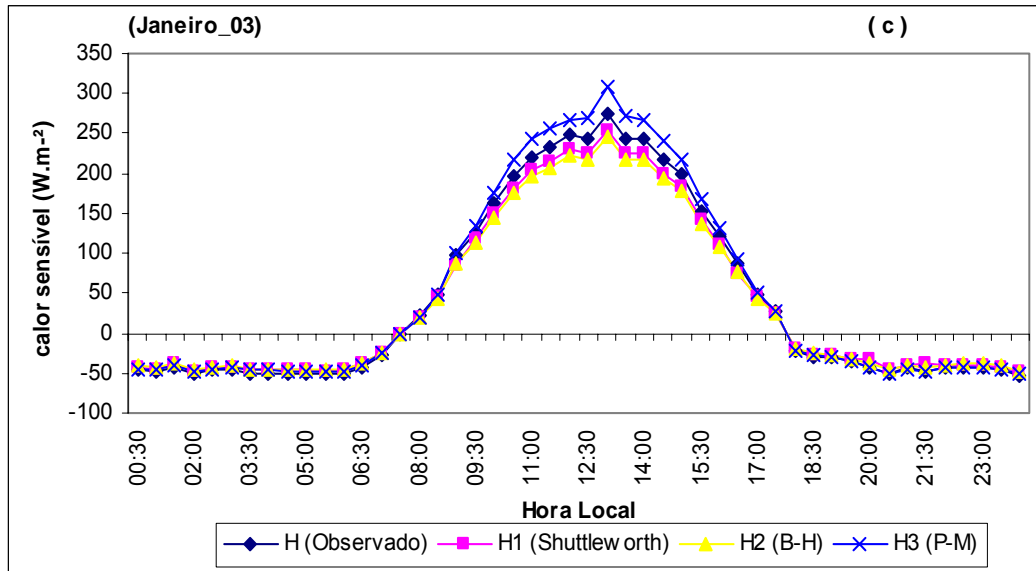


Figura 20(c) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de janeiro de 2003.

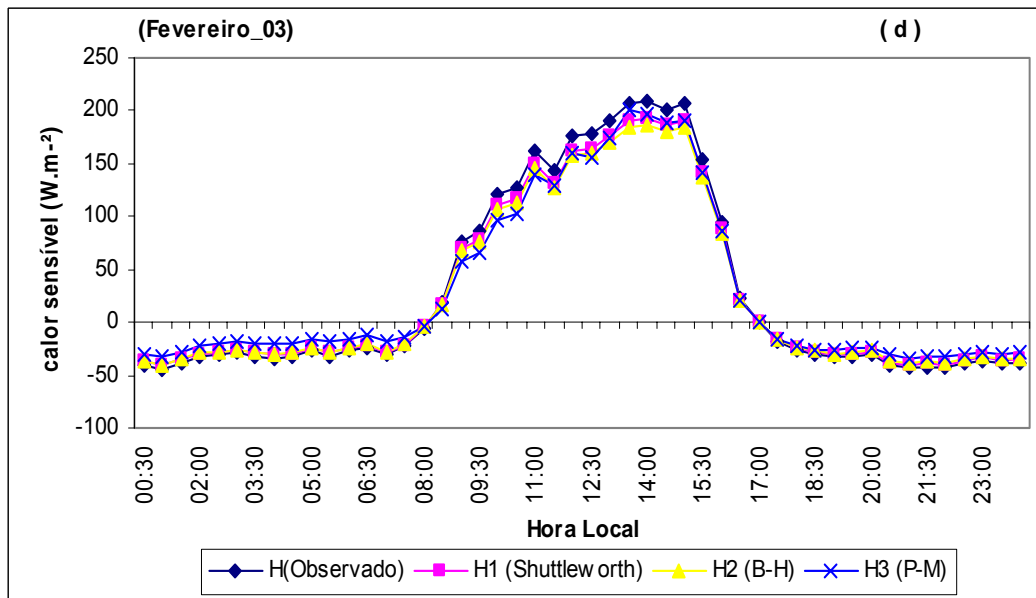


Figura 20(d) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de fevereiro de 2003.

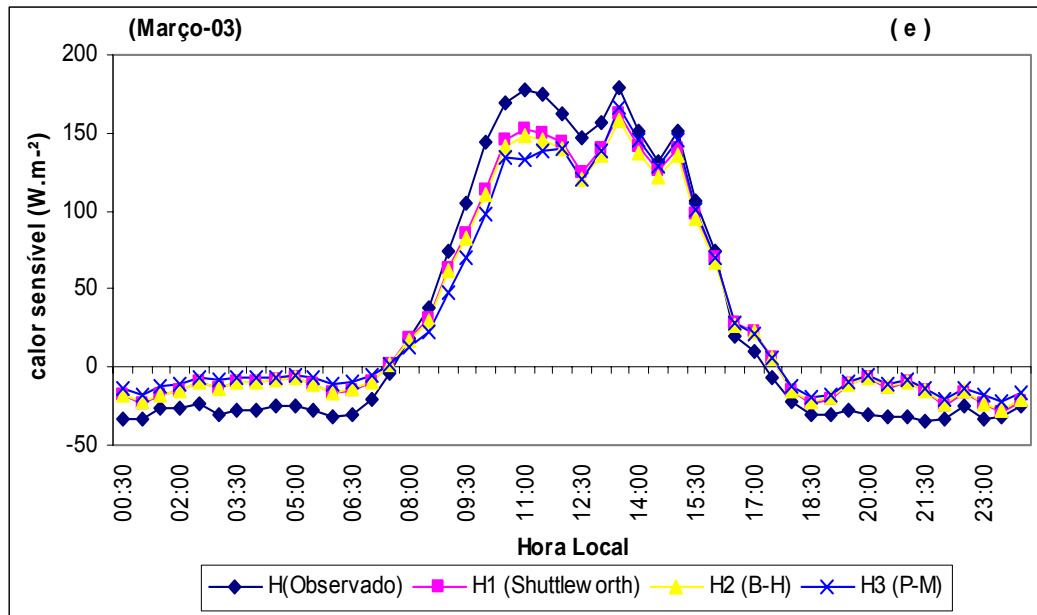


Figura 20(e) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de março de 2003.

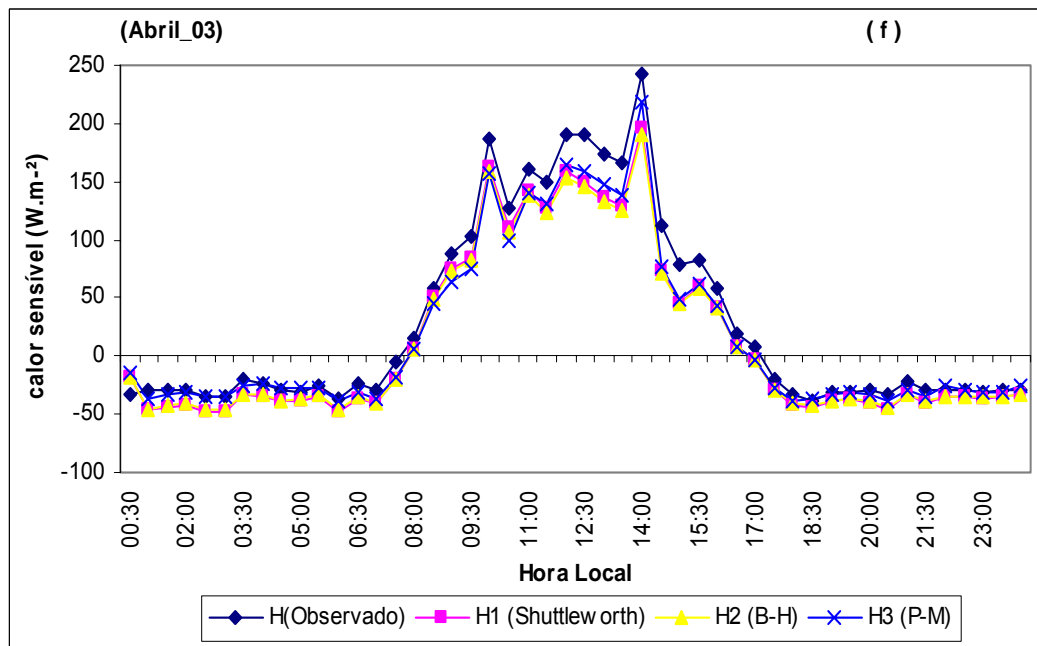


Figura 20(f) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de abril de 2003.

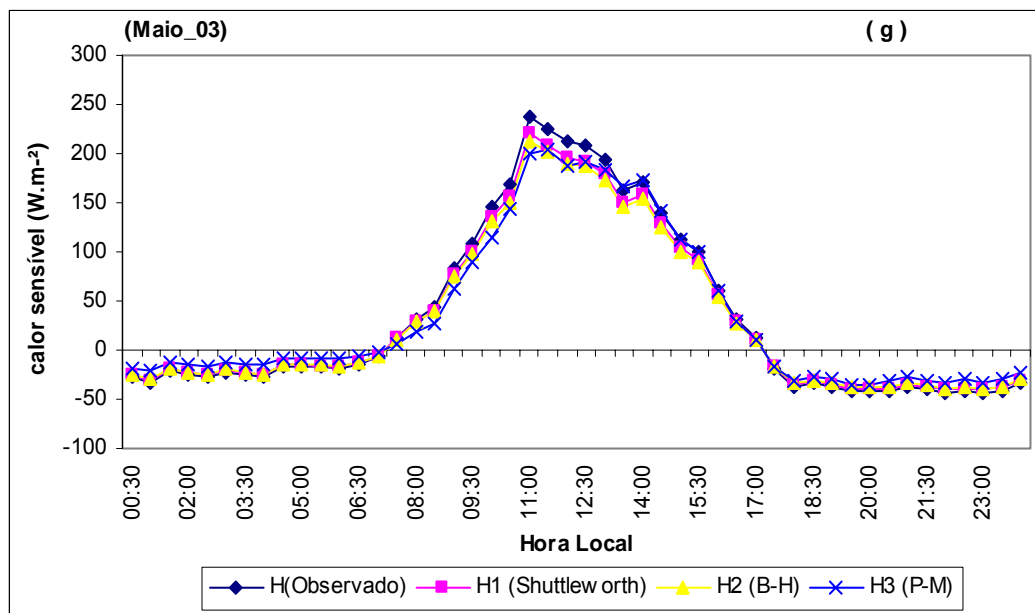


Figura 20(g) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de maio de 2003.

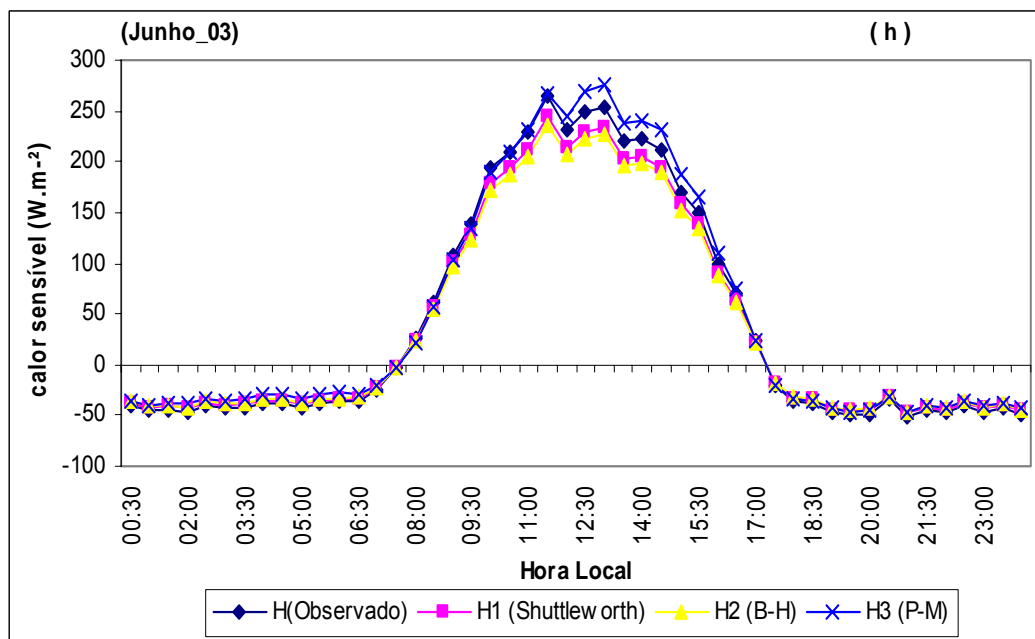


Figura 20(h) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de junho de 2003.

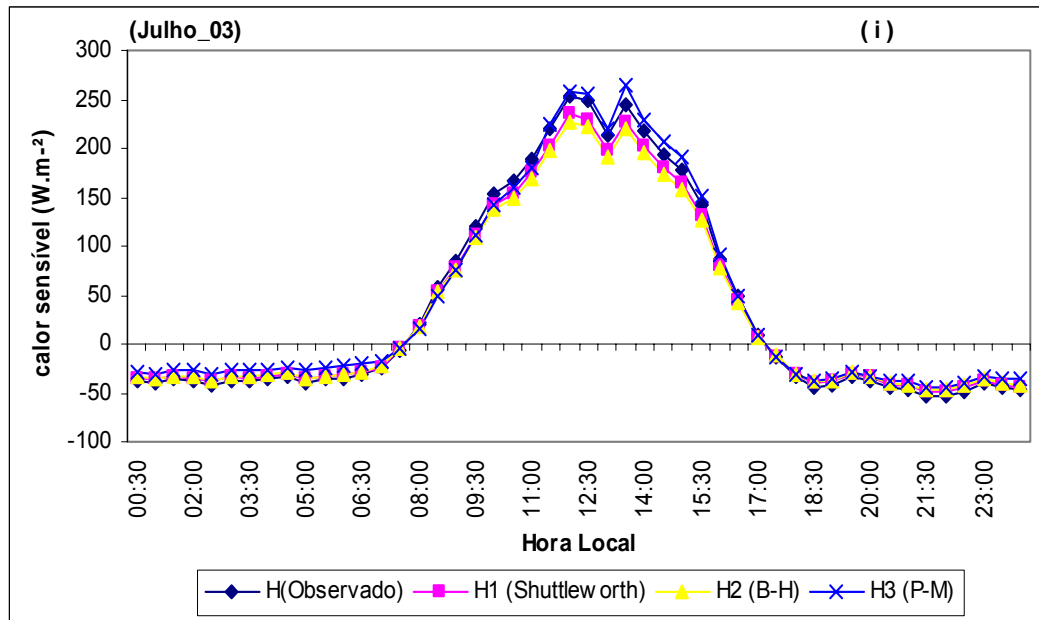


Figura 20(i) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de julho de 2003.

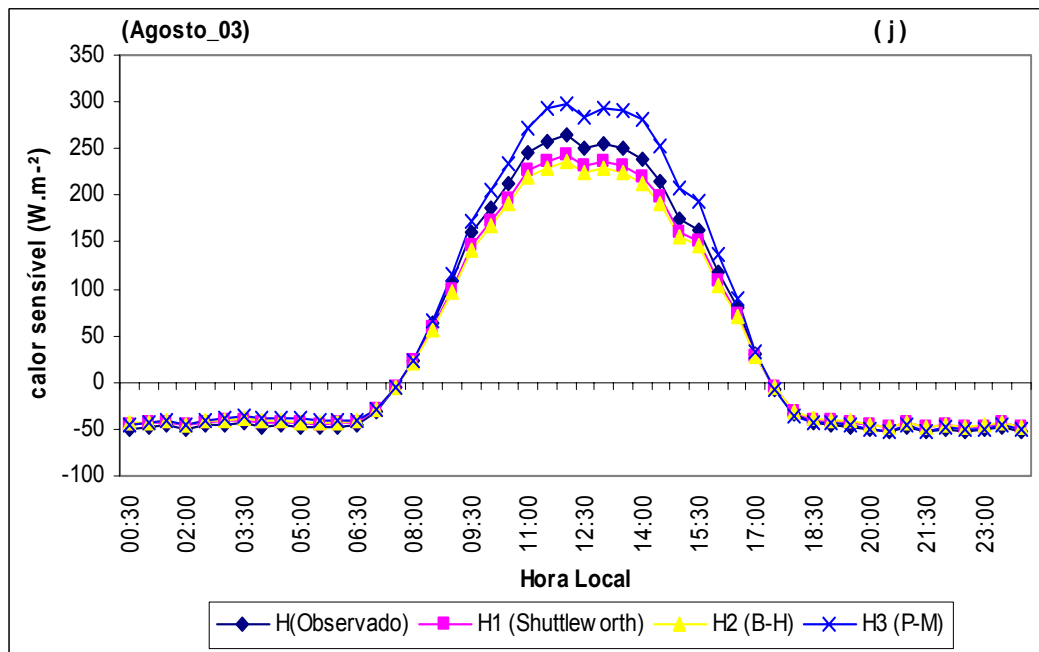


Figura 20(j) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de agosto de 2003.

Tabela 8 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação média horária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	-3,75	10,52	-5,14	14,39	11,87	23,16
dez/02	-3,15	9,03	-4,31	12,36	7,19	12,98
jan/03	-3,28	9,32	-4,48	12,75	6,80	11,59
fev/03	-2,25	7,27	-3,07	9,95	0,61	12,36
mar/03	3,11	15,10	2,12	16,72	3,18	20,17
abr/03	-5,04	18,68	-5,46	20,12	-3,14	15,65
mai/03	-2,61	7,35	-3,58	10,06	0,38	13,42
jun/03	-3,17	9,16	-4,33	12,54	6,36	9,11
jul/03	-2,82	8,50	-3,86	11,64	5,71	9,02
ago/03	-3,24	9,64	-4,44	13,20	11,43	17,61

Tabela 9 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação média horária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (95%)	t (99%)	t (calc.)	t (95%)	t (99%)	t (calc.)	t (95%)	t (99%)
nov/02	2,82	2,01	2,68	2,63	2,01	2,68	2,57	2,01	2,68
dez/02	2,85	2,01	2,68	2,57	2,01	2,68	2,56	2,01	2,68
jan/03	2,77	2,01	2,68	2,53	2,01	2,68	2,97	2,01	2,68
fev/03	2,83	2,01	2,68	2,73	2,01	2,68	2,69	2,01	2,68
mar/03	2,45	2,01	2,68	2,28	2,01	2,68	2,10	2,01	2,68
abr/03	2,81	2,01	2,68	2,77	2,01	2,68	2,97	2,01	2,68
mai/03	2,91	2,01	2,68	2,61	2,01	2,68	2,19	2,01	2,68
jun/03	2,52	2,01	2,68	2,55	2,01	2,68	2,88	2,01	2,68
jul/03	2,81	2,01	2,68	2,43	2,01	2,68	2,70	2,01	2,68
ago/03	2,89	2,01	2,68	2,47	2,01	2,68	2,09	2,01	2,68

4.6.3. Simulação do fluxo de calor sensível em base diária

As estimativas médias diárias do fluxo de calor sensível e seu valor observado estão ilustrados nas Figuras 21a a 21j e correspondem ao período de novembro de 2002 a agosto de 2003.

As flutuações do fluxo de calor sensível apresentam uma tendência crescente no período menos chuvoso, devido a maior disponibilidade da radiação solar, e decrescente na época chuvosa. Os fluxos médios diários de calor sensível são predominantemente positivos, indicando transferência de calor no sentido da superfície para a atmosfera. Os dias que aparecem negativos ocorrem devido à ausência de dados no ciclo diurno e a simulação é feita apenas com dados noturnos. Daí o aparecimento de valores negativos para variação média diária do fluxo de calor sensível em determinados dias.

As análises de erro obtidas pelos testes MBE e RMSE (Tabela 10), confirmam que os três métodos utilizados na estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível podem ser considerados satisfatórios, o que resultou em baixos valores de MBE e RMSE. Os métodos propostos por Shuttleworth e Bruin-Holtslag apresentam ligeira subestimativa em todos os meses analisados, com valores negativos de MBE e resultados muito semelhantes entre si e próximos do valor medido no manguezal.

O método de Penman-Monteith difere um pouco dos dois, porém com simulações também muito próximas do valor observado. Este método apresenta ligeira superestimativa no período menos chuvoso e meses de transição para o período chuvoso e ligeira subestimativa no período chuvoso como pode ser constatado na Tabela 10 em que MBE é positivo para os meses de novembro, dezembro e janeiro e negativo entre os meses de fevereiro a agosto. Contudo, a utilização de qualquer dos métodos pode ser recomendada para estimar valores médios diários de fluxo de calor sensível no manguezal.

O teste de significância estatística apresentado na Tabela 11 confirma os resultados das análises de regressão linear em que a maior significância estatística é conferida ao método de Shuttleworth, seguido do método de Bruin-Holtslag que apresentam significância estatística variando entre 95% e 99%. O método de Penman-Monteith apresenta menor significância estatística em relação aos demais métodos principalmente nos meses menos chuvosos. Contudo, todos os métodos apresentam significância estatística acima de 95%, confirmando a aplicabilidade desses métodos na estimativa do fluxo de calor sensível em ecossistema de manguezal.

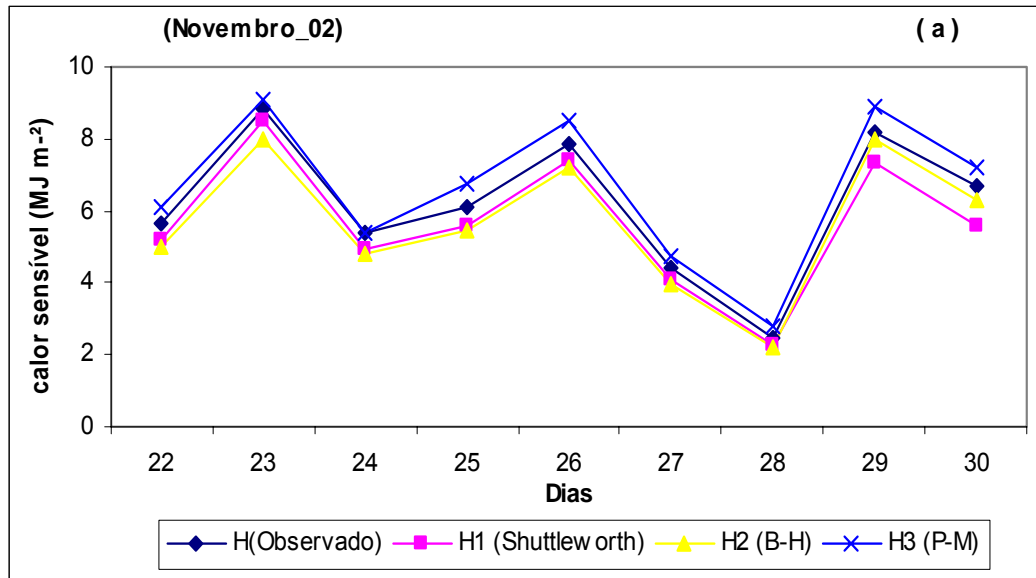


Figura 21(a) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de novembro de 2002.

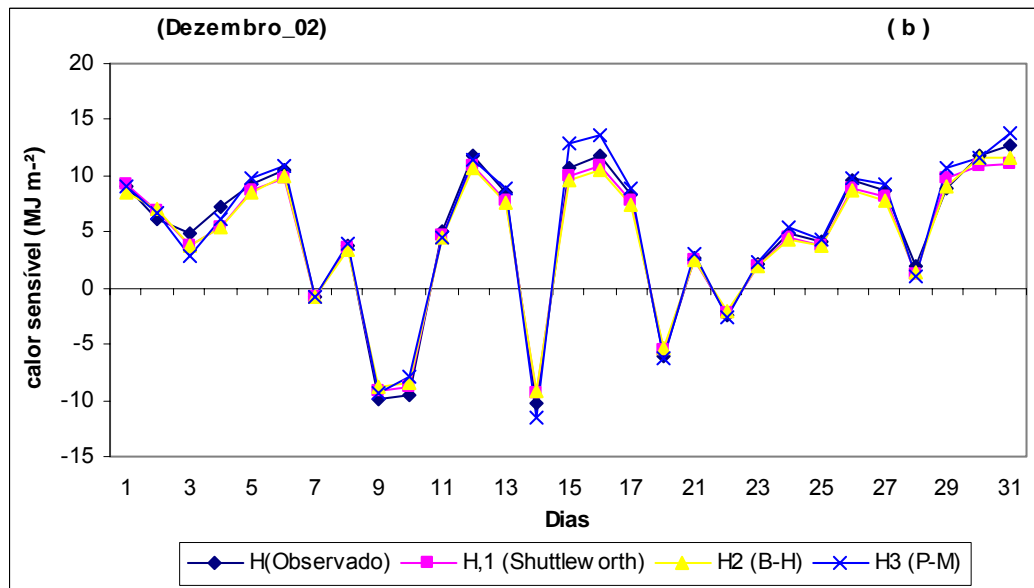


Figura 21(b) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de dezembro de 2002.

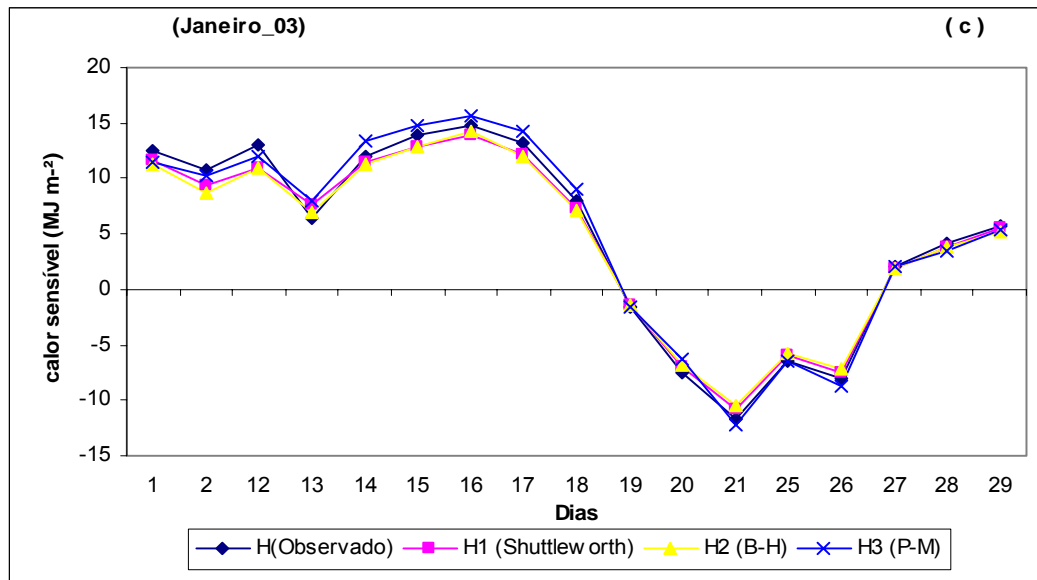


Figura 21(c) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de janeiro de 2003.

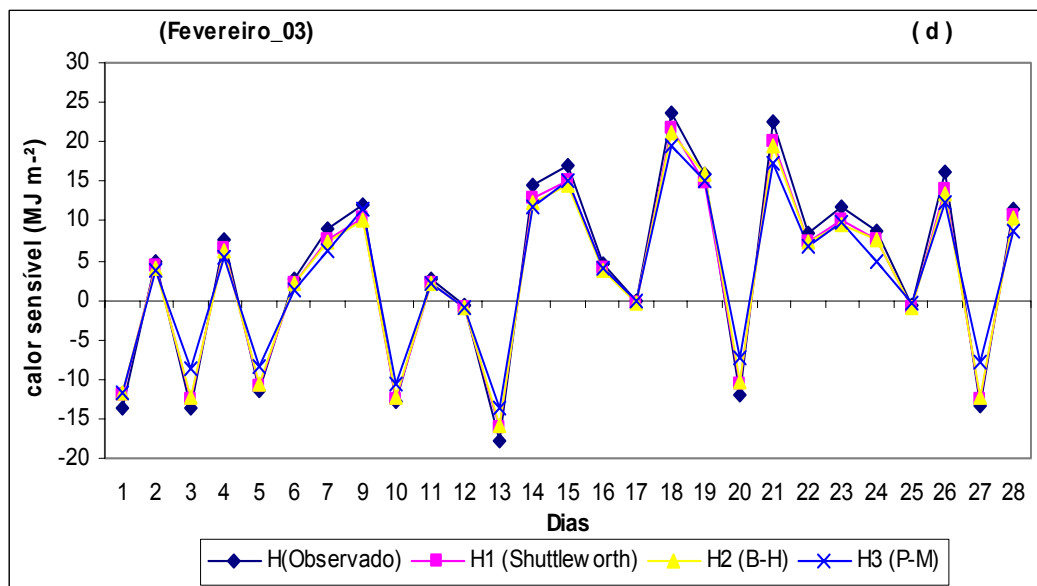


Figura 21(d) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de fevereiro de 2003.

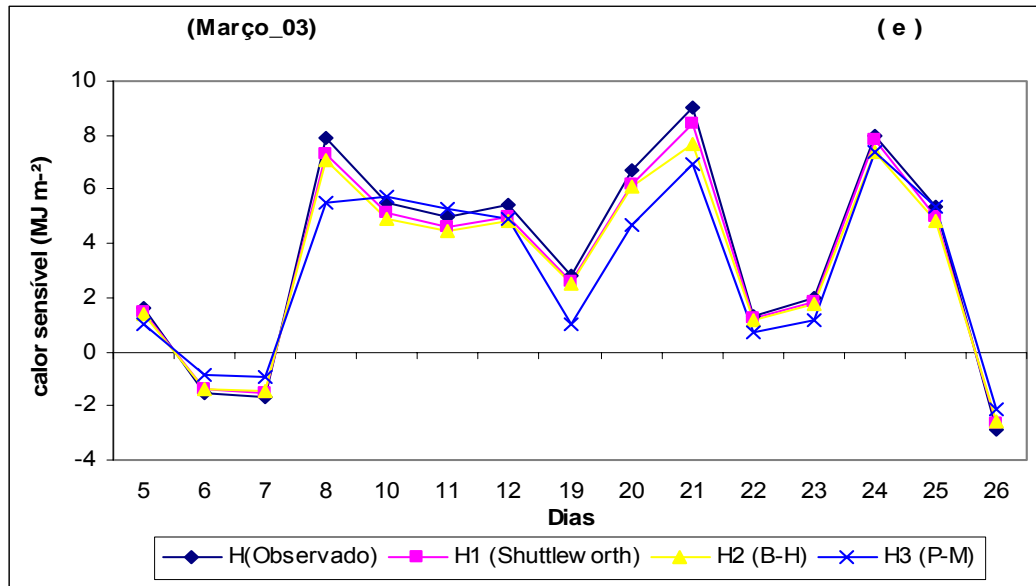


Figura 21(e) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de março de 2003.

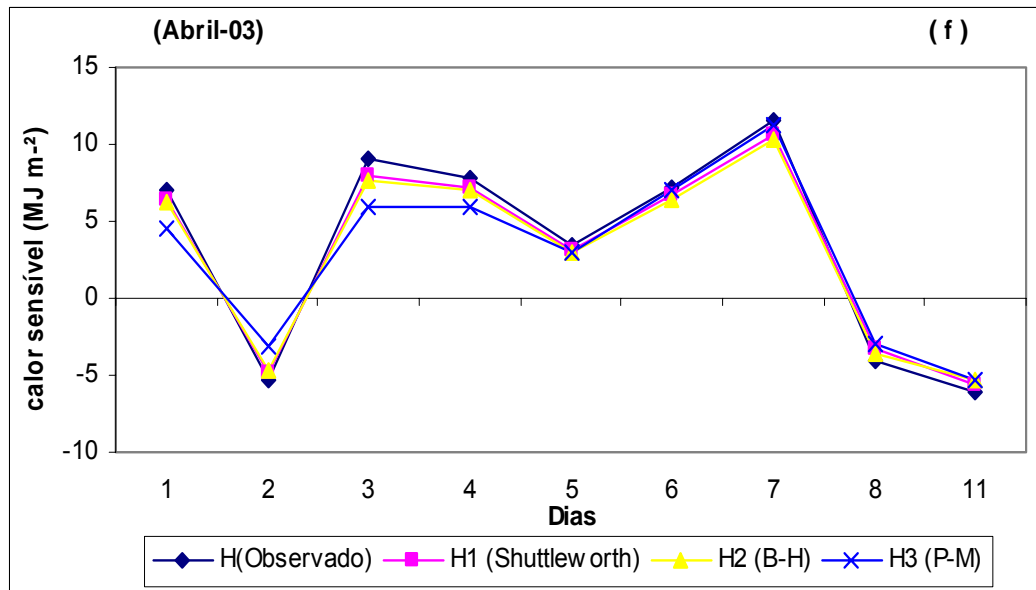


Figura 21(f) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de abril de 2003.

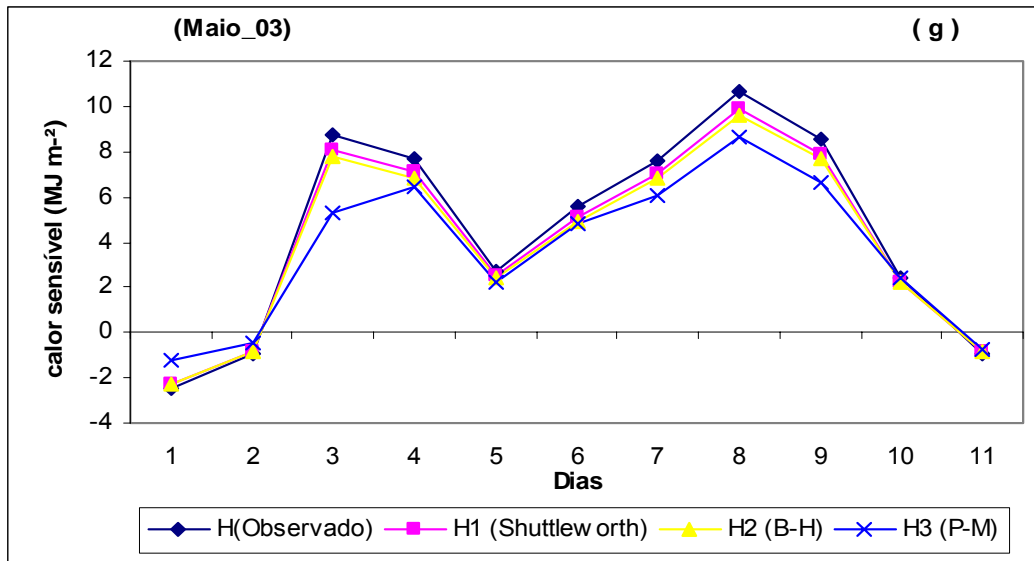


Figura 21(g) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de maio de 2003.

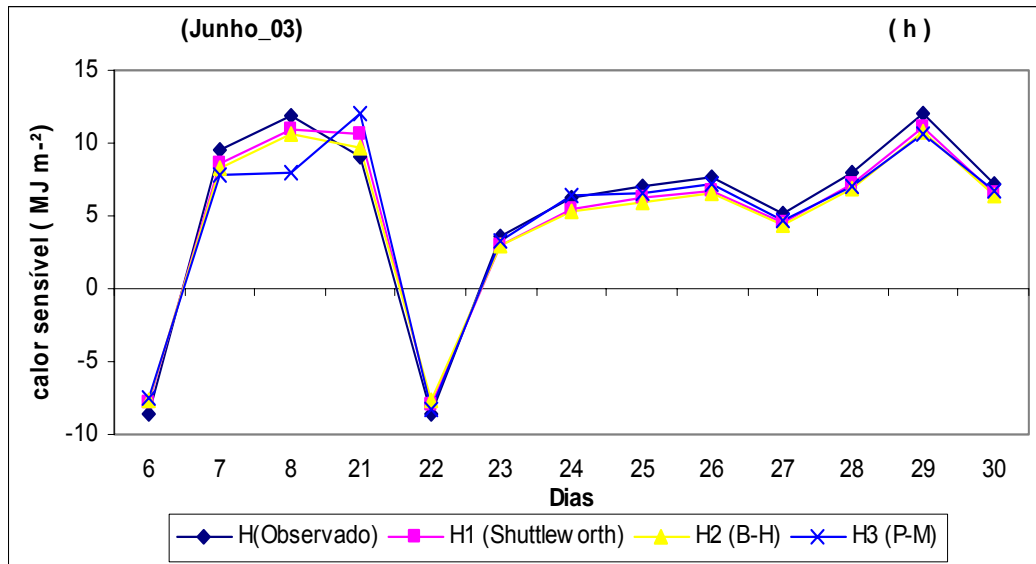


Figura 21(h) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de junho de 2003.

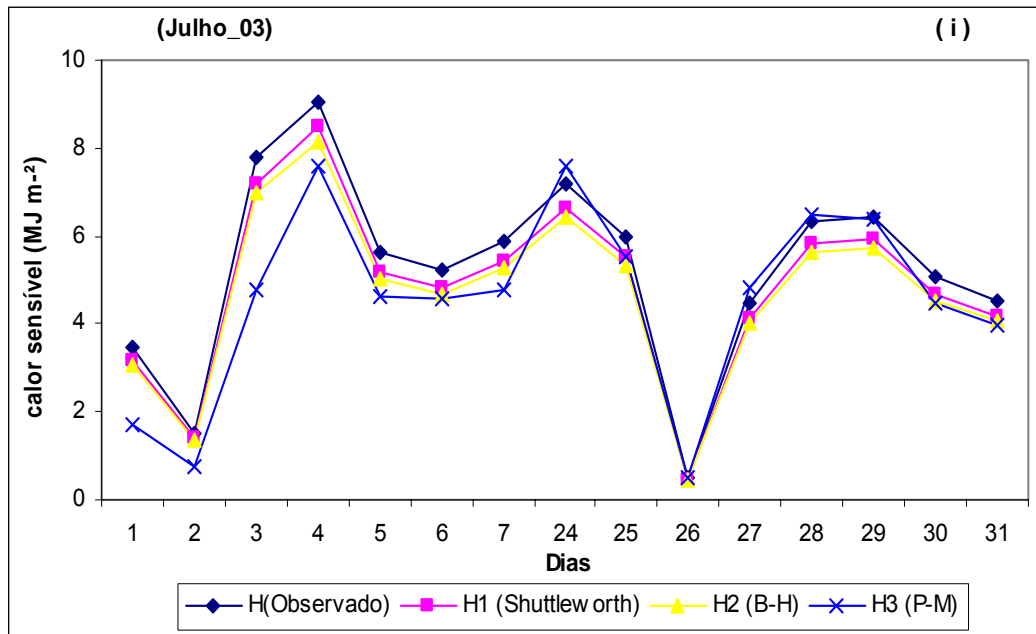


Figura 21(i) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de julho de 2003.

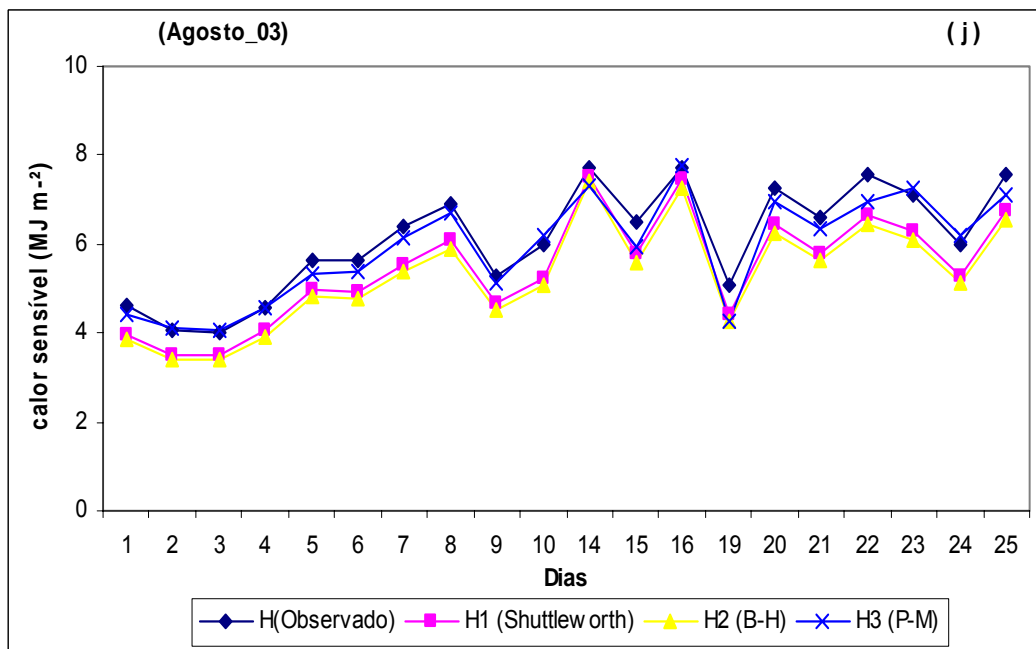


Figura 21(j) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor sensível, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (H1), Bruin-Holtslag (H2) e Penman-Monteith (H3) para o mês de janeiro de 2003.

