

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO

METEOROLOGIA



CENTRO DE CIÊNCIAS
E
TECNOLOGIA



DEPARTAMENTO
DE CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Balço de Energia e Caracterização do
Microclima do Pantanal Sul Matogrossense em
Períodos de Cheia e de Seca

Autora: Maria Betânia Leal de Oliveira

Março - 2004



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
CURSO DE MESTRADO**

**BALANÇO DE ENERGIA E CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA
DO PANTANAL SUL MATOGROSSENSE EM PERÍODOS DE
CHEIA E DE SECA**

Maria Betânia Leal de Oliveira

Campina Grande, PB
Março-2004

MARIA BETÂNIA LEAL DE OLIVEIRA

**BALANÇO DE ENERGIA E CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA DO
PANTANAL SUL MATOGROSSENSE EM PERÍODOS DE CHEIA E DE
SECA**

**DIGITALIZAÇÃO:
SISTEMOTECA - UFCG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do título de Mestre.

Área de concentração: Agrometeorologia e Micrometeorologia

Orientadores: Dr. Mário de Miranda Vilas Boas Ramos Leitão

Dr. Antônio Ocimar Manzi

Campina Grande, PB

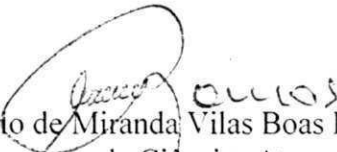
Março- 2004

MARIA BETÂNIA LEAL DE OLIVEIRA

BALANÇO DE ENERGIA E CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA DO
PANTANAL SUL MATOGROSSENSE EM PERÍODOS DE CHEIA E SECA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 08/3/2004


BANCA EXAMINADORA



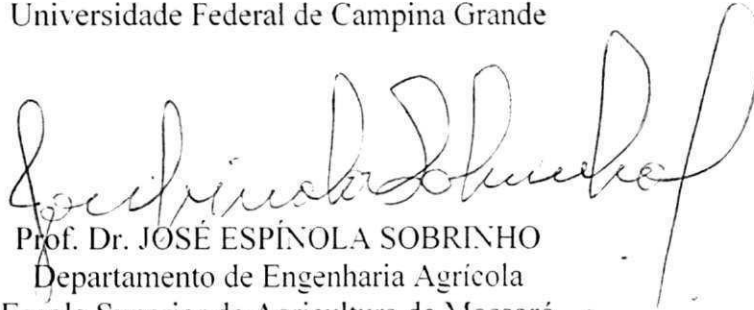
Prof. Dr. Mário de Miranda Vilas Boas Ramos Leitão
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ANTONIO OCIMAR MANZI
Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ ESPÍNOLA SOBRINHO
Departamento de Engenharia Agrícola
Escola Superior de Agricultura de Mossoró

Com carinho, aos meus pais Francisco Luiz de Oliveira e Maria de Lourdes Leal Oliveira e aos meus irmãos Lizandra Leal de Oliveira, Adma Leal de Oliveira e Francisco Luiz de Oliveira Júnior OFEREÇO.

A todos aqueles que acreditaram e apoiaram o meu trabalho DEDICO.

AGRADECIMENTOS

À DEUS, proprietário e administrador da minha vida, pelas pessoas maravilhosas que cruzaram o meu caminho, pelos amigos que compartilharam comigo nas dificuldades e nas vitórias, em fim, por tudo.

Ao Dr. Mário de Miranda V. B. R. Leitão, pela orientação, paciência, compreensão e incentivo expressados na realização deste trabalho.

Ao Dr. Antônio Ocimar Manzi pela orientação, carinho, dedicação e confiança, bem como pelo suporte essencial ao longo de todo o trabalho.

À coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pelo apoio financeiro concedido através da bolsa de estudo.

À coordenação do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, na pessoa do prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, pelo acompanhamento dispensado ao longo do mestrado.

A todos os professores do Curso de Mestrado em Meteorologia pelos ensinamentos ministrados com zelo e carinho, e pelo companheirismo.

Aos colegas Celson Von Randow, Luís Marcelo Zeri, Paulo Rogério de Aquino Arlino pelo companheirismo e fornecimento dos dados e de informações e dados essenciais para o desenvolvimento da pesquisa.

Aos bons amigos do DCA e LMRS pela excelente convivência durante o período do curso.

Ao Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba pelo apoio concedido na etapa final de preparação da dissertação.

A Divanete Cruz Rocha, pela amizade e eficiente trabalho desenvolvido à frente da secretaria do curso.

Aos meus pais Francisco Luis de Oliveira e Maria de Lourdes Leal Oliveira pelo incentivo e apoio permanente e incondicional na minha formação profissional, e aos meus parentes, em especial a Agostinho Gonzaga Neto e Bernadete Leal Gonzaga, pela atenção e estímulo em todos os momentos.

E, finalmente, a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE ABREVIATURAS	
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	01
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	06
2.1 - Camada Limite Atmosférica	06
2.2 - Balanço de radiação	07
2.3 - Balanço de energia.....	09
CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS	15
3.1 - Pantanal Matogrossense.....	15
3.2 - Características climáticas	16
3.3 - Sítio experimental.....	19
3.4 - Instrumentação e dados.....	22
3.5 - Balanço de radiação à superfície	25
3.5.1 - Radiação de onda curta	26
3.5.2 - Radiação de onda longa.....	27
3.6 - Albedo	28
3.7 - Balanço de energia.....	28
3.8 - Estimativa da evapotranspiração e fluxo de calor sensível.....	30
3.8.1 - Método da Covariância dos Vórtices Turbulentos.....	31

3.8.2 - Método da Razão de Bowen	33
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	38
4.1 – Elementos climáticos.....	38
4.2 - Passagem de frentes frias	50
4.3 - Influência da lâmina de água.....	58
4.4 - Variação sazonal dos fluxos.....	71
4.5 – Fluxos médios mensais.....	76
4.6 – Comparação entre os métodos	91
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

- c - grandeza escalar qualquer;
- c' - flutuação de uma grandeza escalar qualquer;
- c_p - calor específico do ar à pressão constante ($\text{cal.g}^{-1}.\text{°C}^{-1}$);
- e - pressão parcial do vapor d'água (mb);
- E - evapotranspiração (mm.dia^{-1});
- F_c - fluxo turbulento da grandeza c;
- g - aceleração da gravidade (m.s^{-2});
- G - fluxo de calor no solo (W.m^{-2});
- H - fluxo de calor sensível (W.m^{-2});
- K - constante de Von Kármán;
- K_r - fluxo de radiação de onda curta refletida pela superfície (W.m^{-2});
- K_i - fluxo de radiação de onda curta incidente (W.m^{-2});
- K^* - saldo de radiação de onda curta (W.m^{-2});
- K_h - coeficiente de transferência turbulenta do calor sensível ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);
- K_m - coeficiente de transferência turbulenta da quantidade de movimento ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);
- K_w - coeficiente de transferência turbulenta do vapor d'água ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$);
- L - calor latente de vaporização da água (J.kg^{-1});
- $L\downarrow$ - fluxo de radiação de ondas longas da atmosfera (W.m^{-2});
- $L\uparrow$ - fluxo de radiação de ondas longas emitida pela superfície (W.m^{-2});
- LE - fluxo de calor latente (W.m^{-2});
- P - energia usada no processo fotossintético (W.m^{-2});
- P_{dias} - precipitação total diária (mm);
- P_{mes} - precipitação total mensal (mm);
- PAR - fluxo de radiação fotossinteticamente ativa (W.m^{-2});
- q - umidade específica do ar (g.kg^{-1});

- q' - flutuação da umidade específica do ar (g.kg^{-1});
 Ri - número de Richardson;
 Rn - saldo de radiação (W.m^{-2});
 T - temperatura do ar (K);
 T_{mes} - temperatura média mensal do ar ($^{\circ}\text{C}$);
 T_a - temperatura do ar próximo à superfície (K);
 T_s - temperatura da superfície (K);
 t' - flutuação da temperatura do ar (K);
 UR - umidade relativa do ar (%);
 UR_{mes} - umidade relativa média mensal do ar (%);
 u_* - velocidade de fricção (m.s^{-1});
 w' - flutuação da velocidade do vento (m.s^{-1});
 z - altura (m);
 H' - fluxo advectivo de calor sensível (W.m^{-2});
 LE' - fluxo advectivo de calor latente (W.m^{-2});
 $\Delta H'$ - variação do fluxo advectivo de calor sensível (W.m^{-2});
 $\Delta LE'$ - variação do fluxo advectivo de calor latente (W.m^{-2});
 $\Delta q/\Delta z$ - gradiente vertical de umidade específica ($\text{g.m}^{-1}.\text{kg}^{-1}$);
 $\Delta T/\Delta z$ - gradiente vertical de temperatura (K.m^{-1});
 $\Delta u/\Delta z$ - gradiente vertical de velocidade do vento (s^{-1});
 $\overline{w'c'}$ - covariância entre a componente vertical do vento e a grandeza escalar c ;
 $\overline{w'q'}$ - covariância entre a componente vertical do vento e a umidade específica ($\text{m.g.s}^{-1}.\text{kg}^{-1}$);
 $\overline{w'T'}$ - covariância entre a componente vertical do vento e a temperatura do ar (m.K.s^{-1}).

Gregos

- α - albedo (%);
- σ - constante de Stefan-Boltzmann ($W.m^{-2}.K^{-4}$);
- ρ - densidade do ar ($kg.m^{-3}$);
- τ - quantidade de movimento ($kg.m^{-1}.s^{-2}$);
- β - razão de Bowen;
- θ - temperatura potencial (K);
- ε_a - emissividade da atmosfera;
- ε - termo de correção no cálculo do fluxo turbulento F_c ;
- γ - parâmetro psicrométrico ($mb.^{\circ}C^{-1}$);
- ε_s - emissividade da superfície.

LISTA DE ABREVIATURAS

CLA	- Camada Limite Atmosférica;
CLS	- Camada Limite Superficial;
BAP	- Bacia do Alto Paraguai;
IPE	- Experimento Interdisciplinar do Pantanal;
MS	- Mato Grosso do Sul;
UFMS	- Universidade Federal do Mato Grosso do Sul.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 3.1 - Climatologia da precipitação acumulada mensal (a), temperatura média mensal (b), umidade relativa média mensal (c) e evaporação acumulada mensal (d), referentes à cidade de Corumbá (19°3' S; 57°18' W).....	17
Figura 3.2 - Base de Estudos do Pantanal da Universidade Federal do Mato-Grosso do Sul em época de seca.....	18
Figura 3.3 - Base de Estudos do Pantanal da Universidade Federal do Mato-Grosso do Sul em época de cheia.....	19
Figura 3.4 - Vista lateral a sul da torre micrometeorológica do Pantanal Matogrossense.....	20
Figura 3.5 - Vista lateral a norte da torre micrometeorológica do Pantanal Matogrossense.....	21
Figura 3.6 - Vista lateral a leste da torre micrometeorológica do Pantanal Matogrossense.....	21
Figura 3.7 - Vista lateral a oeste da torre micrometeorológica do Pantanal Matogrossense.....	22
Figura 3.8 - Foto da torre micrometeorológica instalada na região do Pantanal, em Passo do Lontra, MS.....	23

Figura 3.9 - Esquema dos fluxos de energia em um volume de controle	29
Figura 4.1 - Valores diários médios diários da temperatura do ar na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.....	39
Figura 4.2 - Valores diários médios da umidade relativa do ar na região do Pantanal Matogrossense para o período de julho de 2001 a junho de 2002.....	40
Figura 4.3 - Total diário de precipitação na região do Pantanal Matogrossense, no período de setembro de 2000 a junho de 2002	40
Figura 4.4 - Totais diários do fluxo de radiação solar incidente na região do Pantanal Matogrossense para o período de julho de 2001 a junho de 2002.....	41
Figura 4.5 - Totais diários do fluxo de radiação solar refletida média diária na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.....	42
Figura 4.6 - Variação do albedo médio diário na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.....	42
Figura 4.7 - Temperatura média mensal do ar na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.....	43
Figura 4.8 - Umidade relativa do ar média mensal na região do Pantanal Matogrossense de para o período de julho de 2001 a junho de 2002	44
Figura 4.9 - Total mensal da precipitação pluviométrica na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.....	44

Figura 4.10 - Ciclo diurno médio da velocidade do vento na região do Pantanal Matogrossense, nos períodos seco, chuvoso e de transição	46
Figura 4.11 - Ciclo diurno médio temperatura do ar na região do Pantanal Matogrossense, nos períodos seco, chuvoso e de transição	46
Figura 4.12 - Ciclo diurno médio da umidade relativa do ar na região do Pantanal Matogrossense, nos períodos seco, de transição e chuvoso	48
Figura 4.13 - Ciclo diurno médio da radiação solar incidente na região do Pantanal Matogrossense nos períodos seco, chuvoso e de transição	48
Figura 4.14 - Ciclo diurno médio da radiação solar refletida na região do Pantanal Matogrossense, nos períodos seco, chuvoso e de transição	49
Figura 4.15 - Ciclo diurno médio do albedo na região do Pantanal Matogrossense nos períodos seco, chuvoso e de transição	50
Figura 4.16 - Ciclos diurnos da radiação solar incidente e refletida para os dias de 15 a 24 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre região do Pantanal	51
Figura 4.17 - Ciclos diurnos da temperatura do ar (T) para os dias de 15 a 24 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre região do Pantanal.....	52
Figura 4.18 - Ciclos diurnos da umidade relativa do ar para os dias de 15 a 24 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre região do Pantanal.....	53
Figura 4.19 - Ciclos diurnos da velocidade do vento para s dias de 15 a 23 de junho de 2001 (166 a 175). período da passagem de uma frente fria sobre a região do Pantanal.....	54

Figura 4.20 - Ciclos diurnos da direção do vento, para os dias de 15 a 24 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre a região do Pantanal.....	54
Figura 4.21 - Ciclos diurnos dos componentes do balanço de energia com H e LE determinados pelo método da correlação dos vórtices turbulentos: (a) dias 15 a 19 de junho de 2001 (166 a 171); (b) dias 20 a 24 de junho de 2001 (171 a 176).....	57
Figura 4.22 - Lâmina de água armazenada sobre a superfície do Pantanal entre dezembro de 2001 e maio de 2002.....	58
Figura 4.23 - Ciclo diurno para o dia 07 de dezembro de 2001: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.....	61
Figura 4.24 - Ciclo diurno para o dia 17 de dezembro de 2001: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.....	62
Figura 4.25 - Ciclo diurno para o dia 24 de dezembro de 2001: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.....	63
Figura 4.26 - Ciclo diurno para o dia 10 de fevereiro de 2002: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.....	64
Figura 4.27 - Ciclo diurno para o dia 03 de abril de 2002: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.....	65

- Figura 4.28** - Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn); fluxo de calor latente (LE); fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 07 de dezembro de 2001: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) método da razão de Bowen 68
- Figura 4.29** - Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 17 de dezembro de 2001: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) o método da razão de Bowen 69
- Figura 4.30** - Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 24 de dezembro de 2001: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) o método da razão de Bowen 69
- Figura 4.31** - Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 10 de fevereiro de 2002: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) o método da razão de Bowen 70
- Figura 4.32** - Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 03 de abril de 2002: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) o método da razão de Bowen 70
- Figura 4.33** - Variação sazonal do total diário do saldo de radiação (Rn), na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002 71
- Figura 4.34** - Variação sazonal do total diário do fluxo de calor latente (LE) na região do Pantanal Matogrossense, de julho de 2001 a junho de 2002 72
- Figura 4.35** - Variação sazonal do total diário do fluxo de calor sensível (H), na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002 73

Figura 4.36 - Variação sazonal do total diário do fluxo de calor no solo (G), na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002.....	74
Figura 4.37 - Variação sazonal da razão LE/Rn, na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002	74
Figura 4.38 - Variação sazonal da razão H/Rn, na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002	75
Figura 4.39 - Variação sazonal da razão G/Rn, na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002	75
Figura 4.40 - Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, para o período de setembro/2000 a fevereiro/2001	78
Figura 4.41 - Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, para o período de março a agosto de 2001	80
Figura 4.42 - Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, para o período de setembro/2001 a fevereiro/2002	82
Figura 4.43 - Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da razão de Bowen, para o período de setembro de 2000 a fevereiro de 2001.....	83
Figura 4.44 - Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da razão de Bowen, para o período de março a agosto de 2001	85