Tabela 10 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	-2,70	3,36	-3,69	4,60	3,10	4,43
dez/02	-2,03	3,28	-2,77	4,48	1,50	3,59
jan/03	-1,77	3,29	-2,42	4,51	2,01	3,86
fev/03	-1,78	3,85	-2,07	4,79	-1,75	4,24
mar/03	-1,60	2,30	-2,18	3,15	-3,85	7,71
abr/03	-1,00	1,45	-1,37	1,93	-1,36	1,93
mai/03	-1,79	2,51	-2,45	3,44	-4,96	8,82
jun/03	-4,21	6,27	-5,41	8,30	-4,39	8,08
jul/03	-2,52	3,41	-3,45	4,66	-5,82	8,63
ago/03	-3,19	6,32	-3,37	6,52	-1,65	2,58

Tabela 11 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária do fluxo de calor sensível simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (95%)	t (99%)	t (calc.)	t (95%)	t (99%)	t (calc.)	t (95%)	t (99%)
nov/02	3,82	2,31	3,36	3,81	2,31	3,36	2,77	2,31	3,36
dez/02	4,17	2,05	2,76	4,17	2,05	2,76	2,43	2,05	2,76
jan/03	2,55	2,12	2,92	2,54	2,12	2,92	2,44	2,12	2,92
fev/03	2,66	2,06	2,78	2,44	2,06	2,78	2,32	2,06	2,78
mar/03	3,59	2,14	2,98	3,58	2,14	2,98	2,16	2,14	2,98
abr/03	2,69	2,31	3,36	2,85	2,31	3,36	2,81	2,31	3,36
mai/03	3,21	2,23	3,17	3,20	2,23	3,17	2,15	2,23	3,17
jun/03	3,15	2,18	3,05	2,98	2,18	3,05	2,24	2,18	3,05
jul/03	4,12	2,14	2,98	4,10	2,14	2,98	3,42	2,14	2,98
ago/03	2,55	2,09	2,86	2,63	2,09	2,86	3,63	2,09	2,86

4.7. Fluxo de calor latente (LE)

4.7.1. Simulação do fluxo de calor latente em base horária

De uma forma geral, os modelos apresentam um menor desempenho nas simulações dos fluxos de LE (Figuras 22 a 24) quando comparado com as simulações para H. Este resultado pode estar relacionado aos parâmetros utilizados no cálculo de LE, indicando a necessidade de melhor ajuste, principalmente os parâmetros responsáveis pelo controle estomático e conseqüentemente pela transpiração. Na parametrização da resistência estomática, os erros podem ser decorrentes da não consideração de todos os processos biológicos e fatores ambientais que controlam os mecanismos fisiológicos, tais como sombreamento, déficit de pressão de vapor, potencial hídrico foliar, umidade do solo e concentração de CO₂, que têm reflexos na condutância estomática, ou seja, este conjunto de fatores inter-relacionados influencia na resposta fisiológica da planta e conseqüentemente na transpiração. Contudo, as simulações representam valores 70 a 80% daqueles observados (Figuras 25 a 27), o que confere aos modelos razoável concordância entre dados observados e estimados. Os resultados observados na forma gráfica e análise de regressão linear estão de acordo com os valores de MBE e RMSE apresentados na Tabela 12, em que a principal característica observada no modelo baseado em Shuttleworth é a superestimativa dos dados tanto no ciclo diurno como noturno em praticamente todo período estudado, o que resultou em valores positivos de MBE. O modelo baseado em Bruin-Holtslag, apresenta como característica a subestimativa dos dados no ciclo diurno em todos os meses (MBE negativo), porém simula satisfatoriamente durante o período noturno. O método de Penman-Monteith é o que apresenta melhor desempenho, uma vez que apresenta menos diferença entre valores observados e simulados, o que é constatado pelos menores valores de MBE e RMSE observados na maioria dos meses avaliados, podendo ser considerado como o mais apropriado para simulação de LE no manguezal. O melhor desempenho observado no método de Penman-Monteith se deve principalmente à consideração de informações sobre o potencial hídrico foliar e déficit de pressão de vapor, uma vez que a abertura estomatal é em grande parte controlada pela turgescência e o movimento de água é governado pelo gradiente de potencial hídrico entre a superfície vegetada e a atmosfera. Um potencial hídrico baixo induz ao fechamento estomatal, o que reduz a condutância foliar e inibe a transpiração. O teste “t” utilizado nas análises estatísticas indicou uma significância estatística no nível de 95% nas estimativas com os modelos de Bruin-Holtslag e Penman-Monteith, e o modelo de Shuttleworth não apresentou significância estatística ao nível de 95% (Tabela 13).

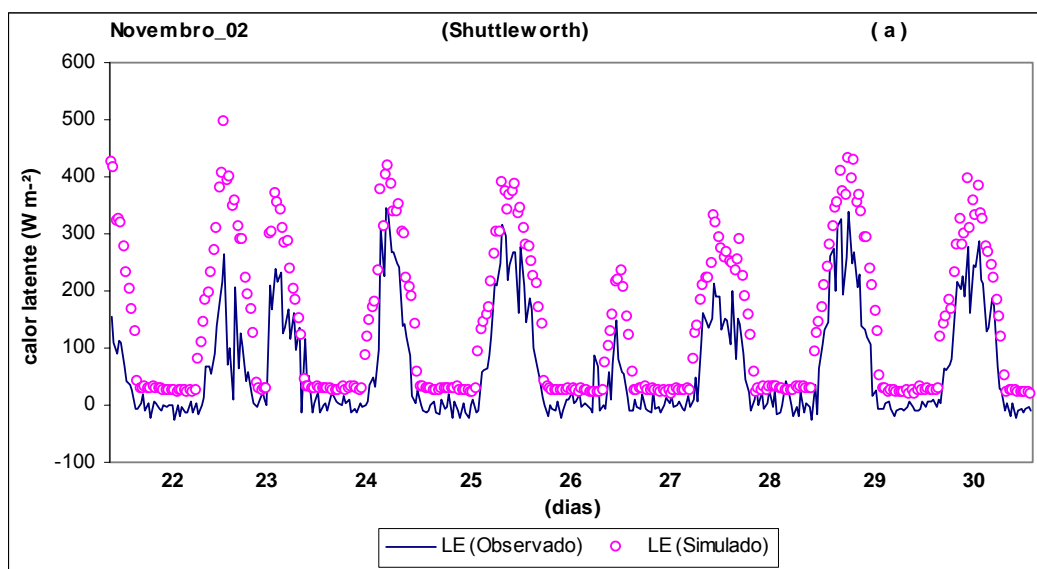


Figura 22(a) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de novembro de 2002.

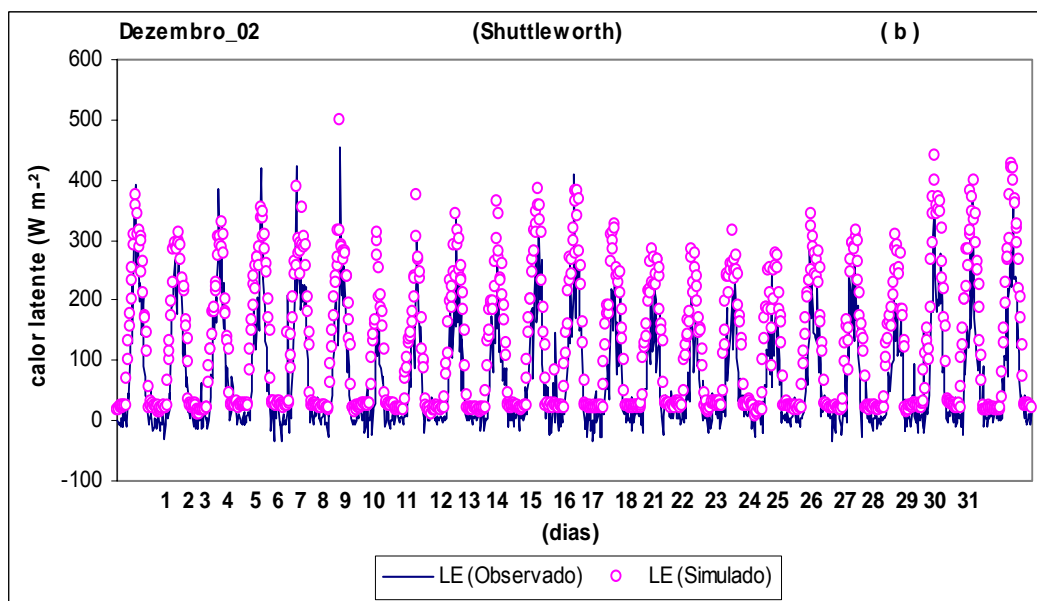


Figura 22(b) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de dezembro de 2002.

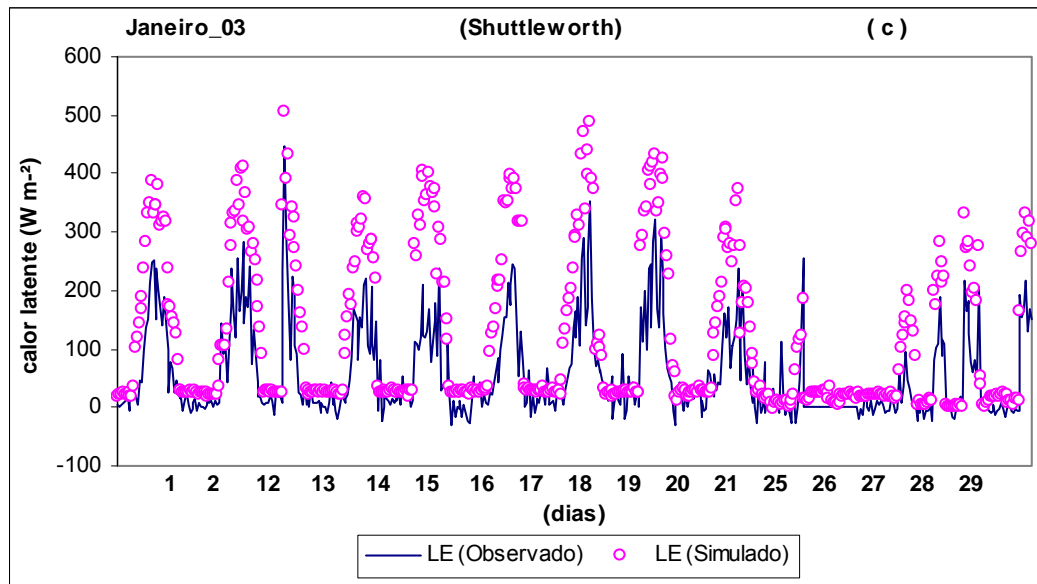


Figura 22(c) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de janeiro de 2003.

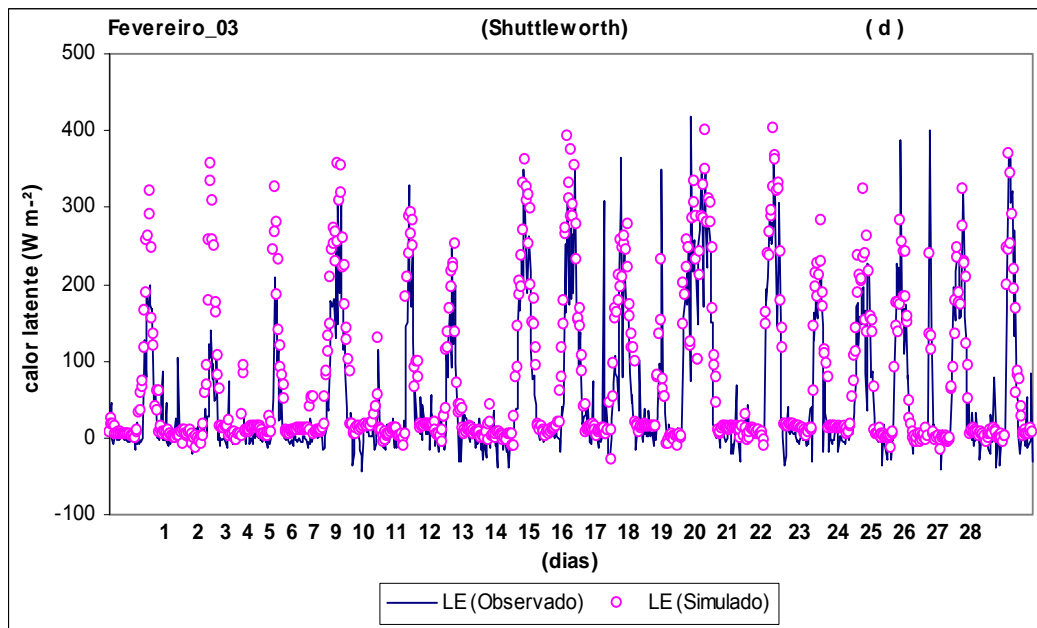


Figura 22(d) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de fevereiro de 2003.

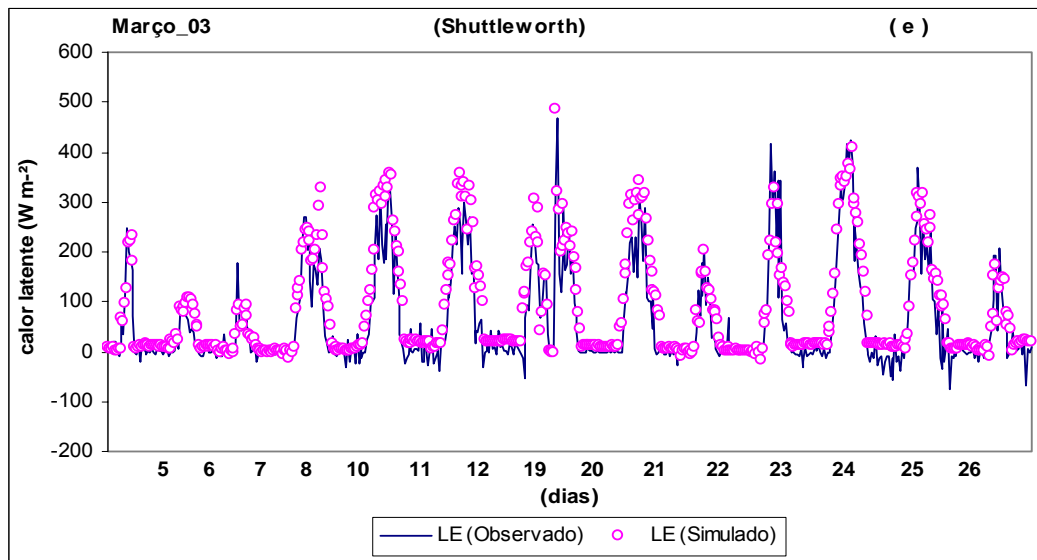


Figura 22(e) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de março de 2003.

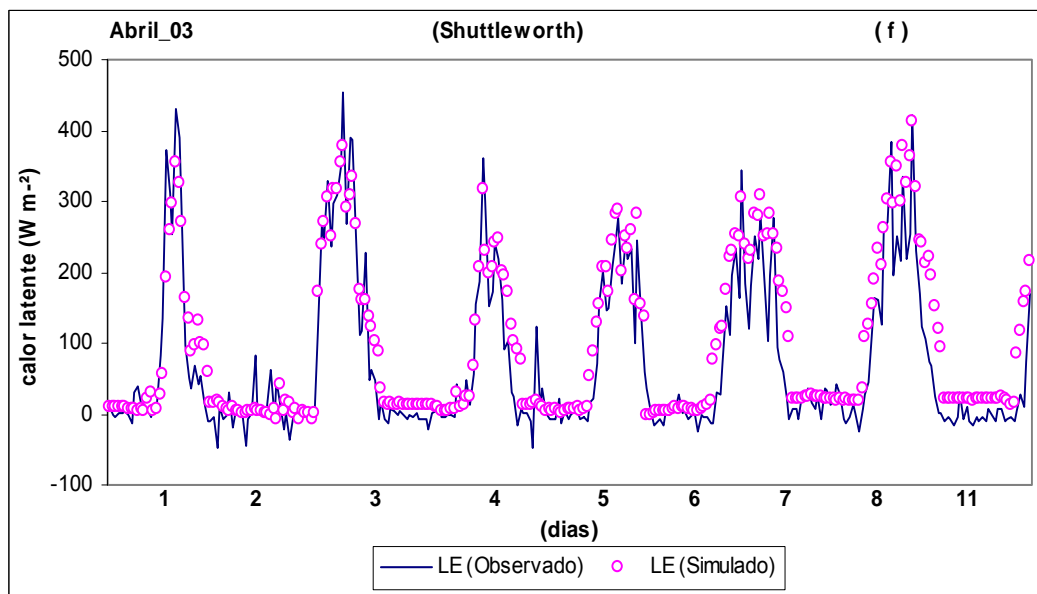


Figura 22(f) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de abril de 2003.

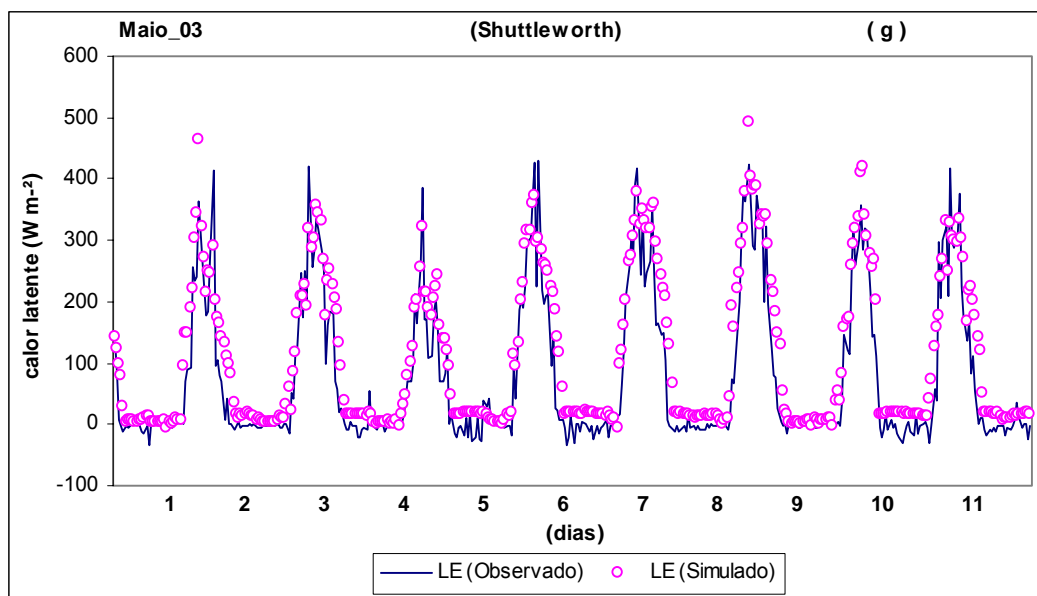


Figura 22(g) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de maio de 2003.

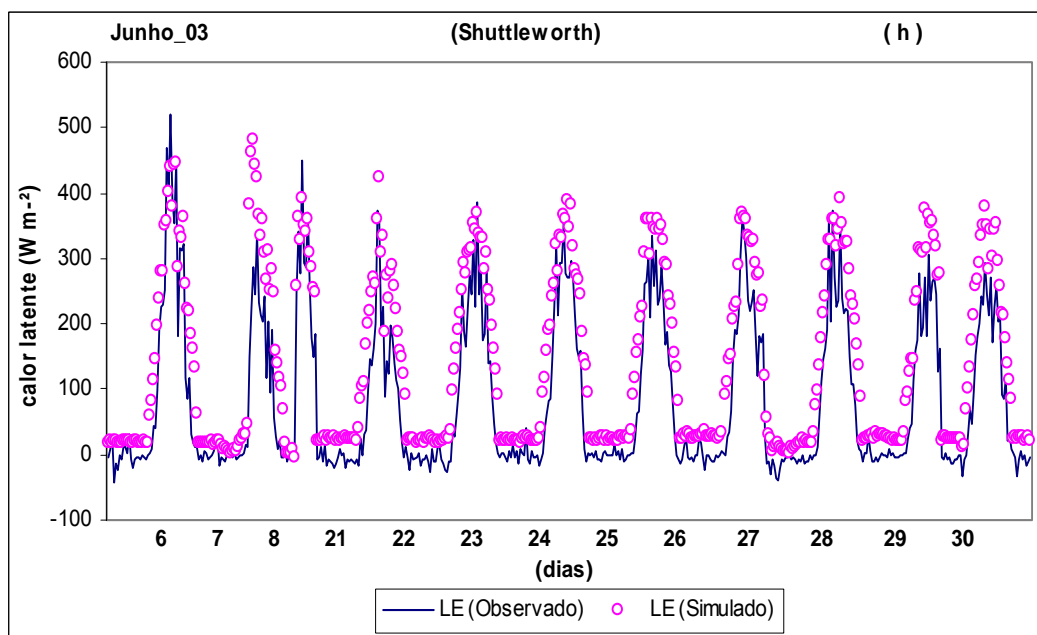


Figura 22(h) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de junho de 2003.

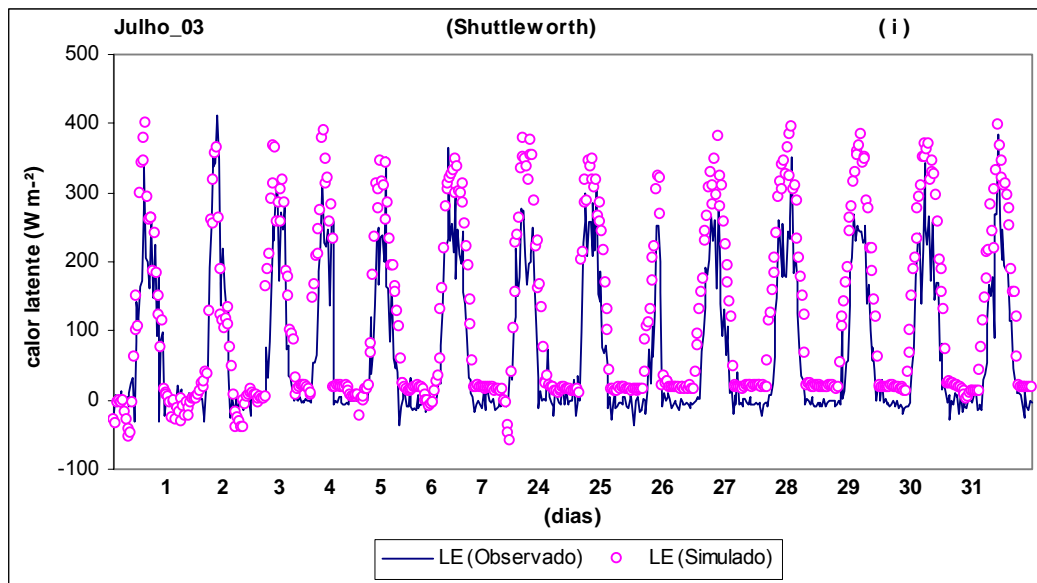


Figura 22(i) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de julho de 2003.

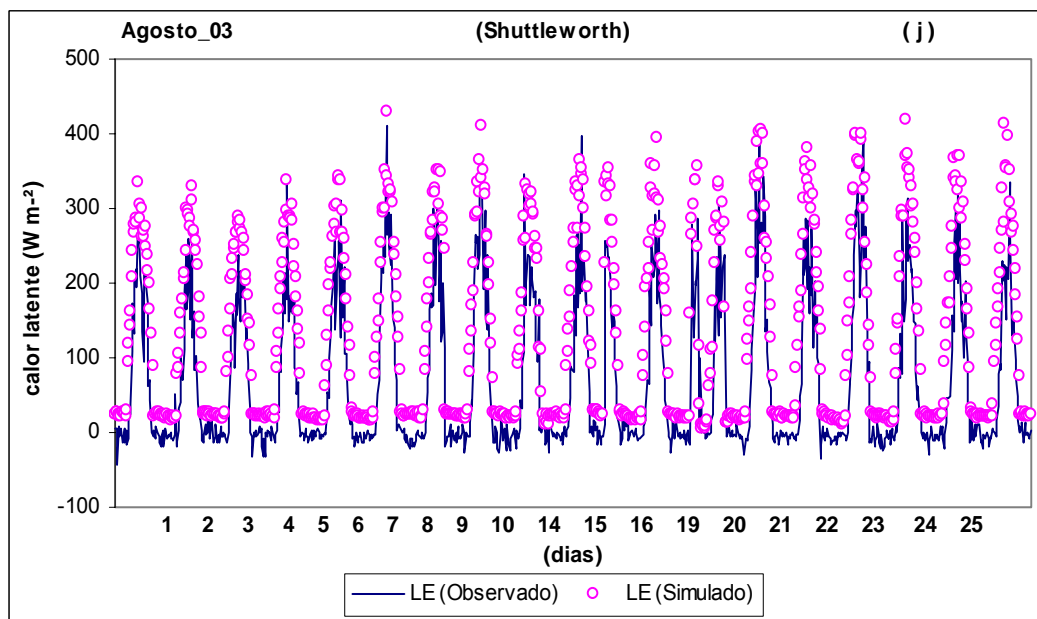


Figura 22(j) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de Agosto de 2003.

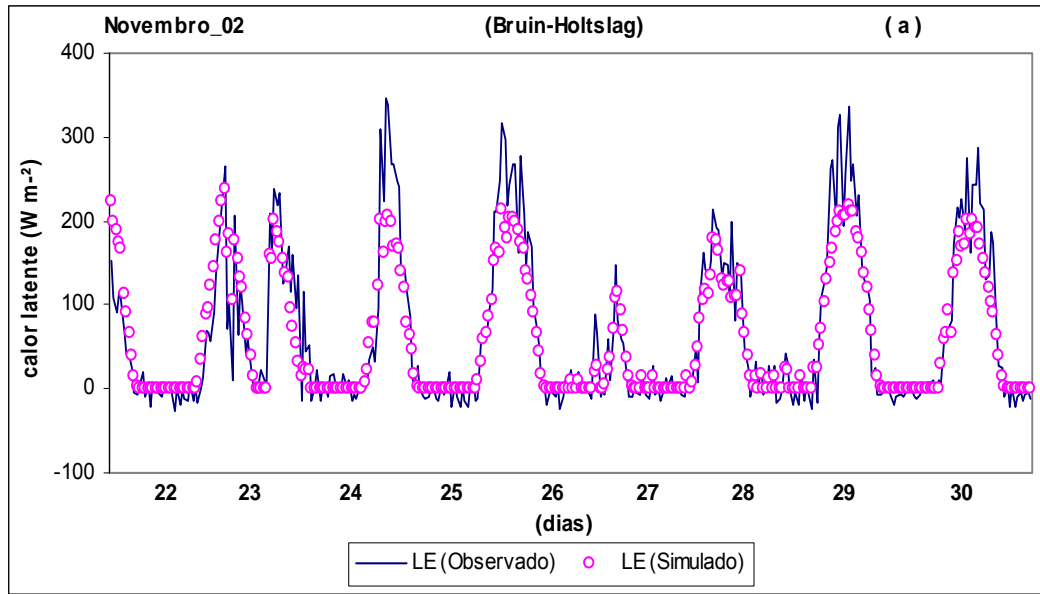


Figura 23(a) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de novembro de 2002.

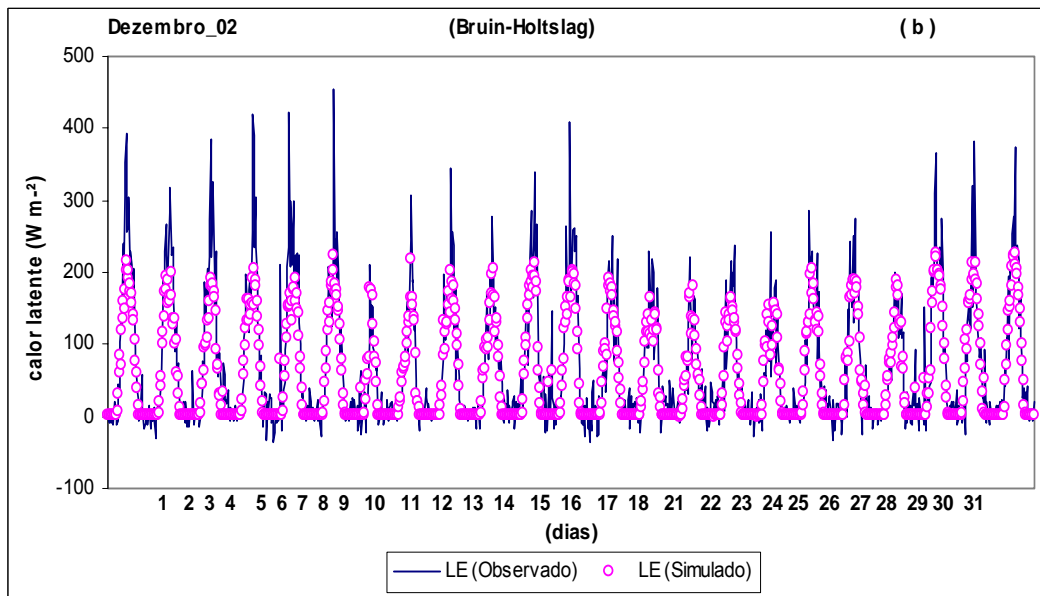


Figura 23(b) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de dezembro de 2002.

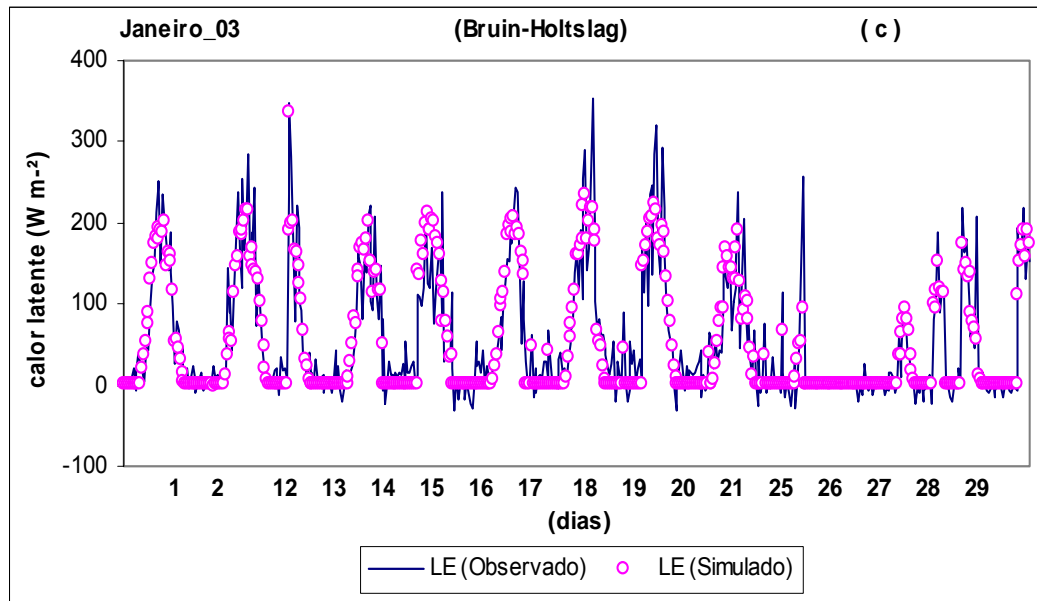


Figura 23(c) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de janeiro de 2003.

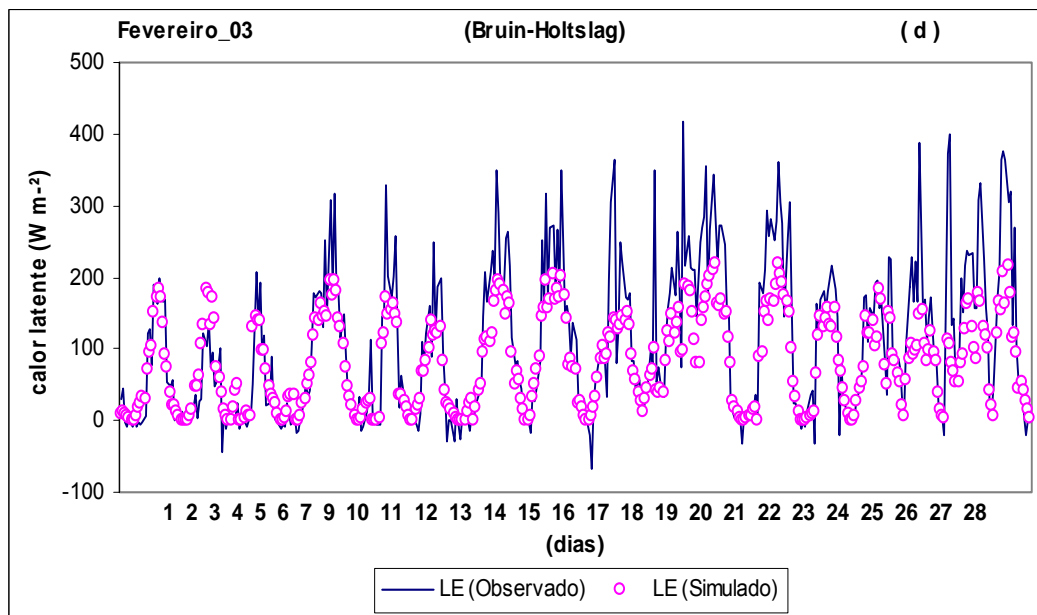


Figura 23(d) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de fevereiro de 2003.

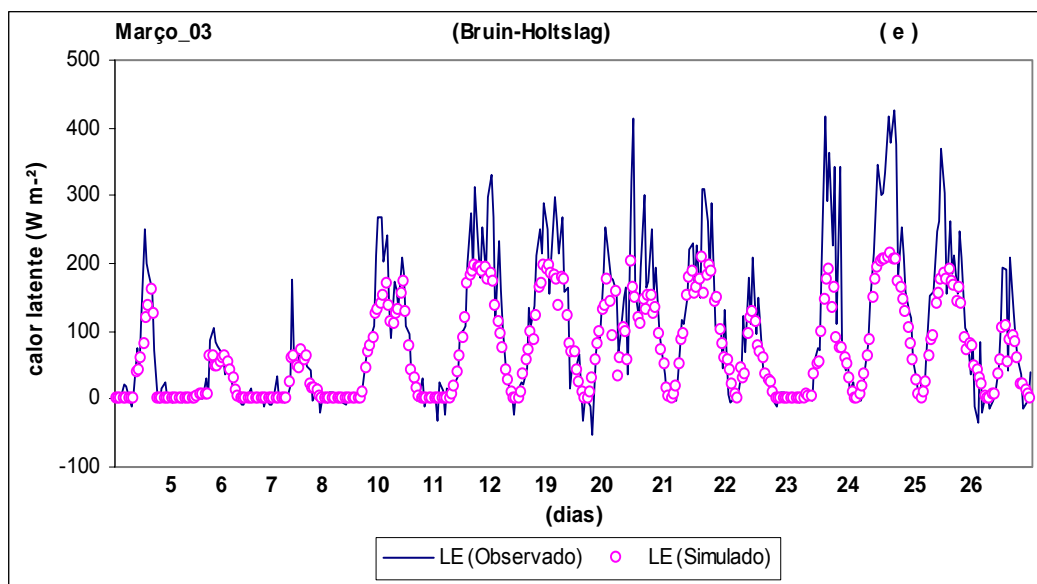


Figura 23(e) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de março de 2003.

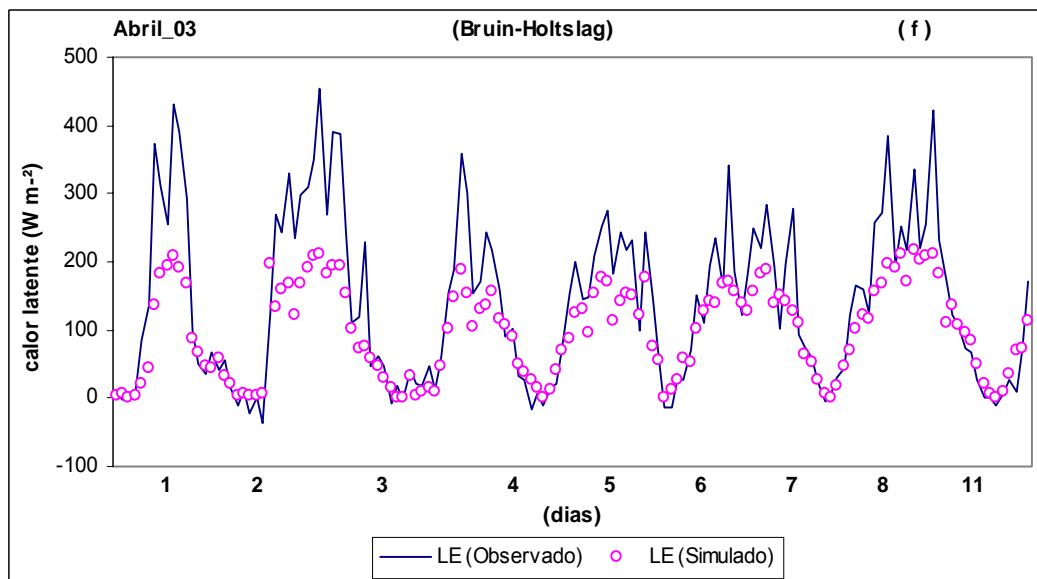


Figura 23(f) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de abril de 2003.

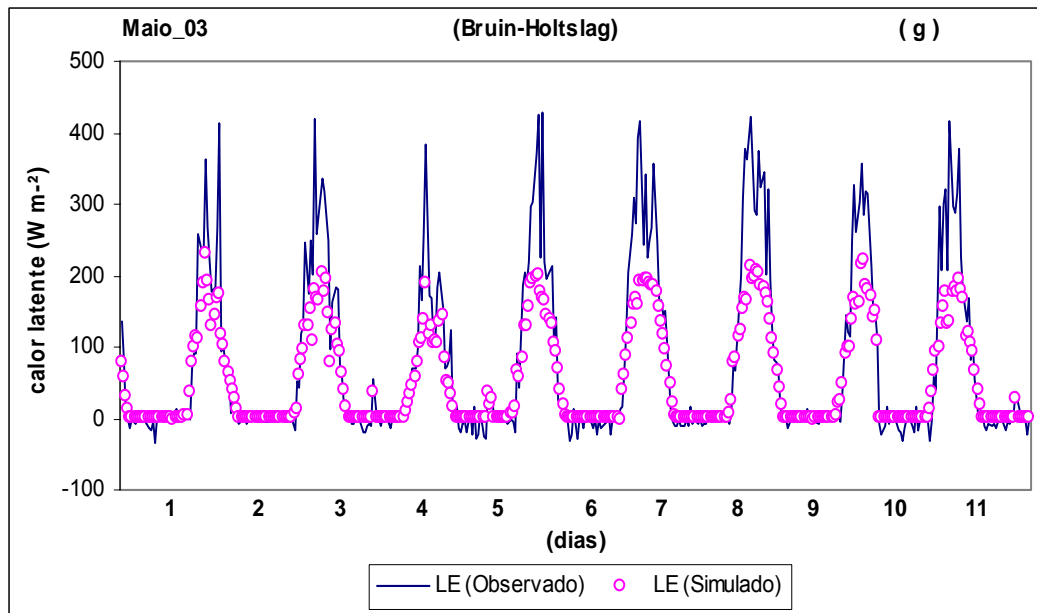


Figura 23(g) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de maio de 2003.

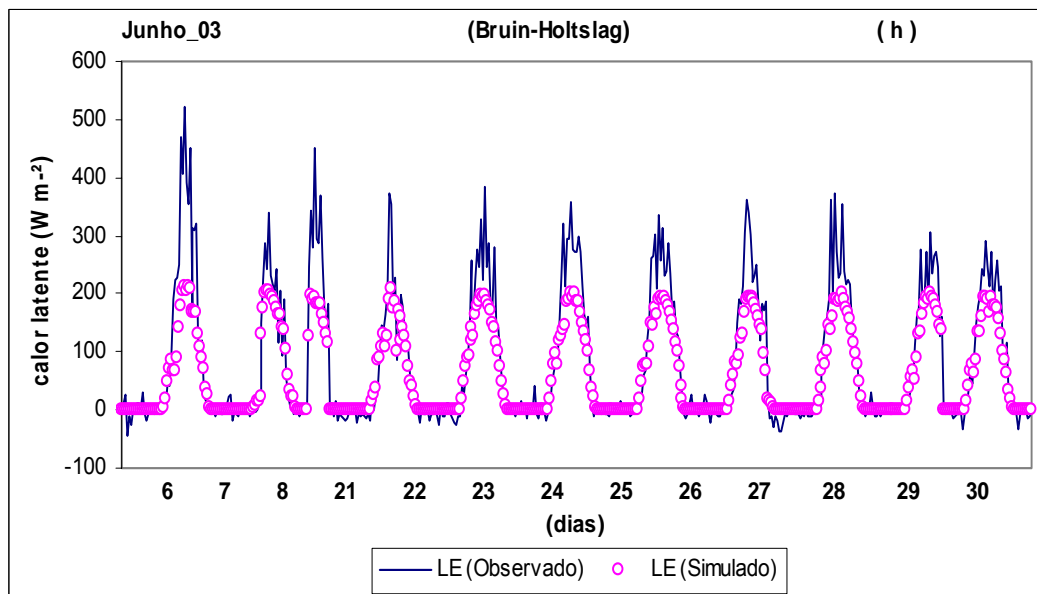


Figura 23(h) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de junho de 2003.

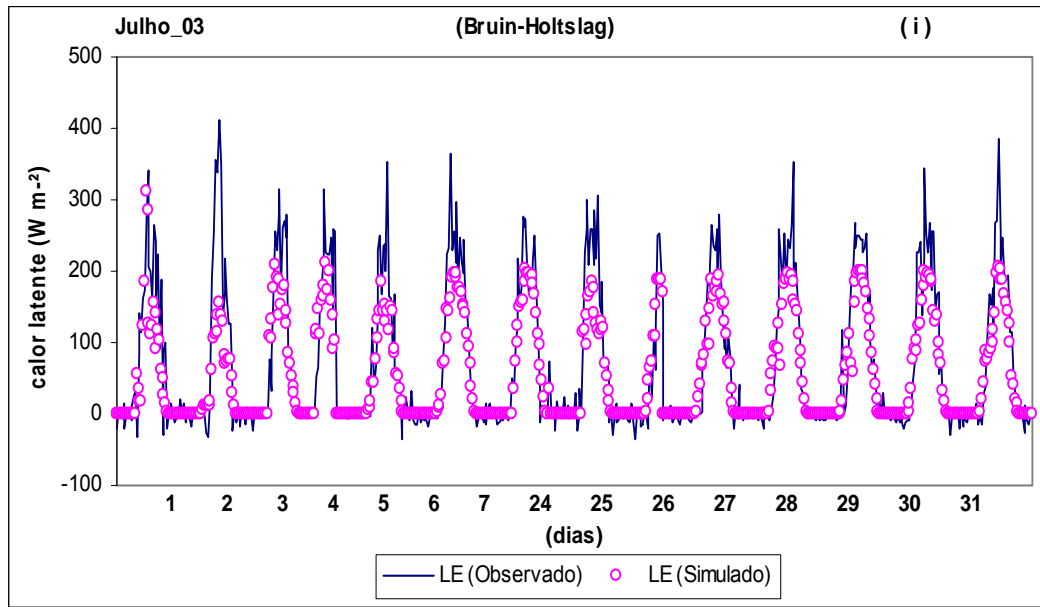


Figura 23(i) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de julho de 2003.

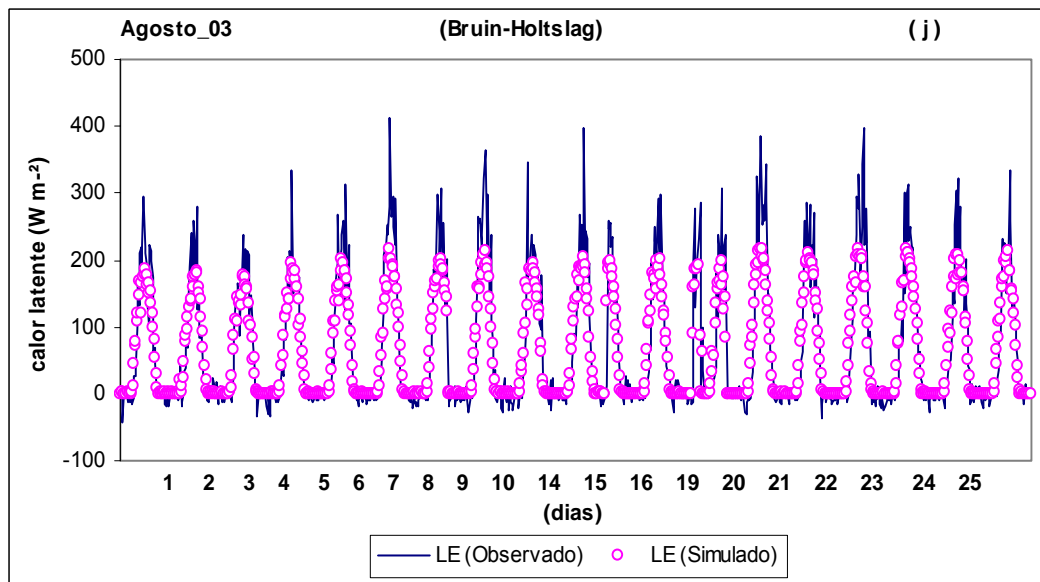


Figura 23(j) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de agosto de 2003.

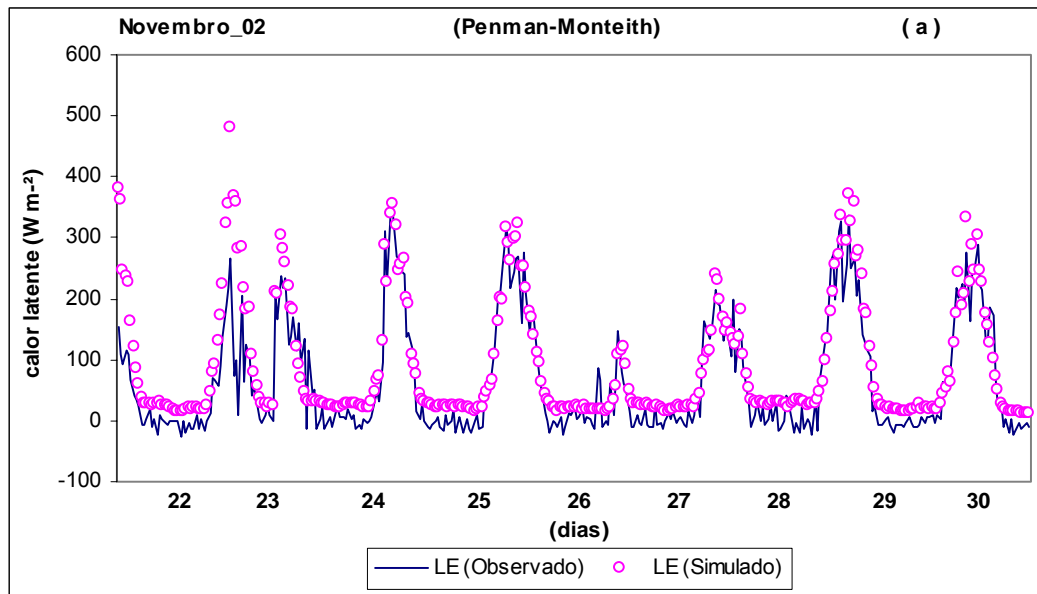


Figura 24(a) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de novembro de 2002.

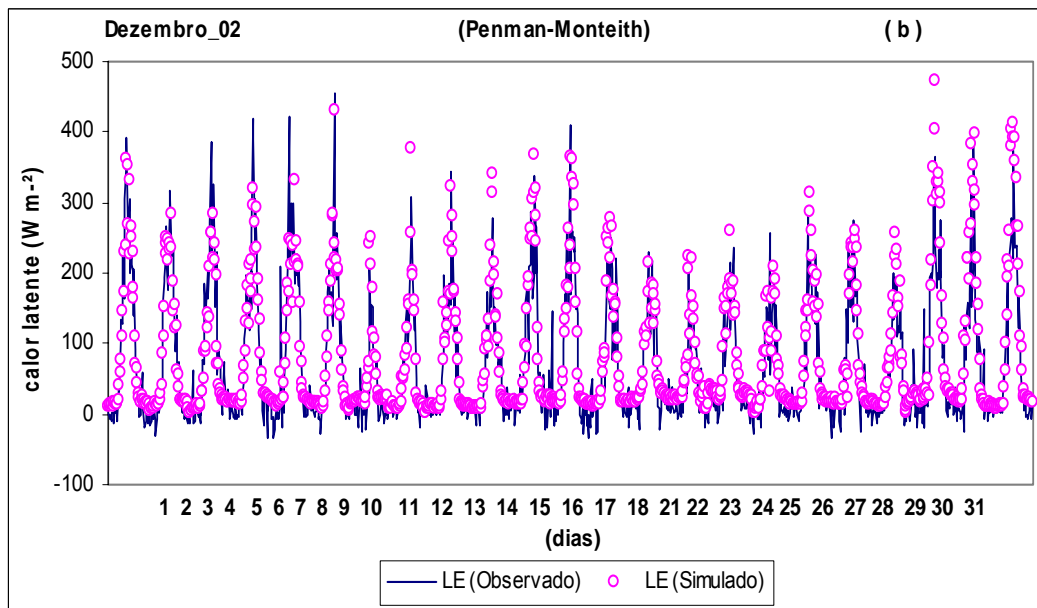


Figura 24(b) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de dezembro de 2002.

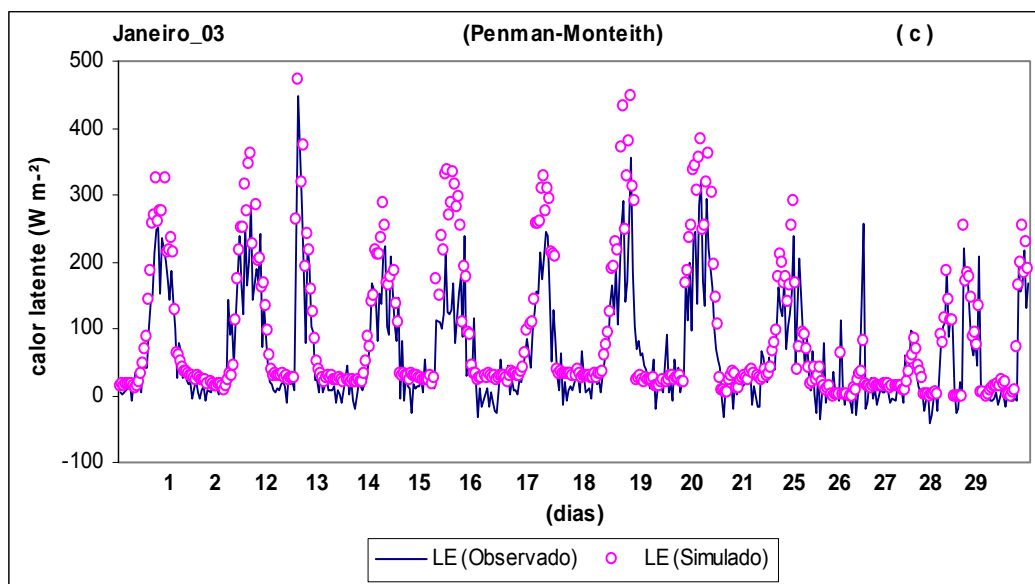


Figura 24(c) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de janeiro de 2003.

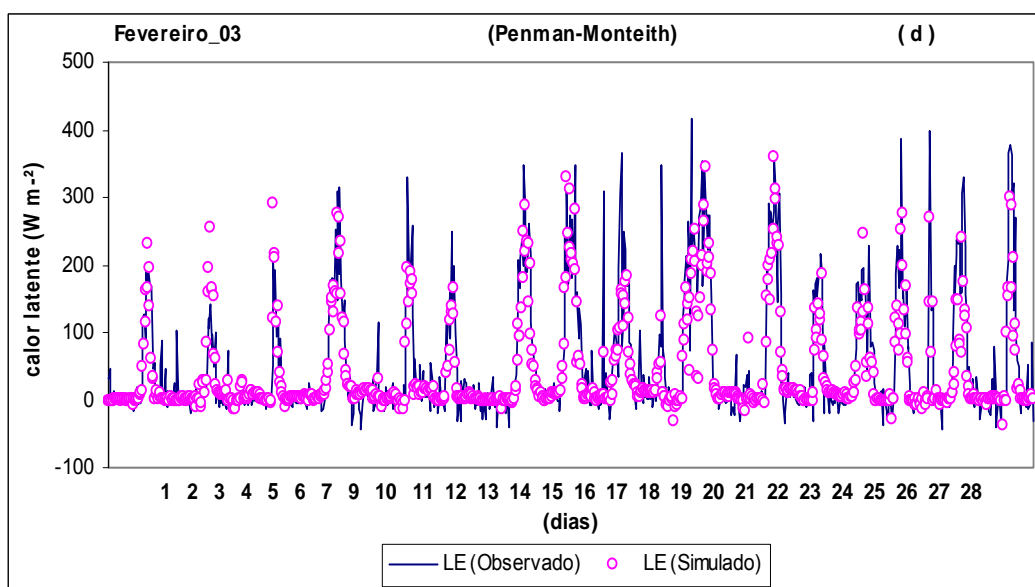


Figura 24(d) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de fevereiro de 2003.

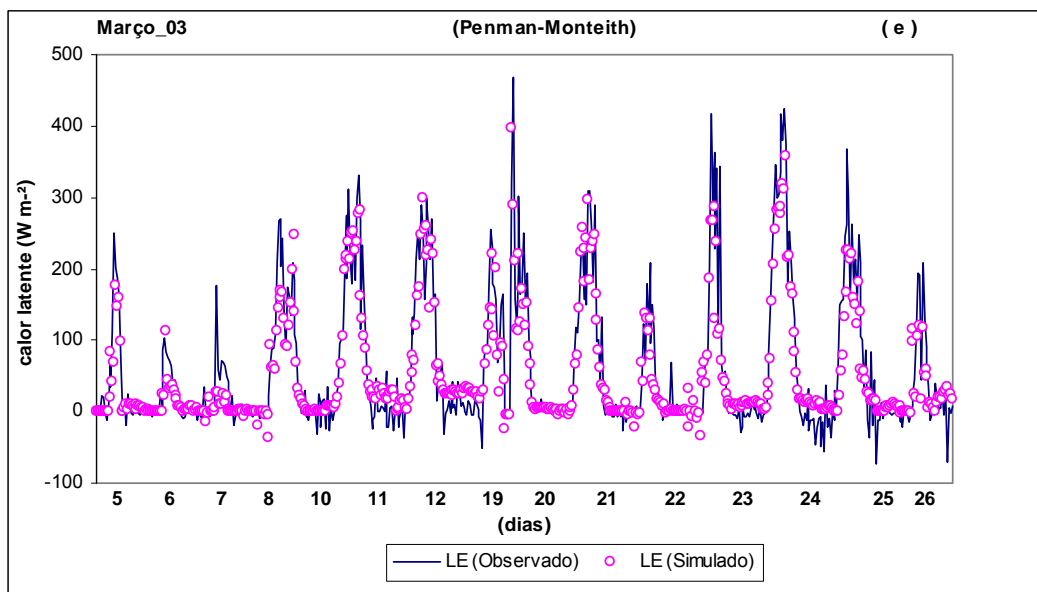


Figura 24(e) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de março de 2003.

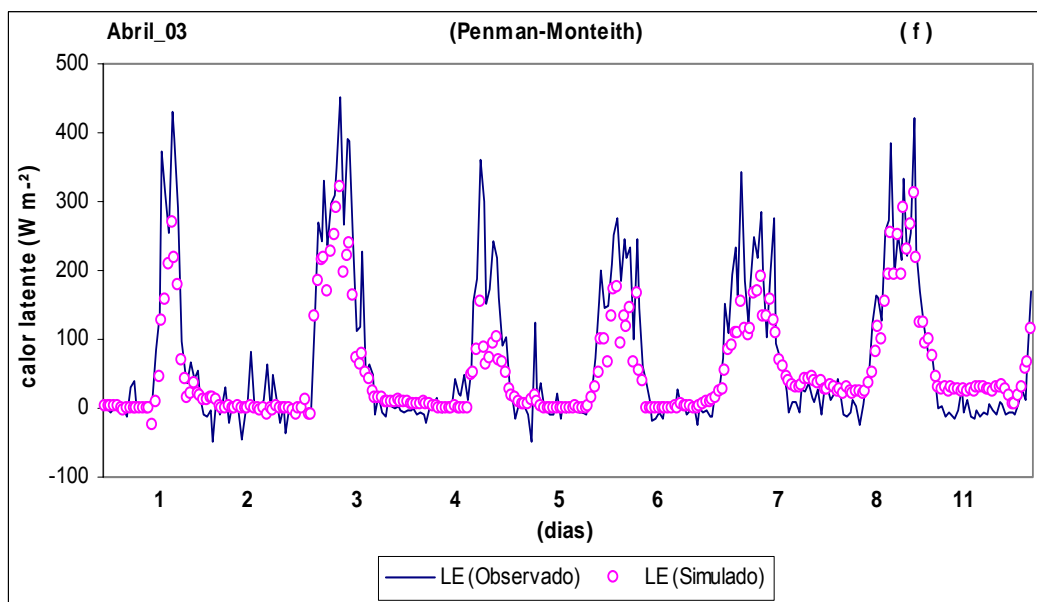


Figura 24(f) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de abril de 2003.

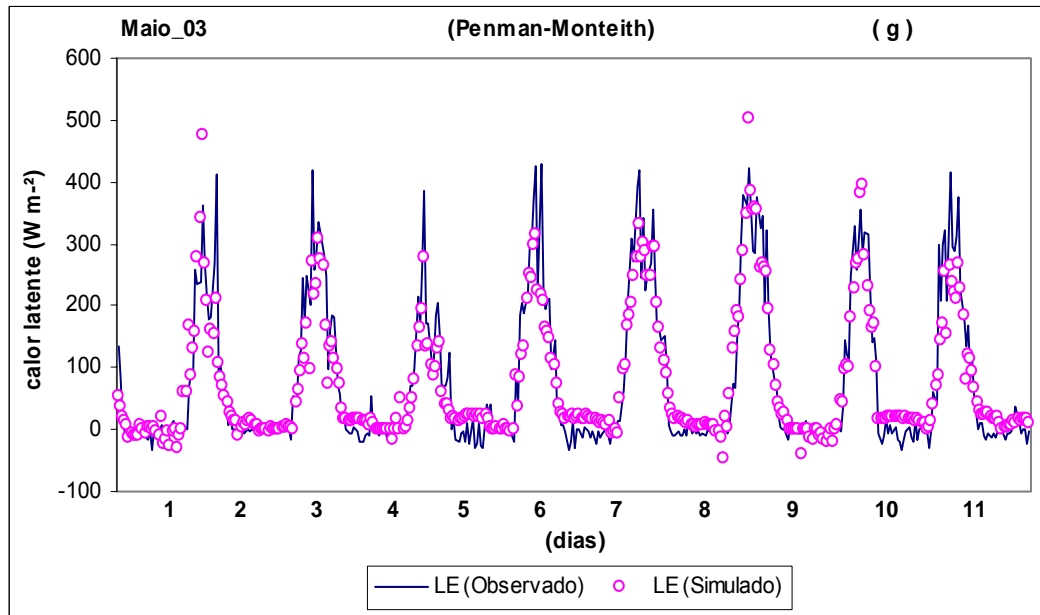


Figura 24(g) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de maio de 2003.

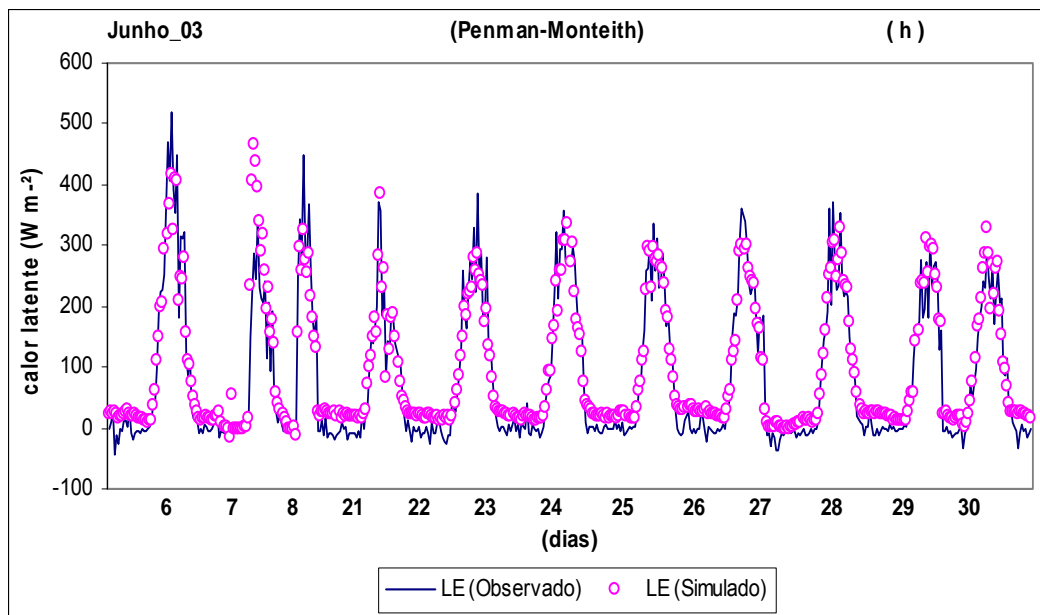


Figura 24(h) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de junho de 2003.

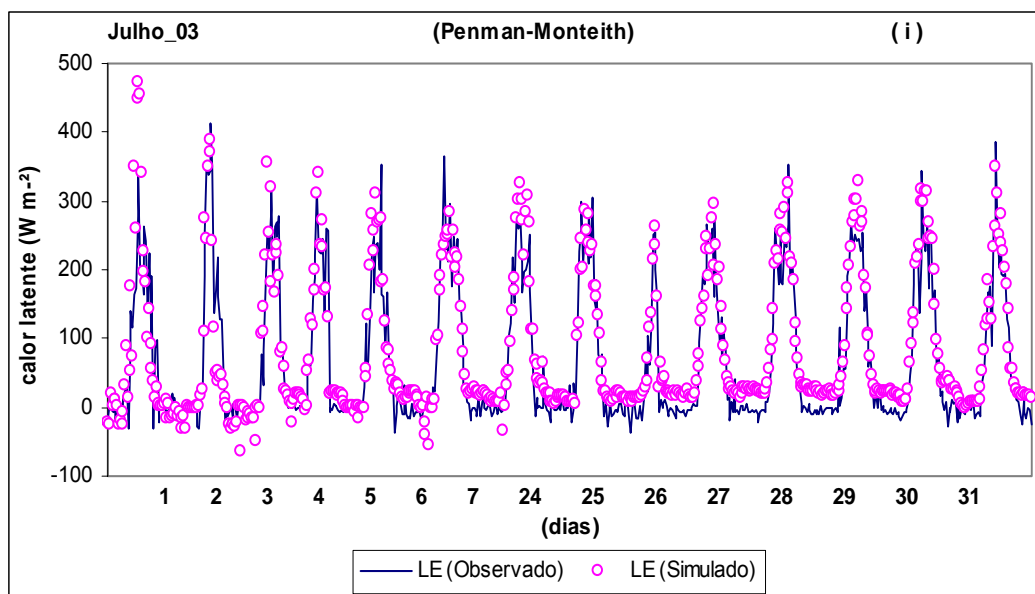


Figura 24(i) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de julho de 2003.

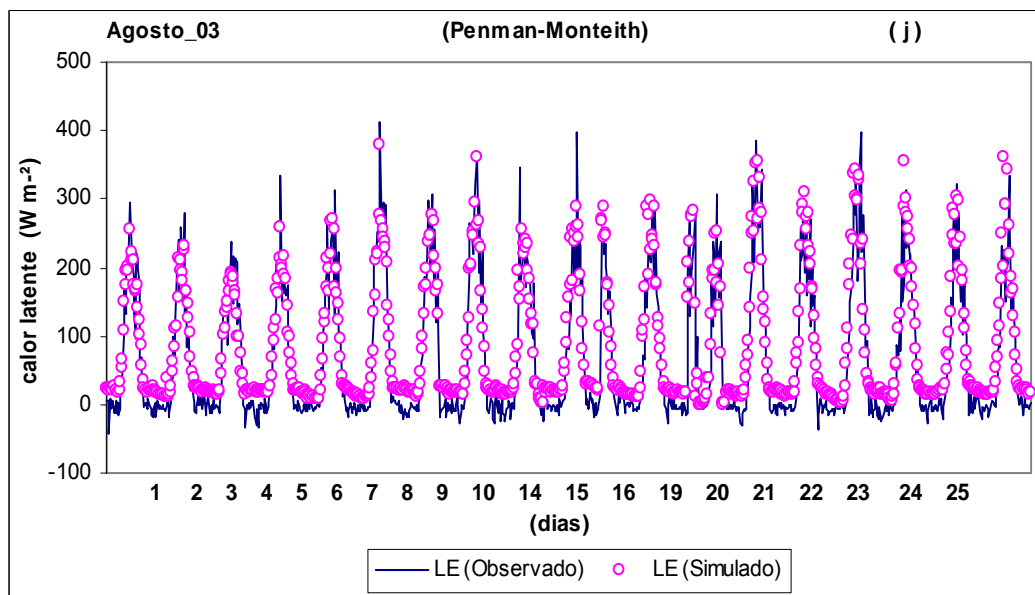


Figura 24(j) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de agosto de 2003.

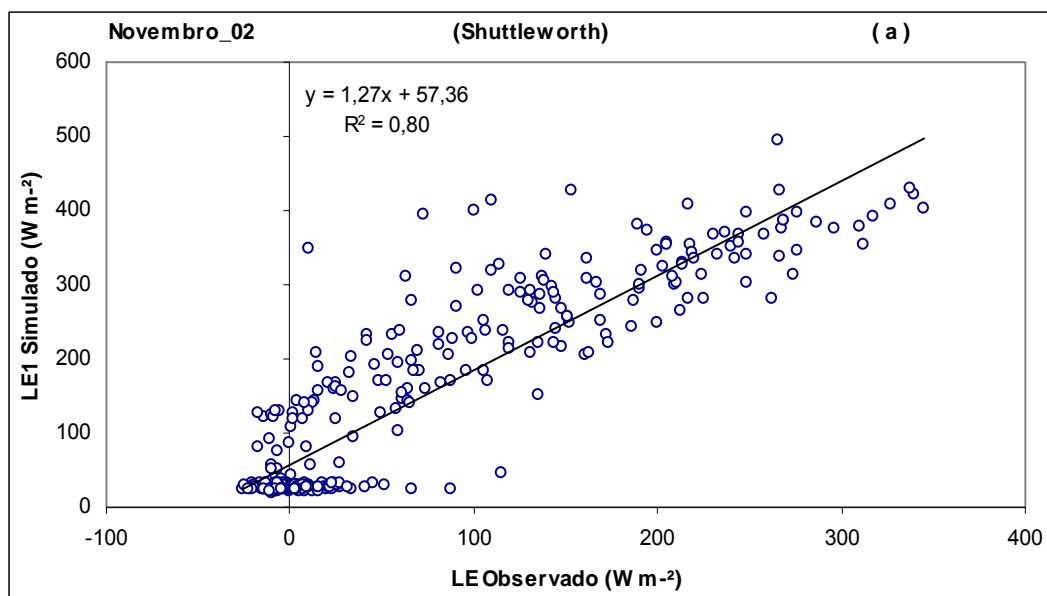


Figura 25(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de novembro de 2002.

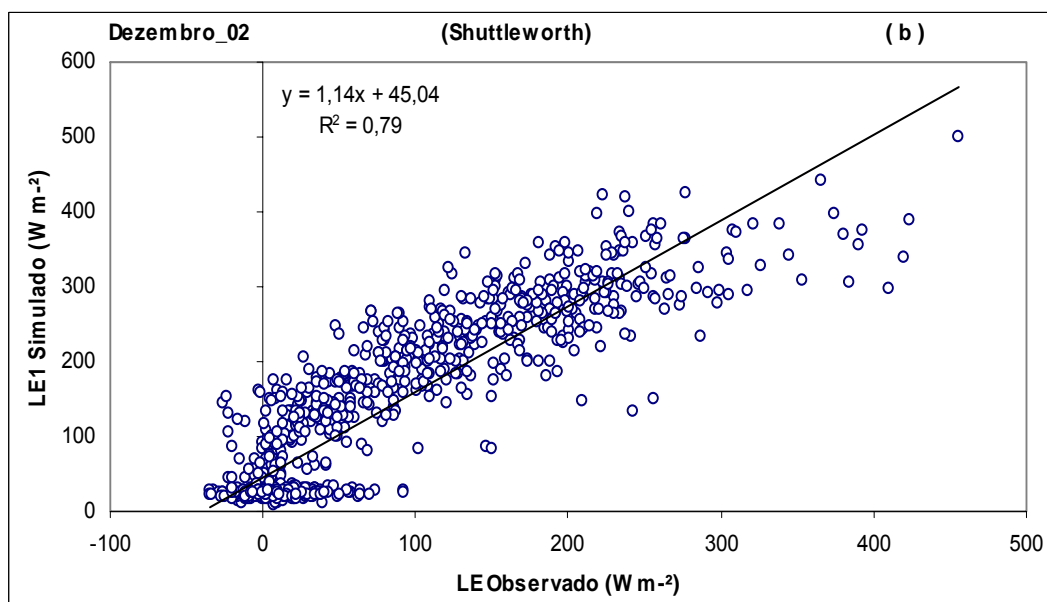


Figura 25(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de dezembro de 2002.

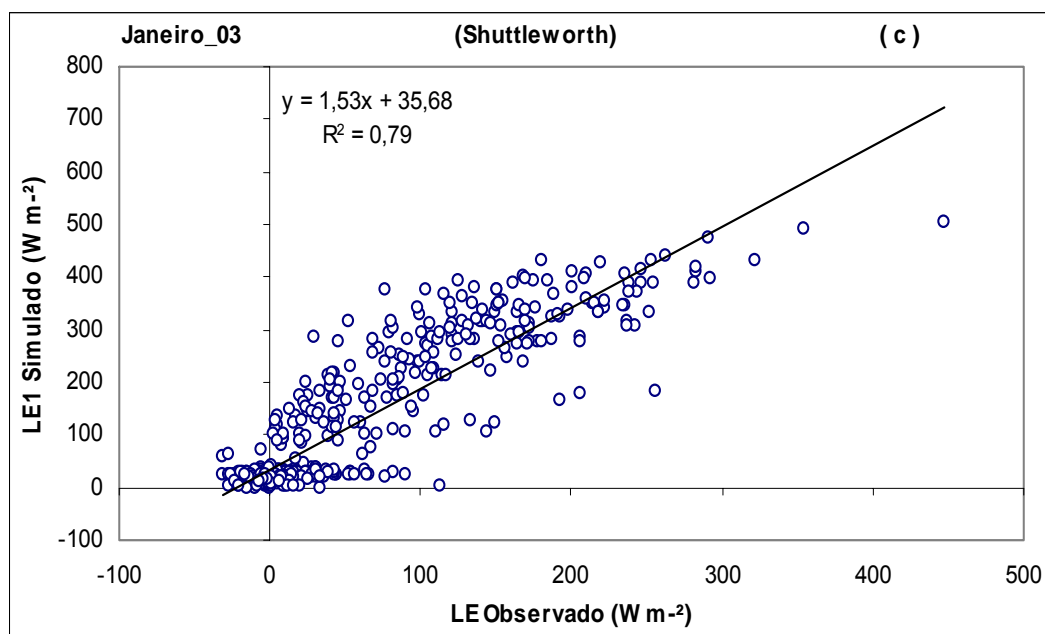


Figura 25(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de janeiro de 2003.

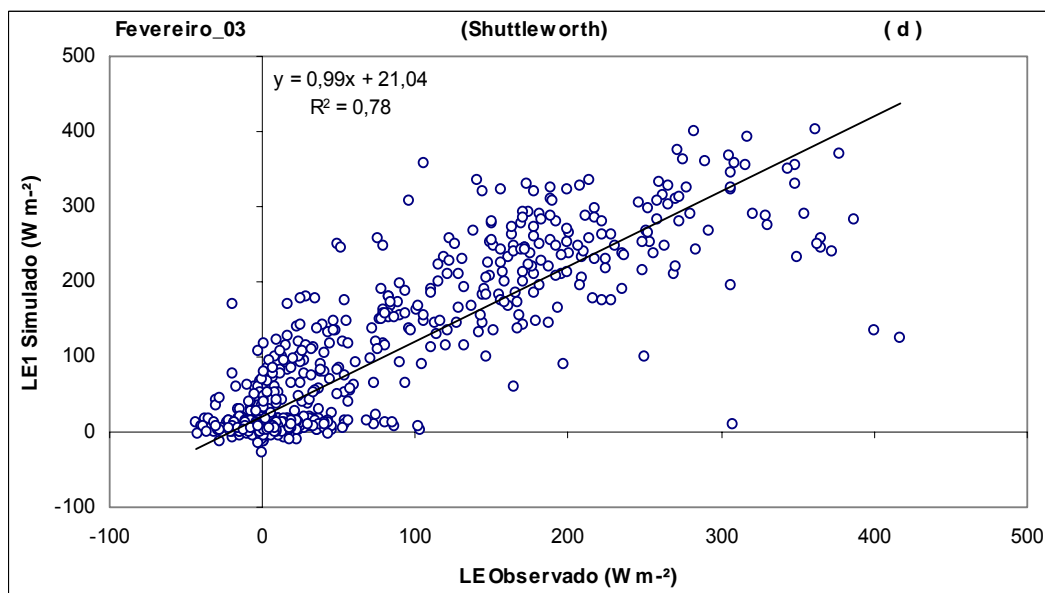


Figura 25(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de fevereiro de 2003.

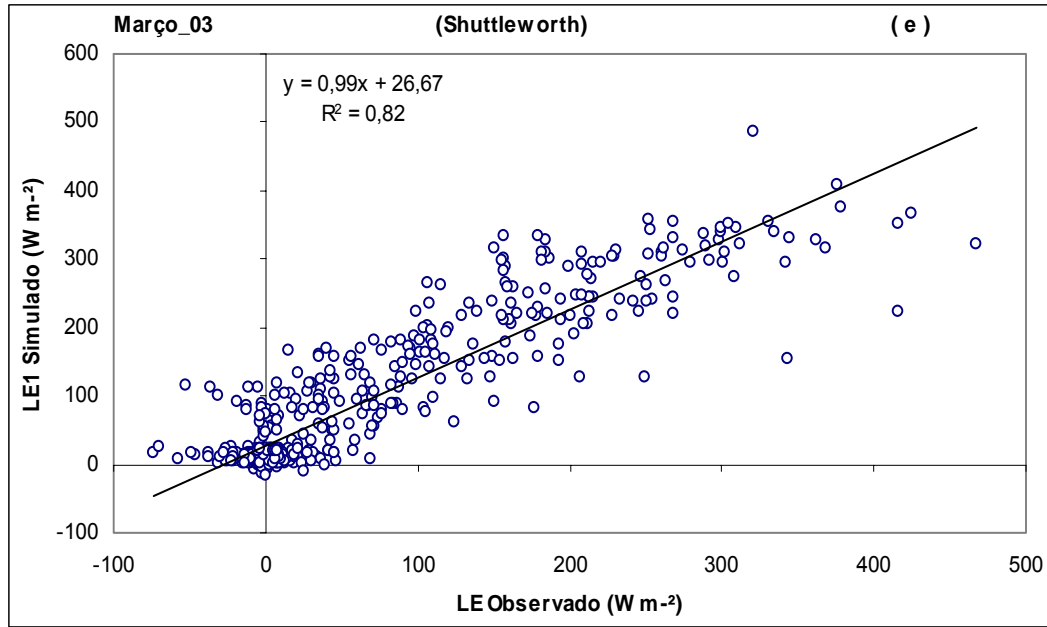


Figura 25(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de março de 2003.

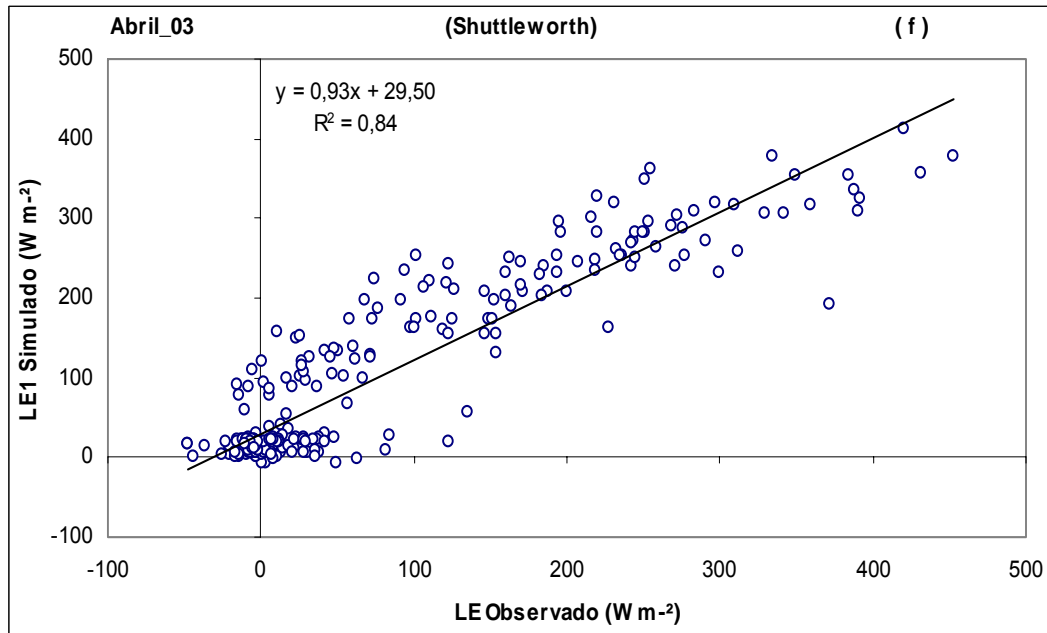


Figura 25(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de abril de 2003.

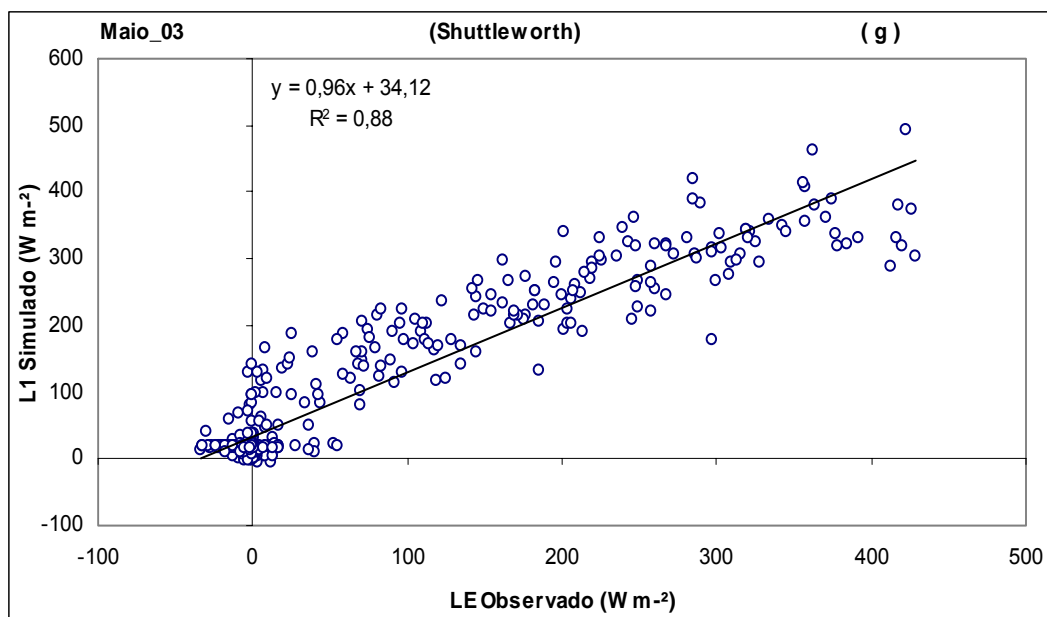


Figura 25(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de maio de 2003.

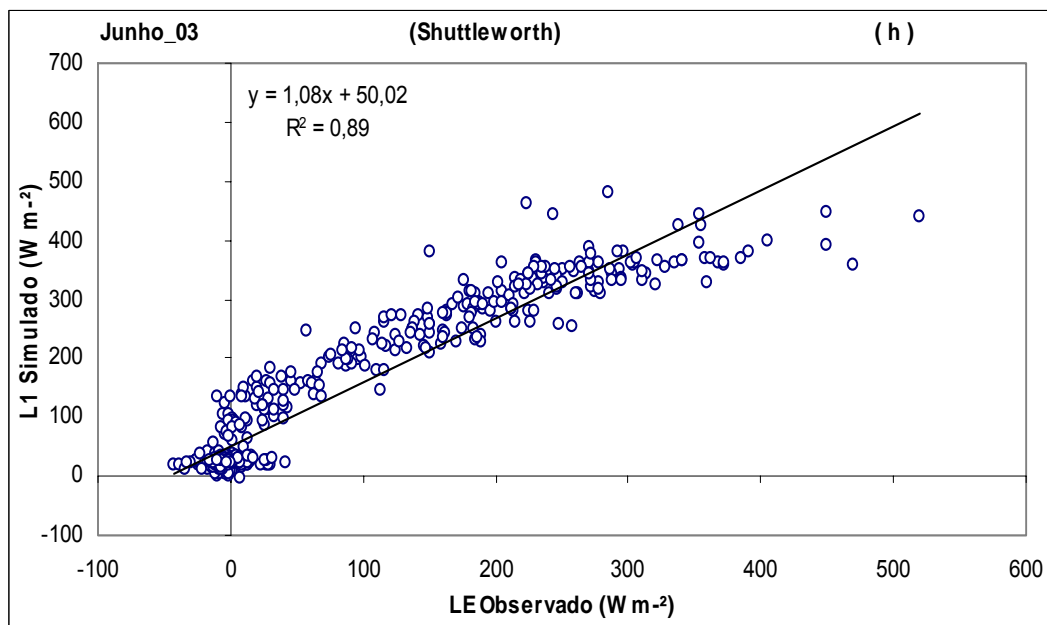


Figura 25(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de junho de 2003.

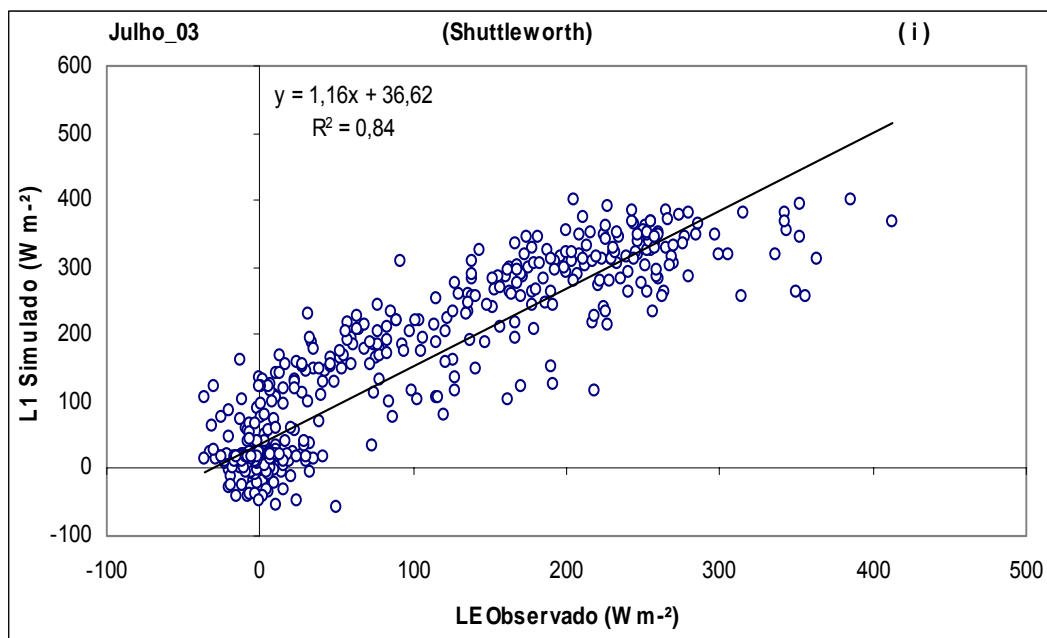


Figura 25(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de julho de 2003.