Figura 4.45 - Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da razão de Bowen, para o período de setembro de 2001 a fevereiro de 2001.....	87
Figura 4.46 - Evolução média diurna mensal da razão de Bowen determinada pelos métodos do balanço de energia (BBE) e da correlação dos vórtices turbulentos (BCT), para os meses de setembro de 2000 a fevereiro de 2001.....	88
Figura 4.47 - Evolução média diurna mensal da razão de Bowen determinada pelos métodos do balanço de energia (BBE) e da correlação dos vórtices turbulentos (BCT), para os meses de março de 2001 a agosto de 2001.....	89
Figura 4.48 - Evolução média diurna mensal da razão de Bowen determinada pelos métodos do balanço de energia (BBE) e da correlação dos vórtices turbulentos (BCT), para os meses de setembro de 2001 a fevereiro de 2002.....	90
Figura 4.49 - Fluxos horários de: (a) calor latente determinados pelo método da correlação dos vórtices turbulentos (LE_C) e pelo método da razão de Bowen (LE_B); (b) calor sensível determinados pelo método da correlação dos vórtices turbulentos (H_C) e pelo método da razão de Bowen (H_B), para o período de setembro a novembro de 2000.....	92

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 1 - Instrumentos utilizados no experimento de campo.....	24
--	----

RESUMO

A presente pesquisa teve como objetivo estudar o comportamento dos componentes do balanço de energia em épocas de cheia e de seca no Pantanal Sul Matogrossense, devido à superfície do Pantanal apresentar grandes contrastes entre essas duas épocas. Isto basicamente ocorre porque na maioria dos anos, na época de cheia, forma-se uma lâmina de água sobre a superfície que abrange uma extensa área. Os dados foram coletados durante a execução do Projeto Estudos da Camada Limite Superficial do Pantanal Sul Matogrossense, cuja base experimental foi a Fazenda São Bento (19°34' S; 57°01' W), que está localizada na área da Base de Estudos do Pantanal, pertencente à Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, às margens do Rio Miranda, distrito de Passo do Lontra, município de Corumbá - MS. Para obtenção dos dados utilizou-se uma torre de 21 metros de altura, onde foram instalados sensores eletrônicos de alta e baixa frequência. Próximo da torre também foram instalados sensores no solo para completar as medidas das componentes do balanço de energia. Os resultados mostraram que durante o período de estudo a temperatura média diária variou predominantemente entre 25 e 30°C nos meses de verão. No entanto, nos meses de inverno, devido à penetração de frentes frias na região, a temperatura alcançou valores de até 10°C. Já a umidade relativa do ar mostrou-se bastante variável ao longo do ano, apresentando valores mais baixos nos meses de menor índice de precipitação (inverno). O albedo apresentou valores mais elevados (cerca de 20%) no período seco e foi decrescendo à medida que as precipitações foram intensificando-se, chegando a apresentar valores mínimos de cerca de 5% no final de dezembro de 2001, quando a lâmina de água sobre a superfície atingiu espessura máxima de 74cm. A presença de lâmina de água provocou alterações nos elementos climáticos estudados, bem como nos componentes dos balanços de radiação e de energia, à medida que houve aumento ou diminuição da espessura. Os totais diários do fluxo de calor latente mostraram valores da ordem de 18 MJ/m² no período de maior espessura da lâmina de água, o que representou 80% da energia disponível, enquanto que nos meses mais secos, chegou a atingir valores inferiores a 5 MJ/m², o que representou apenas cerca de 20% da energia disponível.

ABSTRACT

The present research had as objective to study the behavior of the components of the energy balance in times of full and drought in the Pantanal Sul Matogrossense, due to the surface of the region to present great contrasts among those two times. This basically happens because in most of the years at that time of full, is formed a sheet of water on the surface that embraces an extensive area. The data were collected during the execution of Project Estudos da Camada Limite Superficial do Pantanal Sul Matogrossense, whose experimental base went to Fazenda São Bento (19° 34' S; 57° 01' W), that is located in the area of studies of the Swampland, belonging to the Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, in the margins of Miranda river, Passo do Lontra, municipal district of Corumbá - MS. For obtaining of the data a tower of 21 height meters was used, where were installed sensors electronic of high and low frequency. Close of the tower were also installed sensor in the soil to complete the measures of the components of the swinging of energy. The results showed that during the study period, the temperature measured daily it varied predominantly between 25 and 30°C in the months of summer, however, in the months of winter due to penetration of cold fronts in the area the temperature reached values of up to 10°C. The relative humidity of the air was already shown plenty of variable along the year, presenting lower values in the months of smaller precipitation index (winter). The albedo presented higher values (about 20%) in the dry period and went decreasing the measure in that the precipitations went intensifying, getting to present minimum values of about 5% in the end of December of 2001, when laminates of water on the surface reached thickness maximum of 74 cm. The presence of laminates of water provoked alterations in the studied climatic elements, as well as in the components of the radiation and energy balance, the measure in that there were increase or decrease of the thickness. The totals diary of flow of latent heat showed values of the order of 18 MJ/m² in the period of larger thickness of the laminates of water, what represented 80% of the available energy, while in the driest months, got to reach inferior values for 5 MJ/m², what just represented about 20% of the available energy.

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

Diversas regiões do Brasil vêm sofrendo grandes alterações nas suas características, seja por fatores naturais, ou pela atividade humana. Com isso, há uma alteração significativa nas trocas de calor, momentum e massa entre a superfície e o ar acima dela, as quais são determinantes do microclima de uma região. Os parâmetros que caracterizam a superfície de uma determinada região alteram o comportamento do ar na camada imediatamente na vizinhança da superfície, a qual é chamada de Camada Limite Atmosférica (CLA). A formação e profundidade desta camada são determinadas pela interação do escoamento atmosférico com a superfície adjacente, gerando trocas de energia, de momentum e de massa, os quais estão associadas aos movimentos turbulentos em uma escala de tempo que vai de poucos minutos a 1 dia. Sua altura varia de dezenas de metros a alguns quilômetros, dependendo da taxa de aquecimento ou resfriamento da superfície, cisalhamento do vento, rugosidade e topografia da superfície, movimento vertical de grande escala, advecção horizontal de calor e umidade, e outros fatores.

Os fluxos na CLA são quase sempre turbulentos e devido a isso, tem-se uma variação irregular das variáveis com o tempo e com o espaço, tais como temperatura e velocidade do vento. Deste modo ao se tomar um ponto qualquer da camada limite sobre a vegetação a qualquer instante, pode-se verificar se o ar move-se em todas as direções, o que está associado aos movimentos randômicos dos vórtices turbulentos.

A camada limite atmosférica é caracterizada por interações com a superfície através da troca de energia por processos turbulentos térmicos e mecânicos. A região da CLA que é dominada por essa turbulência térmica e mecânica é a Camada Limite Superficial (CLS). Essa camada corresponde à porção inferior da CLA, compreendendo cerca de 10% dessa, na qual o efeito de Coriolis e a variação horizontal da pressão podem ser ignorados.

A CLS corresponde à região da CLA mais explorada por pesquisas micrometeorológicas pela facilidade de efetuação das medições e, por constituir o local onde a maioria das atividades humanas são realizadas. É nesta camada onde ocorre uma forte variação das variáveis micrometeorológicas com a altura e, conseqüentemente, mudanças significativas de quantidade de movimento, calor e massa. Essas propriedades são, então, transferidas para toda a Camada Limite Atmosférica através de mecanismos de transferência turbulenta. Considerando-se as propriedades de homogeneidade horizontal, os fluxos nesta camada são considerados constantes com a altura.

Os processos que governam as trocas de energia entre a atmosfera e a superfície adjacente são diretamente influenciados por fatores inerentes às características da superfície e aos elementos climáticos. Dentre os elementos climáticos que estão mais relacionados com essas trocas de energia, cita-se a radiação solar à superfície, que fornece a energia para que os processos físicos ocorram; a temperatura e a umidade do ar, que juntos definem a quantidade de vapor próximo à superfície e a velocidade do vento,

responsável pela renovação do ar junto à superfície em questão. Outro elemento climático que merece destaque é a precipitação, que constitui a principal fonte de vapor para a atmosfera, no caso da região do Pantanal, onde a vegetação predominante é pastagem, que periodicamente é inundada em eventos de cheia.

O fluxo de vapor d'água para a atmosfera é um importante componente para avaliação do balanço de energia em uma determinada região e está condicionado pela energia disponível, pela disponibilidade térmica da superfície, por propriedades físicas da superfície fonte, pela umidade do ar adjacente e pelas características dinâmicas da camada atmosférica justaposta àquela superfície, etc. Uma vez gerado, o vapor d'água mistura-se ao ar da camada limite superficial por difusão turbulenta e, posteriormente, é transportado por correntes advectivas e convectivas por toda a camada limite atmosférica. Essa difusão será tanto mais rápida quanto maior for o estado de agitação do ar (turbulência), que é condicionado pela velocidade do vento e pelas características aerodinâmicas da superfície e das circunvizinhanças, sendo também favorecido pelo grau de instabilidade estática da atmosfera.

Vários métodos para estimativa da evaporação (transferência de vapor d'água para a atmosfera) têm sido mostrados em diversos trabalhos: método aerodinâmico, que considera a transferência turbulenta de massa, calor e momentum; o método do balanço de energia, que se baseia no princípio de conservação da energia; o método da covariância dos vórtices turbulentos, que se baseia nas flutuações das grandezas em torno dos seus valores médios; e métodos empíricos, que utilizam equações empíricas determinadas experimentalmente; dentre outros.

O conhecimento dos fluxos de energia e seus comportamentos na camada atmosférica acima de culturas, é uma importante ferramenta para pesquisas agrícolas. A maior parte da energia disponível na superfície é utilizada na transferência de vapor e de

calor sensível. Uma pequena porção é transferida para o solo e durante o dia uma pequena, porém importante, porção é usada nos processos fotossintéticos. De maneira geral, o balanço de energia na superfície determina a energia disponível para evaporação da água da superfície, transpiração dos vegetais e para elevar ou diminuir a temperatura da superfície e do ar.

Esse tipo de estudo é fundamental no que se refere a regiões que abrangem importantes ecossistemas, como é o caso do Pantanal Matogrossense, que além de apresentar uma grande variedade de fauna e flora, fornece uma quantidade significativa de umidade para a atmosfera. Porém, são muitas escassas as informações científicas sobre a Camada Limite Atmosférica desse ecossistema, embora tenha-se conhecimento sobre os processos físicos na atmosfera da região. Por essa razão, foi elaborado um extenso projeto de pesquisa, denominado Experimento Interdisciplinar do Pantanal Sul Matogrossense, (IPE) que desde sua implantação (1998) vem realizando medições contínuas de diversos parâmetros, bem como campanhas intensas de medidas de superfície e camada limite, no sentido de caracterizar a estrutura do escoamento atmosférico da região.

Os dados coletados durante esse experimento serviram de suporte para o desenvolvimento de algumas dissertações: a de Marques Filho (2000) que investigou aspectos teóricos e experimentais da estrutura da Camada Limite Superficial acima da região; a de Zeri (2002) que comparou a estrutura da turbulência atmosférica na Camada Limite Superficial acima do Pantanal Matogrossense nos períodos seco e úmido; a de Kubota (2002) que averiguou através de simulação numérica e a análise observacional da camada limite, a formação de circulações locais e fluxos de energia que dependem da heterogeneidade da superfície do Pantanal; e a de Silva (2002) que estudou o balanço de radiação na região do Pantanal.

A superfície da região do Pantanal apresenta grandes contrastes ao longo do ano, apresentando épocas muito secas, com alto risco de queimadas, até períodos chuvosos chegando a formar uma lâmina de água sobre a superfície em alguns locais (Magalhães, 1992). Isso favorece uma modificação periódica espacial e temporal no albedo, na umidade do solo, na rugosidade e conseqüentemente, na ocorrência dos processos físicos da atmosfera da região.

O Pantanal se encontra bastante alterado, com a substituição de espécies vegetais nativas por cultivos e pastagens. O desmatamento e as queimadas, que ainda são práticas comuns no preparo da terra para a agropecuária, além de destruir a cobertura vegetal, prejudicam a manutenção de populações de fauna silvestre, a qualidade da água e o equilíbrio do clima e do solo.

A obtenção de dados a partir de experimentos possibilita estudar o comportamento das mais diversas variáveis que governam o clima da região, além de determinar de que forma as características da região influenciam as trocas turbulentas. O principal objetivo desse estudo é avaliar as trocas turbulentas de energia entre a superfície e a atmosfera acima do Pantanal Sul Matogrossense em épocas de cheia e de seca, visando avaliar o comportamento dos componentes do balanço de energia e as variações sazonais de temperatura, umidade, precipitação, velocidade do vento e das componentes de radiação.

CAPÍTULO 2

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Camada Limite Atmosférica

Todos os parâmetros que caracterizam a superfície de uma determinada região alteram a estrutura da Camada Limite Atmosférica. Essa camada tem como principal característica a resposta rápida às mudanças nas condições de superfície. O fato dos fluxos nessa camada de ar serem na maior parte do tempo turbulentos condiciona uma variação irregular de variáveis como temperatura e velocidade, com o tempo e com o espaço. Segundo Arya (1988), dessa forma deverá haver uma troca de momentum, massa e calor entre a superfície e o ar adjacente, o que irá produzir variação do clima da região.

A profundidade da Camada Limite Atmosférica apresenta um forte ciclo diurno e pode variar entre 30m, sobre forte estabilidade estática, até mais de 3 km, em condições muito convectivas ou muito favoráveis à convecção. Para condições médias a Camada Limite Atmosférica se estende através do quilômetro mais baixo da atmosfera e assim contém em torno de 10% da massa atmosférica (Holton, 1979).

Fisch *et al.* (2000), verificaram que na Amazônia, a região da Camada Limite Atmosférica que é dominada por turbulência térmica e mecânica atingiu 1 km para as estações seca e úmida em área de floresta, enquanto que para a pastagem variou de 1 km na época úmida até 1,6 km na época seca. Outra constatação foi que a maior taxa de crescimento dessa camada pôde ser verificada no período entre 11 e 14 horas local, quando a atmosfera apresenta-se com forte turbulência (térmica e mecânica).

Kubota *et al.* (2002) simularam numericamente a CLA sobre o Pantanal Matogrossense utilizando o modelo RAMS. Foram observadas a ocorrência de circulações locais devido à heterogeneidade das características da superfície as quais contribuíram para gerar uma variabilidade espacial dos fluxos de calor latente e sensível.

Para o entendimento dos processos físicos que ocorrem na CLA é de extrema importância determinar a altura da camada de mistura ou camada limite superficial. Porém, os métodos mais comuns são custosos por se basear em medidas obtidas por sondagens, aviões e sensores remotos. Marques Filho (2000) mostrou que a altura dessa camada pode ser determinada utilizando instrumentos micrometeorológicos instalados próximo à superfície, por meio dos espectros das componentes horizontais da velocidade do vento.

2.2 Balanço de Radiação

O saldo de radiação (R_n) é o principal elemento utilizado em muitos métodos que estimam as perdas de água de superfícies vegetadas para a atmosfera. Assim, para se obter estimativas corretas de evapotranspiração é imprescindível medições ou estimativas de R_n de forma correta e precisa. Oliveira & Leitão (2000) mostraram que na

determinação do saldo de radiação, melhores estimativas são obtidas se considerado o mesmo período contabilizado para a evapotranspiração. Uma diferença de até $2,2 \text{ MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$, para o caso da região semi-árida, foi verificada entre cálculos do saldo de radiação quando utilizados diferentes intervalos de tempo.

Alados *et al.* (2003) observaram que o saldo de radiação pode ser determinado em função da radiação de onda curta utilizando-se uma simples regressão linear. É mostrado que uma limitação do uso dessa metodologia vem do fato que são excluídas as componentes de radiação de onda longa pela dificuldade de obtenção dessas quantidades. Melhores resultados foram obtidos com a inclusão do albedo na equação de regressão.