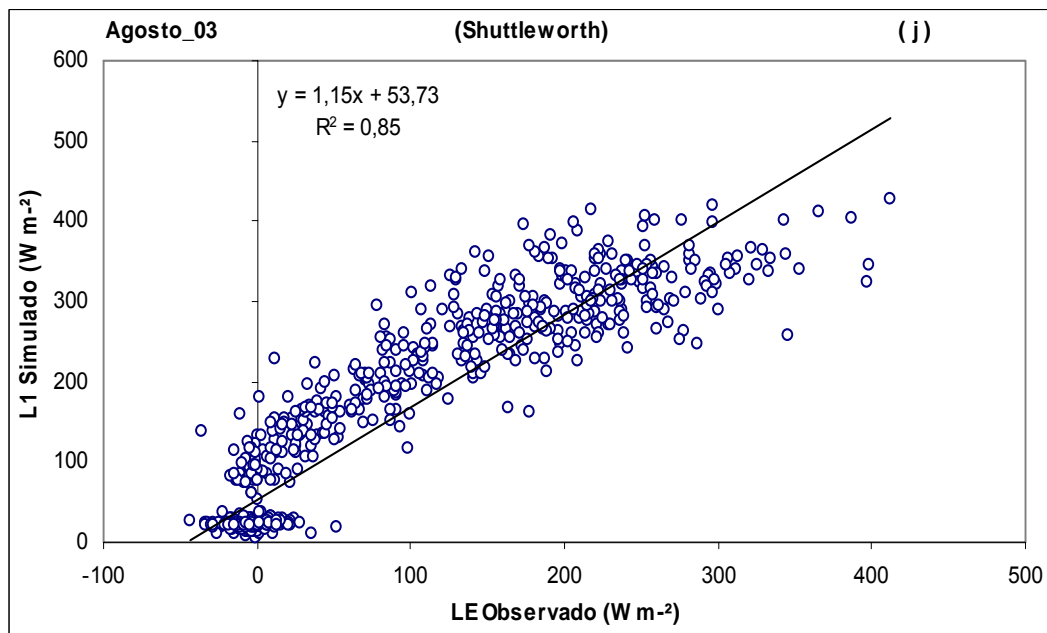


Figura 25(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de agosto de 2003.

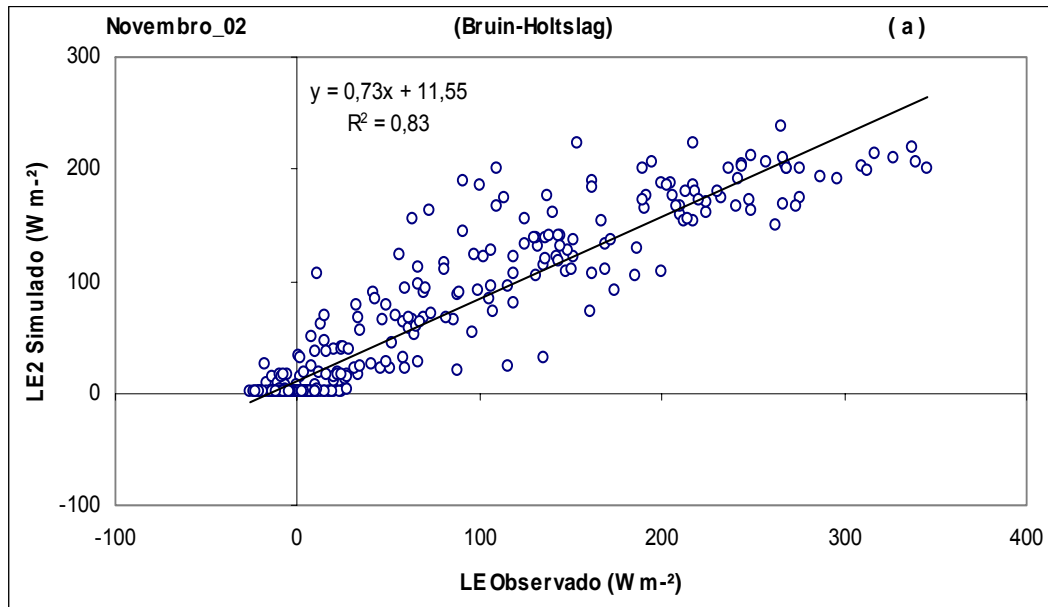


Figura 26(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de novembro de 2002.

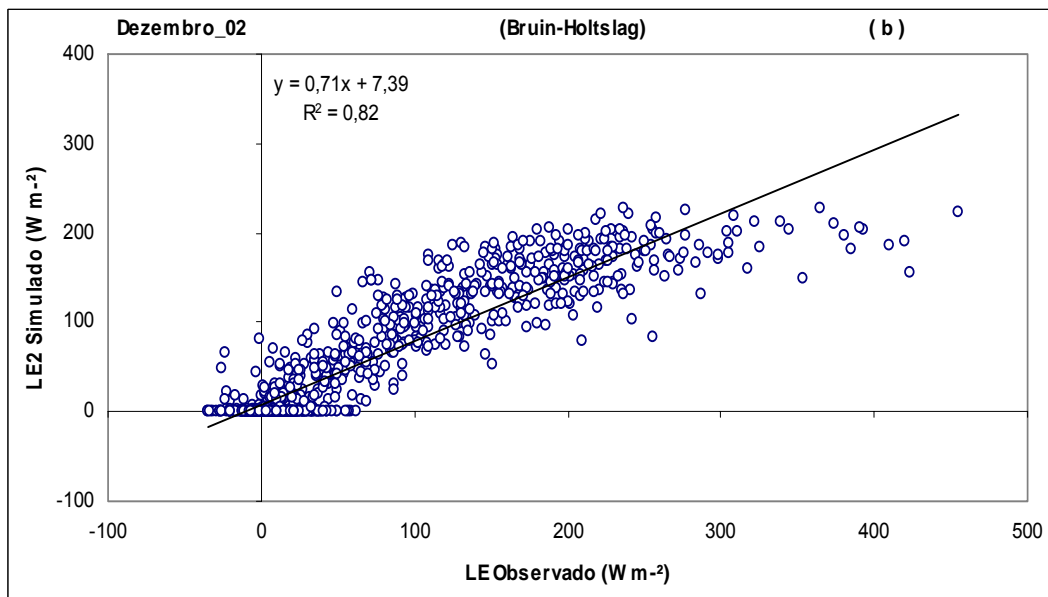


Figura 26(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de dezembro de 2002.

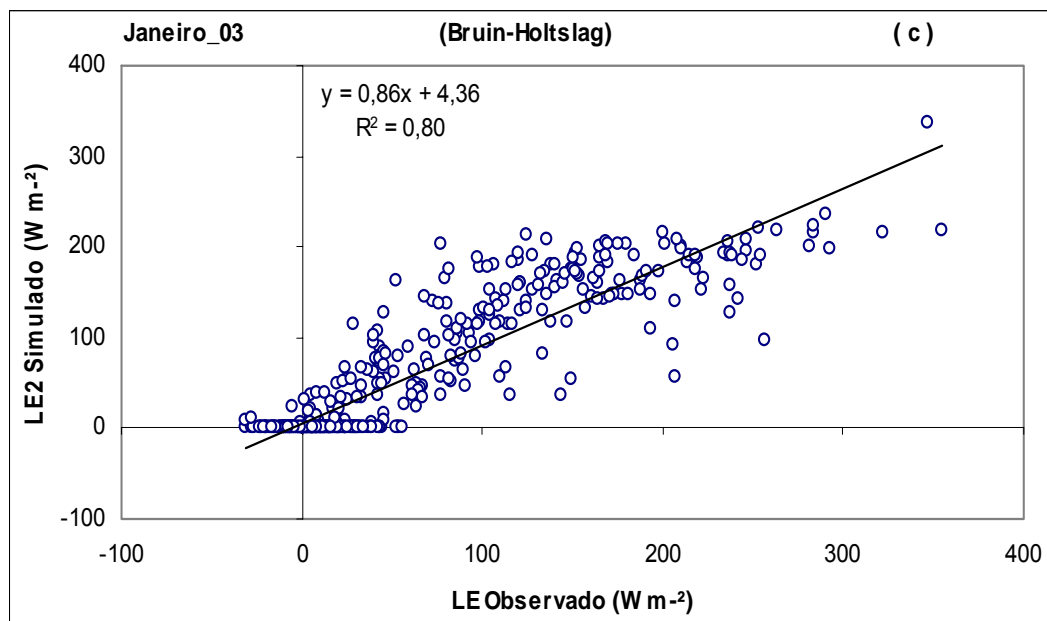


Figura 26(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de janeiro de 2003.

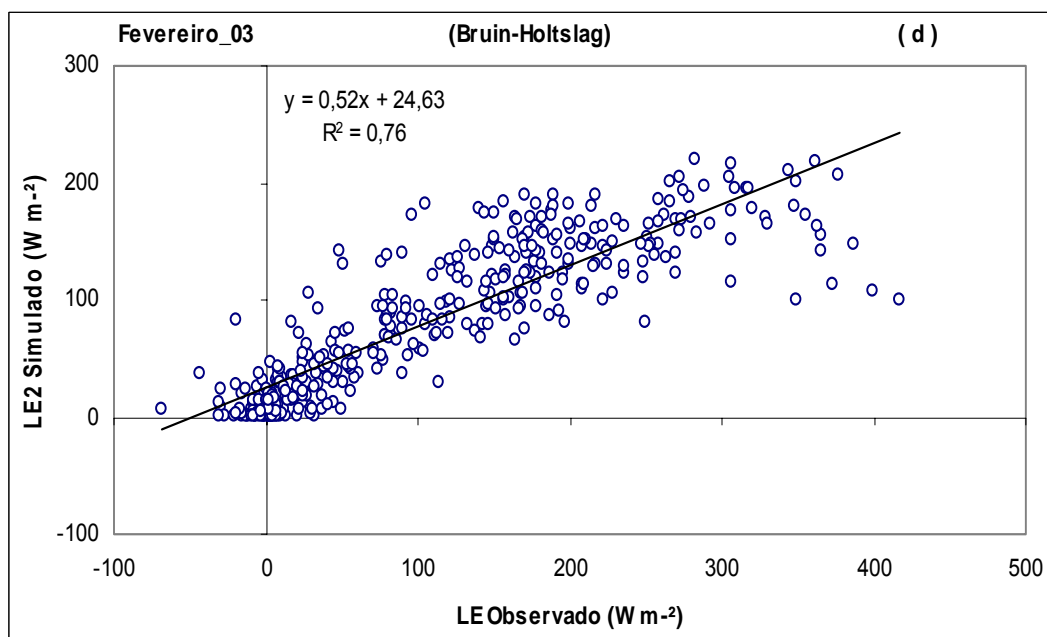


Figura 26(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de fevereiro de 2003.

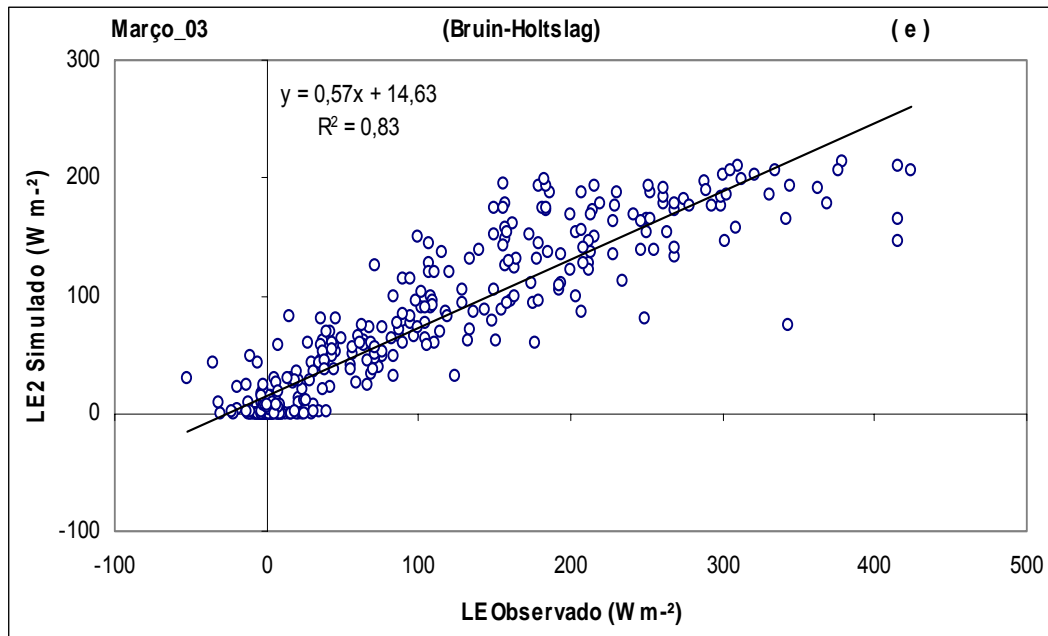


Figura 26(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de março de 2003.

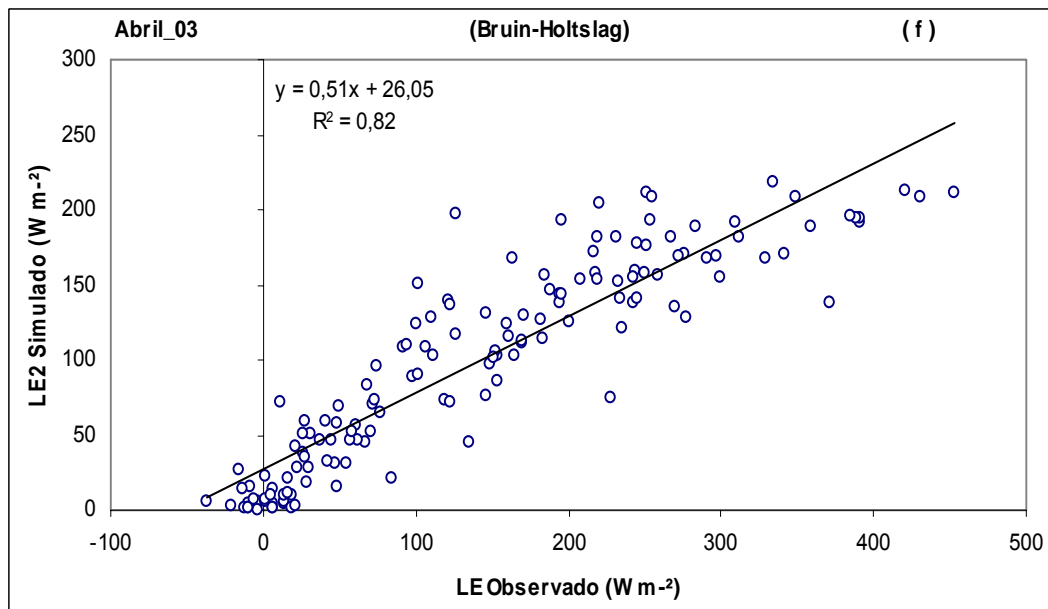


Figura 26(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de abril de 2003.

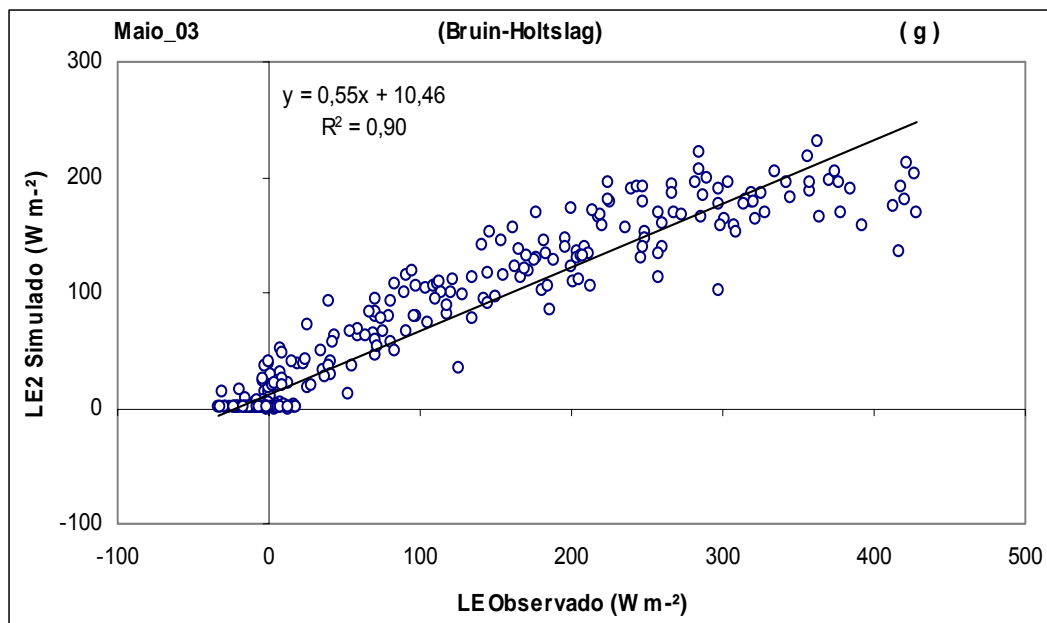


Figura 26(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de maio de 2003.

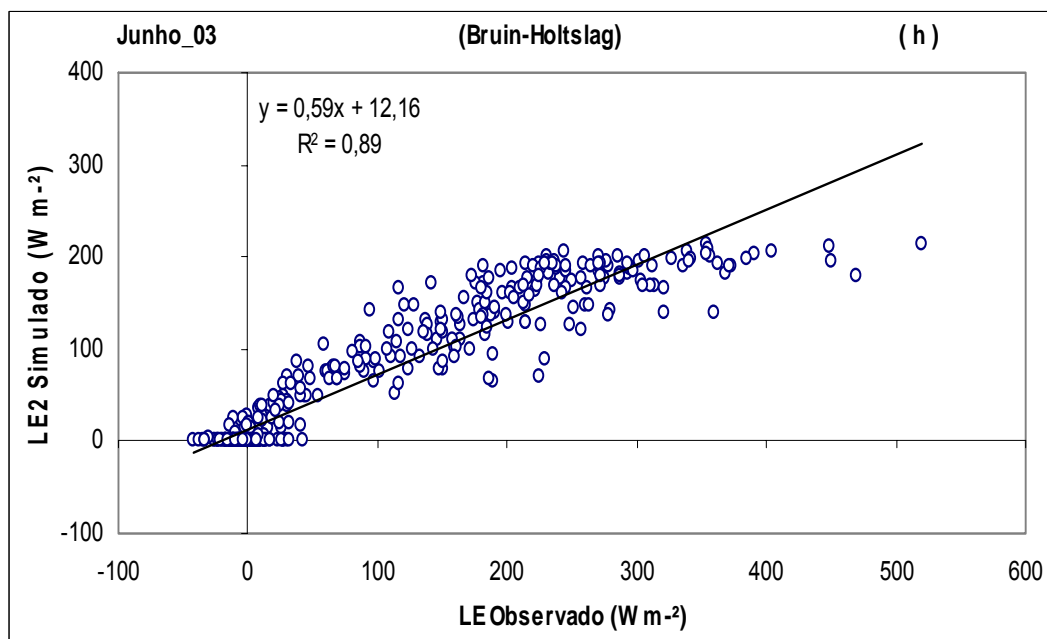


Figura 26(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de junho de 2003.

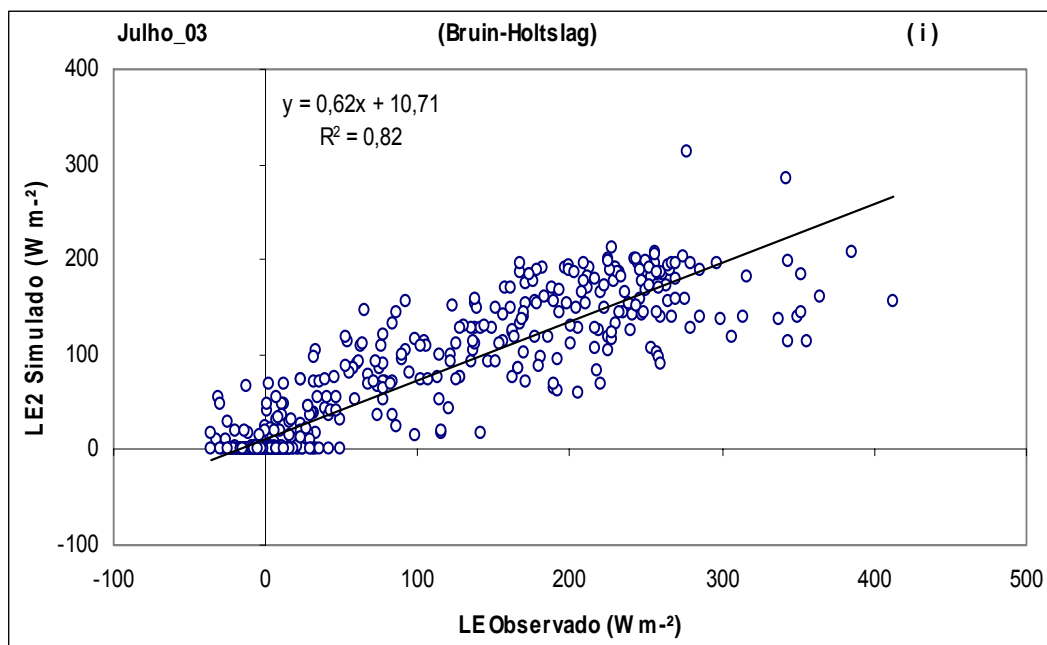


Figura 26(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de julho de 2003.

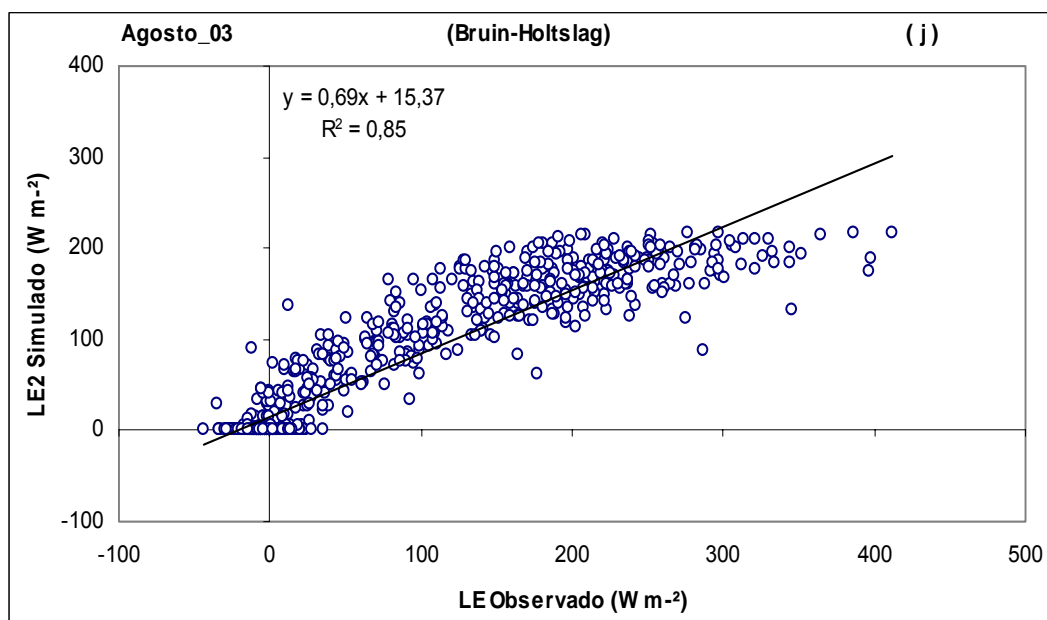


Figura 26(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de agosto de 2003.

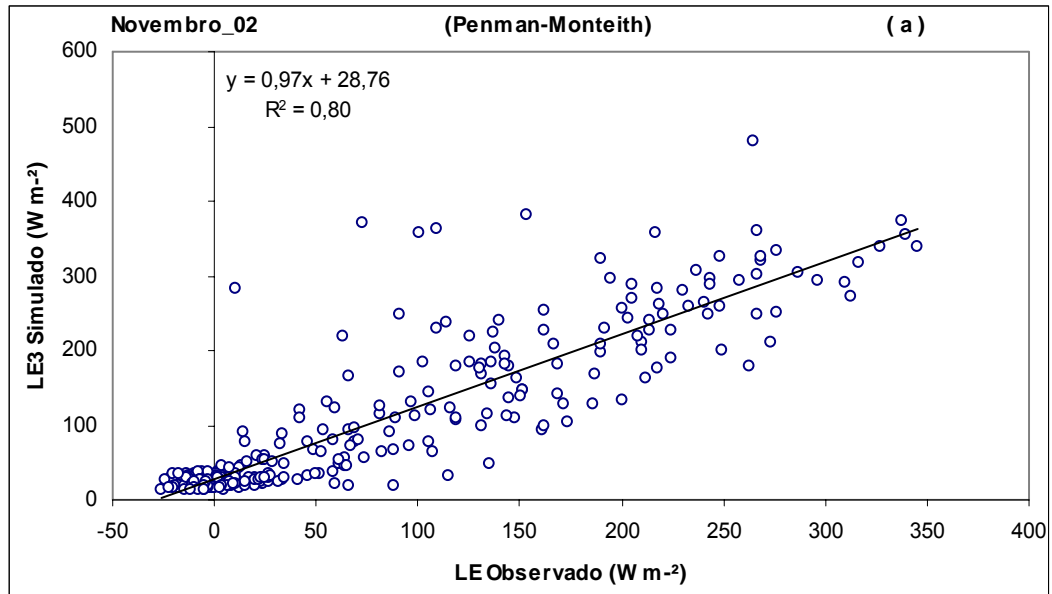


Figura 27(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de novembro de 2002.

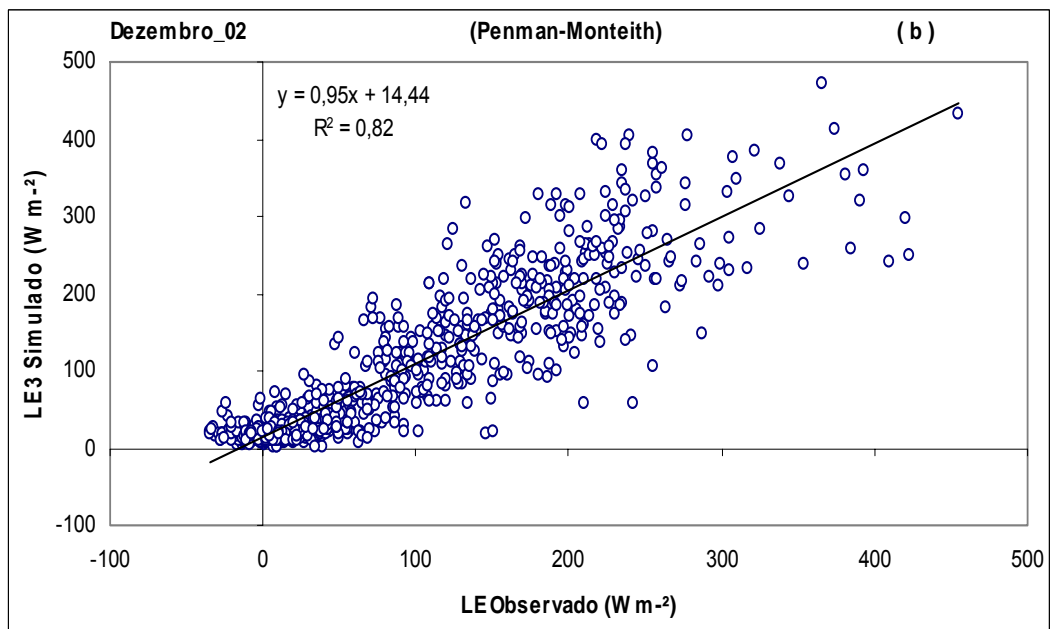


Figura 27(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de dezembro de 2002.

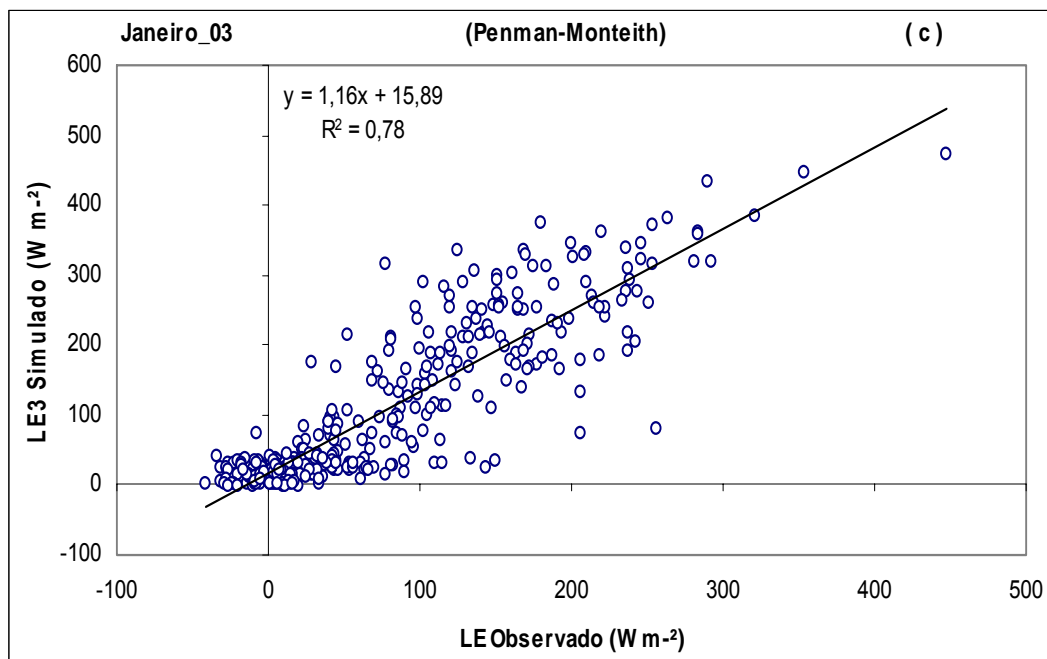


Figura 27(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de janeiro de 2003.

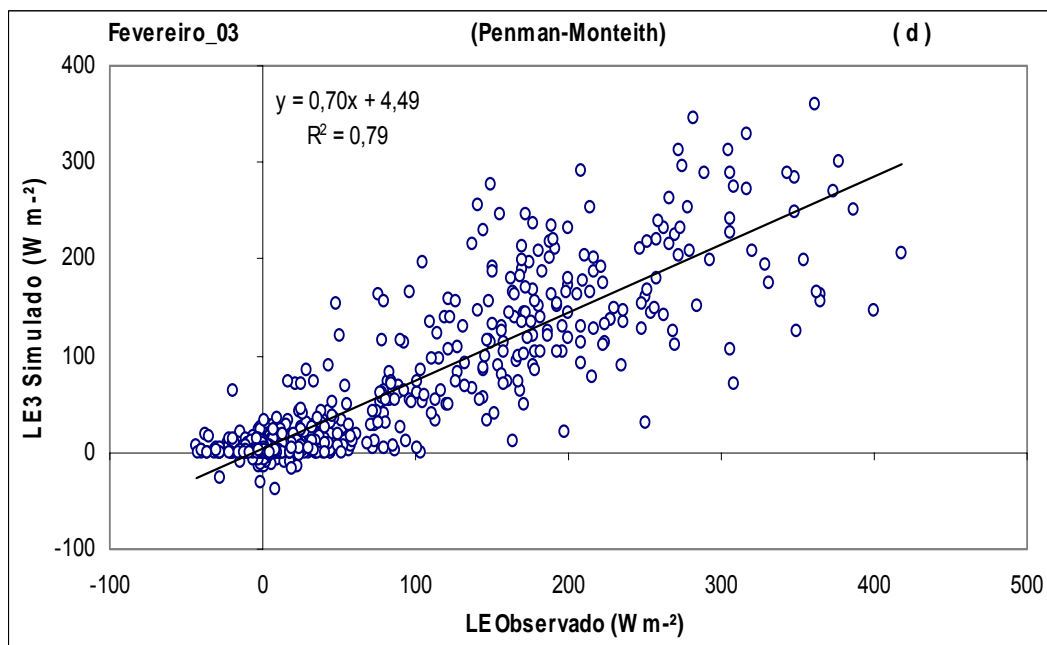


Figura 27(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de fevereiro de 2003.

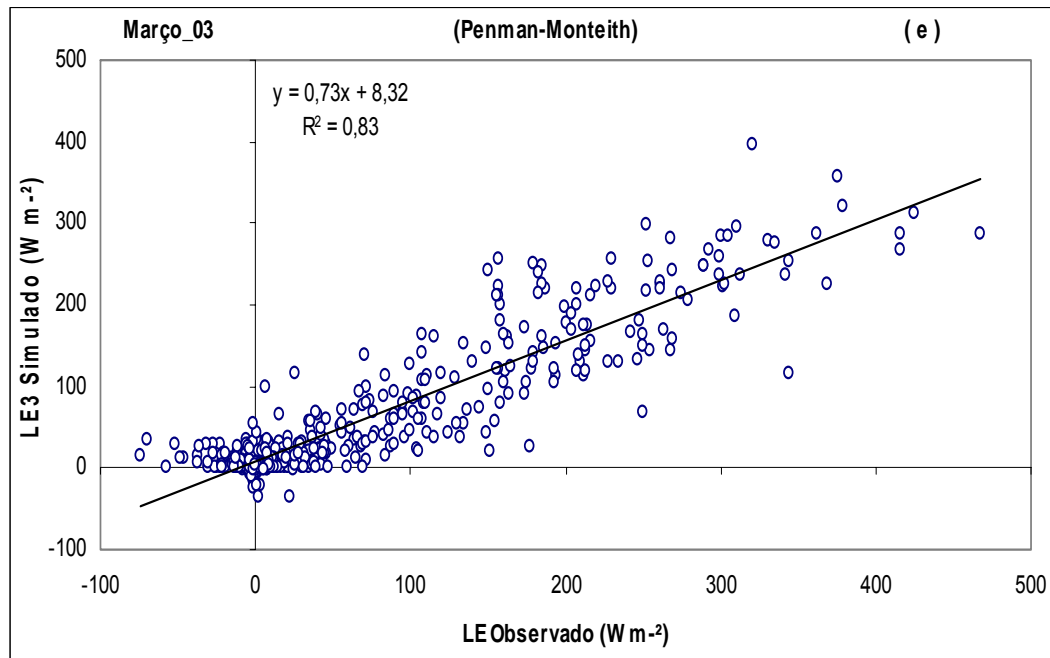


Figura 27(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de março de 2003.

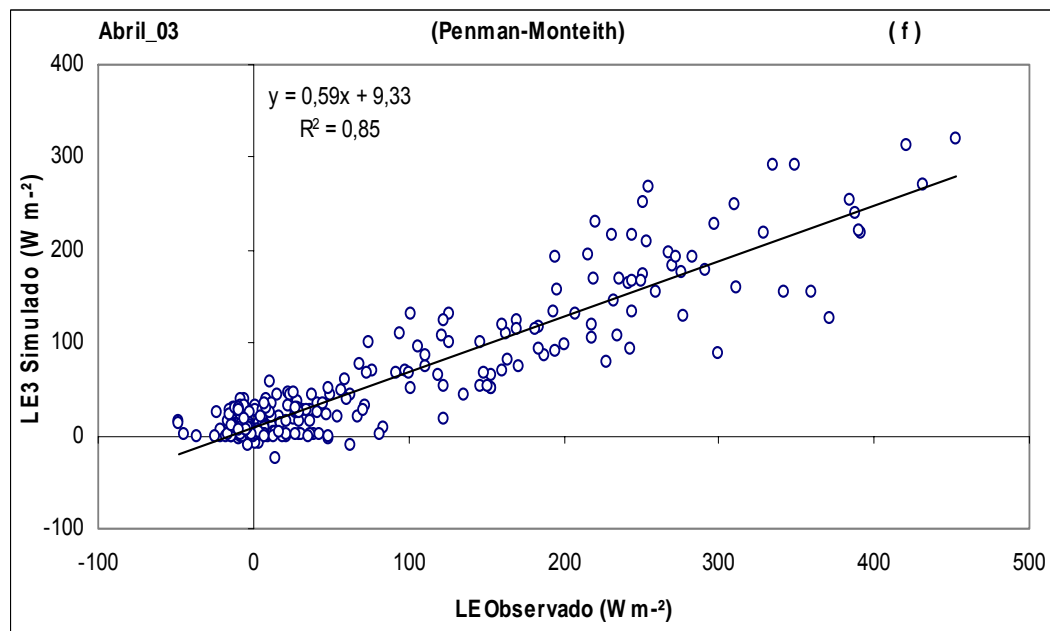


Figura 27(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de abril de 2003.

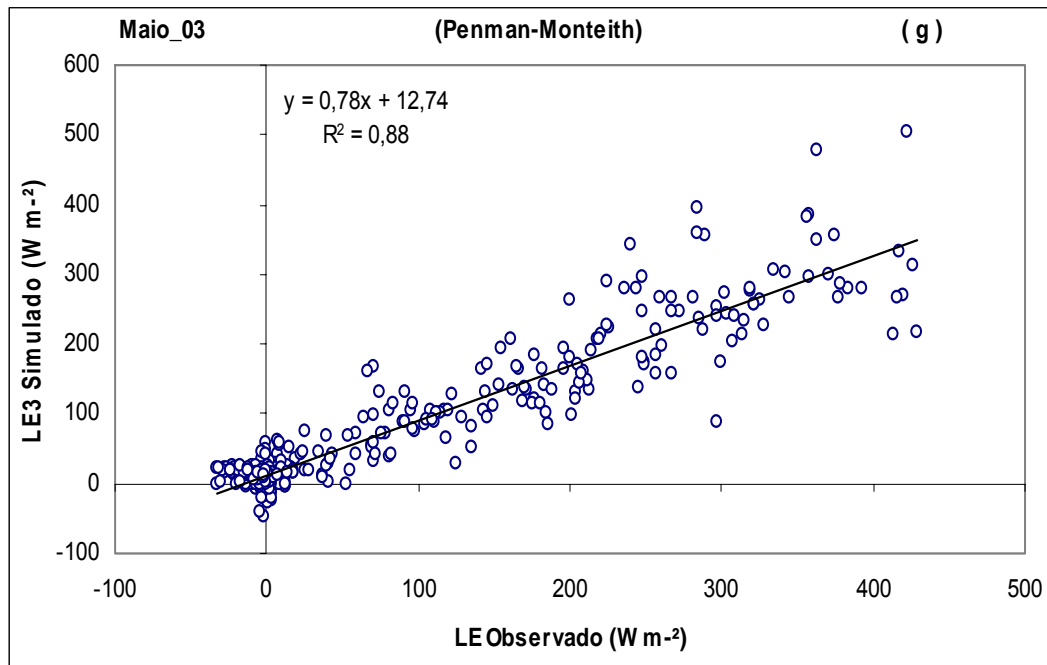


Figura 27(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de maio de 2003.

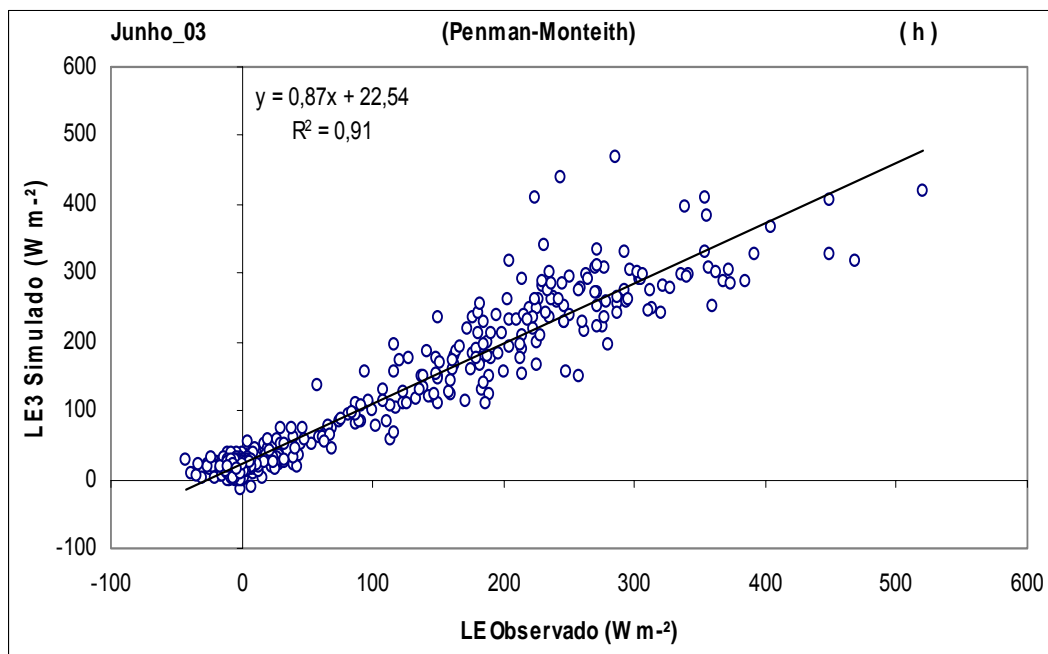


Figura 27(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de junho de 2003.

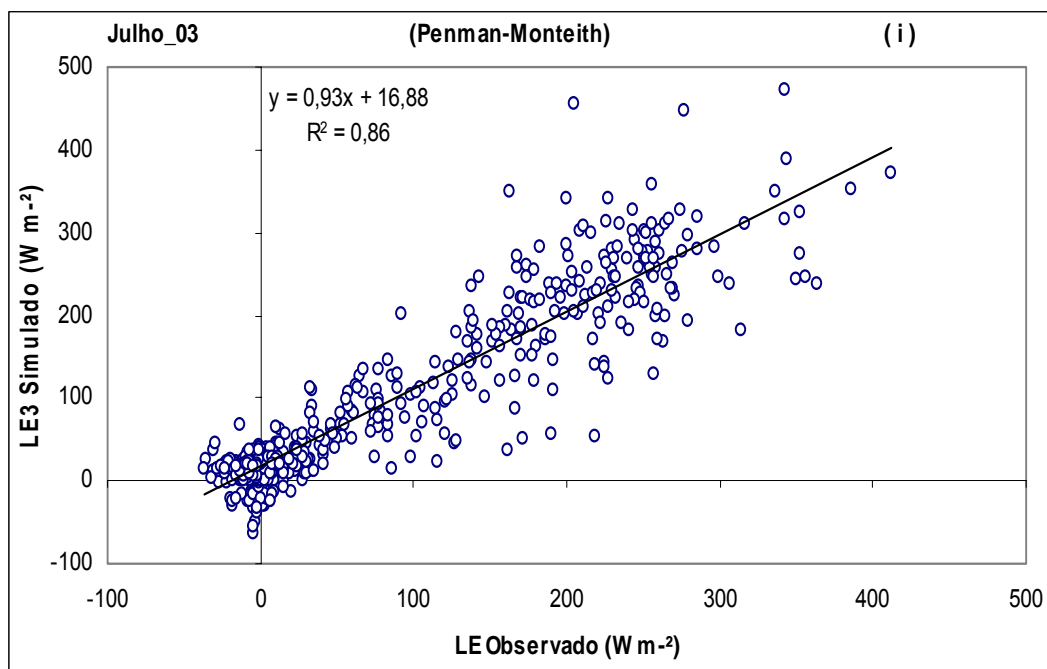


Figura 27(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de julho de 2003.

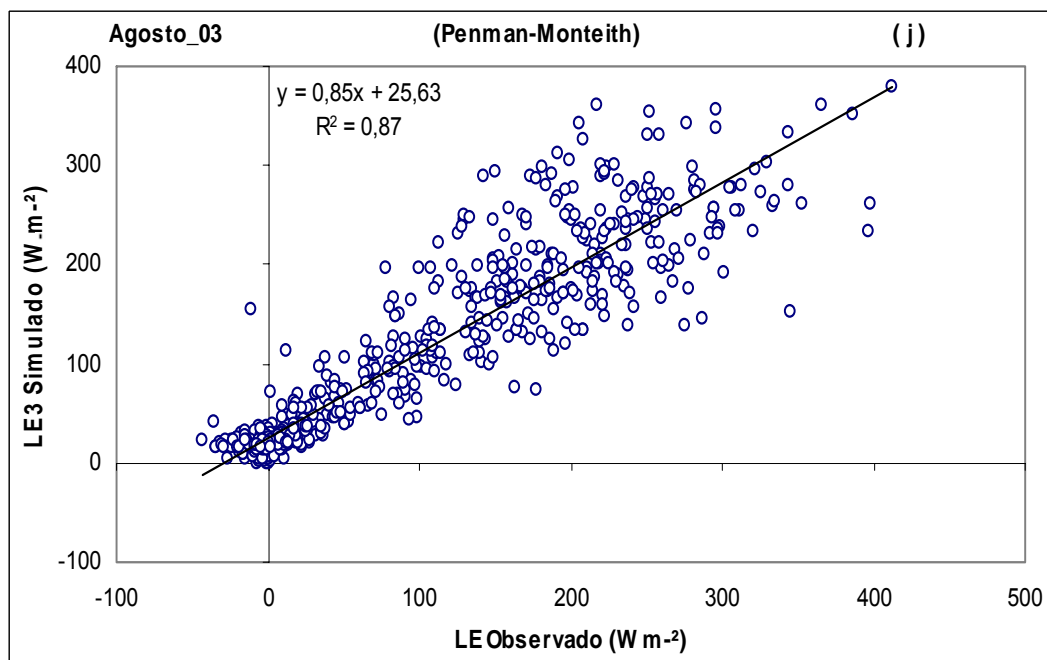


Figura 27(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de agosto de 2003.

Tabela 12 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	76,06	98,53	-4,87	41,20	27,92	53,41
dez/02	60,99	86,78	-12,65	44,30	11,01	45,68
jan/03	67,47	98,97	-2,28	36,71	27,61	58,40
fev/03	21,02	52,04	-27,59	65,55	-10,86	46,33
mar/03	26,23	51,51	-25,24	59,36	-14,27	54,17
abr/03	25,56	53,24	-43,62	78,52	-12,22	50,68
mai/03	31,54	53,23	-24,03	63,46	-3,53	44,02
jun/03	57,39	73,12	-21,34	57,99	12,24	37,03
jul/03	60,16	89,87	-16,54	54,06	8,28	48,16
ago/03	64,07	83,68	-5,60	43,54	43,72	38,12

Tabela 13 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)
nov/02	1,47	1,97	2,59	2,52	1,97	2,59	2,41	1,97	2,59
dez/02	1,67	1,96	2,58	2,49	1,96	2,58	2,48	1,96	2,58
jan/03	1,42	1,96	2,59	2,45	1,96	2,59	2,27	1,97	2,60
fev/03	2,37	1,96	2,58	2,20	1,97	2,59	2,48	1,96	2,58
mar/03	2,29	1,96	2,58	1,98	1,97	2,59	1,99	1,96	2,58
abr/03	2,02	1,97	2,59	1,75	1,98	2,61	2,27	1,97	2,59
mai/03	2,31	1,97	2,59	2,01	1,97	2,59	2,39	1,97	2,59
jun/03	1,77	1,96	2,59	1,97	1,96	2,59	2,42	1,96	2,59
jul/03	1,54	1,96	2,58	2,17	1,96	2,58	2,37	1,96	2,58
ago/03	1,67	1,96	2,58	2,12	1,96	2,58	2,21	1,96	2,58

4.7.2. Simulação do fluxo de calor latente em base média horária.

Podem ser observadas nas Figuras 28a a 28j as estimativas para o fluxo de calor latente e seu valor observado. Como esperado, em todo período estudado, predominam valores positivos de LE durante o ciclo diurno e o maior pico é observado no período chuvoso ($327,90 \text{ W.m}^{-2}$ em junho), quando há mais água disponível na superfície vegetada para o processo de evaporação. Durante o ciclo noturno os valores de LE chegam a apresentar alguns valores negativos, resultantes da condensação do vapor d'água, porém muito próximos de zero indicando que durante a noite são mínimas as trocas de energia na forma latente durante todo o período estudado. Predominando neste horário, as transferências de energia no sentido da atmosfera para a superfície na forma de calor sensível.

De uma forma geral, as respostas dos modelos em relação aos valores observados de fluxo de calor latente no manguezal não são tão boas quanto àquelas verificadas para fluxo de calor sensível, como podem ser observados na Tabela 14 que apresenta os testes de erro (MBE e RMSE) com valores absolutos bem superiores aqueles observados na estimativa do fluxo de calor sensível. Contudo, nos meses de baixa pluviosidade (junho a dezembro), o método de Penman-Monteith apresenta o melhor desempenho, representado pelos menores valores de RMSE, com simulações satisfatórias e muito próximas aos valores observados. E para este mesmo período, o método baseado em Bruin-Holtlag subestima os valores de LE em torno de 33%, principalmente entre 10 e 15 h, enquanto o método de Shuttleworth apresenta uma superestimativa de LE durante todo o ciclo diurno variando entre 32 e 42% (Figuras 28a, 28b, 28c, 28h, 28i e 28j). Na época chuvosa e mais especificamente nos meses de maior índice pluviométrico (fevereiro, março, abril e maio), as melhores simulações são apresentadas pelo modelo de Shuttleworth que apresenta os menores valores de MBE e RMSE (Tabela 14). E os modelos de Bruin-Holtlag e Penman-Monteith subestimam o valor de LE durante todo o ciclo diurno em torno de 42%, como pode ser constatado pelos valores negativos de MBE e pela Figuras 28d, 28e, 28f e 28g.

As estimativas da variação média horária apresentaram significância estatística entre 95% e 99% com a utilização dos modelos de Bruin-Holtlag e Penman-Monteith, com maior significância para o modelo de Penman-Monteith principalmente nos meses menos chuvosos. Estimativas com o método de Shuttleworth apresentam significância estatística de 99% no quadrimestre chuvoso. No período menos chuvoso e meses de transição, não apresentam significância estatística ao nível de 95% (Tabela 15).

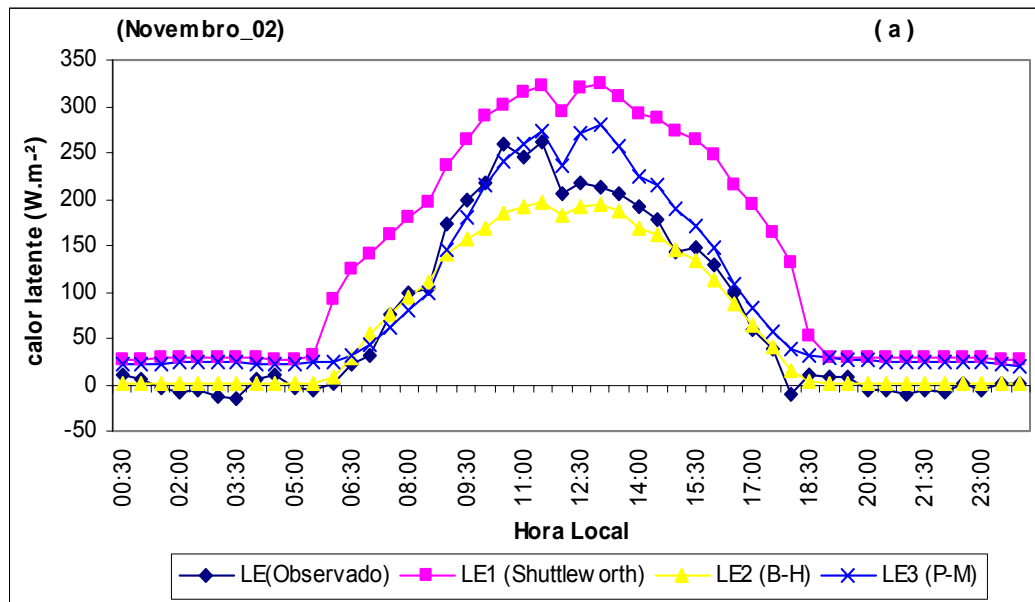


Figura 28(a) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de novembro de 2002.

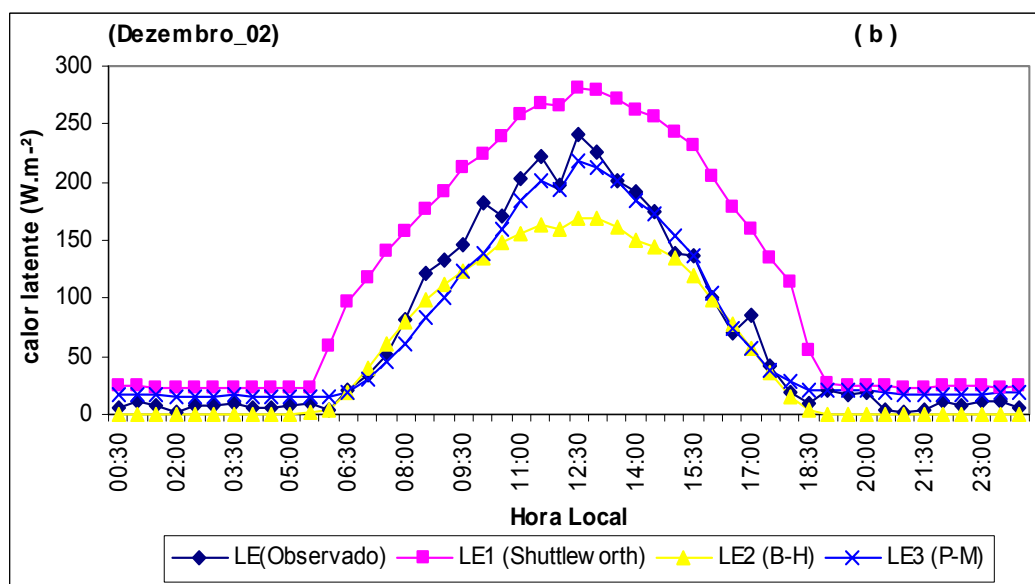


Figura 28(b) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de dezembro de 2002.

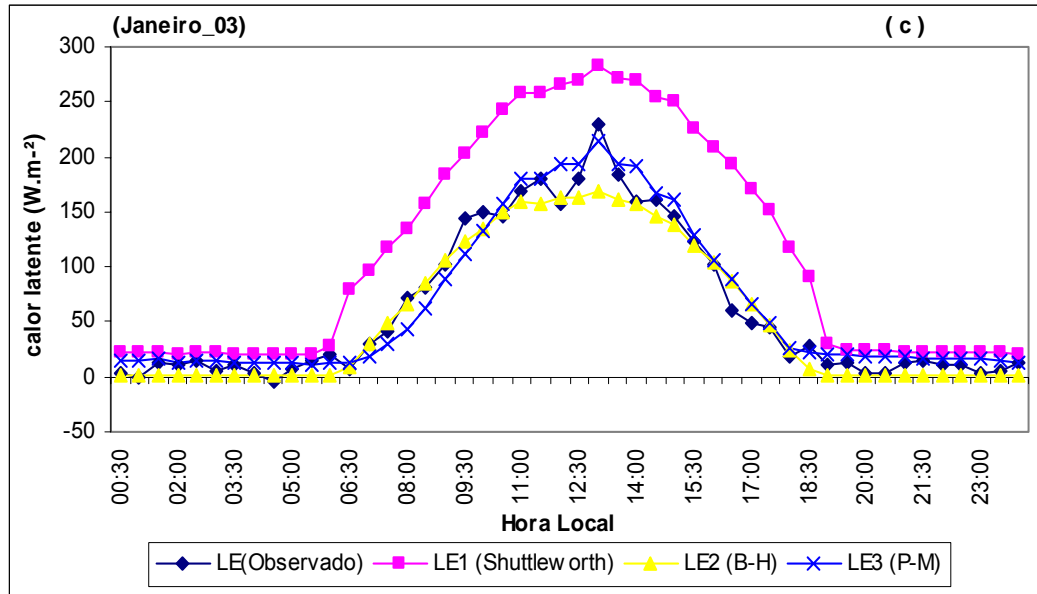


Figura 28(c) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de janeiro de 2003.

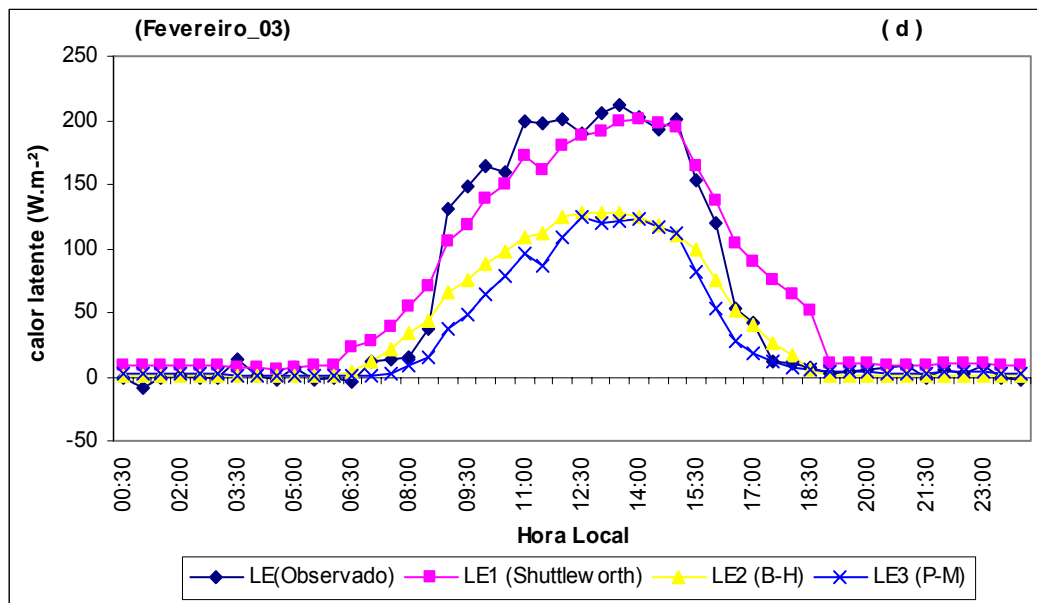


Figura 28(d) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de fevereiro de 2003.

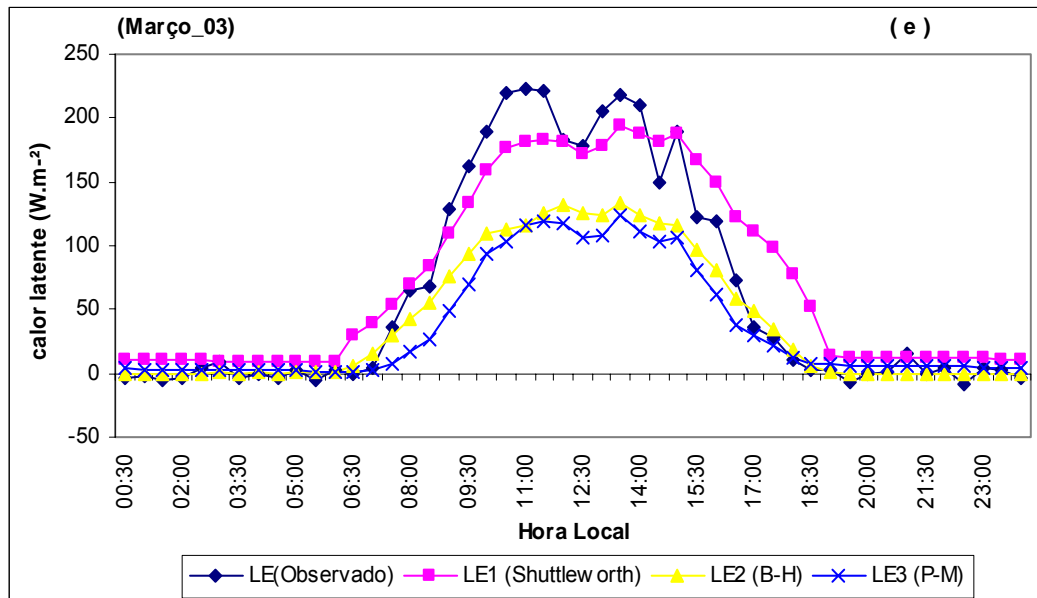


Figura 28(e) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de março de 2003.

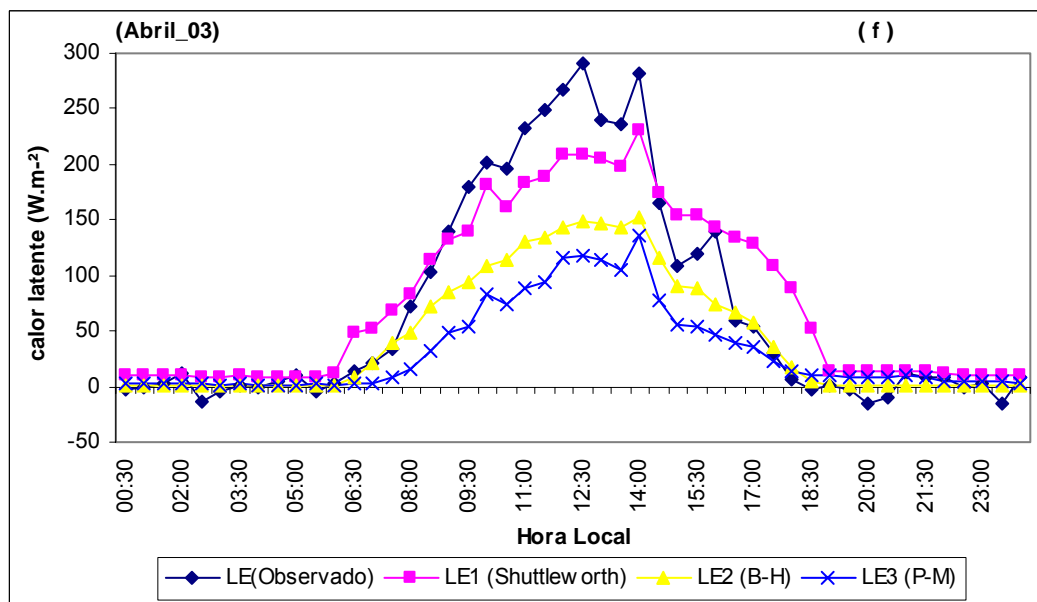


Figura 28(f) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de abril de 2003.

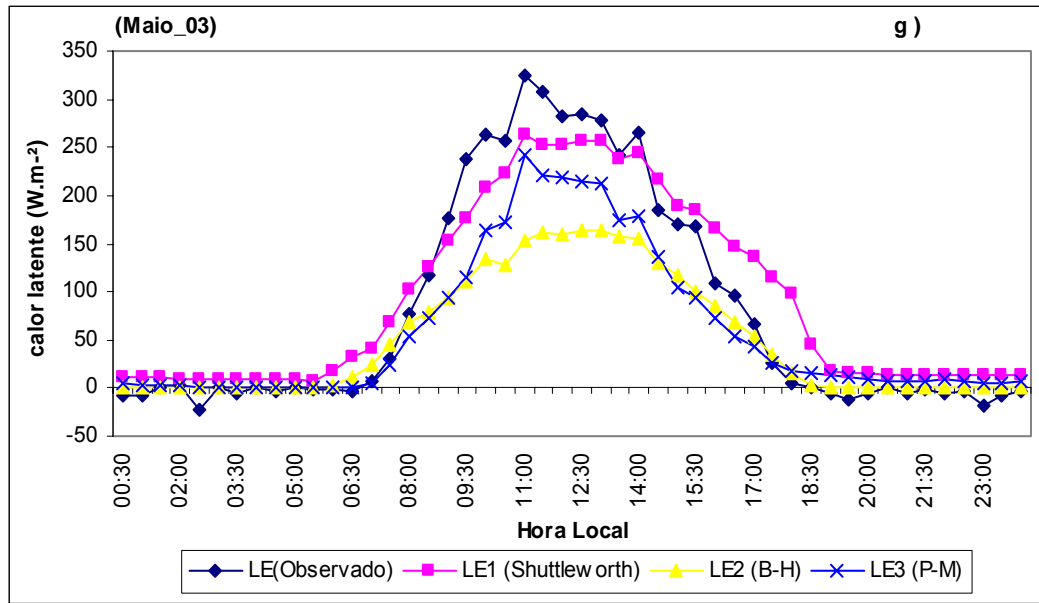


Figura 28(g) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de maio de 2003.

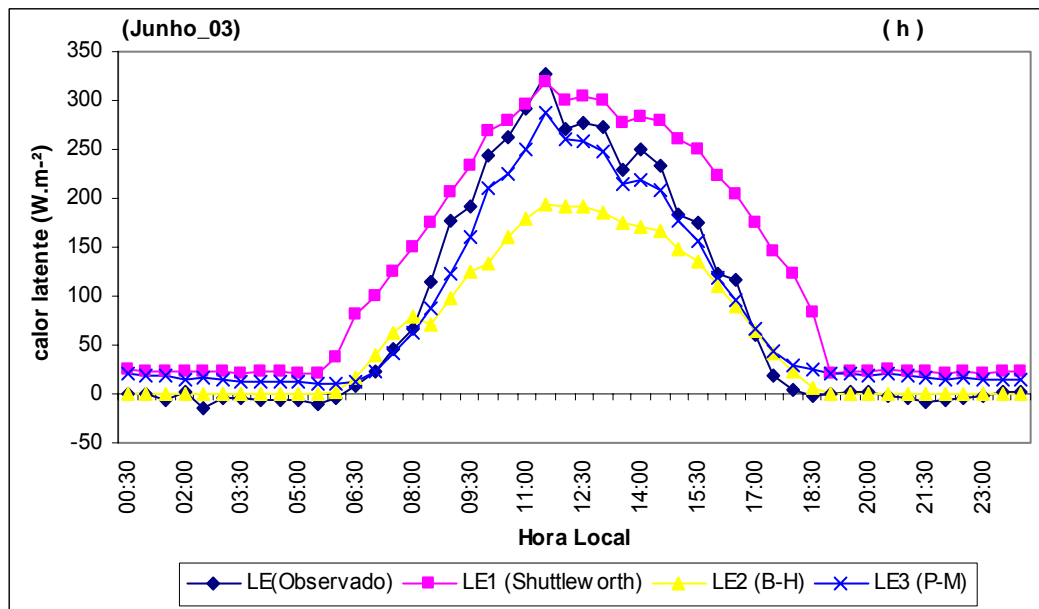


Figura 28(h) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de junho de 2003.

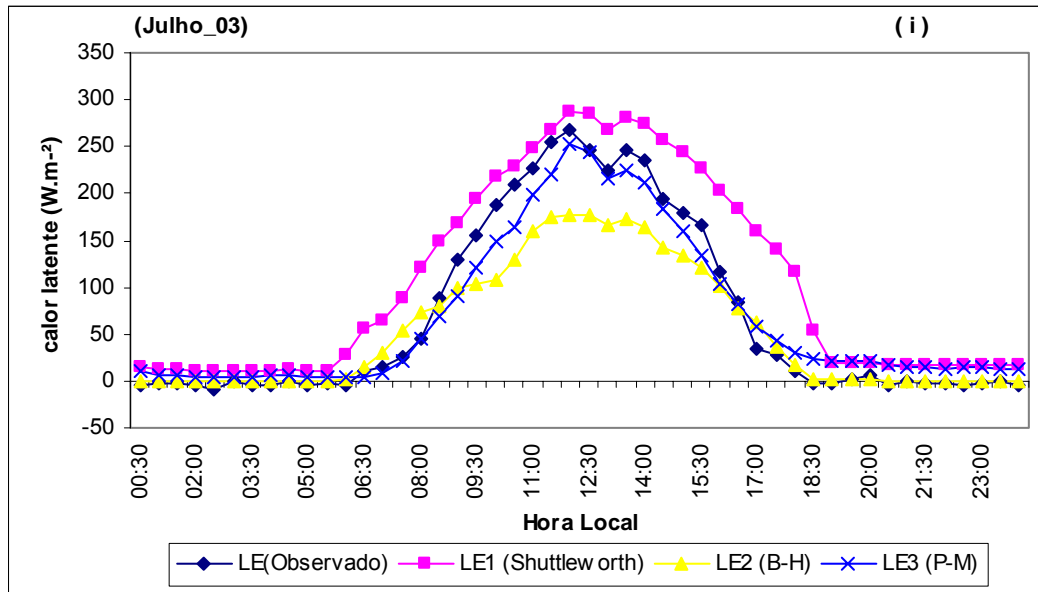


Figura 28(i) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de julho de 2003.

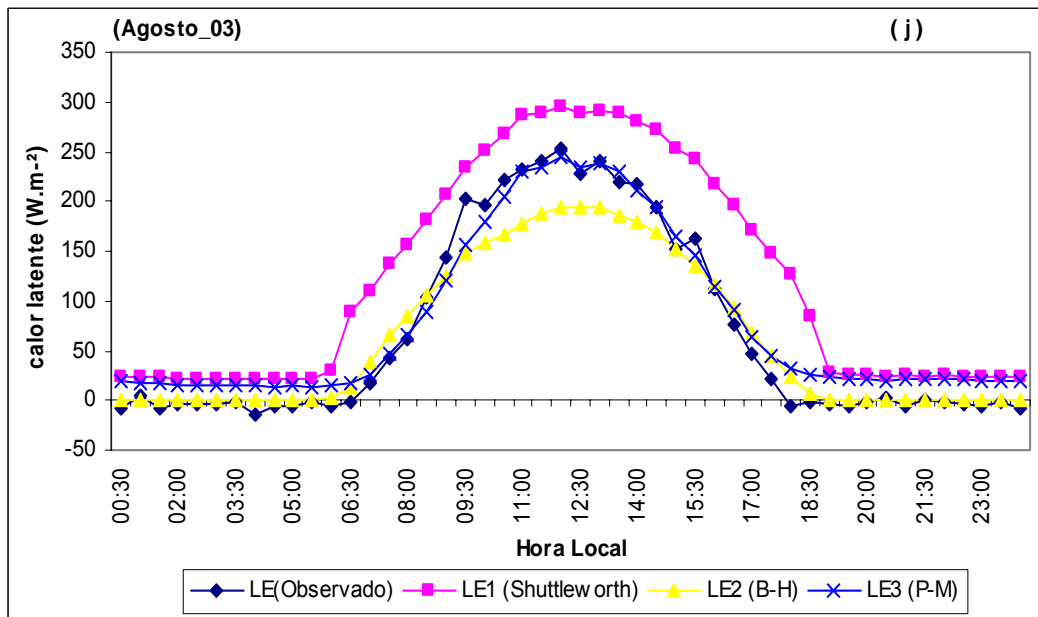


Figura 28(j) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de agosto de 2003.

Tabela 14 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação média horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	65,82	76,12	-7,04	28,06	21,20	22,84
dez/02	44,98	55,21	-16,39	25,63	-2,12	17,41
jan/03	52,83	66,32	-6,76	14,29	4,33	14,12
fev/03	6,37	26,09	-23,73	45,71	-30,68	53,48
mar/03	10,11	28,54	-21,52	41,43	-27,46	49,76
abr/03	5,74	39,34	-28,29	56,83	-40,93	75,08
mai/03	11,60	38,12	-30,73	65,07	-22,37	48,20
jun/03	43,56	53,24	-21,15	47,33	1,75	22,90
jul/03	37,85	47,75	-15,01	36,63	-0,15	19,37
ago/03	54,68	63,73	-5,05	24,84	11,12	20,26

Tabela 15 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação média horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)
nov/02	1,97	2,01	2,68	3,92	2,01	2,68	3,98	2,01	2,68
dez/02	2,00	2,01	2,68	3,11	2,01	2,68	3,31	2,01	2,68
jan/03	1,98	2,01	2,68	3,67	2,01	2,68	3,78	2,01	2,68
fev/03	2,79	2,01	2,68	2,48	2,01	2,68	2,17	2,01	2,68
mar/03	3,01	2,01	2,68	2,52	2,01	2,68	2,29	2,01	2,68
abr/03	3,88	2,01	2,68	2,74	2,01	2,68	2,52	2,01	2,68
mai/03	3,84	2,01	2,68	2,88	2,01	2,68	3,38	2,01	2,68
jun/03	2,46	2,01	2,68	2,86	2,01	2,68	3,61	2,01	2,68
jul/03	1,96	2,01	2,68	2,78	2,01	2,68	3,81	2,01	2,68
ago/03	1,95	2,01	2,68	3,38	2,01	2,68	3,68	2,01	2,68

4.7.3. Simulação do fluxo de calor latente em base diária

As estimativas médias diárias do fluxo de calor latente e seu valor observado estão ilustrados nas Figuras 29a a 29j e correspondem ao período de novembro de 2002 a agosto de 2003.

Durante todo período predominam valores positivos de fluxo de calor latente, indicando que a transferência de vapor d'água ocorre predominantemente da superfície para a atmosfera por evapotranspiração..

Dentre os métodos utilizados na estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, o método de Bruin-Holtslag apresentou o melhor desempenho durante todo o período estudado, uma vez que a regressão linear para valores simulados e observados apresenta coeficiente de determinação variando entre 0,95 e 0,98 e os testes MBE e RMSE (Tabela 16) apresentam os menores valores absolutos, podendo ser considerado o método mais adequado para estimar fluxo médio diário de calor latente no manguezal.

O segundo melhor desempenho é apresentado pelo método de Penman-Monteith que mostra sempre uma superestimativa do valor medido do fluxo de calor latente em torno de 25%, tanto no período chuvoso como no período menos chuvoso, representado pelos valores positivos de MBE na Tabela 16. Porém, sempre acompanha a tendência de variação de LE de forma satisfatória durante todo o período. O método utilizado por Shuttleworth, para variação média diária, seria o menos indicado para simulação de LE em ecossistema de manguezal, por superestimar o valor de LE em até 60% no período chuvoso e acima de 90% em alguns dias no período menos chuvoso, como pode ser observado nos altos valores positivos de MBE e RMSE apresentados na Tabela 16, que indicam superestimativa do valor simulado em relação ao observado. O baixo desempenho observado nas estimativas com a utilização do método de Shuttleworth, possivelmente está associado à forma de determinação da resistência estomática apresentada por este método, que considera apenas a influência da radiação solar global no comportamento estomatal.

De acordo com a Tabela 17 as estimativas com os modelos de Bruin-Holtslag e Penman-Monteith apresentam significância estatística variando entre 95% e 99% principalmente nos meses chuvosos, com maior significância estatística atribuída ao método baseado em Bruin-Holtslag. As estimativas com o método baseado em Shuttleworth não apresentaram significância estatística ao nível de confiança de 95% na maioria dos casos, exceto os meses de fevereiro, março e maio.

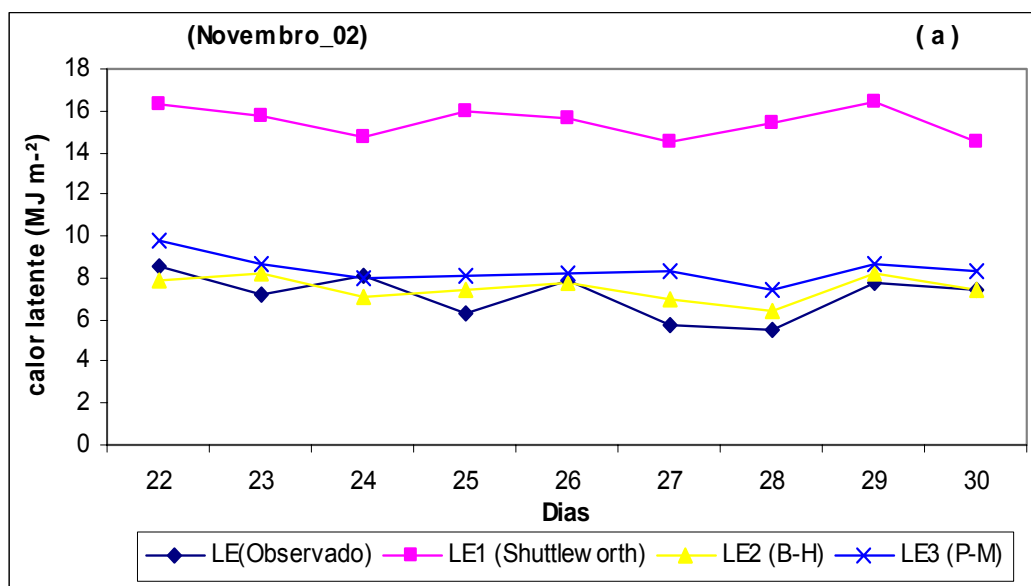


Figura 29(a) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de novembro de 2002.

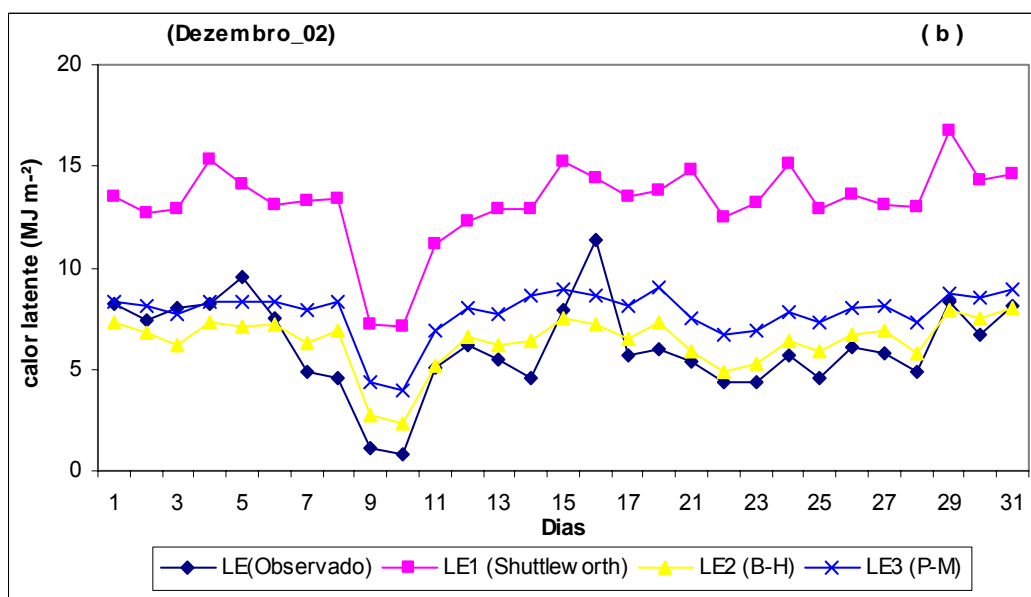


Figura 29(b) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de dezembro de 2002.

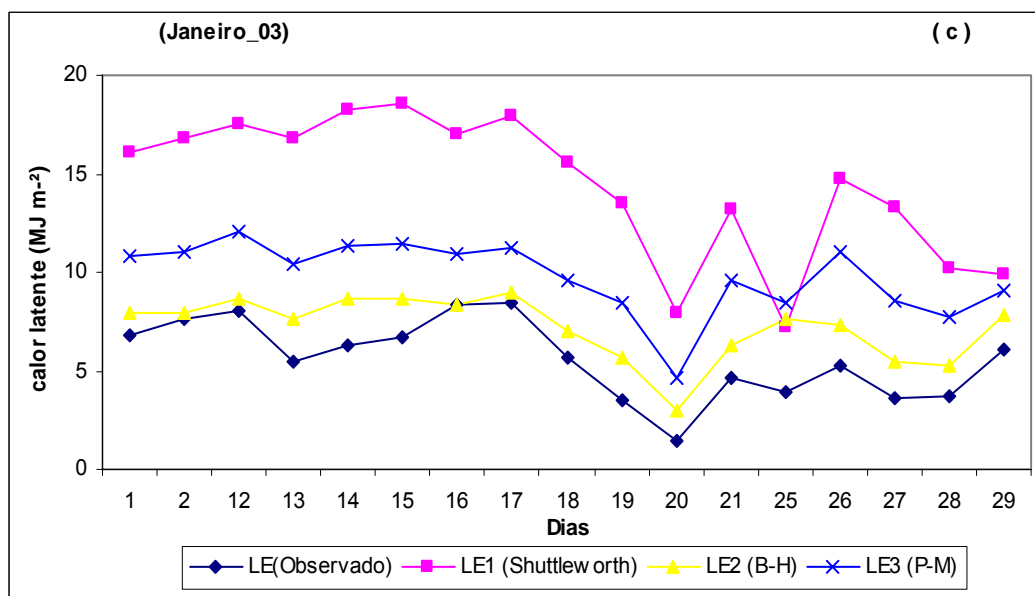


Figura 29(c) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de janeiro de 2003.

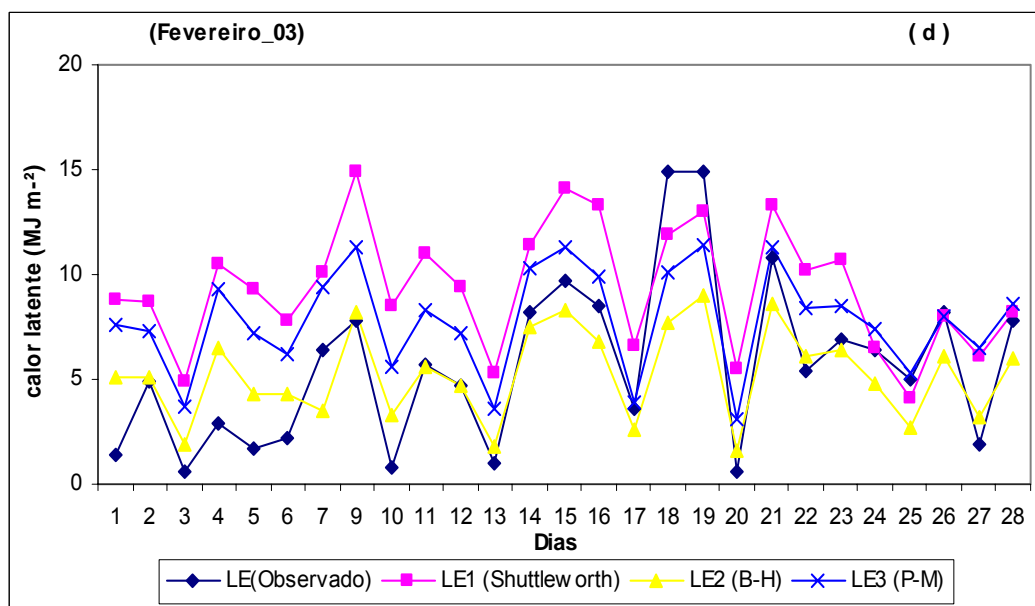


Figura 29(d) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de fevereiro de 2003.

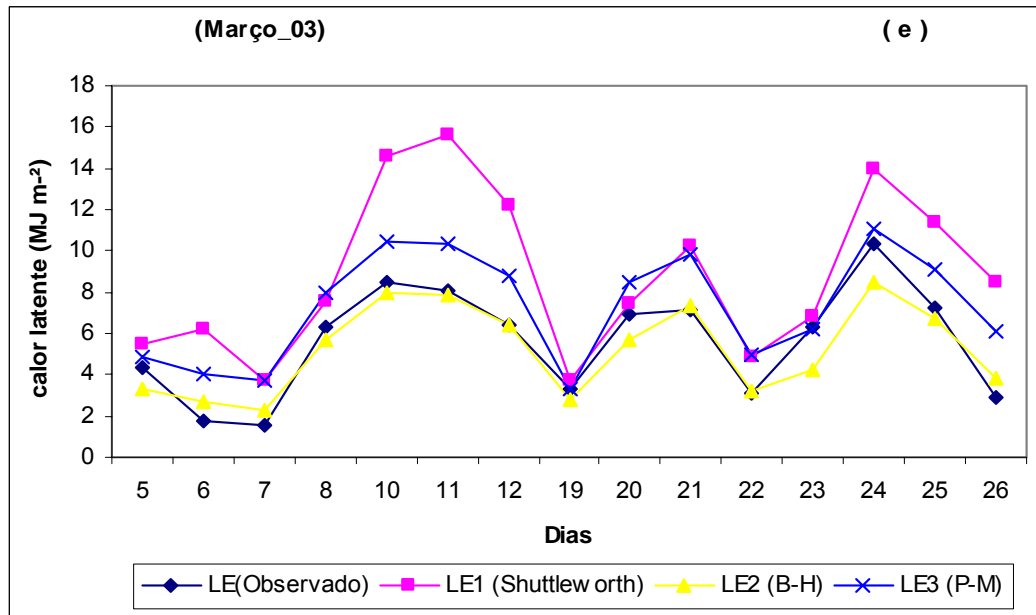


Figura 29(e) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de março de 2003.