Silva (2002) verificou que as componentes do balanço de radiação de onda curta foram influenciadas pela presença de aerossóis presentes na atmosfera decorrentes da ocorrência de queimadas, bem como, pela nebulosidade e precipitação. Outro resultado encontrado foi que estimativas do saldo de radiação, em função da radiação global e do saldo de radiação de onda curta, se mostraram satisfatórias mesmo para condições ambientais diferentes.

Leitão (1989) verificou que a radiação de onda longa emitida pela atmosfera pode ser estimada pela equação de Brunt (1932) com boa precisão. Os coeficientes obtidos mostraram boa coerência com os da equação original, especialmente ao considerar os elementos (temperatura do ar e conteúdo de vapor) representativos da cultura.

O albedo é um elemento de fundamental importância na determinação do balanço de radiação à superfície. Para uma superfície vegetada varia diariamente em função do ângulo de elevação do sol, ao longo do ciclo de desenvolvimento da cultura, em função do grau de cobertura vegetativa à medida que a cultura vai se desenvolvendo, tipo

de vegetação, tipo e estado de umidade do solo, e estágio de desenvolvimento das plantas (Azevedo *et al.*, 1990; Oliveira, 1998; Leitão & Oliveira, 2000).

Leitão *et al.* (2002) obtiveram maiores valores de albedo em regiões de mata densa quando comparados com os ecossistemas capinarana e campina. Por outro lado, Galvão e Fish (2000) encontraram, na região da Amazônia, valores de 0,12 para floresta e 0,21 para pastagem no período chuvoso. No período seco, esses valores tiveram um pequeno acréscimo, passando a ser 0,15 e 0,22, respectivamente.

O albedo também pode ser influenciado pela irrigação e, conseqüentemente, afetar diretamente no balanço de radiação à superfície e, indiretamente, no balanço de energia, o que pode gerar erros principalmente nas estimativas de evaporação. A irrigação modifica o estado do solo e, como conseqüência, a resposta espectral da superfície (Leitão, 1989; Leitão e Oliveira, 2000).

2.3 Balanço de Energia

Uma forma de se avaliar trocas turbulentas entre a superfície e a atmosfera é por meio do balanço de energia à superfície. Segundo Deacon (1969), a energia disponível na superfície deve ser dividida, principalmente, em calor transferido para o solo (G), calor transferido para o ar (H) e calor utilizado no processo de mudança de fase da água por evaporação (F). O calor utilizado na evaporação é comumente referido como transferência de calor latente e $F = LE$ onde E é a taxa de evaporação em termos de massa por unidade de área por unidade de tempo, e L é o calor latente de vaporização da água.

Dependendo da região em estudo, outros termos podem ser acrescentados, como o efeito da advecção (Gielow *et al.*, 2000), energia armazenada na biomassa (Galvão

& Fisch, 2000; Moore & Fisch, 1986) e energia utilizada no processo fotossintético (Leitão, 1989) ou substituídos, como é o caso do fluxo de calor no solo que substitui o armazenamento de calor na lâmina da água em condições de cheias (Burba *et al.*, 1999).

O transporte de água na forma de vapor para a atmosfera, seja por evaporação de superfícies líquidas ou úmidas ou por transpiração vegetal, envolve uma grande quantidade de energia pelo fato de haver mudança de fase da água. Essa energia constitui um dos principais componentes resultantes da partição da energia disponível na superfície, e é influenciada por vários fatores dentre os quais: radiação solar, temperatura, vento, pressão do vapor e disponibilidade hídrica da superfície. O primeiro condiciona a energia disponível para a mudança de estado físico da água. Associados a este as temperaturas do ar e da superfície com esta última determinando a razão com que as moléculas deixam a superfície e passam para o ar. Já o vento atua removendo e renovando o ar acima da superfície evaporante. Por último, a transferência de vapor por evaporação é condicionada pela pressão do vapor, portanto está associada com a demanda atmosférica. Outros fatores que influenciam a evapotranspiração são os relacionados com a cultura tais como: tipo de vegetação, área foliar, estágio de desenvolvimento, arquitetura foliar, resistência do dossel e outros que geralmente estão associados a um valor de coeficiente de cultura.

A emissão e reflexão de energia da superfície para a atmosfera ocorre em diferentes proporções, visto que depende da cobertura vegetativa e das diferentes estações. No caso de culturas, áreas circunvizinhas próximas, bem como áreas de solo descoberto dentro da área cultivada, podem contribuir significativamente para gerar advecção, o que afeta na evapotranspiração.

Gielow *et al.* (2000) verificaram melhores estimativas das componentes do balanço de energia para a região do Pantanal Matogrossense, ao considerar o efeito

advectivo de calor latente e sensível, principalmente nos dias com a presença de lâmina de água no solo. Maiores diferenças entre os valores medidos das componentes do balanço de energia e os simulados considerando a advecção e sem advecção, foram identificadas ao nascer do sol. Por outro lado, entre 10 horas até o anoitecer e durante à noite, os valores medidos acompanharam os valores simulados, considerando a advecção.

Burba *et al.* (1999) quantificaram as componentes do balanço de energia durante o estágio de desenvolvimento de *Phyramites australis*. O calor armazenado no solo submerso foi negligenciado, em comparação com o calor armazenado na lâmina de água. Durante o estágio de crescimento da cultura, maior quantidade de energia foi utilizada no processo de evapotranspiração, com a transpiração representando até 45% da evapotranspiração no início do estágio de crescimento e cerca de 62% no pico de crescimento. No final da senescência o fluxo de calor sensível apresentou valores de até 70% do saldo de radiação, ficando o fluxo de calor latente em torno de 30%, quando a transpiração foi aproximadamente nula.

Galvão & Fisch (2000) avaliaram o balanço de energia sobre áreas de floresta e de pastagem na Amazônia durante o período de transição do final da estação chuvosa e início da estação seca. Os resultados mostraram que em área de pastagem, o armazenamento de calor na biomassa é pequeno e pode ser desprezado. Entretanto, em área de floresta, a energia armazenada na biomassa é importante, principalmente nos horários de transição (após o nascer e por do sol) e após os eventos de precipitação. Foram encontrados valores de armazenamento de calor na biomassa em floresta de 56 W/m^2 para o período chuvoso e de até 93 W/m^2 no período seco. No período chuvoso, a devolução de energia para a atmosfera foi realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente, para as duas regiões estudadas. Já no período seco esse mesmo comportamento pôde ser verificado para

a floresta, porém na área de pastagem a transferência de energia para a atmosfera ocorreu de forma equivalente pelo calor sensível e latente.

Oliveira (1998) avaliou o efeito da advecção sobre a evapotranspiração em um cultivo de amendoim irrigado na região semi-árida do Nordeste brasileiro. Para a área próxima a bordadura do campo experimental foi verificado a influência de uma área vegetada próxima, que ocasionou advecção de ar úmido na fase inicial do cultivo e advecção de calor sensível nas fases de floração, formação do fruto e de maturação. Já a área situada no interior do campo experimental foi afetada por advecção local em todos os ciclos da cultura, gerada por áreas de solo descoberto.

Chin Choy & Kanemasu (1974) determinaram a evapotranspiração utilizando lisímetros de pesagem, em culturas de soja, com diferentes espaçamentos entre fileiras. A cultura com maior espaçamento extraiu energia do ar mais eficientemente com a evapotranspiração, sendo cerca de 10% superior ao valor encontrado na cultura com fileiras mais próximas. Esse comportamento foi mantido durante o desenvolvimento da cultura por advecção entre as fileiras durante a primeira parte do estágio de crescimento e por advecção de larga escala durante a última parte do estágio de crescimento.

O fechamento do balanço de energia tem problemas quando os termos são medidos separadamente, o que mostra uma imprecisão nas medições e um entendimento incompleto da física do sistema (Goulden *et al.*, 1997, McCaughey *et al.*, 1997, Twine *et al.*, 2000). Segundo Culf *et al.* (2000). Erros associados às medições individuais das componentes do balanço e os métodos utilizados para a quantificação dos fluxos são as principais razões para o não fechamento do balanço de energia.

Siqueira (1997), ao avaliar as mudanças climáticas causadas pelo reflorestamento com algaroba no semi-árido nordestino por meio da quantificação da evapotranspiração em áreas de caatinga e de algaroba, concluiu que a algaroba atua com

eficiência no transporte de vapor d'água para a atmosfera e dessa forma não é aconselhável a sua utilização no reflorestamento de regiões semi-áridas, onde há escassez de água.

Em regiões úmidas o consumo de energia raramente excede o saldo de radiação e é menor desde que o ar atue como sumidouro de ambos: calor sensível e latente. Contudo, em regiões áridas e semi-áridas a energia consumida no processo de evapotranspiração apenas excede a energia disponível, se a cobertura vegetal, bem suprida com água, é sumidouro de calor em resposta aos efeitos advectivos (Martins, 2000; Rosenberg & Verma, 1978).

Rosenberg & Verma (1978) mediram a evapotranspiração sobre uma área de alfafa irrigada durante evento de seca, no ano de 1976, utilizando lisímetros de pesagem. Os valores mostraram que o fluxo de calor latente superou, em todos os dias, a soma do saldo de radiação e fluxo de calor no solo. Com isso, a evapotranspiração diária atingiu valores recordes que superaram os 14 mm, que resultou de forte advecção de calor sensível de escala regional, como resultado da grande quantidade de calor sensível gerado durante o intenso período seco.

O método da razão de Bowen tem sido comparado com outros métodos, como lisímetros de pesagem, método da covariância dos vórtices turbulentos ou balanço hídrico; porém, tem sido observado maiores discrepâncias na presença de advecção de calor sensível. O maior problema na utilização do método do balanço de energia tem sido a medição de gradientes de umidade e de temperatura, os quais são muito pequenos sobre a cobertura de florestas, o que resulta do alto grau de mistura turbulenta gerada pela grande rugosidade das florestas, e assim necessitam de sensores de alta resolução para obtenção de medidas precisas. O método da correlação dos vórtices turbulentos evita a determinação desses gradientes e tem sido utilizado para determinar fluxos de energia sobre florestas.

O método da correlação dos vórtices turbulentos é um método direto para estimativa dos fluxos turbulentos (transporte de calor e de vapor para a atmosfera); porém, é de uso limitado em função do elevado custo dos sensores que devem ser utilizados, os quais devem ser capazes de medir flutuações em alta frequência. Especial atenção deve ser dispensada quanto aos instrumentos a serem utilizados.

Spittlehouse & Black (1979) determinaram taxas de evapotranspiração sobre uma floresta com 14 metros de altura usando os métodos da razão de Bowen e o da correlação dos vórtices turbulentos, sendo que neste último utilizaram-se anemômetros com hélices. A baixa velocidade do vento nessa região ocasionou a interrupção freqüente do movimento das hélices dos anemômetros dificultando a determinação correta dos fluxos pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, principalmente no caso do calor sensível, que apresentou uma grande fração de dados em baixas frequências. Nos horários de moderada velocidade do vento os métodos se aproximaram em cerca de $0,07 \text{ mm.hora}^{-1}$, enquanto que em instantes de menor velocidade do vento houve maiores diferenças entre os dois métodos.

Todd *et al.* (2000) compararam o fluxo de calor latente de um campo de alfafa irrigado estimado pelo método do balanço de energia, com o estimado por lisímetros de pesagem durante a estação de crescimento no semi-árido, em um ambiente advectivo. O fluxo de calor latente quando determinado pelo método do balanço de energia utilizando dois sistemas diferentes, apresentou menor variabilidade do que no caso dos lisímetros. Melhores concordâncias entre os fluxos de calor latente foram obtidas quando os sistemas estavam no mesmo local e com sensores na mesma altura enquanto que maiores diferenças entre os dois métodos foram identificadas quando a razão de Bowen foi menor que zero, em dias muito quentes, secos, ventilados, ou quando atuaram os efeitos advectivos.

CAPÍTULO 3

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Pantanal Matogrossense

O Pantanal Matogrossense, com uma extensão de 138.183 km², constitui a maior planície inundável da América do Sul, estando cerca de 50% de sua área situada em território brasileiro. O Pantanal faz parte da Bacia do Alto Paraguai (BAP), que no Brasil foi delimitada e quantificada em 361.666 km², ocupando, portanto, 38,21% da área da bacia, a qual é formada por outras bacias menores que convergem para o rio Paraguai, seu principal canal de drenagem. Essa região apresenta elevações que não ultrapassam 200 metros de altitude, no meio de um planalto formado de rochas primitivas de 600 a 700 metros, que a circunda em todo o contorno brasileiro. Sua declividade quase nula favorece as inundações ao longo do rio Paraguai, único escoadouro do Pantanal. Circundado pelo Planalto brasileiro a leste e pela Cordilheira dos Andes a oeste, está incluído entre os maiores ecossistemas do planeta. É uma região de grande importância meteorológica, econômica e ecológica. O Pantanal abrange uma área de 110 mil quilômetros quadrados do território brasileiro (mais que todo o estado de Pernambuco), sendo 1/3 localizado no

Estado do Mato Grosso e o restante no Mato Grosso do Sul. Estende-se, ainda, por regiões de países vizinhos como Bolívia, Paraguai e Argentina (Branco, 1997).

A vegetação é heterogênea e esparsa, sobretudo em função da maior ou menor presença de água nos solos, semelhante a uma savana onde são encontradas desde gramíneas até árvores de grande porte com altura superior a 20 metros (Magalhães, 1992). Nas áreas com solo arenoso e ácido, situadas em altitudes intermediárias, são encontradas árvores de porte médio como os paratudais, que caracterizam a vegetação típica de cerrado. Já nas regiões mais baixas, em razão da maior umidade do solo, predominam as gramíneas. Às margens dos rios encontram-se as matas ciliares, formadas por árvores de médio e grande porte. Assim, a cobertura vegetativa dessa região varia consideravelmente entre os períodos seco e chuvoso.

Nas áreas permanentemente alagadas concentra-se uma vegetação tipicamente aquática, como as vitória-régias e as taboas. Nos terrenos que são cobertos pelas águas apenas parte do ano ocorrem extensos capinzais entremeados de arbustos, constituindo as pastagens utilizadas pelo gado das imensas fazendas pantaneiras.

3.2. Características climáticas

O clima da região do Pantanal, segundo a classificação de W. Köppen é do tipo "Aw", isto é, com invernos secos e verões úmidos, os quais caracterizam as savanas do Hemisfério Sul. Classifica-se entre sub-úmido e semi-árido. O Centro-oeste é uma região de bastante chuva, com sua pluviosidade, embora tão elevada quanto à da Amazônia e de algumas áreas litorâneas do país, alcançando um total anual médio que varia de 1000 mm a 1400 mm. A Figura 3.1(a) mostra o comportamento anual da precipitação acumulada

mensal com base nos dados da estação de superfície medidos em Corumbá (19°3' S; 57°18' W), que fica a 100 km da Base de Estudos do Pantanal da UFMS. Observam-se duas estações bem definidas no Pantanal: seca (inverno-primavera) e chuvosa (verão-outono) com a maior parte da precipitação (68%) ocorrendo no período chuvoso, nos meses de novembro a março. No período de junho a agosto têm-se o período de maior estiagem, com apenas 7% do total pluviométrico médio anual. Nos meses de setembro a novembro têm-se o período de transição, assim denominado pelo início da ocorrência de precipitações. A partir de dezembro a precipitação tem acréscimo significativo ocasionando a existência de lâminas de água nessa região que permanecem até o mês de fevereiro. As Figuras 3.2 e 3.3 mostram a Base de Estudos do Pantanal da UFMS, situada no município de Corumbá, em época de seca e de cheia.