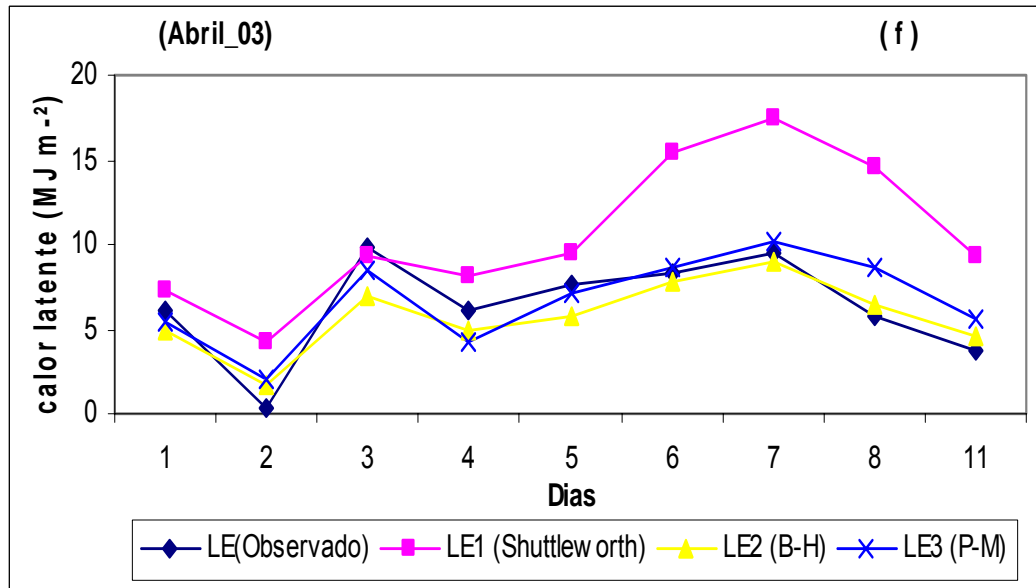


Figura 29(f) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de abril de 2003.

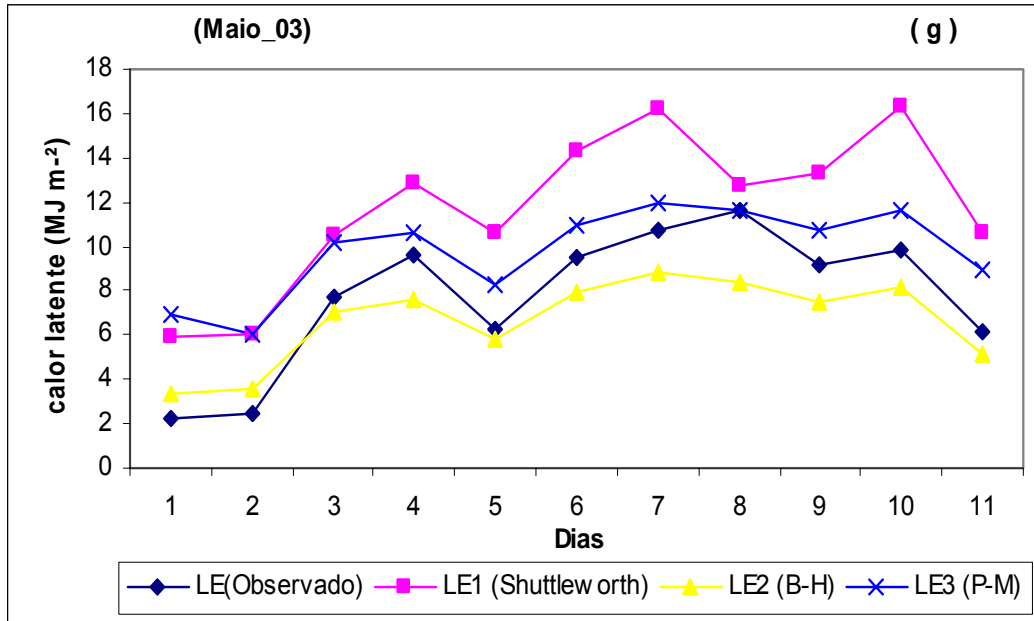


Figura 29(g) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de maio de 2003.

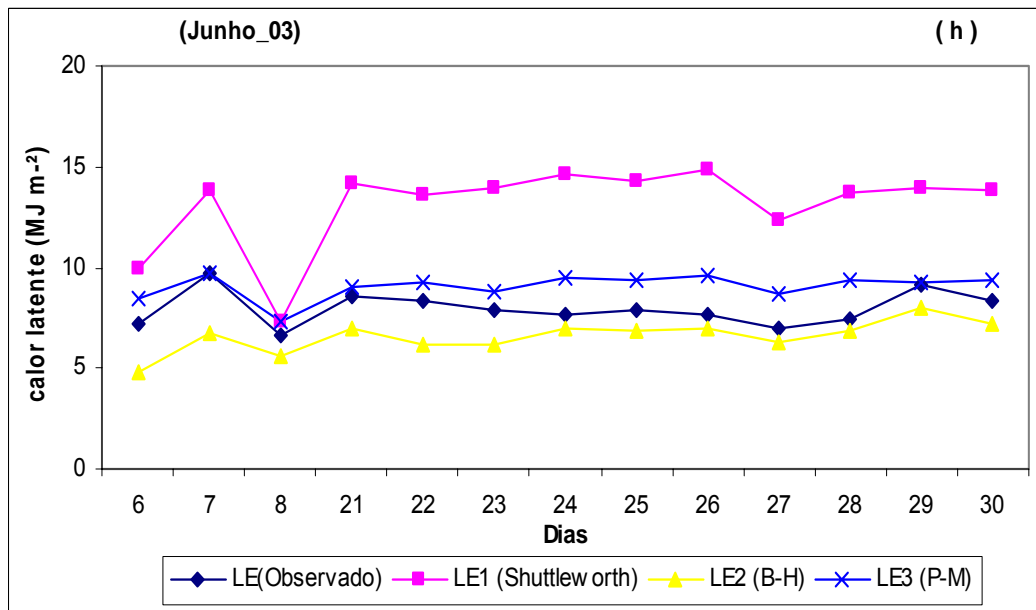


Figura 29(h) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de junho de 2003.

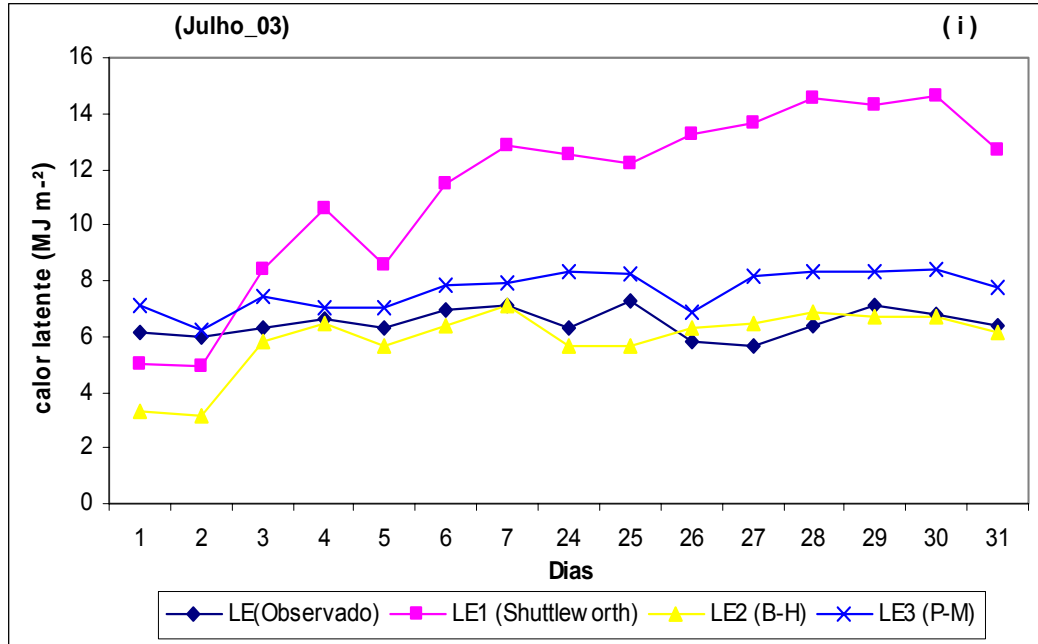


Figura 29(i) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de julho de 2003.

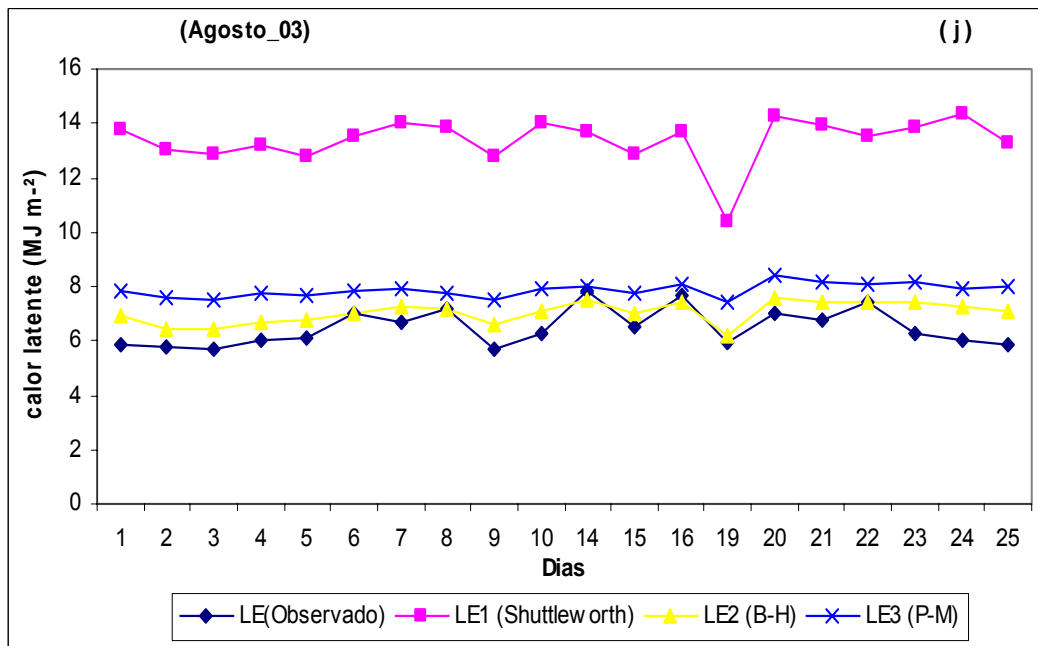


Figura 29(j) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de agosto de 2003.

Tabela 16 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	96,60	98,75	12,35	22,01	22,10	30,45
dez/02	78,37	80,87	5,84	19,92	20,89	29,48
jan/03	89,04	91,41	19,03	24,96	45,72	49,00
fev/03	31,08	39,45	-2,11	21,58	18,68	28,54
mar/03	30,76	37,43	-3,62	9,06	15,86	18,22
abr/03	42,00	51,97	-3,47	15,50	5,31	17,69
mai/03	37,78	39,69	-7,38	16,93	20,57	25,37
jun/03	66,09	69,05	-8,84	13,24	19,37	22,36
jul/03	56,90	67,05	-4,39	16,28	16,24	19,00
ago/03	79,06	79,77	8,53	10,88	17,63	19,24

Tabela 17 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)
nov/02	1,97	2,31	3,36	3,72	2,31	3,36	3,52	2,31	3,36
dez/02	1,52	2,05	2,76	5,05	2,05	2,76	3,98	2,05	2,76
jan/03	1,83	2,12	2,92	4,10	2,12	2,92	3,10	2,12	2,92
fev/03	2,37	2,06	2,78	7,22	2,06	2,78	6,39	2,06	2,78
mar/03	2,22	2,14	2,98	6,67	2,14	2,98	5,38	2,14	2,98
abr/03	2,09	2,31	3,36	4,02	2,31	3,36	3,69	2,31	3,36
mai/03	2,27	2,23	3,17	5,31	2,23	3,17	4,86	2,23	3,17
jun/03	2,11	2,18	3,05	3,60	2,18	3,05	2,54	2,18	3,05
jul/03	2,02	2,14	2,98	3,76	2,14	2,98	3,41	2,14	2,98
ago/03	2,01	2,09	2,86	3,21	2,09	2,86	2,62	2,09	2,86

4.8. Variação sazonal e partição dos componentes do balanço de energia.

A variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente observados para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003 estão apresentados nas Figuras 30a a 30j. Os picos de R_n são observados entre 10 e 14 h, e como esperado, os maiores valores são observados na estação seca ($660,08 \text{ W.m}^{-2}$) às 13 h em agosto, apresentando uma tendência de declínio a partir de novembro, atingindo um valor mínimo no mês de fevereiro ($436,99 \text{ W.m}^{-2}$) às 12:30 h.

Os fluxos de calor sensível e calor latente apresentaram a mesma tendência de variação do saldo de radiação para todo o período. Durante o período chuvoso, exceto os meses de dezembro e janeiro e considerando a variação média horária do ciclo diurno, os fluxos de calor latente variam de 15 a 50% acima do fluxo de calor sensível. Para os meses da estação menos chuvosa a partição entre fluxos de calor sensível e calor latente é equilibrada, porém com uma magnitude um pouco menor e se estende até janeiro. Durante o ciclo noturno prevalecem valores negativos de H e LE , o que indica que as trocas de energia ocorrem no sentido da atmosfera para a vegetação, porém com valores de LE sempre muito próximos de zero, indicando que as transferências de energia na forma de condensação do vapor d'água são mínimas durante a noite. Já o fluxo de calor sensível tende a ser mais negativo no período menos chuvoso e mais próximo de zero na época chuvosa e apresentam valor variando entre 0 e -40 W.m^{-2} , caracterizando que as trocas de energia durante a noite ocorrem predominantemente sob a forma de calor sensível.

A Tabela 18 apresenta resultados referentes à partição do saldo de radiação encontrados por pesquisadores em ecossistema de floresta no qual se observa que os fluxos de calor latente foram, em média, de duas a três vezes maiores que o fluxo de calor sensível, tanto no período chuvoso como no período menos chuvoso. Embora este tipo de variação seja semelhante para todos os trabalhos realizados em ecossistema de floresta Amazônica, ainda constata-se diferenças de magnitude em consequência da variação espacial entre os sítios experimentais. Quando comparamos estes resultados com os encontrados em ecossistema de manguezal (Tabela 19), verificamos semelhança na partição do saldo de radiação, em que a troca de energia dá-se predominantemente na forma de calor latente, porém com magnitudes inferiores àquelas observadas em floresta, e o fluxo de calor sensível corresponde em média 37% do saldo de radiação, mostrando que essa diferença se deve a fatores físicos e fisiológicos que este ecossistema exerce em relação às trocas de energia com a atmosfera.

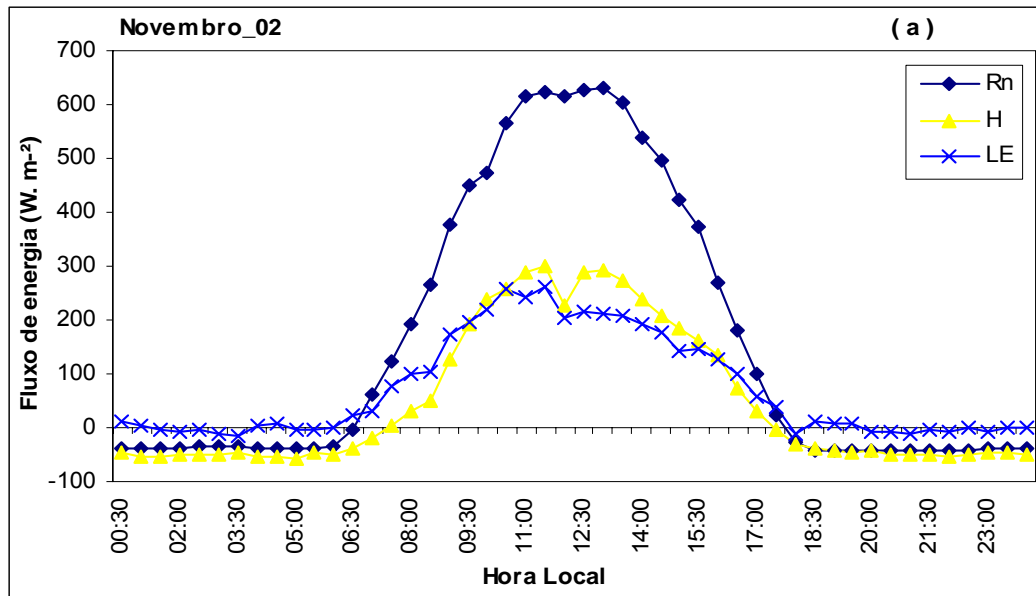


Figura 30(a) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de novembro de 2002.

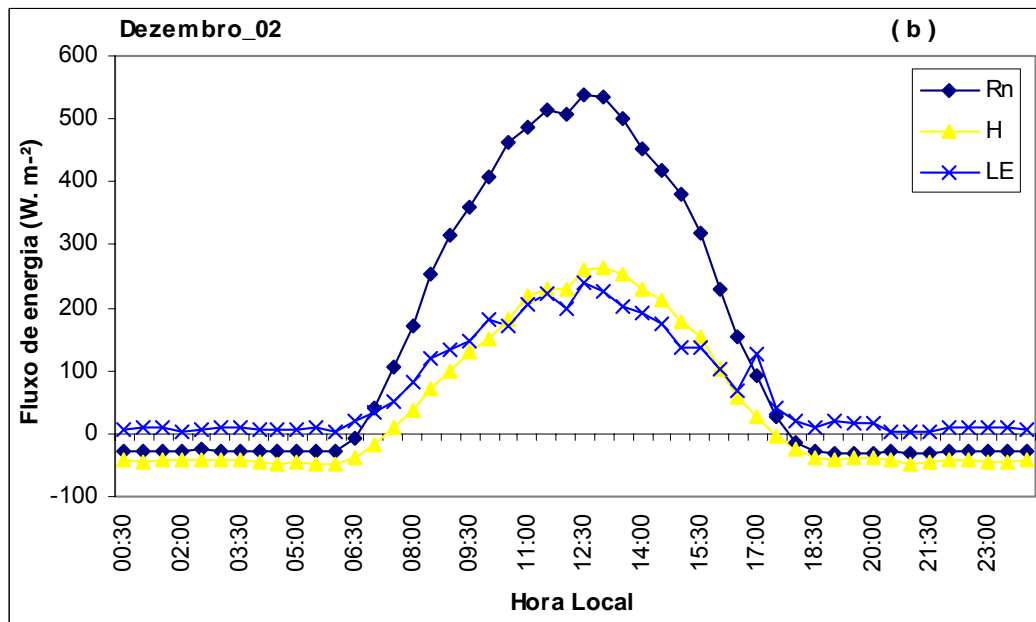


Figura 30(b) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de dezembro de 2002.

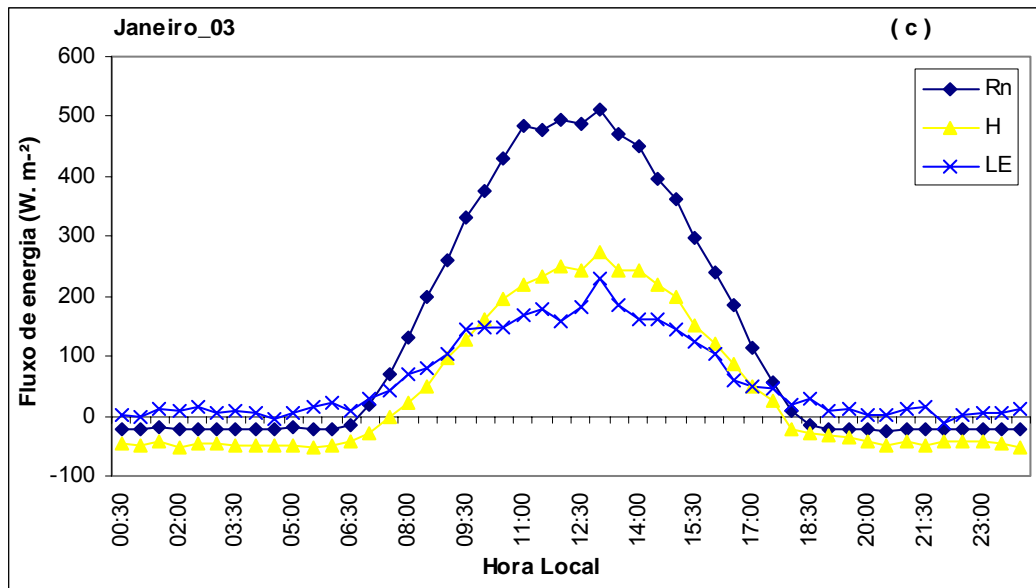


Figura 30(c) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de janeiro de 2003.

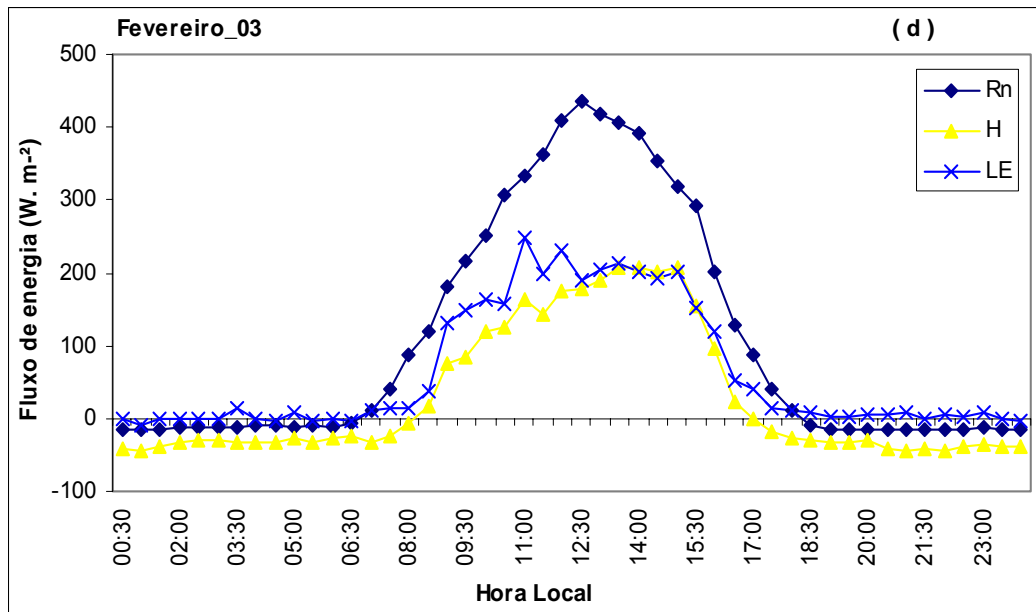


Figura 30(d) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de fevereiro de 2003.

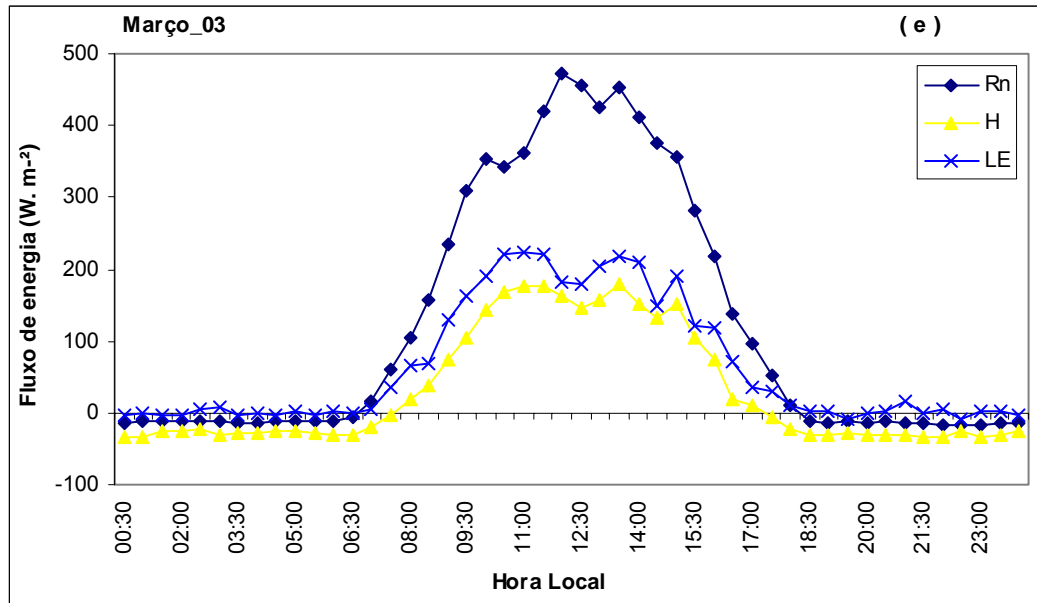


Figura 30(e) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de março de 2003.

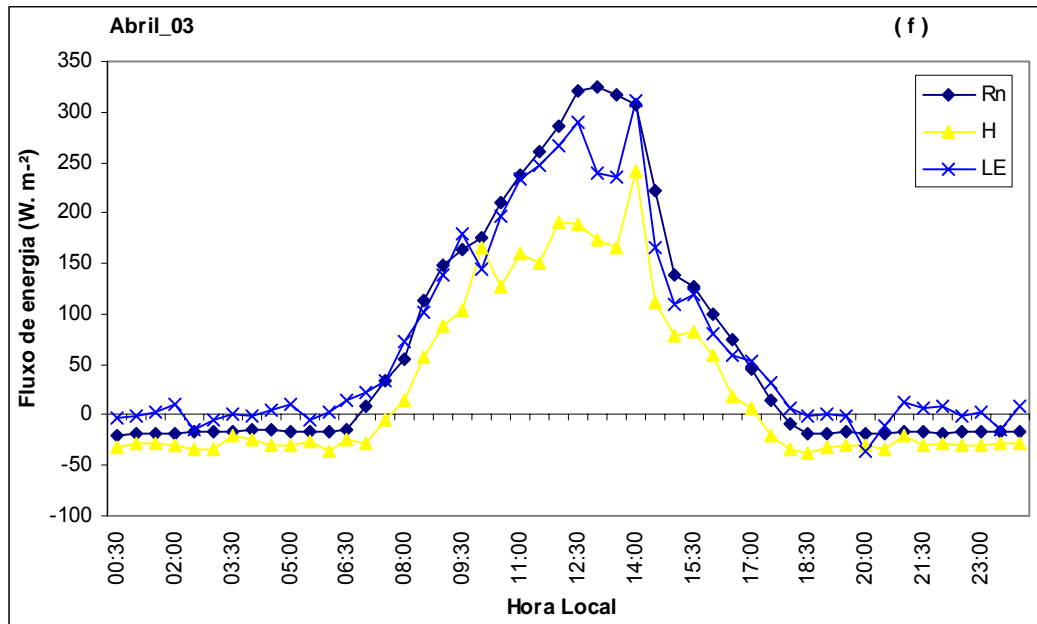


Figura 30(f) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de abril de 2003.

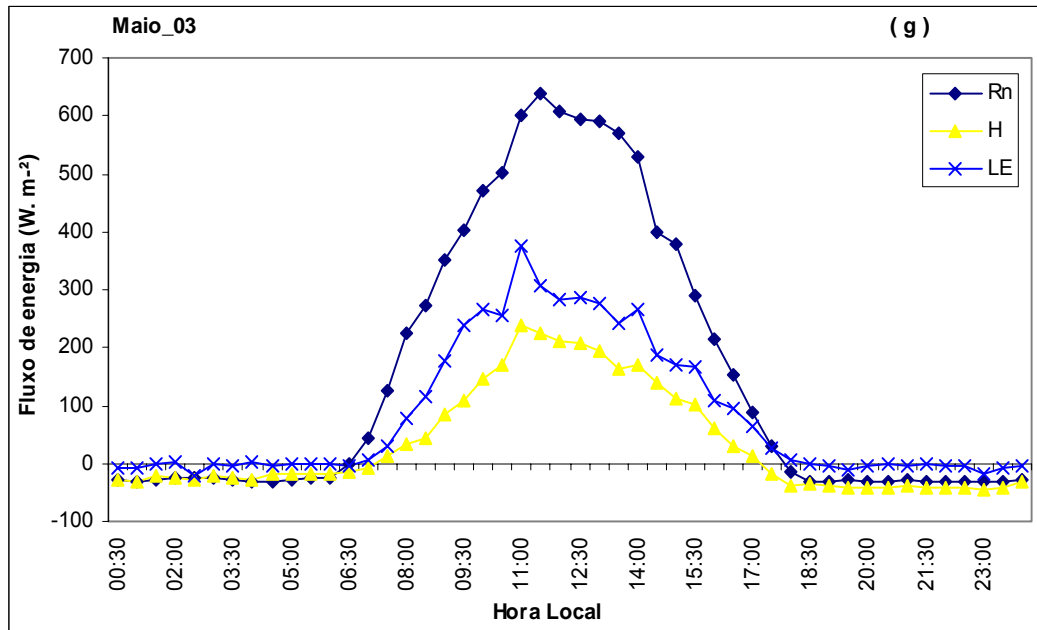


Figura 30(g) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de maio de 2003.

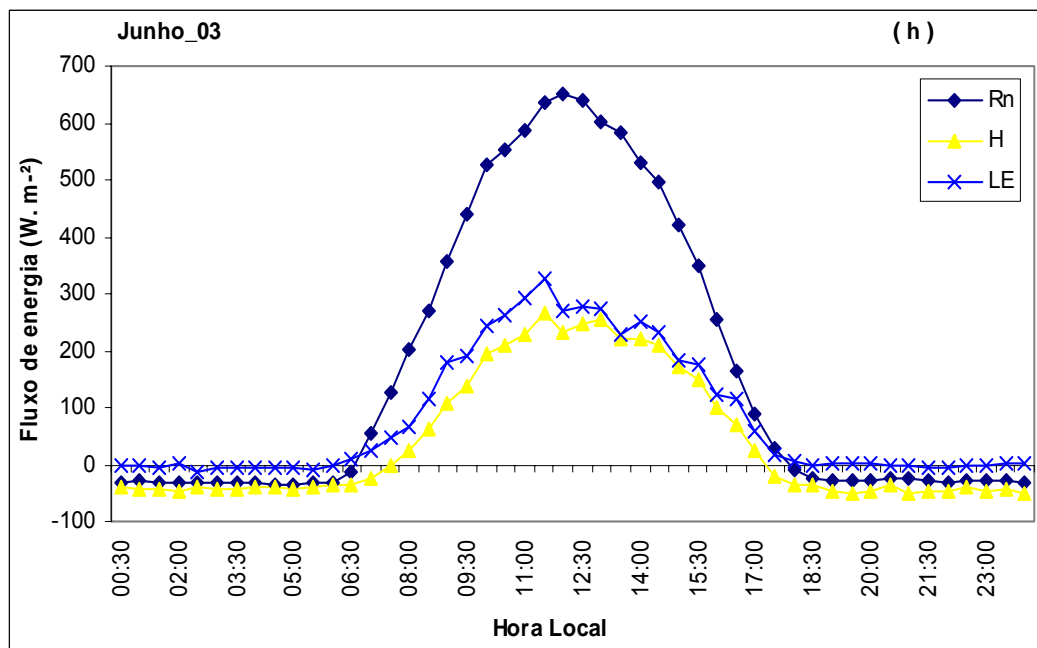


Figura 30(h) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de junho de 2003.

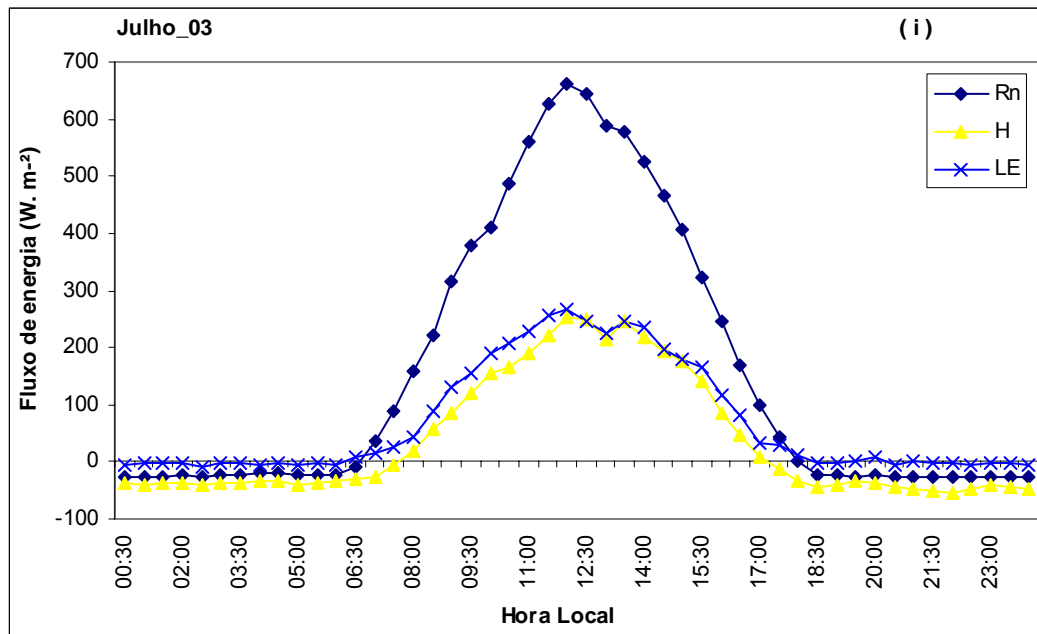


Figura 30(i) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de julho de 2003.

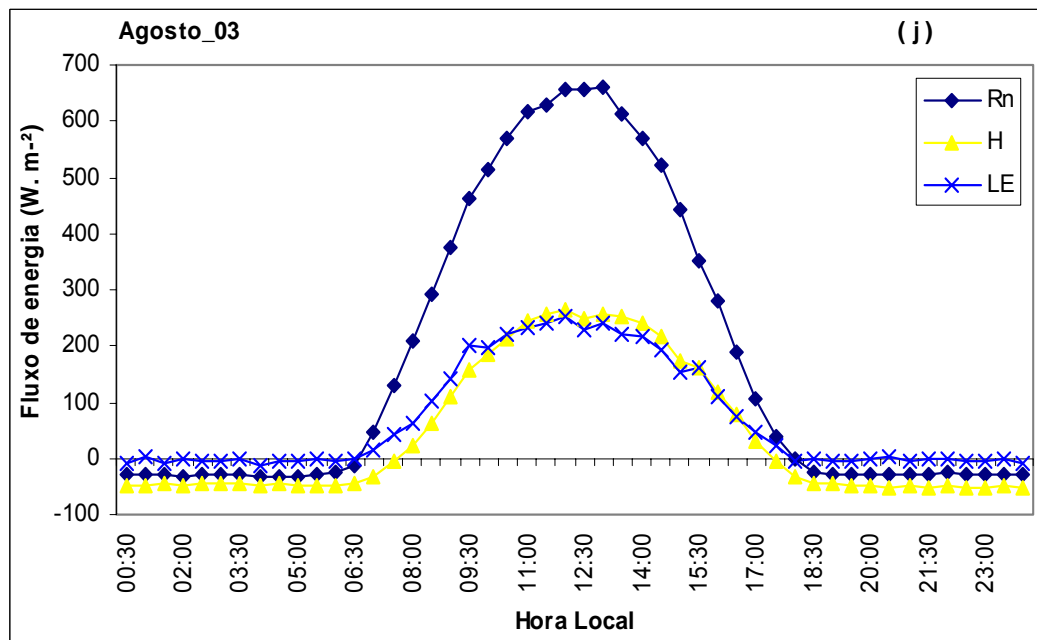


Figura 30(j) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de agosto de 2003.

Tabela 18 – Valores médios diários da fração do saldo de radiação utilizado sob a forma de calor latente e calor sensível em sítios experimentais na floresta Amazônica

Autor(es)	Período	LE/Rn	H/Rn	Ecossistema
Teixeira (1999)	chuvoso	0,69	0,19	Floresta/Ji-Paraná
	menos chuvoso	0,65	0,19	
Galvão e Fisch (2000)	chuvoso	0,79	0,17	Floresta/Ji-Paraná
	menos chuvoso	0,62	0,18	
Pereira (2001)	chuvoso	0,66	0,20	Floresta/Manaus
	menos chuvoso	0,41	0,27	
Souza Filho (2002)	chuvoso	0,60	0,14	Floresta/Caxiuanã
	menos chuvoso	0,75	0,17	

Tabela 19 – Valores médios diários dos componentes do balanço de energia e partição do saldo de radiação em calor sensível e calor latente para o ecossistema de manguezal

Período	Rn (W.m ⁻²)	LE (W.m ⁻²)	H (W.m ⁻²)	LE/Rn	H/Rn	Ecossistema
chuvoso	313,95	155,74	115,26	0,50	0,37	Manguezal/Bragança
menos chuvoso	458,47	194,01	173,43	0,42	0,38	

Analisando a variação sazonal de valores médios diários dos componentes de balanço de energia (Figura 31), observa-se que o saldo de radiação variou entre 10,04 MJ.m⁻² (chuvoso) e 16,51 MJ.m⁻² (menos chuvoso). E sua partição sob a forma de calor sensível entre 4,14 e 6,81 MJ.m⁻² e para calor latente entre 4,92 e 7,50 MJ.m⁻² respectivamente. Dentre os dez meses considerados neste estudo, seis apresentaram maior partição sob a forma de calor latente, dois (novembro e janeiro) têm maior partição sob a forma de calor sensível e os outros dois (agosto e dezembro) a partição é praticamente igual.

A partição de energia expressa pela Razão de Bowen e a fração do saldo de radiação na forma de calor sensível e calor latente para o ciclo diurno está apresentado na Figura 32. Considerando todo o período, a Razão de Bowen apresentou um valor médio de 0,82, enquanto resultados obtidos em floresta mostram a Razão de Bowen com um valor médio de 0,49. O maior valor de Bowen para o manguezal deve-se a redução no valor médio de LE, acompanhado de um acréscimo no valor médio de H. Comparando os resultados obtidos no presente estudo com aqueles obtidos em floresta, verificou-se que ocorre significativa diferença no particionamento de energia entre os ecossistemas e a

menor diferença observada na fração evaporativa do manguezal definido como a razão entre o fluxo de calor latente e o saldo de radiação (LE/R_n) pode estar relacionada com características fisiológicas da vegetação que pode ter um mecanismo de trocas gasosa menos eficiente que a vegetação de floresta. MYERS (1983) conclui que certas adaptações morfológicas da vegetação desenvolvida em ambiente salino, repercutem em folhas grossas de parênquima mais desenvolvido, menos teor de clorofila, espaços intracelulares menores, menos estômatos e menos cloroplastos. A segunda hipótese seria devido ao maior porte e adensamento de árvores por hectare que a floresta apresenta em relação ao manguezal, contribuindo, portanto para maior partição na forma de calor latente observada na floresta.

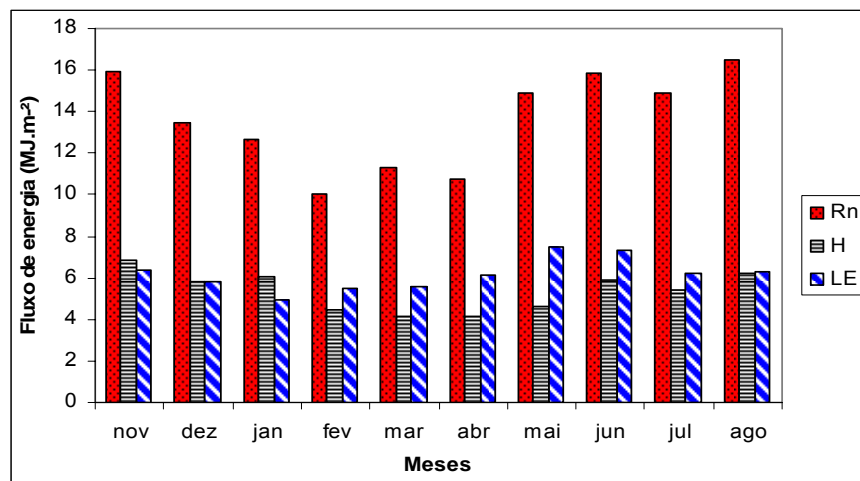


Figura 31 – Variação sazonal dos valores médios diários dos componentes do balanço de energia.

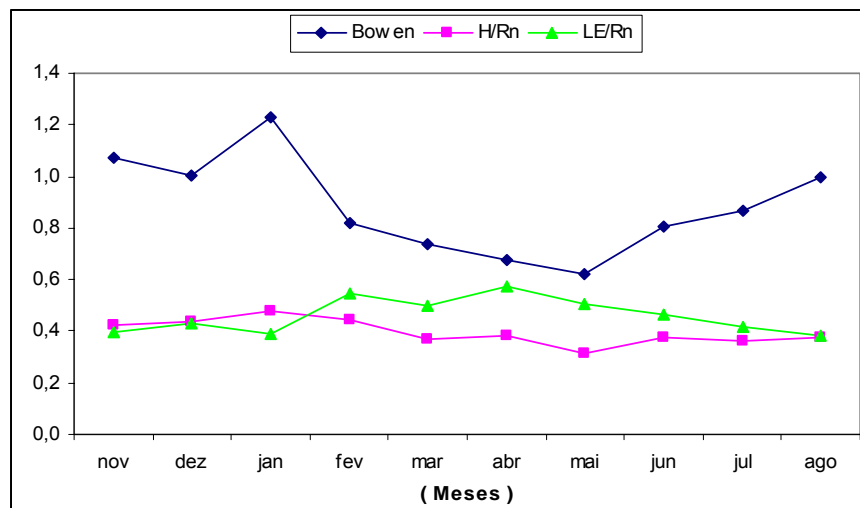


Figura 32 – Variação sazonal da partição dos componentes do balanço de energia.

4.9. Variação sazonal e relações de dependência entre condutância estomática (g_s) e variáveis meteorológicas no manguezal.

Nesse estudo foram analisados o comportamento da condutância estomática com base em variações temporais e suas relações de dependência com variáveis meteorológicas observadas no manguezal. Os estômatos também são sensíveis às variações de luz, temperatura e concentrações de CO_2 , todavia sua funcionalidade é bastante complexa e não será tratada aqui.

A condutância estomática acompanha a tendência de variação do balanço de radiação, atingindo valores máximos durante o dia e mínimos durante a noite. O comportamento sazonal da condutância estomática pode ser observado na Figura 33, em que g_s apresenta maiores flutuações no período chuvoso, porém com magnitudes inferiores as do período menos chuvoso, com valor médio de $0,015 \text{ m s}^{-1}$. Durante o período menos chuvoso a condutância estomática apresentou um valor médio de $0,027 \text{ m s}^{-1}$ bem como um comportamento mais regular.