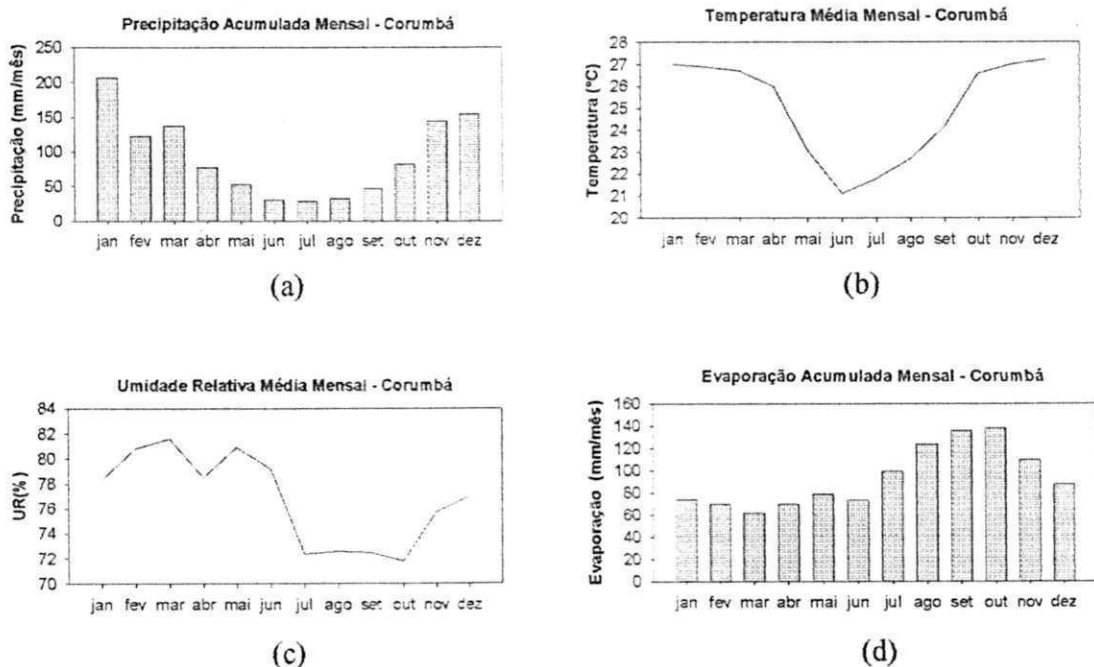


Figura 3.1. Climatologia da precipitação acumulada mensal (a), temperatura média mensal (b), umidade relativa média mensal (c) e evaporação acumulada mensal (d), referentes à cidade de Corumbá (19°3' S; 57°18' W). FONTE: INMET 1975-1990

Quanto à temperatura, têm-se que no verão é alta, geralmente em torno de 40°C, podendo baixar rapidamente até 0°C em virtude da atuação de frentes frias provenientes das regiões de latitudes mais altas. Na Figura 3.1(b) observa-se que nos meses de dezembro a fevereiro ocorrem os maiores valores de temperatura média mensal, quando é cerca de 27°C. A partir de março há um decréscimo gradativo até um mínimo em torno de 21°C no mês de junho. A umidade relativa média mensal (Figura 3.1(c)) varia entre cerca de 71 e 82% sendo verificado um pequeno decréscimo nos meses de inverno, quando os valores não chegam a ser inferiores a 70%. No caso das perdas evaporativas nessa região têm-se que são elevadas e variáveis, uma vez que há uma forte variação das características da superfície ao longo do ano em decorrência da alteração do regime de chuvas (Figura 3.1d).



Figura 3.2. Base de Estudos do Pantanal da Universidade Federal do Mato-Grosso do Sul em época de seca.



Figura 3.3. Base de Estudos do Pantanal da Universidade Federal do Mato-Grosso do Sul em época de cheia.

3.3. Sítio experimental

A base experimental desta pesquisa foi a Fazenda São Bento ($19^{\circ}34' S$; $57^{\circ}01' W$), localizada próximo à Base de Estudos do Pantanal da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, no distrito de Passo do Lontra, município de Corumbá, MS, às margens do Rio Miranda. Essa é uma área plana constituída de gramíneas e ipês espaçados com alturas de 8 a 10 metros. A escolha desta localidade deu-se em função das boas condições de infra-estrutura disponíveis, e também por constituir uma amostra típica do Pantanal. Essa área caracteriza-se por uma vegetação de cerrado consistindo de um tipo de ipê (*Tabebuia aurea*). Ao sul da torre (Figura 3.4), a uma distância de 500 metros,

encontra-se um extenso cinturão da mata ciliar do Rio Miranda. De acordo com as figuras 3.5 e 3.7, a norte e a oeste da torre, a vegetação é marcada pela presença de arbustos de diferentes tamanhos e árvores de médio porte, situadas no interior de grandes áreas de gramíneas. A leste predominam as gramíneas (Figura 3.6).

Nesta região os ventos predominantes são de noroeste, havendo modificação na passagem de sistemas sinóticos de grande escala, tornando-se em alguns instantes de sul.

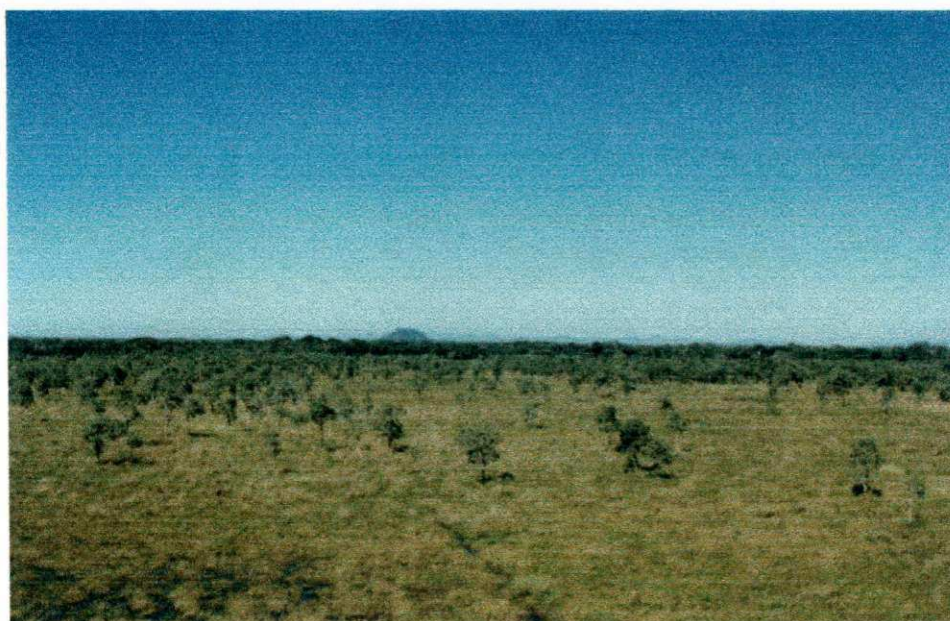


Figura 3.4. Vista lateral a sul da torre micrometeorológica do Pantanal Matogrossense

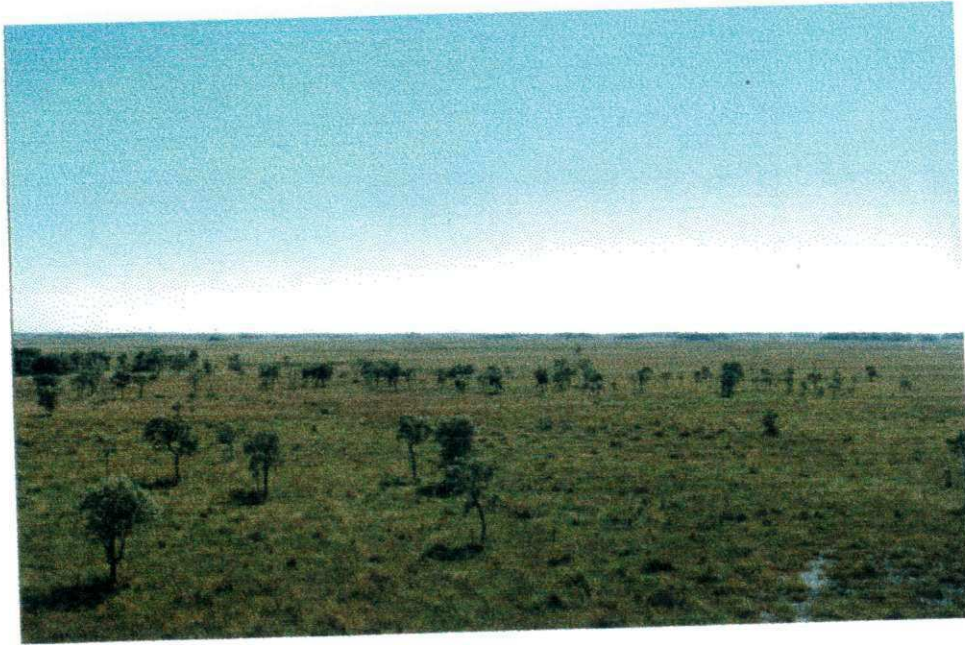


Figura 3.5. Vista lateral a norte da torre micrometeorológica do Pantanal Matogrossense

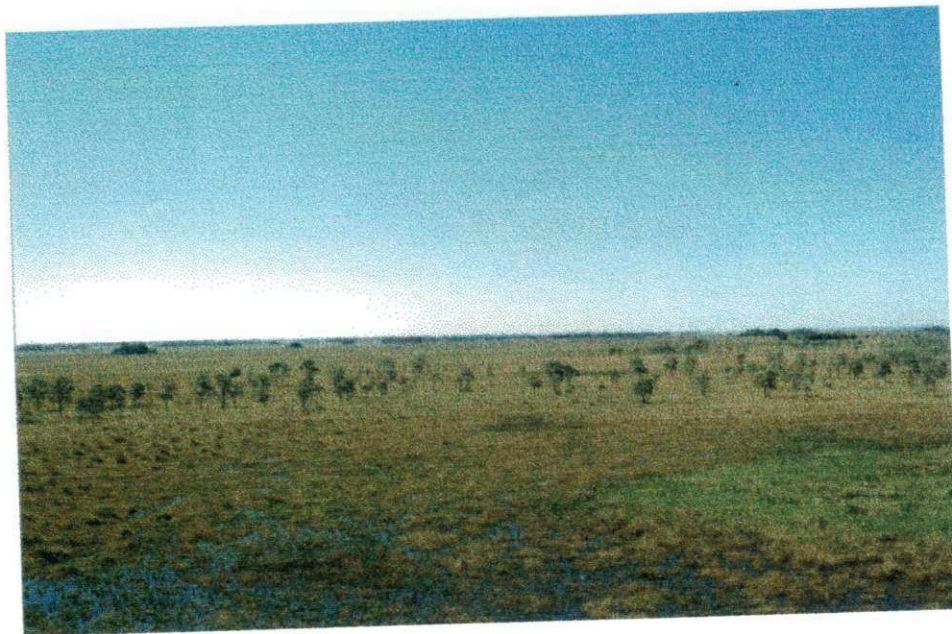


Figura 3.6. Vista lateral a leste da torre micrometeorológica do Pantanal Matogrossense

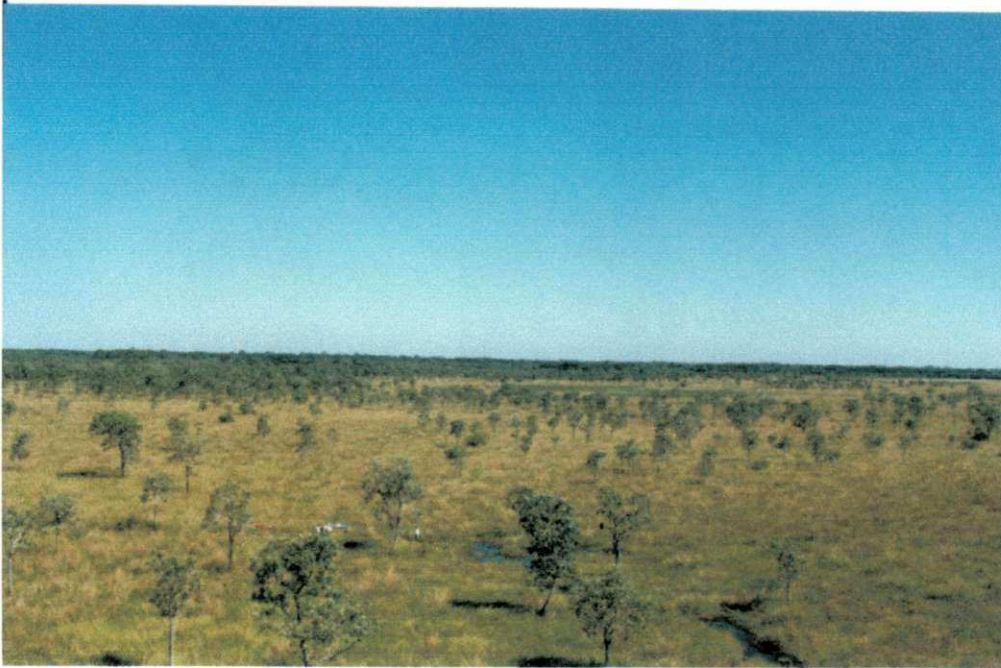


Figura 3.7. Vista lateral a oeste da torre micrometeorológica do Pantanal Matogrossense

3.4. Instrumentação e dados

Todos os dados aqui utilizados foram coletados em experimentos do Projeto Estudos da Camada Limite Superficial do Pantanal Sul Mato-Grossense, os quais correspondem a um período de vinte e três meses, setembro de 2000 até julho de 2002. Para coleta dos dados utilizou-se uma torre micrometeorológica com 21 metros de altura (Figura 3.8), na qual foram instalados sensores eletrônicos de alta frequência para medidas de turbulência, e instrumentos eletrônicos de baixa frequência utilizados na determinação de perfis verticais de velocidade do vento, temperatura e umidade específica, direção do vento, e componentes de radiação. Também foram instalados instrumentos no solo para completar as medidas para obtenção do balanço de energia.

Um computador foi utilizado para gravar os dados dos instrumentos de alta frequência (até abril de 2001 a frequência das medições foi de 16Hz e após, foi de 8Hz) enquanto os demais dados obtidos na torre e no solo foram armazenados em sistemas de aquisição de dados (dataloggers), os quais foram programados para efetuar leituras a cada minuto e médias a cada 30 minutos. A Tabela 1 mostra a distribuição dos instrumentos instalados na torre e no solo.



Figura 3.8. Foto da torre micrometeorológica instalada na região do Pantanal, em Passo do Lontra, MS.

Tabela 1. Instrumentos utilizados no experimento de campo.

Altura(m)	Elementos Meteorológicos	Instrumento
2; 5; 10; 14; 15; 16; 18; 22	Temperatura e Umidade do ar	Termohigrômetro (HMP45C Campbell)
5; 10; 14; 15; 16; 18; 22	Velocidade do Vento	Anemômetro (A100 Vector Instruments)
22,76	Direção e Velocidade do vento	Anemômetro Vane (RM-Young)
21,5	Precipitação	Pluviômetro (TB4 – Hydrological Services)
11,12	Pressão	Barômetro (Campbell)
-0,02 ; -0,05	Fluxo de Calor no Solo	Placa de Fluxo (Fluxímetros Rebs)
2; 21	Radiação PAR incidente/refletida	Sensor Quantum da Licor
4; 21	Radiação global incidente/refletida	Piranômetros (Kipp & Zonen)
4; 21	Saldo de Radiação	Saldo radiômetros (Q*6 da Rebs)
23,5	Três componentes do vento e temperatura virtual	Anemômetro sônico 3D (CSAT3 Campbell)
23,5	Concentração de H ₂ O	Higrômetro Krypton Mod.KH20 Campbell
23,5	Concentrações de H ₂ O e CO ₂	LICOR (LI6262)
21	Radiação de onda longa/curta	Saldo radiômetro (CNRI Kipp & Zonen)

3.5. Balanço de radiação à superfície

O saldo de radiação é um importante parâmetro para estudos na superfície por representar a principal fonte de energia para os processos físicos e químicos que ocorrem na interface superfície-atmosfera. Segundo Vianello (1991), se considerarmos a energia total que chega à superfície, tem-se que cerca de 69% da radiação solar incidente é absorvida pelo sistema Terra-atmosfera, sendo o restante refletido para o espaço. Dessa forma, constitui um valioso elemento em estudos micrometeorológicos, visto que representa a energia disponível na superfície terrestre usada para evaporação, fluxos de calor sensível no solo e no ar e outros processos, como a fotossíntese.

A radiação líquida resulta do balanço entre a radiação de onda longa e a radiação de onda curta próximo à superfície, podendo ser expressa pela equação:

$$R_n = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (1)$$

onde R_n é o saldo de radiação, $K \downarrow$ é a radiação de onda curta incidente, $K \uparrow$ é a radiação de onda curta refletida pela superfície, $L \downarrow$ é a radiação de onda longa da atmosfera e $L \uparrow$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície.

O saldo de radiação à superfície (R_n) também pode ser obtido por meio de medições. Para isso, o instrumento utilizado é o saldo-radiômetro que mede a diferença entre a irradiância total (onda curta e onda longa) incidente na face superior e a irradiância total incidente na face voltada para o solo.

3.5.1. Radiação de onda curta

A radiação solar, ao atravessar a atmosfera, interage com esta fazendo com que parte seja espalhada em todas as direções. A parte da energia radiante que atinge o topo da atmosfera e transfere-se diretamente à superfície do solo é chamada de radiação direta. Enquanto a energia radiante proveniente das demais direções constitui a radiação difusa, a qual é decorrente da presença de moléculas e partículas em suspensão na atmosfera. À soma da radiação direta e da radiação difusa dá-se o nome de radiação global. Todos esses componentes se referem à radiação de onda curta e estão compreendidos na faixa de 0,15 a 3,0 μm do espectro solar.

O balanço de radiação de onda curta acima de uma superfície (K^*) é determinado em função do fluxo de radiação de onda curta incidente ($K\downarrow$) e do fluxo de radiação de onda curta refletida pela superfície ($K\uparrow$). Assim:

$$K^* = (K\downarrow - K\uparrow) \quad (2)$$

Na ausência de observações do fluxo de radiação refletida ($K\uparrow$), se o albedo da superfície é conhecido, a equação acima pode ser substituída por:

$$K^* = (1 - \alpha)K\downarrow \quad (3)$$

onde α é o albedo da superfície.

3.5.2. Radiação de onda longa

O fluxo de radiação de onda longa incidente na superfície (L_{\downarrow}) resulta da emissão de radiação pelos constituintes atmosféricos tais como: o vapor d'água e o dióxido de carbono, enquanto que o fluxo de radiação de onda longa que sai da superfície (L_{\uparrow}) resulta principalmente da capacidade da superfície em emitir radiação, sendo proporcional à quarta potência da temperatura absoluta da superfície.

Para determinar os fluxos de radiação de onda longa emitida pela atmosfera, pode-se utilizar a Lei de Stefan-Boltzman, a qual é dada por:

$$L_{\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (4)$$

onde ε_a é a emissividade da atmosfera determinada em condições de céu claro, T_a é a temperatura do ar próximo à superfície e σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$). Analogamente, a equação para determinar o fluxo de radiação de onda longa emitida pela superfície (L_{\uparrow}) é dada por:

$$L_{\uparrow} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (5)$$

onde ε_s é a emissividade da superfície, T_s é a temperatura da superfície, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$).

Assumindo que a absorvidade efetiva da superfície é igual à sua emissividade (Lei de Kirchhoff), tem-se que o balanço de radiação de onda longa (L^*) pode ser expresso por:

$$L^* = L \downarrow - L \uparrow = \varepsilon [(L \downarrow) - \sigma T_s^4] \quad (6)$$

3.6. Albedo

O albedo de uma superfície é definido como a fração percentual de energia solar incidente que é refletida por uma superfície. Para superfícies vegetadas, o albedo varia em função do ângulo de incidência dos raios solares, tipo de solo, estado de umidade do solo, e tipo de vegetação entre outros. O albedo é, portanto, um fator determinante do aquecimento da superfície.

Este termo é determinado pela razão entre os fluxos de radiação de onda curta refletida e incidente:

$$\alpha = \frac{K \uparrow}{K \downarrow} \quad (7)$$

3.7. Balanço de energia

O conhecimento dos fluxos de energia e de sua importância na camada limite é de grande interesse em estudos agrícolas, de previsão de tempo e clima e de poluição. O balanço de energia à superfície é um componente fundamental para todos os modelos de interação solo-superfície-atmosfera. No caso de uma área vegetada é comum adotar-se um volume de controle imaginário para o estudo do balanço de energia. As

principais trocas de energia que ocorrem no sistema solo-planta-atmosfera, dentro do volume considerado, são mostradas na Figura 3.9.

Logo, a equação completa do balanço de energia no volume de controle tem a seguinte forma:

$$Rn = LE + H + G + P + \Delta LE' + \Delta H' \quad (8)$$

onde Rn é o saldo de radiação; LE é o fluxo de calor latente (sendo L o calor latente de vaporização da água e E a taxa de evaporação); H é o fluxo de calor sensível; G é o fluxo de calor no solo; P é a energia usada no processo fotossintético; $\Delta LE'$ é a variação horizontal do fluxo advectivo de calor latente; $\Delta H'$ é a variação horizontal do fluxo advectivo de calor sensível.

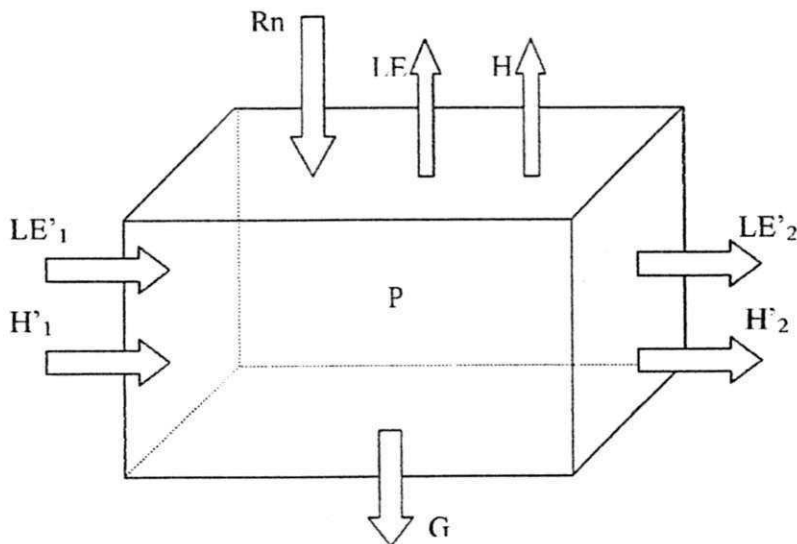


Figura 3.9. Esquema dos fluxos de energia em um volume de controle.

Considerando que os fluxos advectivos (H'_1 , H'_2 , LE'_1 e LE'_2) são desprezíveis quando são efetuadas medidas próximo à superfície, e que a energia utilizada no processo fotossintético pode ser negligenciada, tem-se que a equação do balanço de energia na sua forma simplificada pode ser expressa por:

$$Rn = H + LE + G \quad (9)$$

onde todos os termos são densidades de fluxos (energia / área.tempo). A densidade de fluxo de calor sensível (H) na superfície e acima dela, varia em função da diferença de temperatura entre a superfície e o ar acima dela; o fluxo de calor latente ou fluxo de vapor d'água resulta da evaporação, evapotranspiração ou condensação na superfície; e o fluxo de calor no solo da diferença de temperatura entre a superfície e o solo abaixo dela.

Os componentes do saldo de radiação e do fluxo de calor no solo foram medido em diferentes alturas e profundidades utilizando-se, respectivamente, saldo radiômetros (REBS) e placas de fluxo de calor no solo (Campbell)(ver Tabela 1).

3.8. Estimativa da evaporação e fluxo de calor sensível

No presente trabalho foram utilizados, para estimar os fluxos de calor latente e sensível, os métodos da covariância dos vórtices turbulentos e do balanço de energia segundo a razão de Bowen.

3.8.1. Método da covariância dos vórtices turbulentos

O uso do método da covariância dos vórtices turbulentos para estimar a transferência vertical turbulenta de vapor de água, calor e quantidade de movimento para a atmosfera foi proposto por Swinbank em 1951. Esse método fundamenta-se na oscilação de parâmetros micrometeorológicos em torno das respectivas médias e consiste no princípio de determinação direta dos fluxos, calculando-se as covariâncias entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento com os desvios temporais da velocidade horizontal do vento (fluxo de momentum), da temperatura (fluxo de calor sensível) e da umidade do ar (fluxo de calor latente).

Este fluxo, representado por uma grandeza escalar F_c , é definido como a quantidade do escalar por unidade de tempo, por unidade de área, obtida da média do produto entre as flutuações da velocidade vertical do vento (w') e a concentração do escalar (c') somada a um termo de correção (ε):

$$F_c = \overline{w'c'} + \varepsilon \quad (10)$$

Essa correção ε representa as contribuições dos fluxos que não são levadas em conta devido às limitações do sistema.

Assim, a determinação do fluxo vertical de vapor d'água ou evapotranspiração reduz-se à determinação da covariância do produto entre as flutuações da componente vertical da velocidade do vento e umidade do ar. Dessa forma tem-se:

$$LE = \rho \cdot \overline{w'q'} \quad (11)$$

onde LE é o fluxo de calor latente, ρ é a densidade do ar, w' é a flutuação da componente vertical da velocidade do vento, q' é a flutuação da umidade específica do ar e L é o calor latente de vaporização.

De forma análoga também é possível determinar o fluxo vertical de calor sensível, o qual é dado em função da covariância do produto das flutuações da componente vertical da velocidade do vento e de temperatura do ar, ou seja:

$$H = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w' t'} \quad (12)$$

onde H é o fluxo de calor sensível, ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico do ar a pressão constante, w' é a flutuação da componente vertical da velocidade do vento e t' é a flutuação da temperatura do ar.

No método da correlação dos vórtices turbulentos as flutuações da velocidade do vento e dos vários escalares são calculadas subtraindo o valor médio da variável em questão do valor instantâneo. Multiplicando-se as flutuações da velocidade e do escalar têm-se as várias covariâncias necessárias nas equações para o cálculo dos fluxos. Dessa forma, para aplicação dessa metodologia, faz-se necessária a utilização de instrumentos de resposta rápida (alta frequência) para obter medidas de flutuação em intervalos extremamente curtos. Pela grande quantidade de dados envolvidos, esses instrumentos devem ser acoplados a sistemas de aquisição de dados com grande capacidade de armazenamento.

No sítio experimental foi utilizado um anemômetro sônico tridimensional na determinação das medidas de velocidade do vento nas três direções (u, v e w) e da temperatura virtual em alta frequência. No caso das medidas de umidade, utilizou-se um

higrômetro ultravioleta, também chamado de Krypton, e um analisador de gás por infravermelho (LICOR) que medem a densidade de vapor (umidade) do ar também em alta frequência.

Os fluxos foram calculados utilizando um programa escrito em linguagem FORTRAN (eddyinpe), que foi desenvolvido no Alterra, Holanda, e adaptado no CPTEC/INPE para o sistema instalado no Pantanal. O programa calcula as flutuações turbulentas em intervalos de 30 minutos, utilizando um filtro recursivo digital para o cálculo da média com constante de tempo de 800s, conforme a metodologia sugerida por Aubinet *et al.* (2000).

Para uma melhor estimativa dos fluxos de calor latente, é importante que as medidas efetuadas pelo Krypton sejam bem calibradas. Para fazer essa calibração, as medidas de umidade do Krypton são comparadas com as determinadas utilizando um termohigrômetro Vaisala e, dessa forma, as constantes de calibração do higrômetro são reajustadas aproximadamente a cada 3 dias. Após definidas as constantes de calibração, os fluxos são recalculados.

3.8.2. Método da Razão de Bowen

É um método indireto, comparado com outros como o da correlação dos vórtices turbulentos e os lisímetros de pesagem. Suas vantagens são que: não necessita de informações sobre as características aerodinâmicas da superfície de interesse, pode integrar LE sobre grandes áreas (100 – 1000m²), os fluxos podem ser estimados em uma pequena escala de tempo (menor que 1 hora). As suas desvantagens referem-se à sensibilidade dos instrumentos que medem os gradientes e os demais termos do balanço.

O método da razão de Bowen ou método do balanço de energia para determinação do transporte vertical turbulento de vapor d'água para a atmosfera, fundamenta-se no princípio de conservação da energia aplicado aos diferentes fluxos energéticos que atuam na superfície. Da equação do balanço de energia (Eq. 9), tem-se que:

$$LE = \frac{Rn - G}{\beta + 1} \quad (13)$$

onde β é a razão de Bowen, que é definida como sendo a razão entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (14)$$

O método do balanço de energia requer algumas suposições como, por exemplo, que próximo à superfície do solo, admite-se que não há advecção horizontal de calor, vapor e momentum, e assim os fluxos verticais turbulentos de vapor d'água (E), de calor (H) e de quantidade de movimento (τ) são proporcionais aos gradientes verticais de umidade específica, de temperatura e de velocidade do vento, respectivamente. Dessa forma, temos:

$$H = \rho c_p K_h \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (15)$$

$$LE = \rho L K_w \frac{\Delta q}{\Delta z} \quad (16)$$

$$\tau = \rho K_m \frac{\Delta u}{\Delta z} \quad (17)$$

onde ρ é a densidade média do ar, c_p é o calor específico do ar seco à pressão constante, L é o calor latente de vaporização da água, K_w , K_h e K_m são os coeficientes de transferência turbulenta vertical do vapor d'água, calor e quantidade de movimento, respectivamente, e $\Delta T/\Delta z$, $\Delta q/\Delta z$ e $\Delta u/\Delta z$ são os gradientes verticais médios de temperatura, umidade específica e velocidade do vento, respectivamente.

Substituindo as equações (15) e (16) na equação (14) temos:

$$\beta = \frac{c_p \Delta T}{L} \frac{K_h}{\Delta q} \frac{K_w}{K_m} \quad (18)$$

onde $\frac{\Delta T}{\Delta q}$ é a razão entre as diferenças de temperatura e umidade específica do ar em dois níveis.

Utiliza-se o número de Richardson para caracterizar o estado de estabilidade da atmosfera e, conseqüentemente, corrigir os coeficientes turbulentos de calor latente, calor sensível e quantidade de massa, o qual é definido como:

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta / \partial z}{\left(\partial u / \partial z \right)^2} \quad (19)$$

onde g é a aceleração da gravidade (m.s^{-2}), θ é a temperatura potencial (K), u a componente horizontal do vento (m.s^{-1}), T a temperatura média do ar na camada considerada (K) e z a altura do nível em questão (m).

Para poucos metros acima do solo pode-se utilizar o gradiente de temperatura $\partial T/\partial z$ no lugar do gradiente de temperatura potencial $\partial\theta/\partial z$. Assim, para facilitar os cálculos, consideram-se alturas discretas e com isso o número de Richardson pode ser calculado por:

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{\Delta T}{(\Delta u)^2} \Delta z \quad (20)$$

onde T representa a temperatura média da camada considerada.

O número de Richardson representa o quociente entre as forças de flutuação e mecânica, dando a importância relativa entre a convecção livre e a convecção forçada. O sinal de R_i é determinado pelo gradiente vertical de temperatura, podendo ser negativo ou positivo.

De acordo com a teoria de similaridade de Monin-Obukov, os coeficientes de difusividade turbulenta de calor e momentum podem ser escritos em função de R_i , de tal forma que para condições de estabilidade:

$$\phi_h = \phi_w = \phi_m = (1 - 5R_i)^{-1} \quad (21)$$

Para condições de instabilidade:

$$\phi_h = \phi_w = \phi_m = (1 - 16R_i)^{-0.5} \quad (22)$$

onde ϕ_h , ϕ_h e ϕ_m representam as funções de instabilidade para transferência turbulenta de calor sensível, vapor de água e quantidade de massa, respectivamente.

Como para condições de instabilidade, estabilidade e neutralidade da atmosfera os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível e de vapor d'água são iguais ($K_w = K_h$), substituindo-se a umidade específica $q = \frac{0,622}{P} \cdot e$ na equação (18) e aplicando o resultado na equação (13), obtém-se:

$$LE = \frac{(Rn - G)}{\left(1 + \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e}\right)} \quad (23)$$

onde $\gamma = \frac{c_p \cdot P}{0,622 \cdot L}$ (mb. °C⁻¹) é o parâmetro psicrométrico e $\frac{\Delta T}{\Delta e}$ é a razão entre as diferenças de temperatura e pressão de vapor, entre dois níveis.