O deficit de pressão de vapor é a variável que apresenta melhor relação de dependência com a condutância estomática, independente da época do ano, apresentando coeficiente de determinação r^2 de 0,99 para ambos os períodos (Figura 34). Caracterizando a condutância estomática que aumenta ou diminui proporcionalmente com o deficit de pressão de vapor, sendo que em se tratando de um ecossistema de manguezal que possui solo constantemente encharcado pelo efeito de marés, praticamente não há restrição hídrica no solo mesmo em época de baixa pluviosidade e a condutância estomática é influenciada principalmente por condições atmosféricas, ou seja, se há mais vapor d'água na atmosfera diminui o deficit de pressão de vapor e conseqüentemente diminui a condutância estomática e vice-versa.

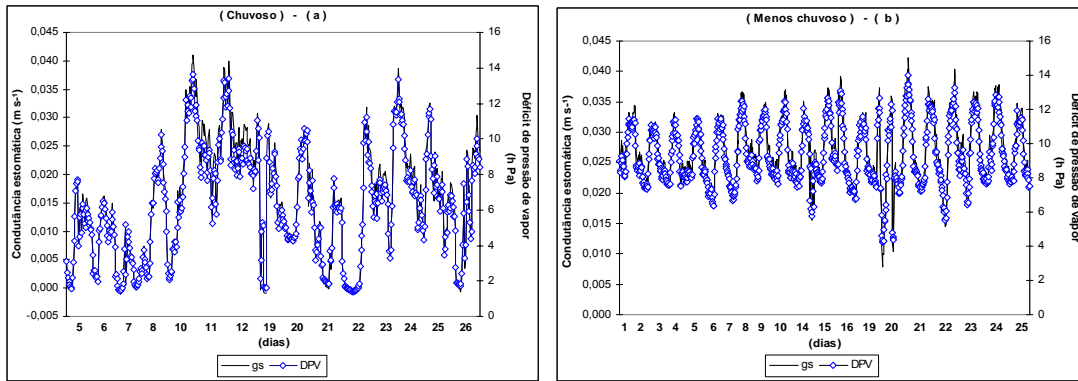


Figura 33 – Comportamento médio diário da condutância estomática e déficit de pressão de vapor para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

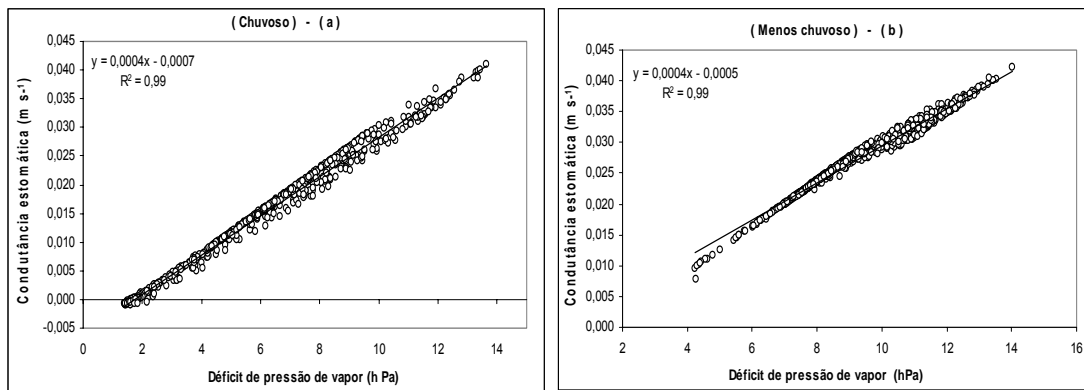


Figura 34 - Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e déficit de pressão de vapor para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

As Figuras 35 e 36 apresentam o comportamento médio diário da condutância estomática e o saldo de radiação para o período chuvoso e menos chuvoso no manguezal, no qual se observa que as variáveis têm uma relação de dependência maior no período menos chuvoso, apresentando coeficiente de determinação de 0,92 (Figura 36). Para o período chuvoso, essa relação não é tão forte quanto à observada no período menos chuvoso, possivelmente devido à presença de constante nebulosidade e ocorrências de precipitações que modificam momentaneamente as condições micrometeorológicas locais, influenciando no desempenho da condutância estomática.

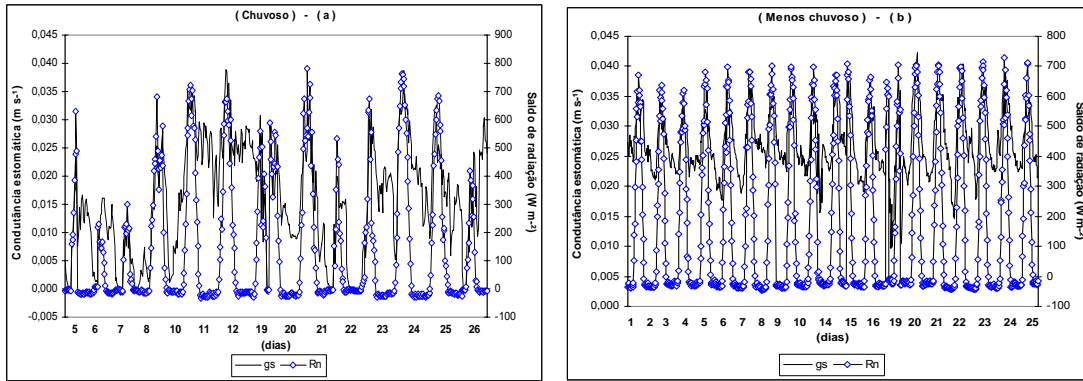


Figura 35 - Comportamento médio diário da condutância estomática e saldo de radiação para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

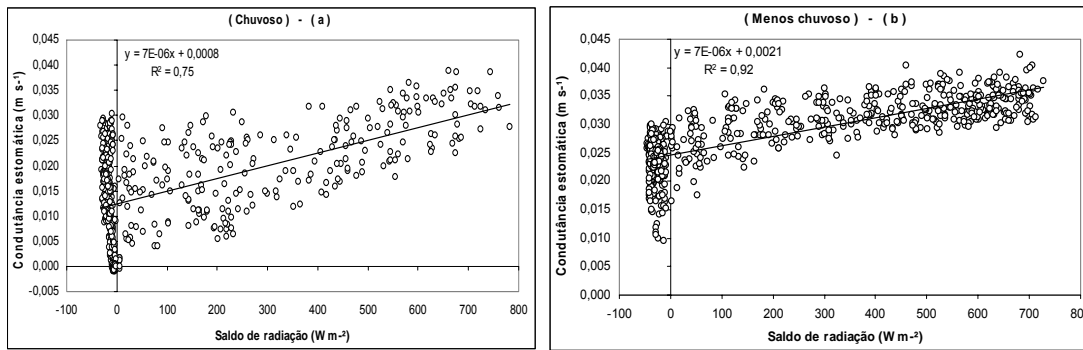


Figura 36 - Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e saldo de radiação para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

O vento tem papel importante nas trocas de energia entre as plantas e o meio ambiente, por renovar continuamente a camada de ar em contato com a superfície das folhas, reduzindo a resistência aerodinâmica e facilitando assim o controle estomático que realiza as trocas de vapor d'água entre o mesófilo da folha e o ar externo.

O vento é originado por aquecimento diferencial de superfícies, gerando um gradiente térmico que provoca variações de pressão e conseqüentemente o deslocamento de massa de ar. O curso diário da velocidade do vento acompanha as variações do balanço de radiação, dessa forma, a velocidade do vento tende a ser maior durante o dia quando o balanço de radiação é positivo e também maior velocidade do vento é verificada durante a estação menos chuvosa, devido as maiores temperaturas que resultam em maiores gradientes de pressão. O inverso é verificado durante o período noturno e na estação chuvosa. Contudo, apesar da participação do vento nos processos de trocas gasosas entre

os estômatos e a atmosfera, sua relação de dependência com a condutância estomática é secundária, apresentando baixo coeficiente de determinação $r^2 = 0,44$ para época chuvosa e $0,51$ para época menos chuvosa (Figura 38). Todavia, vale ressaltar que a correlação mais alta dá-se no período menos chuvoso quando ocorrem ventos mais fortes. De uma forma geral, fica bem caracterizado que o vento não representa uma variável determinante no comportamento da condutância estomática e sim um contribuinte que pode facilitar os processos de troca energética entre a vegetação e a atmosfera.

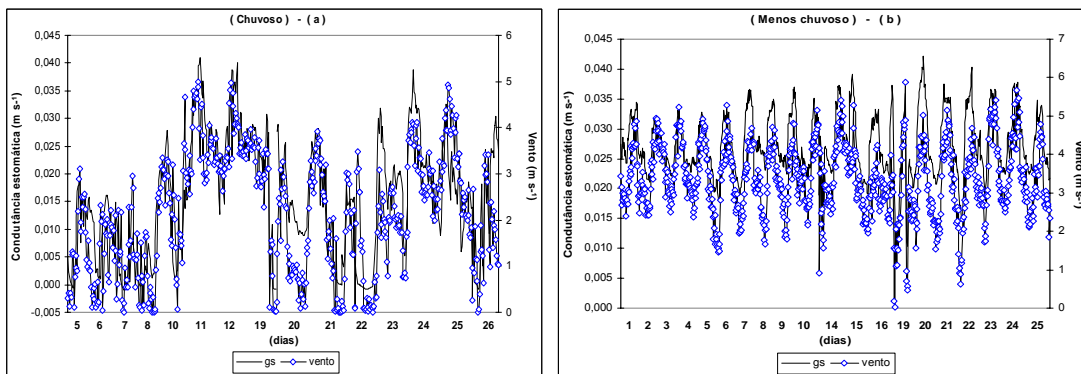


Figura 37 - Comportamento médio diário da condutância estomática e vento para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

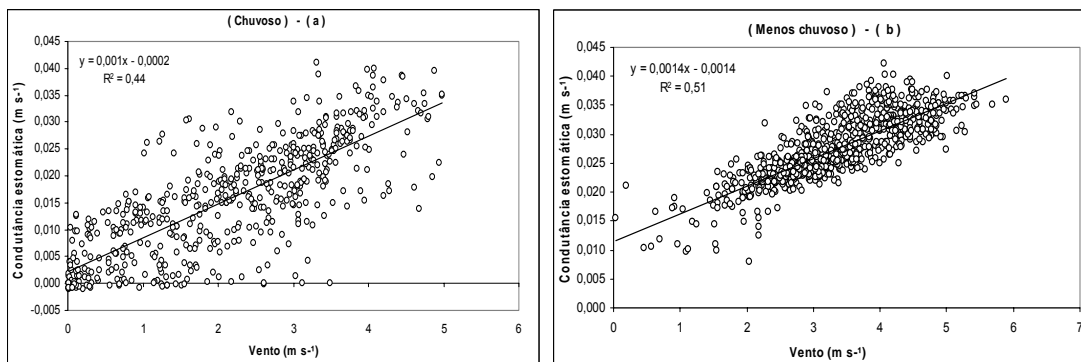


Figura 38 - Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e vento para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

A condutância estomática acompanha a tendência de variabilidade diária fluxo de calor latente (Figura 39) e essas variáveis são mais bem correlacionadas no período menos chuvoso ($r = 0,81$) em que o ar está menos úmido, proporcionando maior transpiração

vegetal através dos estômatos e aumentando o fluxo de calor latente (Figura 40b). No período chuvoso (Figura 40a) essa correlação é mais fraca ($r = 0,57$), caracterizando que a relação de dependência da condutância estomática com o fluxo de calor latente é bastante influenciada pelas condições provocadas pela ocorrência de precipitação, sendo que, se a folha estiver molhada a componente de transpiração é mínima.

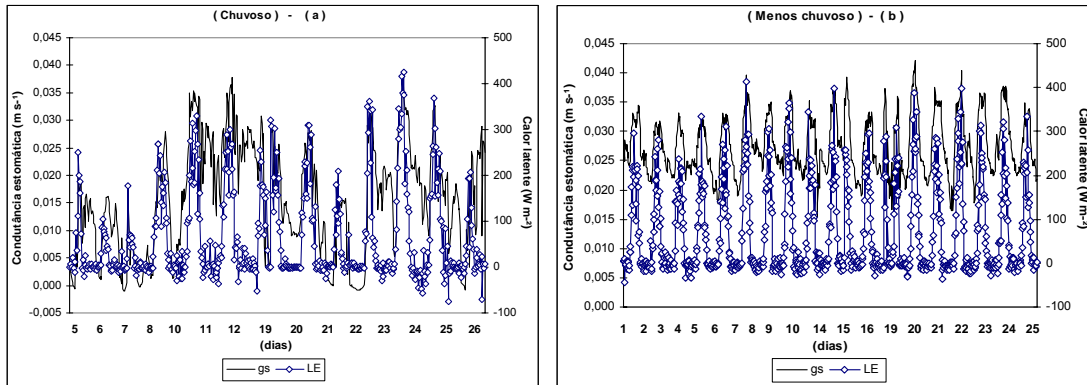


Figura 39 - Comportamento médio diário da condutância estomática e fluxo de calor latente para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

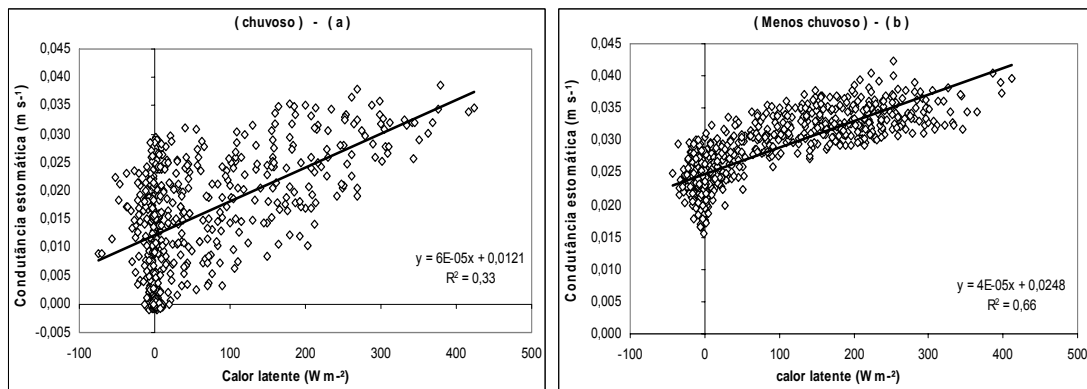


Figura 40 - Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e fluxo de calor latente para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

4.10. Características e relações entre fluxo de CO₂ e variáveis meteorológicas

A Figura 41 ilustra as variações sazonais dos ciclos diurno e noturno do fluxo de CO₂ no manguezal para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003. O ciclo diurno corresponde ao intervalo de 9 as 16 h e representa o período de absorção de CO₂, e por convenção apresenta valores negativos, indicando seqüestro de carbono pela vegetação. O ciclo noturno representa a respiração do ecossistema e apresenta valores positivos que indicam emissão de CO₂ para a atmosfera e corresponde ao intervalo de 19 h de um determinado dia até 6 h do dia seguinte.

O ciclo diário de fluxo de CO₂ apresentou uma absorção média mensal de 7 a 15 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ e uma emissão média de 5 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ à noite, indicando que o manguezal foi um sumidouro de CO₂ durante o dia e uma fonte líquida durante a noite, isto é, o manguezal seqüestra mais carbono e armazena boa parte em sua biomassa liberando apenas parte desse carbono para a atmosfera. Todavia, o conhecimento atual da absorção/emissão de carbono por uma floresta de mangue ainda é bastante limitado, uma vez que somente estudos de fluxos de CO₂ na superfície foram realizados, sendo necessário quantificar também a liberação de CO₂ por drenagem no solo. Medidas de fluxo de CO₂ em ecossistema de floresta de terra firme realizadas no projeto ABRACOS revelaram uma absorção média mensal de 5 a 20 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ durante o ciclo diurno e uma emissão média de 7 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ à noite. As menores magnitudes de absorção/emissão observadas no manguezal em relação à floresta devem estar associadas a características ambientais e fisiológicas desse ecossistema, principalmente características relacionadas ao metabolismo das espécies de manguezal que influenciam a atividade fotossintética e fatores micrometeorológicos que interagem com o dossel vegetativo de acordo com a demanda atmosférica.

Durante o ciclo diurno as maiores absorções são verificadas no quadrimestre mais chuvoso (fevereiro, março, abril e maio), com média de -13,35 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. O trimestre (novembro, dezembro e janeiro) apresentou valor médio de -9,41 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ e os meses de junho, julho e agosto que correspondem a transição e início da estação menos chuvosa apresentaram fluxos médios de CO₂ de -11,26 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Essas variações têm relação direta com a disponibilidade de água no solo e na planta e demanda de radiação solar que influenciam o controle estomatal e conseqüentemente as taxas de absorção e respiração de CO₂.

O ciclo noturno, como resultado da estabilidade atmosférica, apresenta uma variação sazonal menor de fluxo de CO₂ com uma taxa média mensal de respiração de 5,12 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ para todo o período. Apresenta também tendência de aumento gradual a partir do mês de junho (início da transição do período chuvoso para o menos chuvoso), demonstrando que em condições de baixa pluviosidade e aumento de temperatura, a respiração e emissões do solo atuam de forma mais intensa.

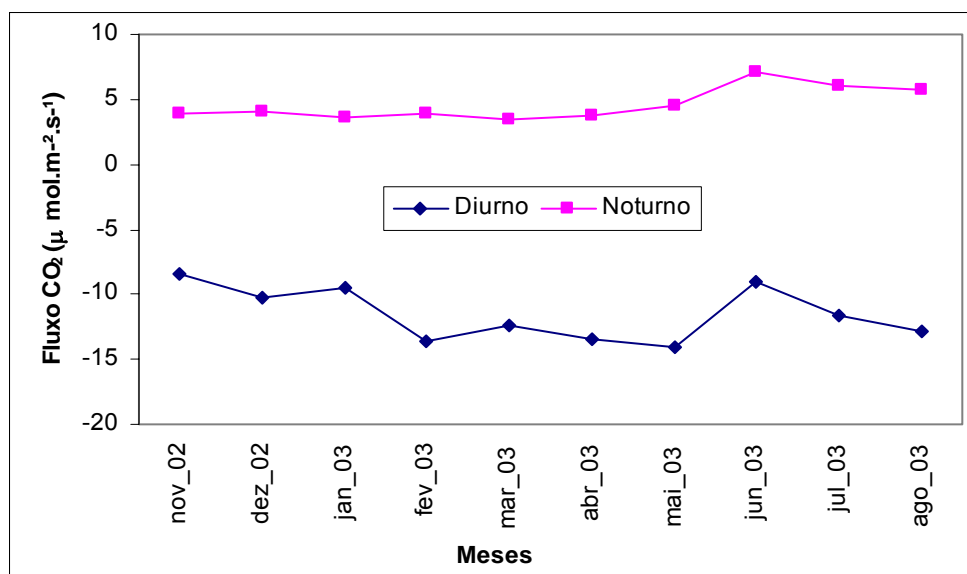


Figura 41 – Variação sazonal dos ciclos diurno e noturno do fluxo de CO₂ entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.

A Figura 42 apresenta o comportamento do balanço diário do fluxo de CO₂ correspondente a 20 dias do período chuvoso (março) e menos chuvoso (agosto). Em todos os dias do período chuvoso, o balanço apresenta-se negativo indicando que prevalecem os processos de absorção de CO₂ da atmosfera pelo manguezal. As maiores absorções são observadas neste período, possivelmente resultantes da não restrição de água o que permite maiores trocas entre vapor d'água e CO₂ pelos estômatos. O período menos chuvoso apresenta balanço negativo na maioria dos dias, porém com absorções inferiores àquelas observadas no período chuvoso. Todavia, apresenta em alguns dias balanço positivo, indicando que a liberação líquida de CO₂ pelo manguezal foi superior a absorção devido à restrição hídrica no solo associada a uma atmosfera menos úmida resultando em um maior controle estomatal.

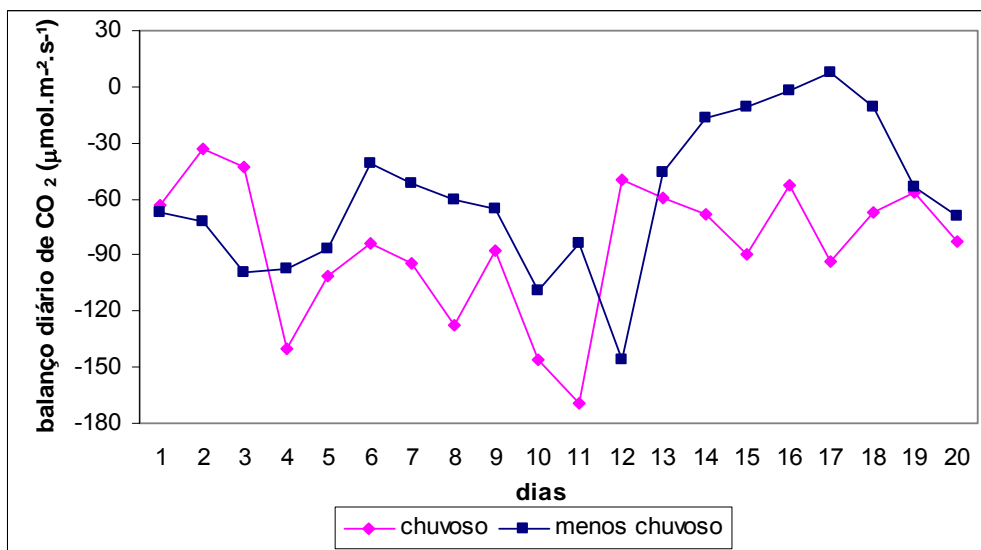


Figura 42 – Comportamento do balanço diário do fluxo de CO₂ correspondente a 20 dias do período chuvoso e menos chuvoso.

A variação sazonal do fluxo de CO₂ e a radiação fotossinteticamente ativa (PAR) correspondente ao período diurno de 9 as 16 h estão ilustradas na Figura 43. A relação entre fluxo de CO₂ e a radiação PAR durante todo o período, parece ser bem estabelecida e apresenta uma relação diretamente proporcional, ou seja, nos meses em que temos menores taxas de assimilação de CO₂ a radiação PAR apresenta seus menores valores e vice-versa. As maiores absorções são verificadas no mês de maio (-14,03 µmol.m⁻².s⁻¹) e as menores no mês de novembro (-8,67 µmol.m⁻².s⁻¹). Estes valores refletem as características distintas das estações chuvosa e menos chuvosa, respectivamente.

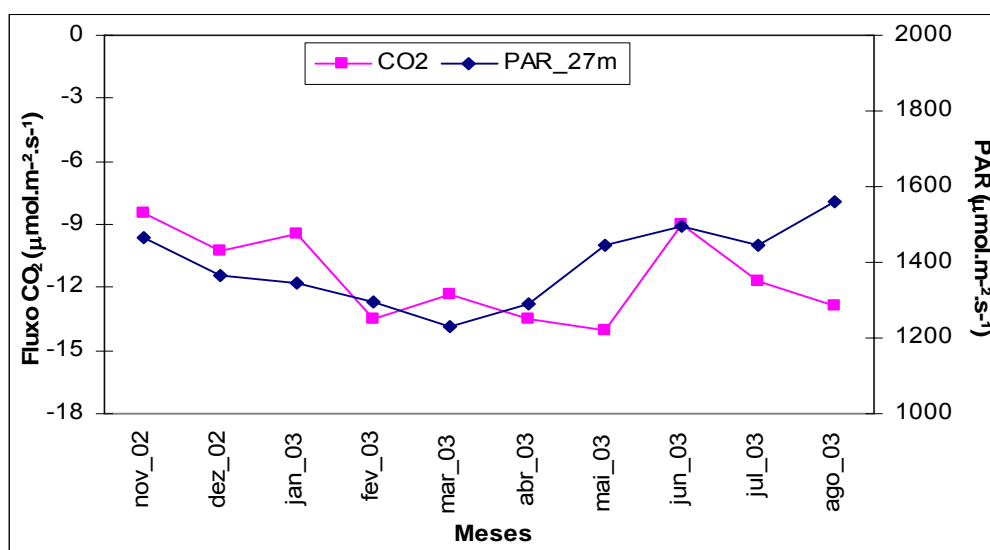


Figura 43 – Variação sazonal dos fluxos de CO₂ e radiação fotossinteticamente ativa (PAR) entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.

Perfis da variação sazonal do déficit de umidade específica e fluxo de CO₂ para os ciclos diurnos e noturnos, são apresentados na Figura 44. O déficit de umidade é um indicador da concentração de umidade no ar e acompanha as mesmas tendências observadas nos valores de temperatura do ar. Assim, os padrões de déficit de umidade são controlados pelas mudanças de temperatura e conseqüentemente influenciam as variações de fluxos de CO₂. Como esperado, tanto no ciclo diurno como noturno, os menores déficits de umidade são observados no período chuvoso, porém, com magnitudes diferentes. Para o ciclo diurno, a redução no déficit de umidade acompanha um aumento na absorção de CO₂ e vice-versa. No ciclo noturno, a redução do déficit de umidade implica em uma redução nas taxas de respiração. Em resumo, as variações do déficit de umidade têm uma relação direta com a respiração e emissões do solo durante o ciclo noturno e inverso com a assimilação de CO₂ no ciclo diurno.

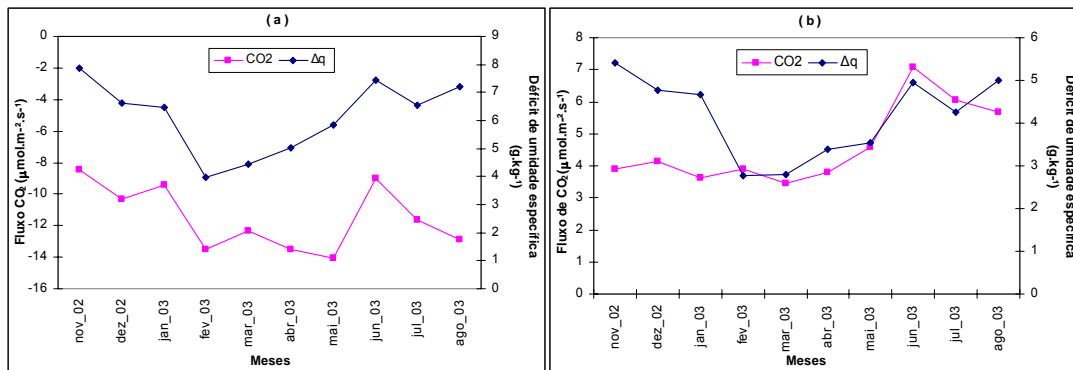


Figura 44 – Variação sazonal do fluxo de CO₂ e déficit de umidade específica correspondente ao ciclo diurno (a) e noturno (b).

O comportamento sazonal médio mensal do fluxo de CO₂ e a condutância estomática estão ilustrados na Figura 45. A água é um componente essencial das plantas, sendo um dos principais constituintes das células vegetais, e o comportamento estomatal é um importante fator fisiológico no controle dos processos vitais da planta como a fotossíntese e a respiração, exercendo esse controle de acordo com a disponibilidade hídrica do solo e da planta e outros fatores ambientais. O processo de fotossíntese, que resulta na absorção de CO₂ pela vegetação, tem seu melhor desempenho nos meses de fevereiro, março, abril e maio (meses típicos da estação chuvosa) que propiciam uma condição sem restrição hídrica para as plantas, o que proporciona melhor abertura estomatal para as trocas de vapor d'água e CO₂. Nos meses de transição e na estação menos chuvosa, para evitar o estresse hídrico, as plantas tendem a reduzir a abertura estomatal, inibindo tanto a fotossíntese quanto a respiração noturna.

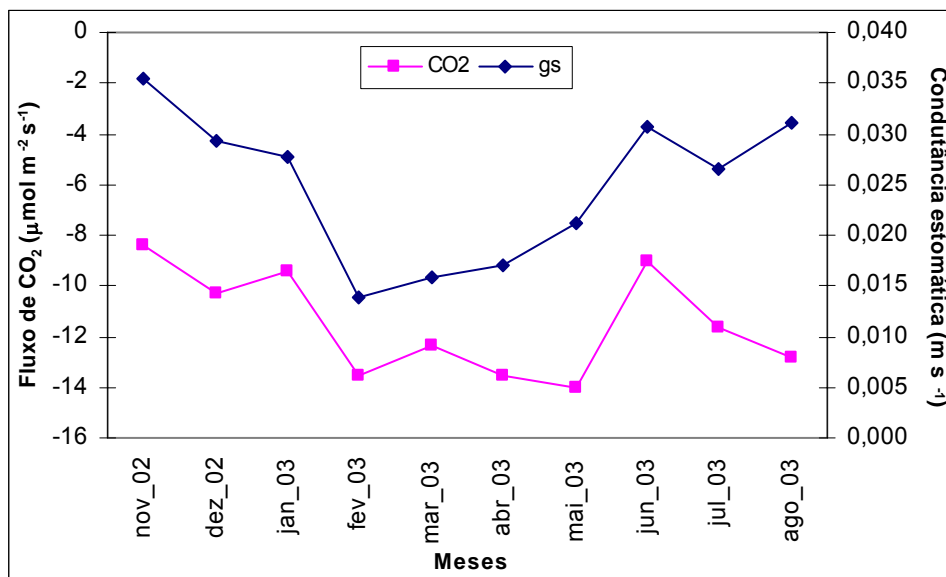


Figura 45 – Comportamento da variação sazonal do fluxo médio mensal de CO₂ e condutância estomática em ecossistema de manguezal.

A Figura 46 representa a variação sazonal das taxas de respiração noturna e temperatura do ar para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003. Podemos notar que há uma forte correlação entre as duas variáveis, em que as maiores taxas de respiração são observadas nos meses de temperatura mais elevada. A amplitude térmica é menor que 3°C e a taxa média de respiração noturna para todo o período foi de 4,98 µmol.m⁻².s⁻¹). Resultados apresentados por WOFSY et al. (1988) e VON RANDOW et al. (2004) para ecossistema de floresta na Amazônia, indicaram uma variação média na taxa de respiração noturna de 8,3 µmol.m⁻².s⁻¹ para o período menos chuvoso e 7,4 µmol.m⁻².s⁻¹ para o período chuvoso, evidenciando que as taxas de respiração em pântanos salgados são menores que às observadas em floresta, possivelmente devido a fatores ambientais como efeito de maré e características físicas e fisiológicas do solo e da planta respectivamente. O movimento de água do solo para a atmosfera através da planta depende de características físicas do solo e da habilidade da vegetação em utilizar a água armazenada no solo. Segundo KIEHL (1979) em extremo encontram-se os solos arenosos, que possuem menor área superficial e apresentam grandes espaços porosos ou canais de drenagem entre as partículas; em outro extremo, solos argilosos, com partículas e poros menores, que dificultam a drenagem e retêm a água mais firmemente. Essas características interferem na capacidade de retenção de água no solo e conferem a solos de textura argilosa fina e alto teor de matéria orgânica, como os de manguezal, alta capacidade de retenção de água.

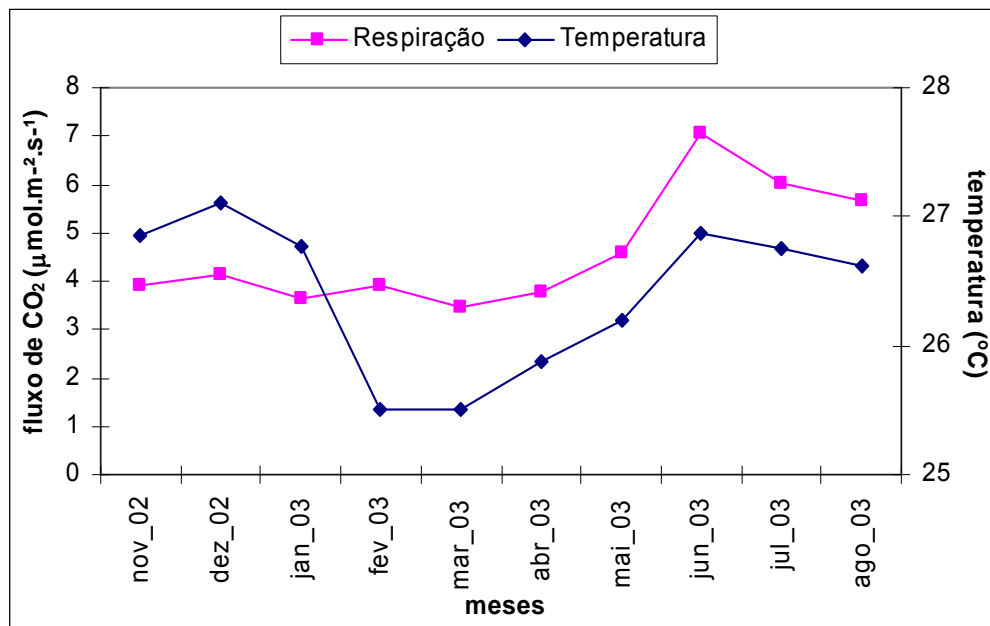


Figura 46 - Variação sazonal noturna das taxas de respiração e a temperatura do ar para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003.

4.11. Alterações micrometeorológicas decorrentes da degradação no manguezal

Para esse estudo foi realizada uma campanha intensiva de 32 dias de coleta de dados, com medidas simultâneas de variáveis meteorológicas utilizando estação meteorológica automática na área de bosque de manguezal, que passaremos a chamar a partir daqui de manguezal natural, e área de manguezal degradado. O comportamento do saldo de radiação e radiação solar global está ilustrado nas Figuras 47 e 48.

Características como o albedo e rugosidade da superfície são determinantes na quantificação do saldo de radiação. Naturalmente, o manguezal natural tem maior capacidade de retenção da energia solar por apresentar menor albedo e maior grau de rugosidade que propicia múltiplas reflexões internas que aprisionam parte da radiação incidente. Comparando com o manguezal degradado, em média o saldo de radiação no manguezal natural é 20% maior que o observado na área degradada (Figura 47).

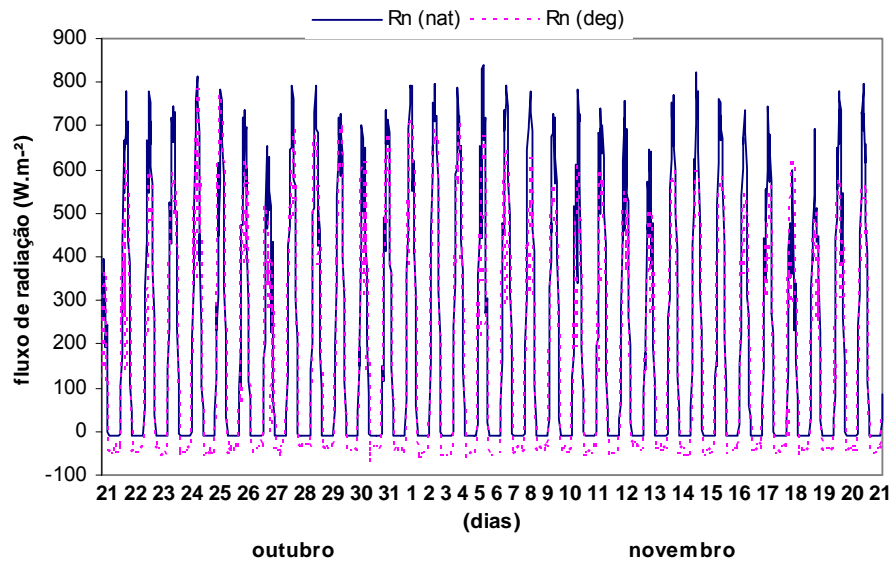


Figura 47 – Variação média diária do saldo de radiação nas áreas de manguezal natural e degradado.

A Figura 48 apresenta o comportamento médio horário da distribuição da radiação solar global e saldo de radiação para as áreas de manguezal natural e degradado. Considerando o ciclo diurno (7 às 17 h) percebe-se que a partir de 10 h, com o desenvolvimento e adensamento de nuvens, a radiação solar global medida no manguezal natural apresenta valores menores que os medidos na área de mangue degradado, possivelmente devido à convecção local e efeito de brisa marítima que desloca nuvens que se formam no oceano em direção ao litoral. Dessa forma, de acordo com a localização dos sítios experimentais, a atenuação da radiação solar global pelas nuvens dá-se primeiramente na área de manguezal natural e à medida que esses sistemas convectivos adentram o litoral, posteriormente esse efeito será percebido na área de manguezal degradado, uma vez que neste período não há atuação de sistemas convectivos de grande escala que levariam a uma equiparação da radiação solar global medida nas duas áreas. O saldo de radiação representou 62% da radiação solar global medida na área degradada, obviamente devido ao albedo superficial. Enquanto no mangue natural o saldo de radiação representou 84% da radiação solar global incidente, evidenciando que a vegetação é um importante receptor e armazenador orgânico da radiação solar.

Avaliando o ciclo noturno (18 às 6 h) se observa que as maiores perdas radiativas (R_n negativo) ocorrem na área de mangue degradado, chegando a atingir até -50 W.m^{-2} . O saldo de radiação no manguezal natural apresenta menores perdas radiativas (no máximo

-12 W.m⁻²), por isso é menos negativo, indicando que os bosques de manguezal tem maior capacidade de retenção das perdas radiativas de onda longa, devido principalmente a energia que fica aprisionada na biomassa e concentração de vapor d'água abaixo do dossel.

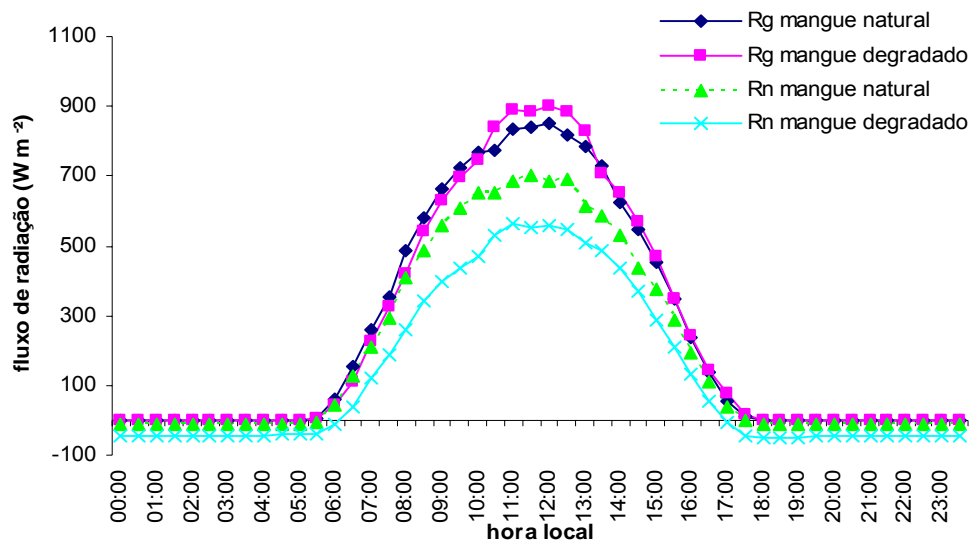


Figura 48 – Variação média horária da radiação solar global e saldo de radiação para as áreas de manguezal natural e degradado.

Uma comparação entre a variação média horária da temperatura do ar medida na área de manguezal natural e degradada é mostrada na Figura 49. Avaliando o ciclo diurno constatou-se que as temperaturas médias no mangue natural são sempre inferiores àquelas observadas no mangue degradado. Fica evidente que este fato se deve a eficiência na atenuação da radiação solar incidente ao penetrar o interior dos bosques de manguezal, impedindo que grande parte da radiação atinja diretamente o solo, evitando seu aquecimento e conseqüente aquecimento da atmosfera. Sendo os bosques de manguezais mais frios que a área degradada, a emissão de radiação térmica tende a ser menor no produto final, com mais energia radiativa disponível para evaporação e menos energia para aquecimento da atmosfera, resultando em temperaturas mais amenas durante o dia na área de manguezal natural. As temperaturas mais elevadas observadas na área degradada estão relacionadas obviamente ao descampo que permite a incidência direta da radiação solar sobre um solo de cor escura e troncos secos e apodrecidos, o que resulta em sobre aquecimento da camada superficial do solo e conseqüente maior aquecimento do ar. Para o ciclo noturno esse quadro se inverte e as temperaturas mais baixas são observadas no mangue degradado, onde ocorrem as maiores perdas radiativas principalmente em noites de céu claro ou baixa cobertura de nuvens. Durante a noite no mangue natural as perdas

radiativas são menores devido à retenção da radiação de onda longa no interior do dossel, resultando em temperaturas maiores que as do manguezal degradado, conforme a Figura 49.

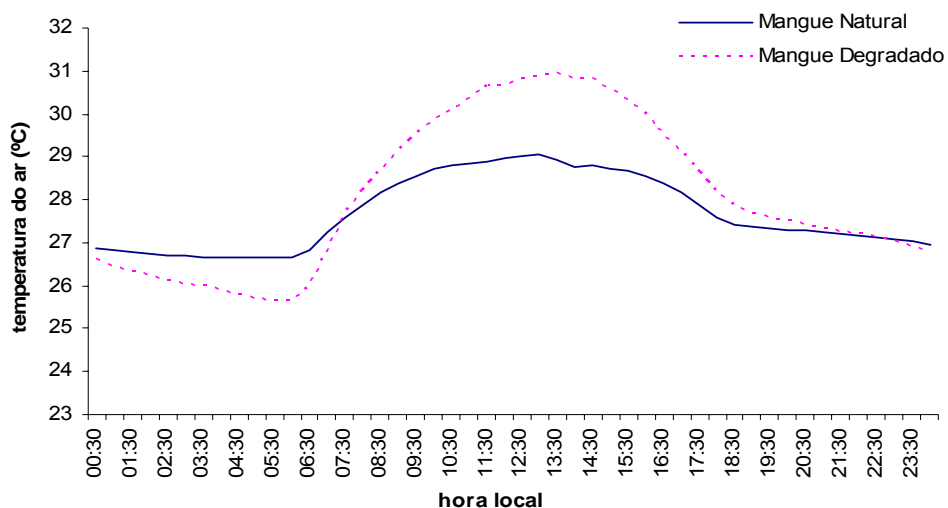


Figura 49 – Variação média horária da temperatura do ar para as áreas de manguezal natural e degradado.