Depois de calculado o fluxo de calor latente (LE) e diante das medidas do saldo de radiação (Rn) e do fluxo de calor no solo (G) obtêm-se o fluxo de calor sensível (H), por diferença, de acordo com a equação (9).

Esse método é conhecido como Método do Balanço de Energia, a partir do qual determina-se o fluxo de calor latente com medidas de fluxo de calor no solo, saldo de radiação e dos gradientes verticais de temperatura do ar e pressão do vapor. Para aplicação desse método na determinação do fluxo de calor latente utilizaram-se medidas de temperatura e de umidade relativa do ar, obtidas nos níveis de 5 e 10 metros de altura, do saldo de radiação medido à 4 metros e do fluxo de calor no solo medido a uma profundidade de 2 cm. Valores de pressão atmosférica foram necessários para o cálculo do parâmetro psicrométrico.

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Elementos climáticos

A seqüência de figuras apresentadas a seguir dão uma idéia da variação sazonal de temperatura (T) e da umidade relativa (UR) do ar, dos fluxos de radiação incidente (K_i) e refletida (K_r); do albedo; e da precipitação pluviométrica, entre julho de 2001 a junho de 2002, período que compreende um ano hidrológico na região do Pantanal Matogrossense. As medidas de temperatura e umidade relativa do ar referem-se a médias diárias, enquanto que as radiações solar incidente e refletida, e a precipitação pluviométrica representam totais diários.

Na Figura 4.1 observa-se que o ciclo anual da temperatura média diária do ar é bem definido, apresentando valores mais baixos em julho de 2001 e junho de 2002, com médias diárias chegando próximo de 10°C . Nos demais meses verifica-se que a temperatura média diária oscilou predominantemente entre 25 e 30°C .

A umidade relativa (Figura 4.2) também variou bastante ao longo do ano, apresentando valores inferiores a 40% no período mais seco entre agosto e setembro/2001,

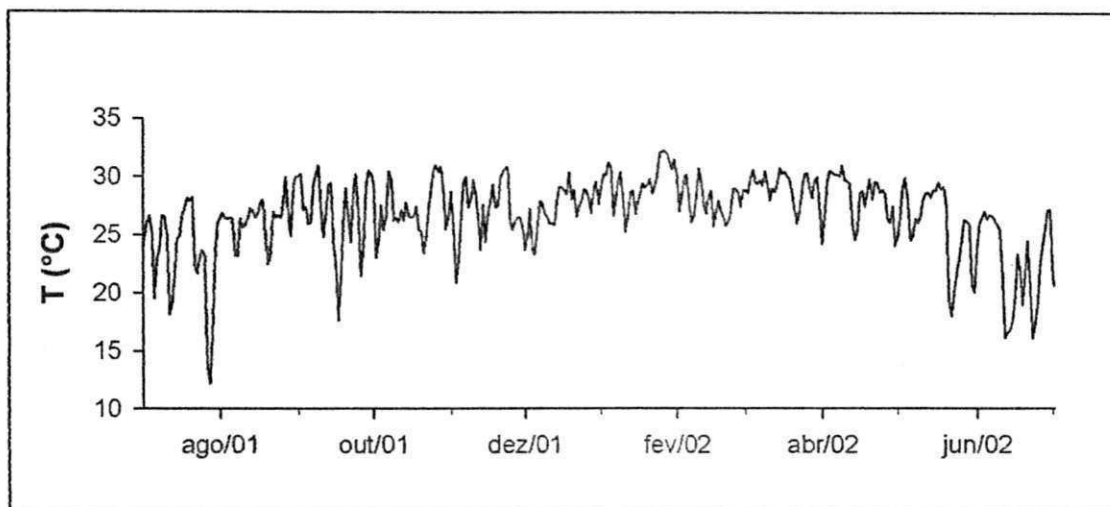


Figura 4.1. Valores diários médios da temperatura do ar na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.

e chegando a valores próximos de 90% nos demais meses. Nota-se que o decréscimo da umidade a partir do mês de julho de 2001, está associado à redução dos índices de precipitação, que atingiu valores muito baixos ou zero entre agosto e meados de setembro de 2001, como mostra a Figura 4.3. Percebe-se que com o início das chuvas no final de setembro, a umidade do ar começa a aumentar.

Em termos de precipitação pluviométrica diária (Figura 4.3) nota-se que nos meses de julho, agosto e início de setembro de 2001, ocorrem em média os menores índices diários de chuva. A partir da metade do mês de setembro ocorre o início do período chuvoso. Como citado na literatura, observa-se três períodos distintos de ocorrência de precipitação pluviométrica no Pantanal Matogrossense: seco, transição e chuvoso. O período seco ocorre nos meses de julho a agosto, o período de transição tem início em setembro e vai até o final de outubro, enquanto o período chuvoso vai de novembro a

fevereiro. Neste período foi observado a formação de lâmina de água sobre a superfície do pantanal em 2001/2002.

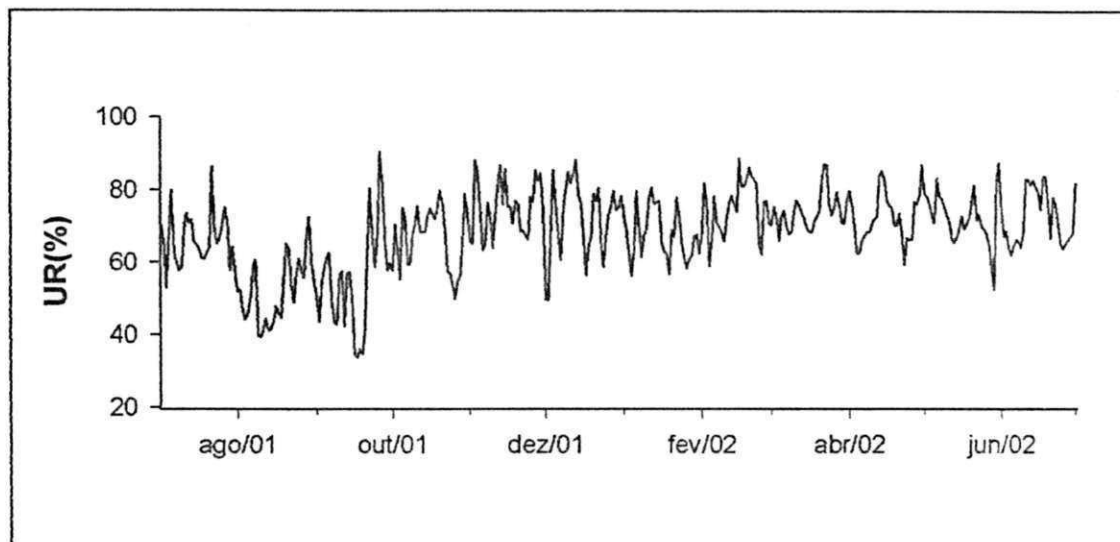


Figura 4.2. Valores diários médios da umidade relativa do ar na região do Pantanal Matogrossense para o período de julho de 2001 a junho de 2002.

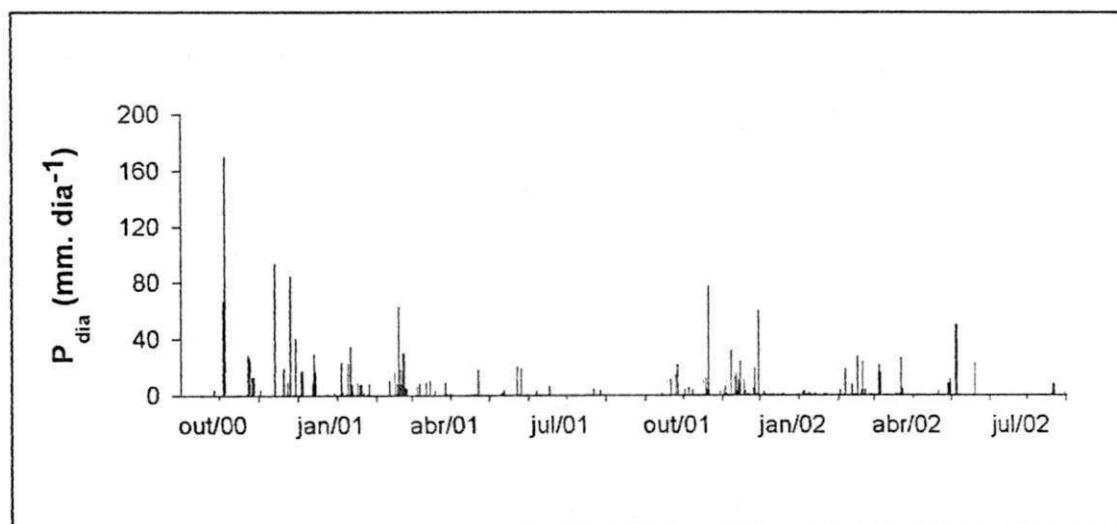


Figura 4.3. Total diário de precipitação na região do Pantanal Matogrossense, no período de setembro de 2000 a julho de 2002.

As Figuras 4.4, 4.5 e 4.6 apresentam a variação sazonal dos fluxos de radiação solar global, radiação refletida e albedo. Nota-se uma sazonalidade evidente no comportamento da radiação incidente e da radiação refletida. Como mostra a Figura 4.4, os maiores valores de radiação incidente ocorreram entre novembro e fevereiro. Como era de se esperar, em razão da declinação solar para norte e do aumento da nebulosidade houve uma queda nos valores de radiação solar incidente nos demais meses. No caso da radiação refletida (Figura 4.5), verifica-se aumento em setembro, outubro e novembro. Porém, a partir de dezembro, com as alterações no padrão espectral da superfície, devido à presença da lâmina de água armazenada, houve uma queda acentuada da radiação refletida, a qual, somente voltou a aumentar à medida que a lâmina de água foi diminuindo.

De acordo com os dados do albedo médio diário apresentados na Figura 4.6, verifica-se que até o final de novembro de 2001, a radiação refletida (K_r) representou em

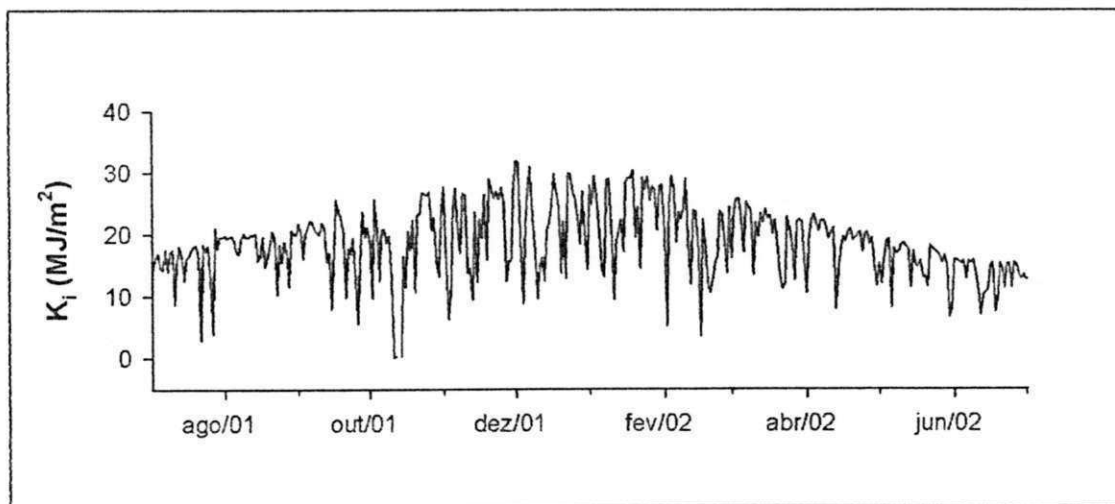


Figura 4.4. Totais diários do fluxo de radiação solar incidente na região do Pantanal Matogrossense para o período de julho de 2001 a junho de 2002.

média cerca de 18% da radiação incidente. Porém, a partir de dezembro esse índice foi decrescendo até atingir um mínimo de cerca de 7% no mês de janeiro. Esse decréscimo na

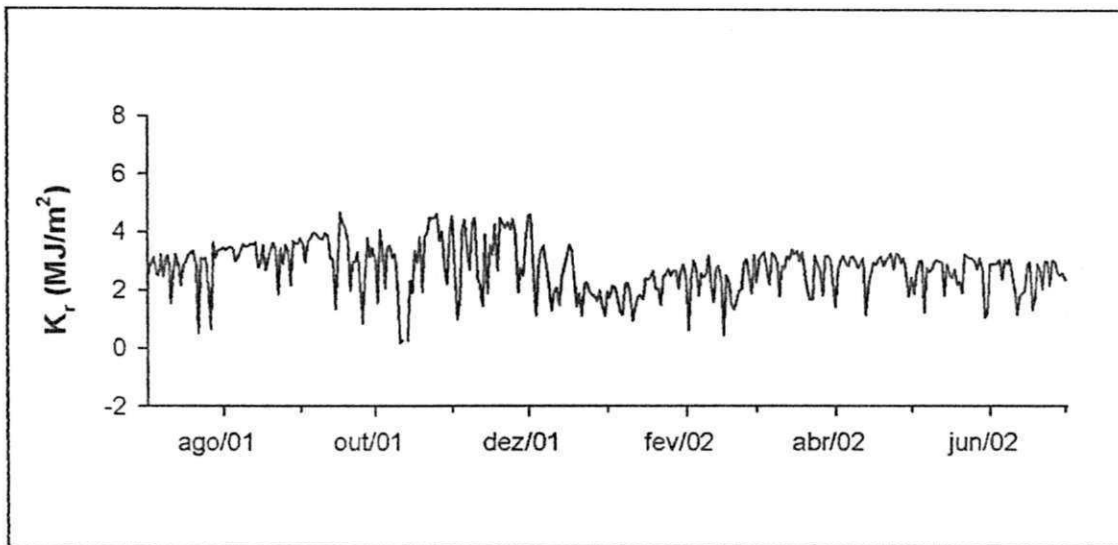


Figura 4.5. Totais diários do fluxo de radiação solar refletida média diária na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.

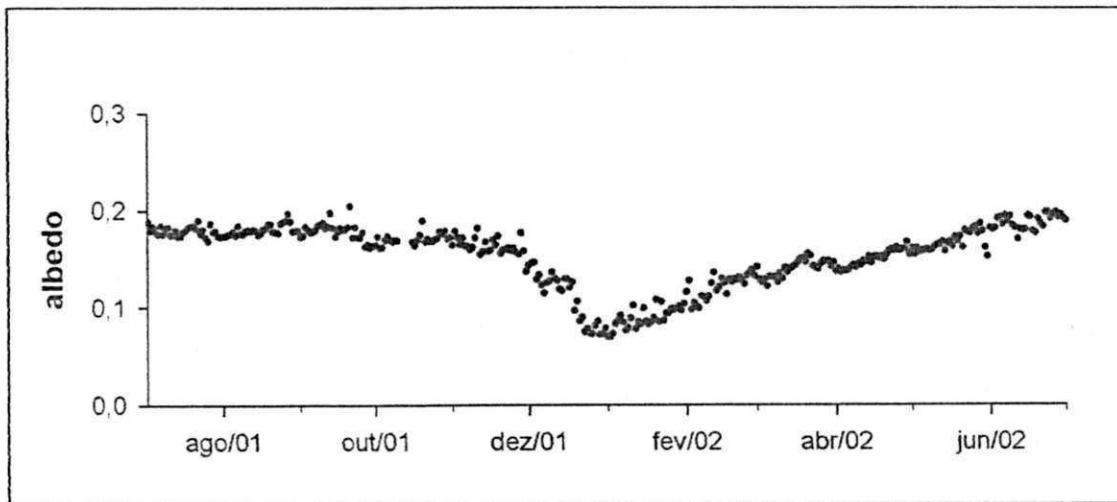


Figura 4.6. Variação do albedo médio diário na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002..

radiação refletida pode ser explicado pelo aumento da absorção de radiação pela superfície, em função do aumento da lâmina de água, ocorrido a partir do mês de dezembro de 2001.

Na Figura 4.7 verifica-se que a temperatura média mensal, na maioria dos meses, em média oscilou entre 26 e 30°C, e que os menores valores ocorreram em julho de 2001 e junho de 2002, enquanto os maiores valores ocorreram entre janeiro e março de 2002. No caso da umidade relativa média mensal (Figura 4.8) observa-se variação entre 50 e 75%, com mínimos registrados em agosto, mês em não houve precipitação, e em setembro quando em mais da metade do mês, também não foi registrada precipitação. Avaliando-se os totais mensais de precipitação pluviométrica apresentados na Figura 4.9, nota-se que os maiores índices foram registrados nos meses de verão, enquanto os menores ocorreram nos meses de inverno, como já havido sido comentado antes, quando falou-se sobre precipitação diária. No ano de 2001 o total anual de precipitação alcançou 791,6 mm,

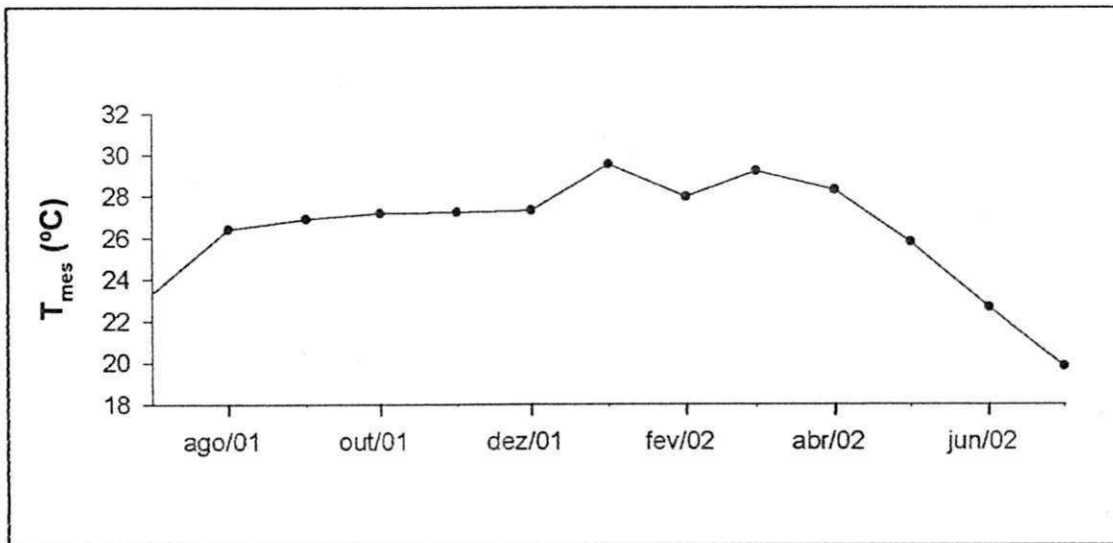


Figura 4.7. Temperatura média mensal do ar na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.

o qual deve ser inferior à precipitação realmente ocorrido, pois, acredita-se que em função de em alguns dias ter havido falhas no registro da precipitação, esse índice deve representar uma subestimação.

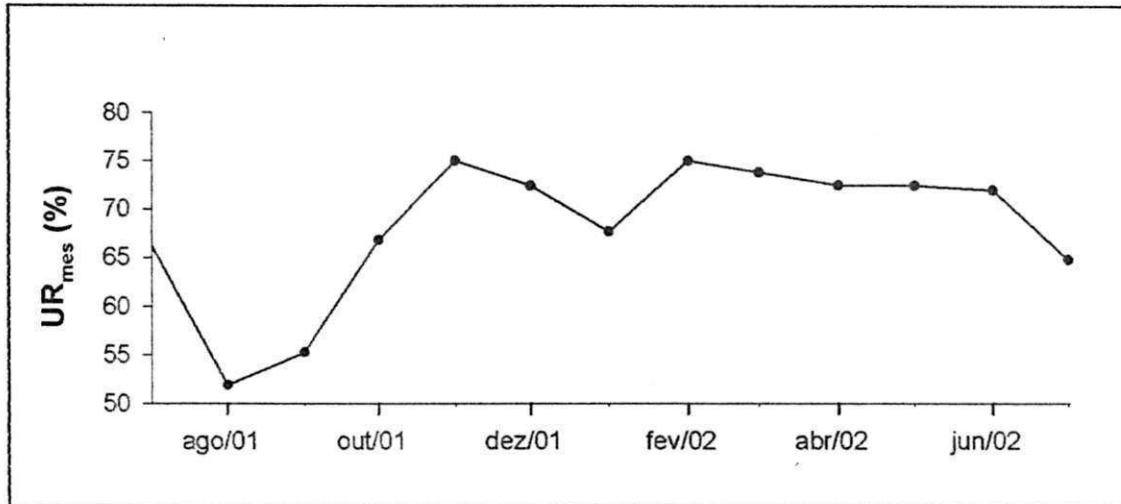


Figura 4.8. Umidade relativa do ar média mensal na região do Pantanal Matogrossense de para o período de julho de 2001 a junho de 2002.

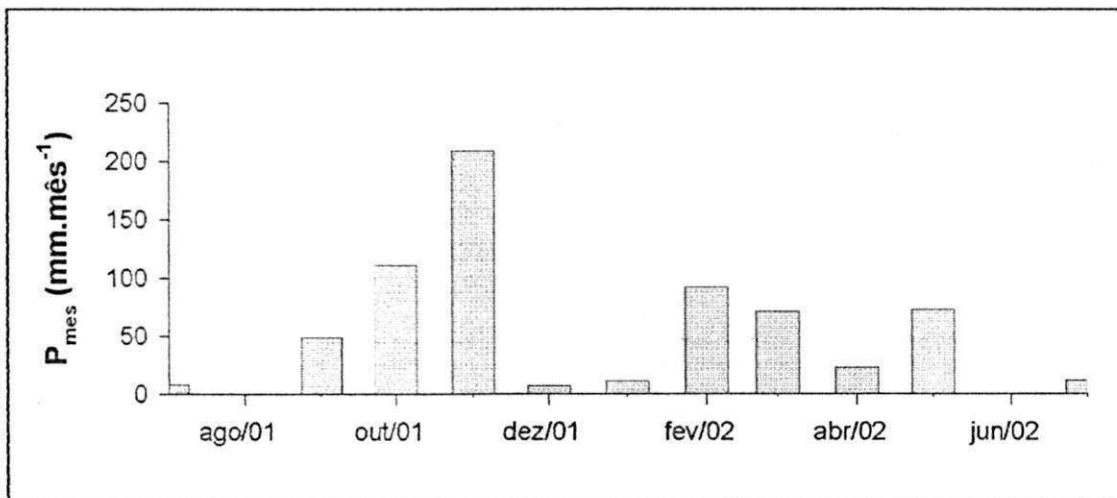


Figura 4.9. Total mensal da precipitação pluviométrica na região do Pantanal Matogrossense, para o período de julho de 2001 a junho de 2002.

Para analisar o comportamento da velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa, fluxo de radiação solar incidente, fluxo de radiação solar refletida e albedo, nos períodos seco, de transição e chuvoso, utilizou-se três ciclos médios diurnos desses parâmetros. Durante o período seco que compreende os meses de agosto, outubro e novembro, praticamente não houve registro de precipitação. Porém, nos períodos de transição e chuvoso a precipitação acumulada foi de 111,0 mm e 209,0 mm, respectivamente. Os registros mostram que no dia 21/10/2001, no período de transição foi quando houve o máximo absoluto diário de precipitação (77,8 mm).

O ciclo diurno da velocidade do vento (Figura 4.10) mostra que os valores mais elevados de velocidade do vento ocorreram no período seco, atingindo $5,8 \text{ m.s}^{-1}$, enquanto nos períodos de transição e chuvoso os máximos foram de 4,8 e $4,5 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente. Observou-se, ainda, que nos três períodos a velocidade do vento foi maior durante o período diurno do que durante o período noturno. Isso resulta da maior instabilidade da atmosfera durante o período diurno, devido aos intensos gradientes de temperatura gerados, os quais proporcionam deslocamentos mais intensos do ar e maior turbulência.

O ciclo diurno médio da temperatura do ar (Figura 4.11) no período seco, apresentou mínimo de $19,8^{\circ}\text{C}$ por volta das 7:00 horas e máximo de $32,8^{\circ}\text{C}$ por volta das 15:30 horas. No período de transição a temperatura começou a aumentar a partir das 6:00 horas quando atingiu um mínimo de $22,7^{\circ}\text{C}$ e alcançou um máximo de $31,4^{\circ}\text{C}$ às 13:30 horas. Já no período chuvoso o mínimo foi de $23,8^{\circ}\text{C}$ ocorreu por volta das 5:30 horas e o máximo de $30,8^{\circ}\text{C}$ às 13:00 horas. Quanto à amplitude térmica foi bastante diferente do no período seco quando atingiu $13,0^{\circ}\text{C}$, em relação aos períodos de transição e chuvoso, nos quais foi de $8,7^{\circ}\text{C}$ e $7,0^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Deste modo, comparando-se a

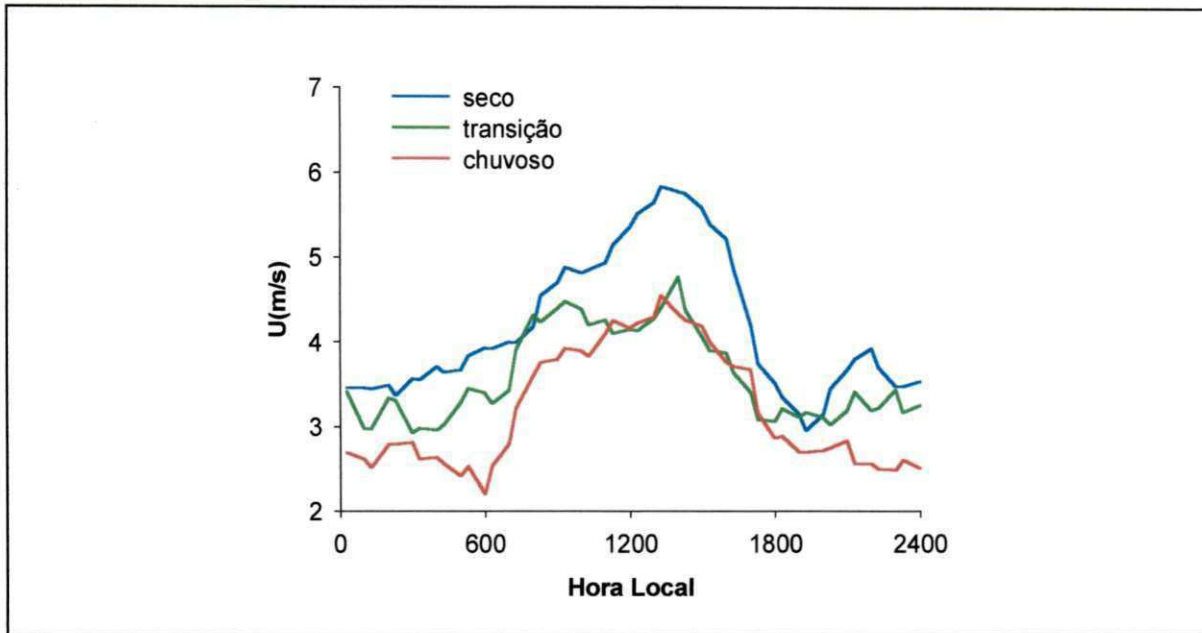


Figura 4.10. Ciclo diurno médio da velocidade do vento na região do Pantanal Matogrossense, nos períodos seco, chuvoso e de transição.

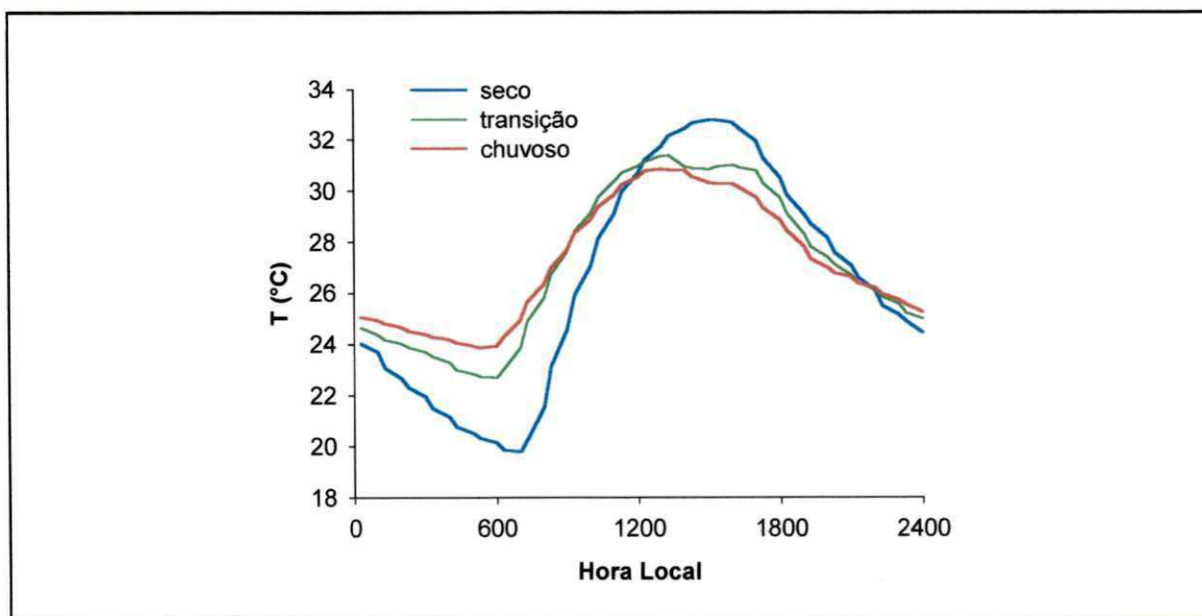


Figura 4.11. Ciclo diurno médio temperatura do ar na região do Pantanal Matogrossense, nos períodos seco, chuvoso e de transição.

temperatura dos três períodos, conclui-se que a maior variação diurna foi verificada no período seco. A razão para essa ocorrência é o fato de que, quando a umidade é baixa, a superfície se aquece mais intensamente durante o período diurno, devido estar seca, há menor disponibilidade de água para o processo de evaporação, logo, vai armazenar mais energia na forma de calor sensível na superfície, a qual, ao se aquecer transfere calor por condução para o ar, fazendo com que esse se aqueça de forma mais acentuada. Por outro lado, durante a noite, devido a maior perda radiativa pela superfície em função da baixa umidade, esta se resfria mais intensamente causando efeitos na temperatura do ar, conseqüentemente proporciona neste período uma maior diferença entre as temperaturas extremas.

A umidade relativa do ar apresentada na Figura 4.12, mostrou valores mais elevados no período chuvoso (58,1% a 89,8%). No período seco foram observados os menores valores e maior variação (32,0% a 73,1%). Já no período de transição os índices de umidade relativamente elevados variando de 49,8% a 82,6%.

A radiação incidente média diária apresentada na Figura 4.13, mostra um comportamento cíclico no período seco com valores máximos atingindo $766,1 \text{ W.m}^{-2}$ e ocorrendo próximo do meio dia. Já no período de transição o máximo alcançou $704,5 \text{ W.m}^{-2}$ e no período chuvoso $817,6 \text{ W.m}^{-2}$. No período chuvoso, por coincidir com a época de verão, houve uma maior duração do dia, enquanto no período seco como coincide com o inverno, ocorreu o contrário. Deste modo, o período chuvoso no Pantanal ocorrem nos meses de maior incidência de energia solar.