Podem ser observadas na Tabela 20 as características da temperatura do ar nas áreas de manguezal natural e degradado, nota-se que a temperatura média diária encobre os contrastes evidentes entre os ciclos diurnos e noturnos das áreas estudadas. A maior amplitude térmica é verificada na área degradada que foi 3,4 °C superior a área de mangue natural. Para o ciclo diurno, a temperatura no mangue degradado é em média 0,7 °C superior a do mangue natural e para o ciclo noturno, o mangue degradado apresenta temperaturas em média 1,3°C inferior a do mangue natural. Esses resultados evidenciam a importância da cobertura vegetal para redução das perdas radiativas e atenuação da radiação solar incidente, demonstrando que os bosques de manguezais funcionam como um regulador térmico do ecossistema.

Tabela 20 – Valores médios, máximos, mínimos, amplitudes e variação média diurna e noturna da temperatura do ar em área de manguezal natural e degradado

Temperatura (°C)	Mangue Natural	Mangue Degradado
Média	27,68	28,09
Máxima	29,04	30,97
Mínima	25,64	24,08
Amplitude	3,40	6,89
Diurna	28,78	29,47
Noturna	26,42	25,12

A variação média horária do déficit de umidade específica nas áreas de manguezal natural e degradado está ilustrada na Figura 50. O déficit de umidade específica apresenta comportamento semelhante às variações da temperatura do ar. Conforme pode ser visualizado na Figura 50, os picos máximos são registrados em torno de 13 h, e a partir daí inicia seu declínio até atingir um valor mínimo próximo ao nascer do sol. Durante o ciclo diurno, os maiores déficits (menor concentração de umidade no ar) são registrados na área degradada uma vez que, solo menos úmido e temperaturas mais elevadas contribuem para redução da concentração de umidade relativa do ar. Durante a noite, devido à redução na velocidade do vento e resfriamento resultante das perdas radiativas, o ar tende a tornar-se saturado mais facilmente na área degradada, condicionando este ambiente a apresentar menores déficits de umidade específica, ou seja, o resfriamento maior na área degradada propicia maior condensação do vapor d'água, favorecendo a formação de nevoeiro, comum nesta área ao amanhecer. Contudo, de uma forma geral, as maiores concentrações de umidade no ar são observadas na área de mangue natural, mostrando a importância das características do solo, canais de drenagem e cobertura vegetal na manutenção e controle do ciclo hídrico diário, que é de fundamental importância nos processos físicos e fisiológicos do manguezal.

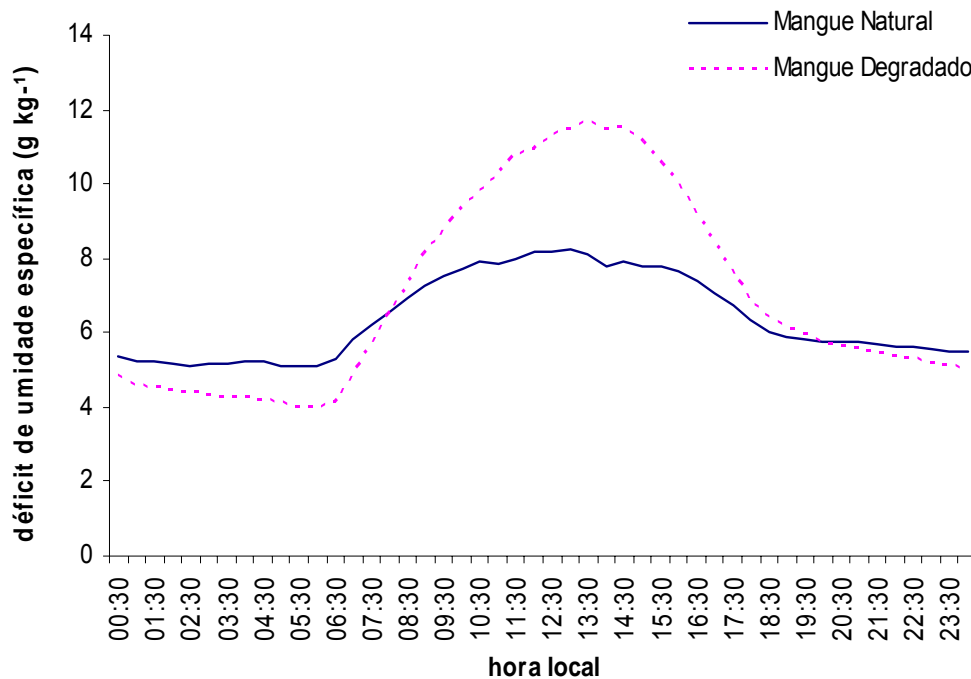


Figura 50 – Variação média horária do déficit de umidade específica para as áreas de manguezal natural e degradado.

As temperaturas do solo foram medidas simultaneamente a 5 cm, 20 cm e 50 cm de profundidade no manguezal natural e degradado e suas variações médias horárias podem ser visualizadas na Figura 51. No manguezal natural as oscilações de temperatura nos diferentes níveis de profundidade são mínimas tanto no ciclo diurno como noturno. Nos dois níveis mais próximos à superfície, as temperaturas flutuam entre 26,5°C e 27,5°C, com destaque para o nível de 20 cm que mesmo durante o ciclo diurno (quando as maiores temperaturas ocorrem mais próximo à superfície), apresenta temperatura maior que a profundidade de 5 cm, possivelmente devido ao efeito de maré. Na profundidade de 50 cm, a temperatura é praticamente estável com valor médio de 23,2°C e amplitude térmica de 0,3°C, podendo ser considerado este nível um fator limítrofe ao transporte de energia térmica no solo de mangue natural.

As maiores oscilações de temperatura com a profundidade do solo são observadas na área de manguezal degradado quando as variações de temperatura com o tempo ao nível de 5 cm de profundidade adquirem um aspecto senoidal, sendo que as maiores amplitudes também são observadas neste nível. Conforme aumenta a profundidade do solo, a amplitude da onda é amortecida e o atraso de tempo na oscilação da onda aumenta devido à condução de calor que se torna menos eficiente. Uma característica marcante observada na área degradada é que mesmo a profundidade de 50 cm, ainda percebe-se variações de até 2°C de temperatura durante o ciclo diurno, evidenciando que nesta área, devido às altas taxas de absorção de energia solar pelo solo descoberto, o transporte de energia térmica alcança níveis superiores a 50 cm de profundidade, ou seja, o solo do manguezal degradado tem maior capacidade de transferência da energia da superfície para as camadas inferiores, porém não apresenta a mesma capacidade de retenção desta energia, resultando em grandes perdas radiativas noturnas que são percebidas na análise de amplitude térmica diária.

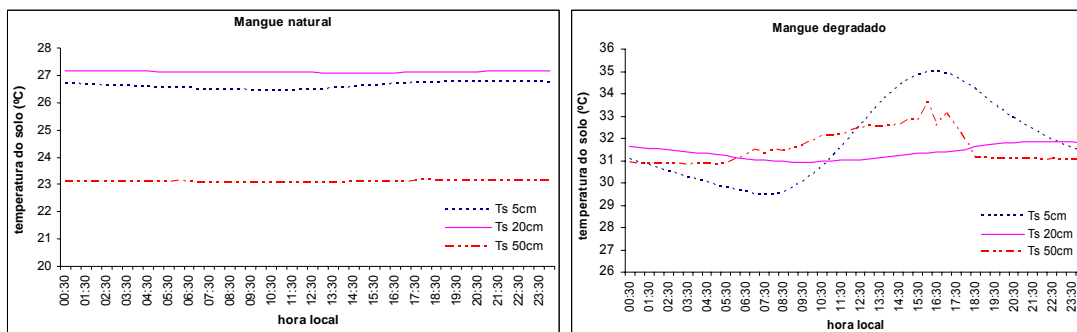


Figura 51 – Variação média horária dos perfis de temperatura do solo nas áreas de manguezal natural e degradado.

Na Figura 52 visualiza-se a variação média horária do fluxo de calor no solo, que apresenta valores positivos durante o ciclo diurno, significando transporte de calor no sentido da superfície para as camadas mais inferiores do solo, ou seja, durante o dia o solo absorve radiação de onda curta, se aquece e transfere parte dessa energia por condução para camadas mais inferiores que apresentam menores temperaturas. Durante a noite o sinal de G é negativo, representando transporte de calor no sentido inverso aquele observado durante o dia, ou seja, a transferência ocorre dos níveis mais profundos do solo em direção à superfície que é resfriada por perdas radiativas de ondas longas. Na Figura 52, é possível observar um contraste marcante de comportamento do fluxo de calor no solo entre as duas áreas estudadas. Na área de mangue natural são observadas apenas transferências de calor da superfície para camadas inferiores com pouca variação e valores positivos entre 7 h e 18 h com amplitude de $10,3 \text{ W.m}^{-2}$.

Em contrapartida, a amplitude térmica na área degradada é seis vezes maior que a medida em mangue natural, possivelmente devido ao maior grau de aquecimento do solo desnudo e de cor escura. Fluxos positivos são observados entre 08:30 h e 17:00 h e atingem um valor médio máximo de 45 W.m^{-2} . Entre 18 h e 8 h prevalecem fluxos negativos e o máximo valor absoluto atingido é de -20 W.m^{-2} .

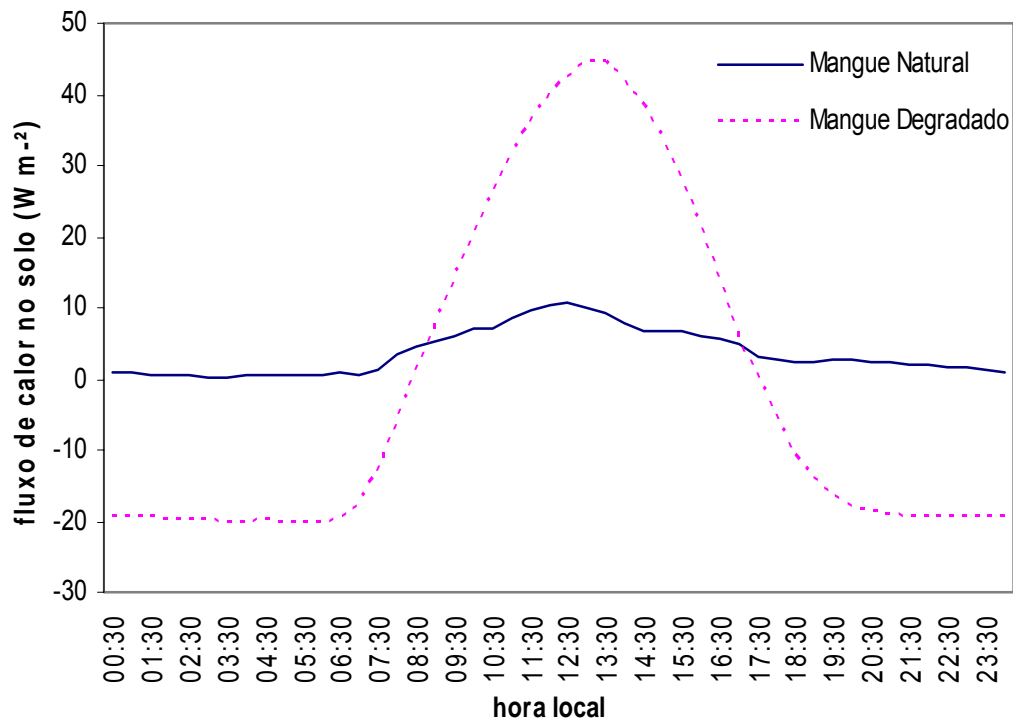


Figura 52 – Variação média horária do fluxo de calor no solo para as áreas de manguezal natural e degradado.

Perfis médios horários de velocidade do vento entre as áreas de manguezal natural e degradado estão apresentados na Figura 53. Como a velocidade do vento tende a acompanhar as variações do balanço de energia, maiores velocidades são observadas no ciclo diurno tanto em área de mangue natural quanto degradado. Ao anoitecer verifica-se uma redução na velocidade do vento, caracterizando o fim do abastecimento de energia solar com redução do efeito de brisa marítima que ocorre logo em seguida e fica bem definido entre as duas áreas, devido a área de manguezal natural estar mais próxima ao mar e o vento ser medido acima do dossel. A área de medição no manguezal degradado é mais interna e o manguezal circunvizinho exerce papel de quebra vento, reduzindo a velocidade do vento nessa área, daí os maiores valores de velocidade do vento ser registrados na área de manguezal natural durante a madrugada.

Durante o ciclo diurno, face ao gradiente térmico gerado por aquecimento diferencial, associado à brisa marítima, ocorrem as maiores velocidades do vento em áreas de mangue degradado, atingindo valores médios de 6 m.s^{-1} entre 10:00 e 16:00 h. Na área de mangue natural o aquecimento diferencial é bem menor e os ventos são devido principalmente ao efeito da brisa marítima, o que confere ao manguezal natural vento com menores velocidades.

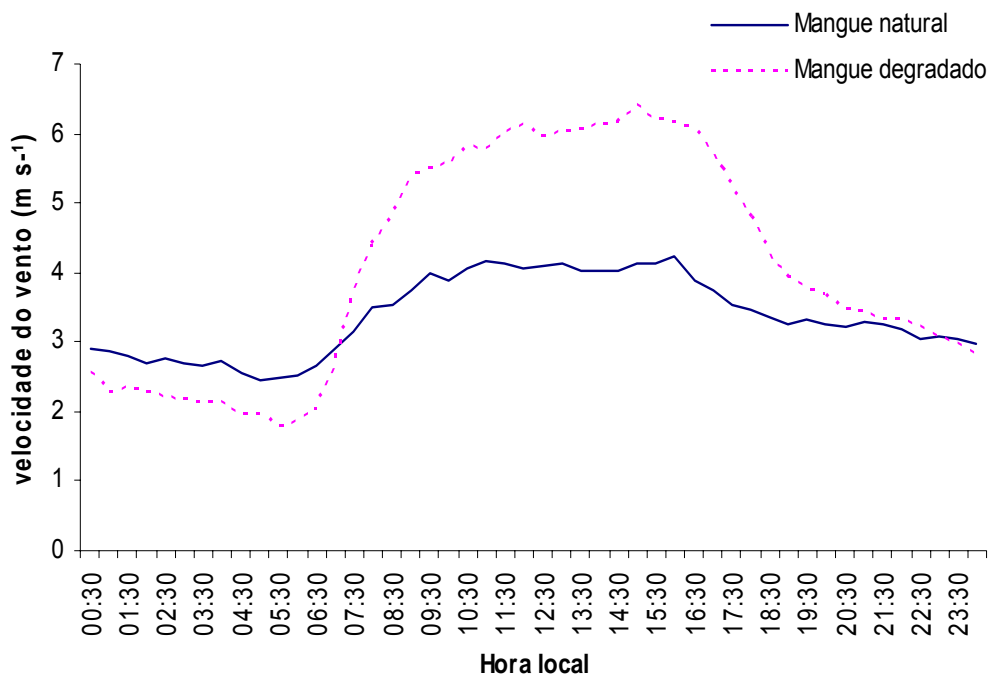


Figura 53 – Variação média horária da velocidade do vento para as áreas de manguezal natural e degradado.

5- CONCLUSÕES

A radiação solar global no manguezal apresentou sazonalidade bem definida, com magnitudes distintas entre as estações chuvosa e menos chuvosa. Os valores máximos de R_g também apresentaram boa correlação com a distribuição de precipitação no manguezal, sendo o menor pico observado em fevereiro (período chuvoso) e o maior pico observado em agosto que apresentou o menor índice pluviométrico do período.

Os picos de radiação fotossinteticamente ativa no manguezal ocorrem entre 12 e 14 h e o efeito de atenuação da radiação PAR é menor na estação menos chuvosa, devido a três fatores principais: baixa cobertura de nuvens, que permitem maior incidência de radiação solar direta sobre o manguezal, maiores velocidades do vento, que propiciam a abertura de caminhos de entrada da radiação no interior do dossel e a redução do incremento foliar provocado pela diminuição das chuvas.

Os resultados apresentados pelo modelo de Bristow-Campbell na estimativa da radiação solar global (R_g), reproduziram satisfatoriamente os dados observados no manguezal, representando com ligeira superestimativa a variabilidade diária de R_g , sugerindo melhor ajuste nos coeficientes que determinam a transmissividade atmosférica total, sendo o método que apresentou melhor desempenho de acordo com os testes MBE e RMSE. O modelo proposto por Hargreaves-Samani mostrou-se bastante sensível à ocorrência de precipitação, apresentando dificuldades na estimativa da radiação solar global, todavia para dias de céu claro reproduz de forma satisfatória a variabilidade diária de R_g em ecossistema de manguezal.

As simulações para o balanço de radiação de onda longa (BOL) mostraram que os modelos baseados em Brutsaert e Bruin reproduzem entre 70% e 80% a variabilidade diária do BOL e os testes estatísticos indicaram que o modelo de Bruin é o que apresenta melhor desempenho nas simulações. O modelo proposto por Brunt foi o que apresentou

menor desempenho, representando subestimativa dos valores observados em todas as simulações.

Para o fluxo de calor sensível os modelos estimaram satisfatoriamente a variabilidade horária, média horária e diária apresentando bom ajuste aos dados observados no manguezal, com destaque para os modelos de Shuttleworth e Bruin-Holtslag que simulam muitos próximos dos valores observados. O método de Bruin-Holtslag é o que apresenta melhor ajuste na determinação da resistência aerodinâmica com relação ao comportamento do vento. O modelo proposto por Penman-Monteith apresentou ligeira superestimativa no período menos chuvoso e subestimativa no período chuvoso. Contudo, o desempenho do modelo é considerado satisfatório e pode ser aplicado para estimar a variabilidade do fluxo de calor sensível no manguezal, principalmente na estação chuvosa, em que apresentou seus melhores resultados.

Para o fluxo de calor latente, os modelos apresentaram razoável ajuste entre dados observados e estimados. E discrepâncias encontradas na simulação do fluxo de calor latente são atribuídas principalmente a erros incorporados na estimativa da resistência estomática associados a fatores ambientais, tais como: sombreamento, temperatura da folha, potencial de água nas folhas, etc., que influenciam na resposta fisiológica da vegetação e conseqüentemente na transpiração.

O método de Penman-Monteith foi o que apresentou menos diferença entre valores observados e simulados, sendo o mais apropriado para simulações da variação horária e média horária do fluxo de calor latente no manguezal. Enquanto os modelos baseados em Shuttleworth e Bruin-Holtslag apresentaram, em geral, superestimativa e subestimativa dos dados observados, respectivamente. Nas simulações da variabilidade média diária do fluxo de calor latente, o modelo de Bruin-Holtslag foi o que apresentou melhor desempenho, seguido do método de Penman-Monteith que superestima o valor de LE. O método de Shuttleworth é o menos indicado na estimativa diária de LE por apresentar superestimativa nos resultados durante todo o período chuvoso e em alguns dias do período menos chuvoso.

A partição de energia no manguezal dá-se predominantemente na forma de calor latente, porém com magnitudes inferiores àquelas observadas em floresta Amazônica. A

variação sazonal de LE na partição do saldo de radiação apresentou comportamento diferenciado entre os períodos estudados. Durante o período chuvoso, a maior parte da energia disponível foi utilizada para o processo de evapotranspiração, sendo que no período menos chuvoso o comportamento foi oposto. Por outro lado, a energia disponível utilizada para aquecimento da atmosfera não diferiu muito entre os períodos. Durante o ciclo noturno prevalecem valores negativos de H e LE. Os valores de LE durante todo o período sempre muito próximo de zero, indicaram que a locação de energia disponível na forma de calor latente durante a noite é mínima.

A Razão de Bowen com valores médios no manguezal, superiores aos resultados obtidos em ecossistema de floresta Amazônica, deve-se a redução no valor médio de LE, acompanhado de um acréscimo no valor médio de H, conferindo ao ecossistema de manguezal um balanço energético extremamente diverso daquele encontrado em floresta tropical de terra firme.

A relação da variação horária da condutância estomática com déficit de umidade específica, déficit de pressão de vapor, saldo de radiação, vento e fluxo de calor latente ficou bem estabelecida. O déficit de pressão de vapor foi a variável que apresentou melhor relação de dependência com a condutância estomática, independente da época do ano, indicando que a vegetação de manguezal é bastante sensível às variações do déficit de pressão de vapor. O vento foi a variável que apresentou a menor relação de dependência com a condutância estomática.

O padrão do ciclo diário de absorção/emissão do fluxo de CO₂ no manguezal foi semelhante aos verificados em regiões de floresta. A absorção média mensal do ciclo diário do fluxo de CO₂ indicou que o manguezal foi um sumidouro de CO₂, isto é, o manguezal sequestra mais carbono do que emite e armazena boa parte na sua biomassa e libera apenas parte desse carbono para a atmosfera. As maiores absorções de CO₂ verificadas no quadrimestre mais chuvoso foram possivelmente resultante da não restrição de água, que permite maiores trocas gasosas entre a planta e a atmosfera. E as maiores taxas de respiração foram observadas no período menos chuvoso, quando as temperaturas do ar e do solo são mais, evidenciando a relação de dependência entre respiração e temperatura.

As discrepâncias encontradas ao confrontarem-se variável meteorológica medida em área de manguezal natural e degradada, mostraram a importância da vegetação como elemento regulador dos fluxos energéticos. A degradação do manguezal resultou no aumento do albedo superficial em relação ao mangue natural, evidenciando que a vegetação é um importante receptor e armazenador da radiação solar.

A temperatura do ar foi mais amena na área de mangue natural durante o ciclo diurno, sendo a temperatura média sempre menor em relação ao manguezal degradado. O déficit de umidade específica foi maior na área degradada durante o ciclo diurno, devido ao solo descoberto reter menos umidade e as temperaturas mais altas, contribuírem para redução da concentração de umidade no ar. A velocidade do vento tendeu a ser maior na área degradada durante o ciclo diurno devido a aquecimento diferencial gerado entre as duas áreas, associado à brisa marítima.

A variação de temperatura com a profundidade do solo no manguezal natural foi mínima, tanto no ciclo diurno como noturno devido ao efeito de maré e a quantidade de radiação que chega à superfície que foi bastante reduzida. Na profundidade de 50 cm, a temperatura foi praticamente invariável, possibilitando este nível ser considerado um fator limítrofe ao transporte de energia térmica no solo de manguezal natural. Na área de manguezal degradado, parte considerável da energia solar absorvida à superfície, foi conduzida para as camadas inferiores do solo, sendo que ainda no nível de 50 cm de profundidade perceberam-se variações de temperatura.

Durante o ciclo diurno, o fluxo de calor no solo na área degradada apresentou como característica, uma amplitude seis vezes maior que a medida na área de mangue natural, o que obviamente é resultante do elevado aquecimento do solo desnudo. Na área de manguezal natural foram observadas apenas transferências de calor da superfície para camadas inferiores, com pouca variação e uma amplitude de $10,3 \text{ W m}^{-2}$ e à noite é praticamente desprezível o transporte de calor no solo de manguezal natural.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGSTRÖM, A. Solar and terrestrial radiation. **Quarterly Journal Research Meteorology Society**, v.50, p.121-126, 1924.
- ANNANDALE, J. G.; JOVANIC, N. Z.; BENADE, N.; ALLEN, R. G. Software for missing data error analysis of Penman-Monteith reference evapotranspiration. **Irrig. Science.**, v.21, p.57-67, 2002.
- ANTHONI, P.M., LAW, B.E., UNSWORTH, M.H. Carbon and water vapour exchange of an open-canopied ponderosa pine ecosystem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.95, p.151-168, 1999.
- BALDOCCHI, D. D.; KELLIHER, F. M.; BLACK, J. A.; JARVIS, P. Climate and vegetation controls on boreal zone energy exchange. **Global Change Biology**, v.6, p.69-83, 2000.
- BALDOCCHI, D. D.; WILSON, K. B. Modeling CO₂ and water vapor exchange of a temperate broadleaved forest across hourly to decadal time scales. **Ecological Modelling**, v.142, p.155-184, 2001.
- BASTABLE, H. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observations of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian Forest. **International Journal of Climatology**, v.13, n.7, p.783-796, 1993.
- BLASCO, J. F. **Climatic factors and the biology of mangrove plants**. In: THE MANGROVE ECOSYSTEM: RESEARCH METHODS. Paris, UNESCO, p.20-35, 1984.
- BRISTOW, K. L.; CAMPBELL, G. S. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.31, p.159-166, 1984.

- BRUIN, H. A. R. **Course on evapotranspiration: Theoretical background and methods of observation.** Wageningen University. Palmyra, Syria, 1^a ed., 2004. 112p.
- BRUIN, H. A. R.; HOLTSLAG, A. A. M. A simple parametrization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime with the Penman-Monteith concept. **Journal of Applied Meteorology**, v.21, p.1610-1621, 1982.
- BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 58, p. 389-420, 1932.
- BRUTSAERT, W. H. On derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, v.11, p.742-744, 1975.
- BRUTSAERT, W. H. **Evaporation into the Atmosphere.** D. Reidel. Dordrecht, 1982.
- CARSWELL, F. E.; COSTA, A. C. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; COSTA, J.P.R.; 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 Geophysical Research**, v.107, n.D20, art. N. 8076, 2002.
- CHAPMAN, V. J. **Ecosystems of the world: wet coastal ecosystems.** New York: Elsevier, 1977. 428 p.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v.123, p.3163-3174, 1995.
- COHEN, M. C. L.; LARA, R. J.; RAMOS, J. F. da F.; DITTIMAR, T. Factors influencing the variability of Mg, Ca, and K in waters of a mangrove creek in Bragança, North Brazil. **Mangroves and salt marshes**, v.3, p.9-15, 1999.
- CORREIA, F. W. S. **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal no clima regional e global.** São José dos Campos. 358p. Tese (Doutorado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2005.
- COSTA, A. C. L. Variações térmicas decorrentes da degradação de manguezais na região Bragantina, no Estado do Para. CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA. Fortaleza-CE, 2001.
- COSTA, M. H.; FOLEY, J.A. The water balance of the Amazon basin: Dependence on vegetation cover and Canopo conductance. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 102, n. D20, p.23973-23990, 1997.

- DICKINSON, R. E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: Hansen, J. E.; Takahashi, T. (eds.). Climate processes and climate sensitivity. Washington, **American Geophysical Union**, v.4, p.58-72, 1984.
- DIEGUES, A.C.S. **Ecologia humana e planejamento em áreas costeiras**. São Paulo, NUPAUB – USP, 1996. 248p.
- DYE, P. J. AND OLBRICH, B. W. Estimating transpiration from 6-year-old eucalyptus grandis trees: development a canopy conductance model and comparison with independent sap flux measurements. **Plant Cell Environmental**, v.16, p.43-53, 1993.
- FARQUHAR, G. D.; CAEMMERER, S. Modeling photosynthetic response to environmental conditions. **Physiological plant Ecology**. v.12B, p.549-587, 1982.
- FEDERER, C. A. Spatial variation of net radiation, albedo and surface temperature of forest. **Journal of Applied Meteorology**, v.7, p.789-795, 1968.
- FINNIGAN, J; CLEMENT, R.; MALHI, Y. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging coordinate rotation. **Boundary Layer Meteorology**, v.107, n.1, p.1-48, 2003.
- FIDELMAN, P. I. J. Manguezais do rio Santana, Ilhéus, Bahia: Caracterização do sistema. **Revista de estudos ambientais**, v.3, n.1, p.86-94, 2001.
- GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Energy budget in forest and pasture sites in Amazonian. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 5, p.25-37. 2000.
- GASH, J. H. C.; NOBRE, A. C. An Overview of ABRACOS. In: Gash, J. H. C.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L., ed. **Amazonian deforestation and climate**. Chicester, UK, John Wiley and Sons, 1ª ed., 1996. p. 1-14.
- GATES, D. M. **Biophysical Ecology**. New York: Springer Verlag, 1980. 287p.
- HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal irrig. Drain. Eng.**, v.108, p.225-230, 1982.
- HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R. E.; DURBRIDGE, T. B.; KENNEDY, P. J.; MCGUFFIE, K.; PITMAN, A. J. Tropical deforestation: modelling local to regional-scale climate change. **Journal of Geophysical Research – Atmospheres**, v.98, p.7289-7315, 1993.

- HERZ, R. **Distribuição dos padrões espectrais associados à estrutura física dos manguezais de um ecossistema costeiro subtropical**. São Paulo. 378p. Tese (livre docência). Instituto oceanográfico - Universidade de São Paulo, 1988.
- HIGUCHI, P. **CO₂ fertilization the great uncertainty in future vegetation development**. In: *Vegetation Dynamics and Global Change*, Chapman & Hall, p. 53-70, 2001.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. **Normais Climatológicas**. Brasília, DF: 1992, 155 p.
- JACOBS, J. D. Radiation climate of Broughton Island. Energy budget studies in relation to fast-ice breakup processes in Davis Strait. **Inst. Of Arctic and Alp Res.**, University of Colorado, Boulder, United States, v.26, p.105-120, 1978.
- JARVIS, P. G.; MCNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. **Advances in Ecological Research**, v.15, p.1-49, 1986.
- JOHNS, J.W.C. **The absorption of radiation by water vapor**. In **Humidity and Moisture**, ed. A. Wexler, vol. 1:417-427. New York: Reinhold Publishing Corp. 1963.
- KALLARACKAL, J. AND SOMEN, C. K. An ecophysiological evaluation of the suitability of Eucalyptus grandis for planting in the tropics. **Forest Ecology and Management**, v.95, p.53-61, 1997.
- KELLOMÄKI, S.; WANG, K. Y. Short-term environmental controls on carbon dioxide flux in a boreal coniferous forest: model computation compared with measurements by eddy covariance. **Ecological Modelling**, v.128, p.63-88, 2000.
- KIEHL, E. J. **Manual de edafologia**. São Paulo: Ceres, 1979. 191-215 p.
- LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Paulo: EDUSP, 1986. 286p.
- LAUBACH, J.; McNAUGHTON, K. G. A spectrum-independent procedure for correcting eddy fluxes measured with separated sensor. **Boundary-Layer Meteorology**, v.89, p.445-467, 1999.
- LEAL, L. S. M. **Variação sazonal do fluxo e da concentração de CO₂ na região leste da floresta Amazônica-PA**. Viçosa, MG: UFV, 2001. 37p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- LEAN, J.; ROWTREE, P. R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v.119(511), p.509-530, 1993.

- LEAN, J.; BUTTON, C. B.; ROWTREE, P. R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: **Amazonian deforestation and climate**. Gash, J. H. C., Nobre, C. A., Roberts, J. M., Victoria, R. L. (eds.). John Wiley & Sons, Chichester, UK, 1996. 611p.
- LEUNING, R. Modelling stomatal behavior and photosynthesis of eucalyptus grandis. **Australian Journal Plant Physiology**, v.17, p.159-175, 1990.
- LIANHONG, G.; SHUGART, H. H.; FUENTES, J. D.; BLACK, T. A.; SHEWCHUCK, S.R. Micrometeorology, biophysical exchanges and NEE decomposition in a two-story boreal forest – development and test of an integrated model. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.94, p.123-148, 1999.
- LLOYD, C. R.; SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; TURNER, M. A. Microprocessor system for eddy-correlation. **Agricultural Forest Meteorology**, v. 33 p.67-80, 1984.
- MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P. P.; CULF, A.; SCOTTS, S. Carbon dioxide transfer over a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v.103, p.31593-31612, 1998.
- MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D. and CLEMENT, R. The energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of geophysical research**, v. 107, n.10.1029/2001JD000623, 2002.
- MANZI, A. O. **Introduction d'un schema des transferts sol-vegetation-atmosphère dans un modèle de circulation générale et application a la simulation de la deforestation Amazonienne**. Toulouse, France. 293p. Tese (Doutorado)-Universidade Paul Sabatier, 1993.
- MARQUES da SILVA, N. S.; CARVALHO, E. A.; MELLO, C. F. **Levantamento preliminar das angiospermas do manguezal da estrada de Ajuruteua, município de Bragança-PA**. In: Workshop internacional do programa MADAM. Resumos. UFPA,1997, v.1, p.3.
- MARHT, L.; VICKERS, D. Relationship of area-averaged carbon dioxide and water vapour fluxes to atmospheric variable. **Journal of Climate**, v.17, p.2242-2256, 2002.
- McMILLEN, R. T. **A BASIC program for eddy correlation in non-simple terrain**. NOAA Tech. Memo. ERL ARL-147. NOAA, Air Resources Lab. Oak Ridge, MD. 1986.
- MEYERS, T. P. A comparison of summertime water and CO₂ fluxes over rangeland for well watered and drought conditions. **Agricultural Forest Meteorology**, v.106, p.205–214, 2001.

- MIELKE, M. S.; OLIVA, M. A.; BARROS, N. F.; PENCHEL, R. M. Stomata control of transpiration in the canopy of a clonal *Eucalyptus grandis* plantation. **Trees**, v.13, p.152-160, 1999.
- MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2(1), p.107-117, 1987.
- MONCRIEFF, J.B.; MASSHEDER, J.M.; DE BRUIN, H.; ELBERS, J.; FRIBORG, T.; HEUSINKVELD, B.; KABAT, P.; SCOTT, S.; SOEGAARD, D.; VERHOEF, A. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **Journal of hydrology**, v.188-189, p. 589-611, 1997.
- MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symp. Soc. Exp. Biology**, v.19, p.205-234, 1965.
- MOORE, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boundary Layer Meteorology**, v.37, p.17-35, 1986.
- MOORE, C. L.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forests. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.38, p.147-169, 1986.
- MYERS, V. I. Remote sensing application in agriculture. In: COLWELL, R. N., ed. Manual of remote sensing falls Church American Society of Photogrammetry, p. 2111-2228. 1983.
- NICHOLS, W. D. Energy budgets and resistances to energy transport in sparsely vegetated rangeland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.60, n.3-4, p.147-221, 1992.
- NOBRE, C. A.; SHUKLA, J.; SELLERS, P. J. Impactos climáticos do desmatamento da Amazônia. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.4(10), p.44-55, 1989.
- NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v.4, p.957-988, 1991.
- NORMAN, J. M. Modelling the complete crop canopy. In: Barfield, B. J. and Gerber, J. (Eds.), Modification of the aerial environment of crops. **American Society of Agricultural Engineers**, St. Joseph, MI p.249-277, 1979.
- ODUM, H. T.; LUGO, A.; CINTRON, G. et al., 1970, Metabolism and evapotranspiration of some rainforest plants and soils. In: A Tropical Rainforest, U.S. Atomic Energy Commission., Washington, D.C., pp. 1103-1164.

- OMETTO, J. C. **Bioclimatologia vegetal**. Ed. Agr. Ceres, São Paulo, 1981. 436p
- PATTEY, E.; HUNT, R. Measuring nighttime CO₂ flux over terrestrial ecosystems using eddy covariance and nocturnal boundary layer methods. **Ag & Forest Meteorology**, v.113, issues 1-4, p.145-158, 2002.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A., SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.
- PEREIRA, M. G. P. **Balço de radiação e de energia em um ecossistema de floresta tropical na Amazônia Central**. Viçosa, MG. 54p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola)- Universidade Federal de Viçosa, 2001.
- PHILLIPS, O. L.; MALHI, Y.; HIGUCHI, N.; LAURANCE, W. F.; VÁSQUEZ, R. M.; LAURANCE, S. G.; FERREIRA, L. V.; STERN, M.; BROWN, S.; GRACE, J. Changes in carbon balance of tropical forests: evidence from long-terms plots. **Science**, v. 282, p.439-442, 1998.
- RIBEIRO, J. B. M. **Micrometeorologia do manguezal e o impacto do desmatamento em Bragança-PA**. São Carlos. 119p. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de São Carlos-USP, 2001.
- RADERSMA, S.; RIDDER, N. Computed evapotranspiration of annual and perennial crops at different temporal and spatial scales using published parameter values. **Agricultural Water management**, v.31, p.17-34, 1996
- RUIVO, M. L. P.; SALES, E. C.; NOGUEIRA, E. L.; BATISTA, E. B. S.; OLIVEIRA, M. L. Caracterização química, biológica e micromorfológica do solo de manguezal. Sítio do LBA: Bragança Nordeste do Pará. **Revista Gerenciamento Costeiro Integrado**, código GCI-ESP/001-04, 2004.
- SAIGUSA, N.; YAMAMOTO, S.; MURAYAMAS, S.; KONDO, H.; NISHIMURA, N. Gross primary production and net ecosystem exchange of a cool-temperate deciduous forest estimated by the eddy covariance method. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.112, p.203-215, 2002.
- SANTOS ALVALÁ, R. C. **Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas)**. São José dos Campos. 149p. Tese (Doutorado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1993.
- SANTOS, S. N. M. **Modelo de fluxos de energia, água e CO₂ aplicado em ecossistema de floresta tropical**. Viçosa-MG. 80p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola)- Universidade Federal de Viçosa, 2001.

- SAKAI, R.; FITZJARALD, D.; MOORE, K. Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces. **Journal of Applied Meteorology**, v.40, p.2178-2192, 2001.
- SEDIYAMA, G. C.; GOMIDE, R. L. Correlação de turbilhões, monitoramento para manejo da irrigação: Instrumentação, automação e métodos. In: XXII Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola. (Poços de Caldas). Manejo de irrigação. FARIA, M. A.; SILVA, E. L.; VILELA, L. A., 1998. p.378.
- SILVA, J. F. **Ensaio sobre o balance de radiação no ambiente costeiro: Sistema Estuarino-Lagunar Cananéia-Iguape**. São Paulo. 139p. Tese (Doutorado)– Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1991.
- SILVA, J. F.; HERZ, R. Estudos de microclimas em ambientes de Manguezais na região do complexo estuarino-lagunar de Cananéia. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA. Cananéia, São Paulo, 1987.
- SNEDAKER, S.C. **Mangrove species zonation: why?** In: SEN, C.N.; RAIPURDHIT, K.S. Tasks for vegetation science, the hague, p. 25-111, 1982.
- SCHULZE, E. D.; KELLIHER, F. M.; KORNER, C.; LLOYD, J. Relationships among maximum stomatal conductance, ecosystem surface conductance, carbon assimilation rate and plant nitrogen nutrition: a Global scaling exercise. **Ann Rev. Ecological System**, v.25, p.629-660, 1994.
- SHUTTLEWORTH, W.J. Corrections for the effects of background concentrations change and sensor drift in real-time eddy correlations systems. **Boundary Layer Meteorology**, v.42, p.167-180, 1988.
- SOUZA FILHO, J. D. C. **Variação sazonal dos componentes do balanço de radiação e energia sobre a floresta de Caxiuanã**. Viçosa, MG. 67p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola)- Universidade Federal de Viçosa, 2002.
- STULL, R. B. Introduction to boundary layer meteorology. Boston: Kluwer Academic Publishers, 1988. 297 p.
- TEIXEIRA, D. W. **Qualificação e análise dos componentes do balanço de energia nas áreas de floresta e de pastagem da região Amazônica**. Viçosa, MG. 67p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola)- Universidade Federal de Viçosa, 1999.
- TACONET, O.; OLIOSO, A.; MEHREZ, M. B.; BRISSON, N. Seasonal estimation of evaporation and stomatal conductance over a soybean field using surface IR temperatures. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.73, p.321-337, 1995.

- TOGRUL, I. T.; HASAN, T. Global solar radiation over Turkey: comparison of predicted and measured data. **Elsevier Science Renewable energy**, v.25, p.55-67, 2002.
- TOMLISON, P. B. Relation between mangrove vegetation soil texture and the reaction of surface soil after enpoldering saline swampts in Serra Leone. **Tropical Agricultural Trinidad**, v.34, p.41-50, 1986.
- VERHOEF, A.; ALLEN, S. J. A SAVAT scheme describing energy and CO₂ fluxes for multi-component vegetation: calibration and test for a Sahelian Savannah. **Ecological Modelling**, v.127, p.245-267, 2000.
- VERMA, S. B. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. **Remote Sensing Reviews**, v.5, n.1, p.99-110, 1999.
- VISWANADHAM, Y.; MOLION, L. C. B.; MANZI, A. O.; SÁ, L. D. A.; SILVA FILHO, V. P.; ANDRÉ, R. G. B.; NOGUEIRA, J. L. M.; SANTOS, R. C. Micrometeorological measurements in Amazonian forest during GTE/ABLE 2A Mission. **Journal of Geophysical Research**, v.95, p.13669-13682, 1990.
- VON RANDOW, C.; SÁ, L.; GANNABATHULA, P. S.; MANZI, A.; ARLINDO, P.; KRUIJT, B. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazônia. I. Diurnal conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, 8062, doi: 10.1029/2001JD000379, 2002.
- VON RANDOW, C; MANZI, A.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P.; ZANCHI, F.; SILVA, R.; HODNETT, M.; GASH, J.; ELBERS, J.; WATERLOO, M.; CARDOSO, F.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazônia. **Theoretical Applied Climatology**, v. 78, p.5-26, 2004.
- YOKOYA, S. N. Distribuição e origem. Em: Schaeffer- Novelli, Y. (eds.). Manguezal: Ecosistema entre a Terra e o Mar. **Caribbean Ecological Research**, São Paulo, p.9-15, 1995.
- WILLIAMS, M.; RASTETTER, E. B.; FERNANDES, D. N.; GOULDEN, M. L. Modelling the soil-plant-atmosphere continuum in a stand at Harvard forest: the regulation of stomatal conductance by light, nitrogen and soil/plant hydraulic properties. **Plant Cell Environmental**, v.19, p.911-927, 1996.
- WULLSCHLEGER, S. D. Biochemical limitations to carbon assimilation in C₃ plants. A retrospective analysis of A?C curves from 109 species. **Crop Science**. v.44, p.907-920, 1993.

WILSON, K.B., BALDOCCHI, D. D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.100, p.1–18, 2000.

WOFSY, S.C.; HARRIS, R.C.; KAPLAN, W.A. Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, v.93, n. D2, p1377-1387, 1988.

ZHANG, H.; HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K. Impact of a tropical deforestation. Part I: Process analysis of local climatic changes. **Journal of climatology**, v.9, p.1497-1517, 1996.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)