No caso da radiação refletida, como mostra a Figura 4.14, os valores máximos diários no período seco atingindo $134,1 \text{ W.m}^{-2}$, no período de transição $116,1 \text{ W.m}^{-2}$ e no período chuvoso $124,6 \text{ W.m}^{-2}$. Esses dados indicam que embora tenha chegado

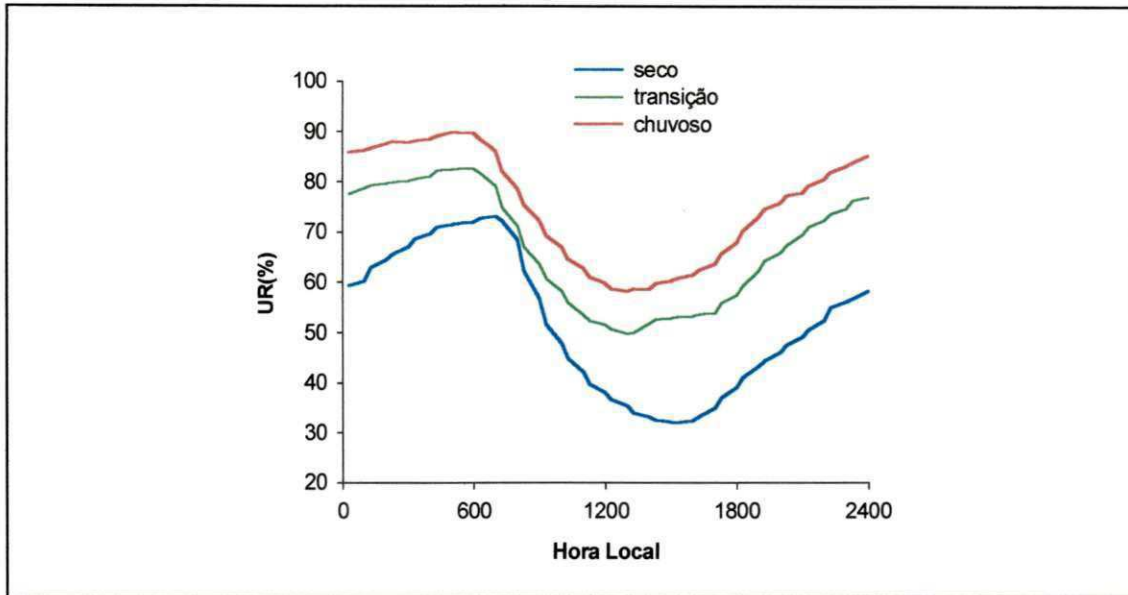


Figura 4.12. Ciclo diurno médio da umidade relativa do ar na região do Pantanal Matogrossense, nos períodos seco, de transição e chuvoso.

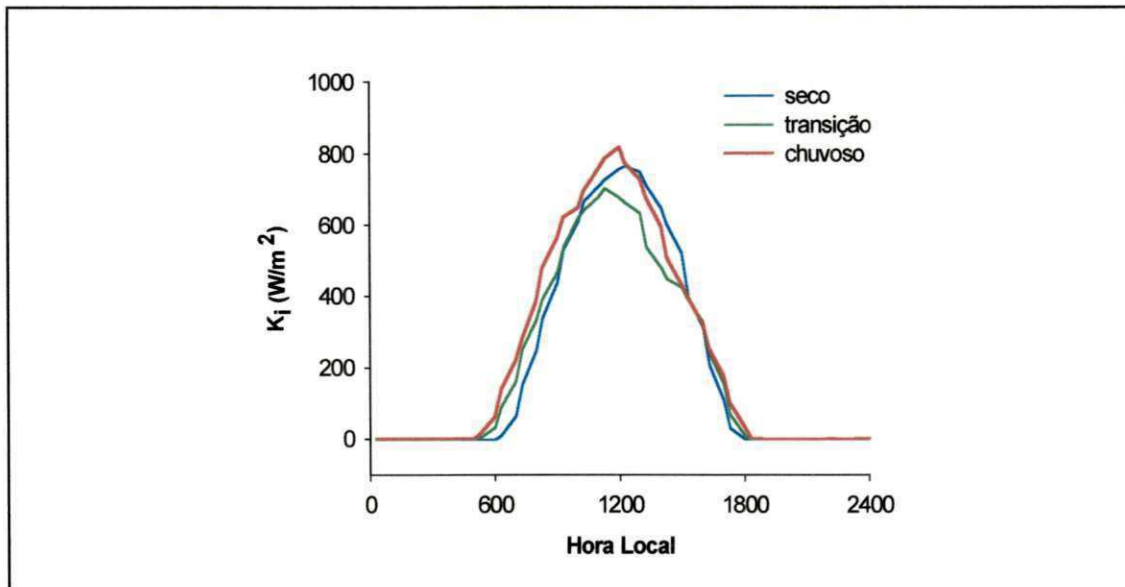


Figura 4.13. Ciclo diurno médio da radiação solar incidente na região do Pantanal Matogrossense nos períodos seco, chuvoso e de transição.

menos radiação solar sobre a região do Pantanal no período seco, devido o solo estar seco, maior quantidade de radiação solar foi refletida, resultando em valores de albedo superiores aos demais períodos mencionados.

Portanto, durante o período seco, a combinação solo seco e ausência de vegetação, resulta em maior quantidade de energia solar refletida e conseqüentemente maior albedo. Por outro lado, no período chuvoso devido à superfície estar mais úmida e a vegetação mais desenvolvida, houve maior absorção de radiação pela superfície, com isso menor reflexão, logo, o albedo foi menor do que nos outros dois períodos como pode ser observado na Figura 4.15.

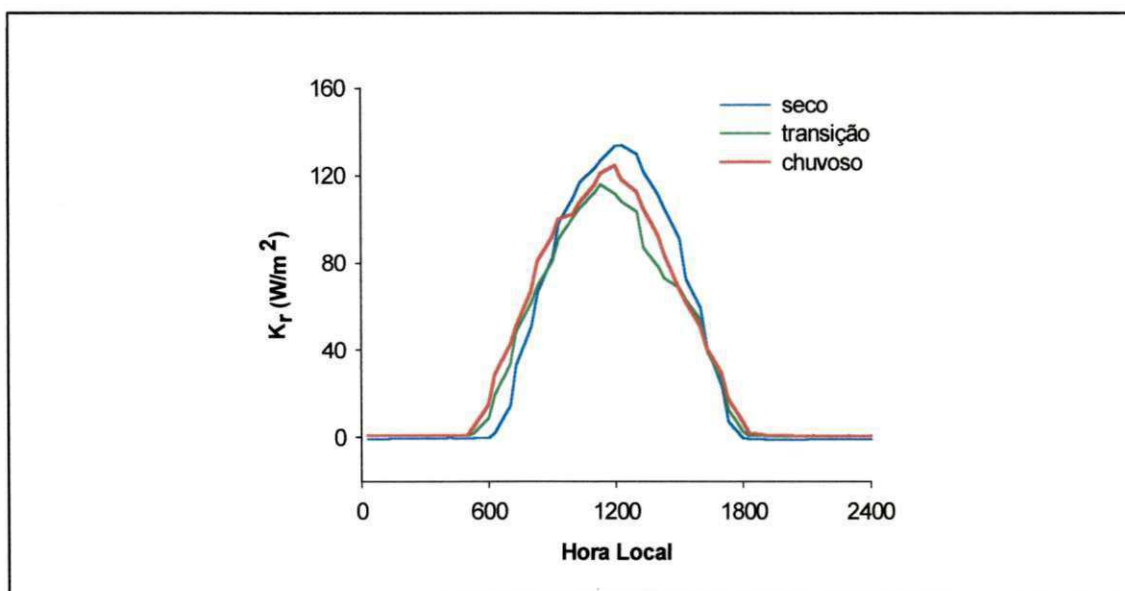


Figura 4.14. Ciclo diurno médio da radiação solar refletida na região do Pantanal Matogrossense, nos períodos seco, chuvoso e de transição.

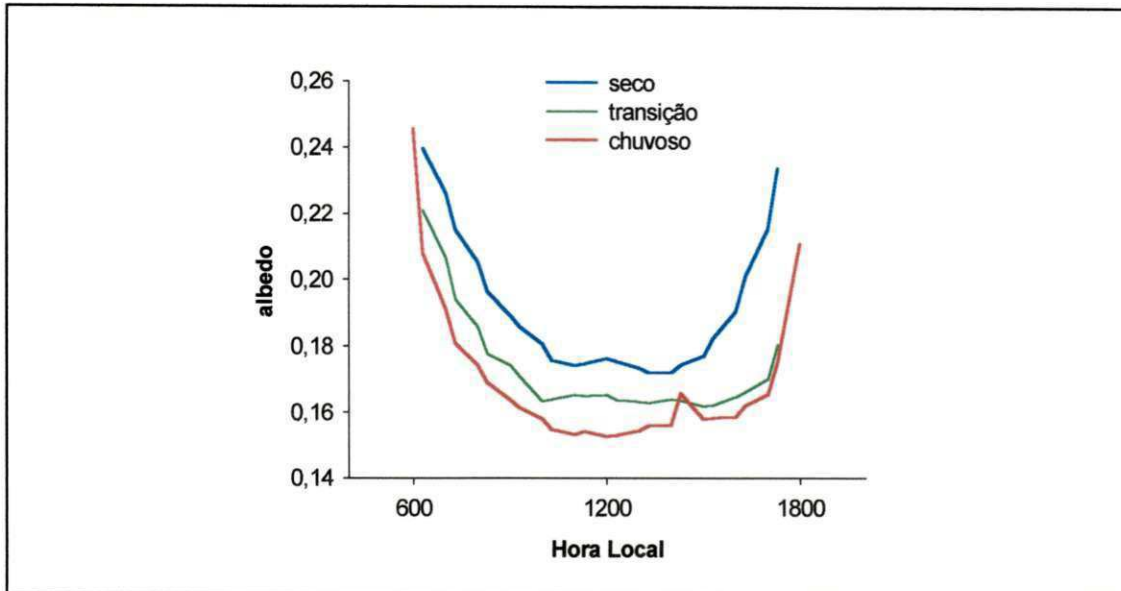


Figura 4.15. Ciclo diurno médio do albedo na região do Pantanal Matogrossense nos períodos seco, chuvoso e de transição.

4.2. Passagem de frentes frias

O comportamento das variáveis estudadas foi fortemente afetado pela passagem de frentes frias sobre a região (Figuras 4.16 a 4.20). Para melhor entendimento dessa situação são apresentados gráficos que mostram o comportamento das variáveis estudadas durante dez dias (15 a 24 de junho de 2001), período de atuação de uma frente fria relativamente intensa, conforme classificou Gielow *et al* (2002).

O ciclo diurno de radiação solar incidente foi notadamente influenciado pela presença das frentes frias (Figura 4.16) e como consequência, ocorreu alteração do padrão da energia disponível à superfície, aquecimento do solo e do ar, evapotranspiração e outros. No dia que antecedeu a penetração da frente fria (15/06), o fluxo de radiação solar incidente médio diário foi de 127 W.m^{-2} . Porém, nos quatro dias seguintes sob a influência

4061011618100

da frente fria, houve uma redução progressiva para 52,5; 25,5; 23,5 e 19,5 W.m^{-2} , respectivamente. Nos dois dias posteriores à passagem da frente fria os valores médios diários voltaram a crescer, chegando à cerca de 110 W.m^{-2} . Porém, em 22 de junho foi de apenas 59 W.m^{-2} quando houve a penetração de outra frente fria, neste caso de intensidade muito fraca, aumentando para cerca de 93 W.m^{-2} nos dias 23 e 24 de junho. Como consequência, comportamento semelhante pôde ser verificado para a radiação solar refletida no período de atuação da frente fria.

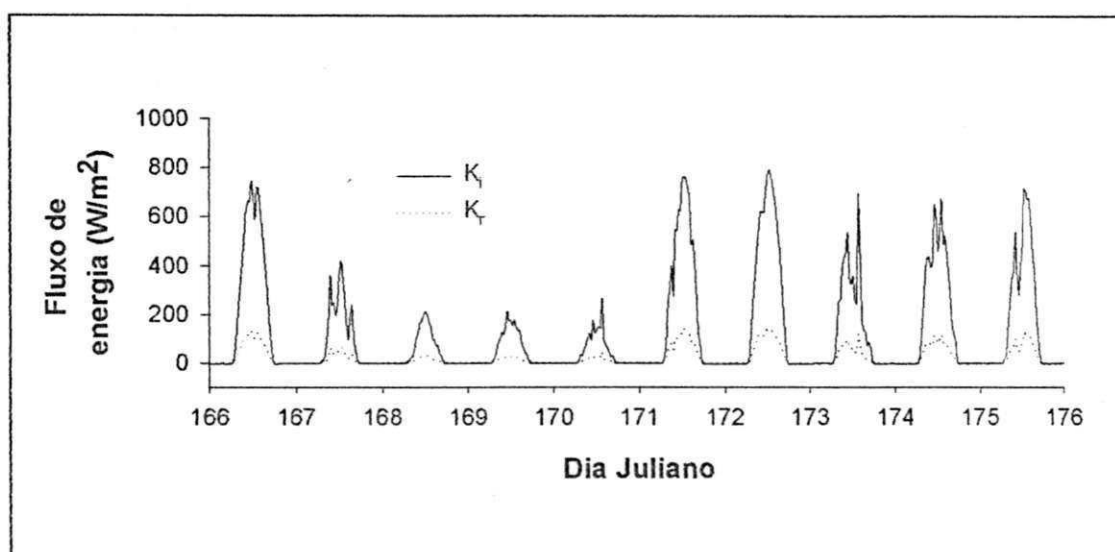


Figura 4.16. Ciclos diurnos da radiação solar incidente e refletida para os dias de 15 a 24 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre região do Pantanal.

No dia 15 de junho de 2001, devido ainda a pouca influência da frente fria, a temperatura apresentou um ciclo diurno com máxima em torno de 31°C, mínima um pouco inferior a 20°C, e média diária de 25,6°C. A partir daí a temperatura decresceu bruscamente durante os quatro dias seguintes, apresentando um ciclo diurno bem

diferentes dias normais, com as médias diárias atingindo, respectivamente, 22,8; 13,8; 12,1 e 11,1°C. A partir do dia 20 a temperatura voltou a apresentar um ciclo diurno, com valores relativamente mais elevados (Figura 4.17).

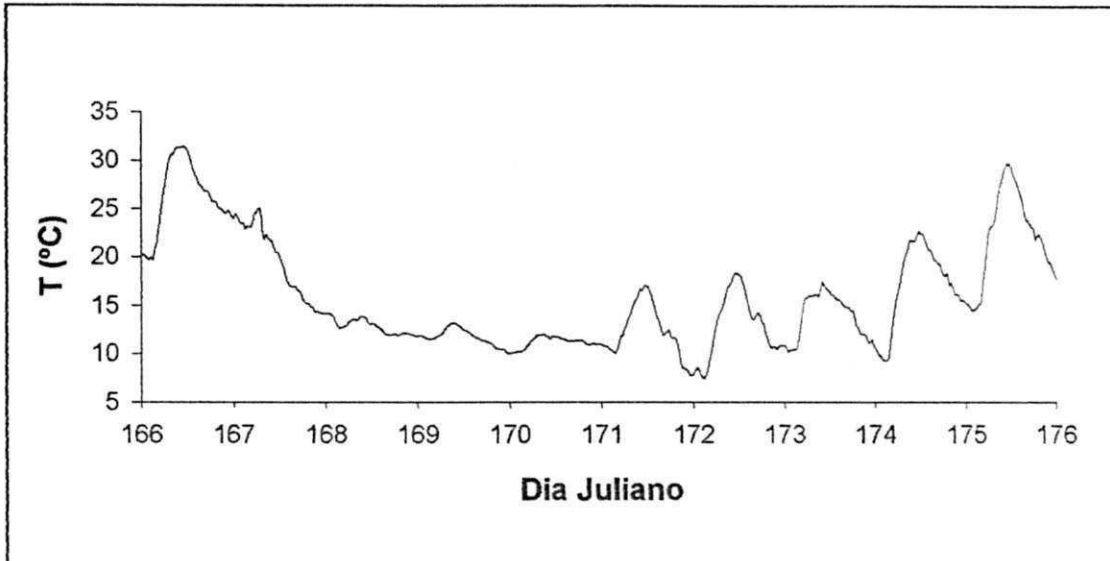


Figura 4.17. Ciclos diurnos da temperatura do ar (T) para os dias de 15 a 24 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre região do Pantanal.

A umidade relativa (Figura 4.18), após a penetração da frente fria, oscilou durante o período diurno com os máximos diários se aproximando de 100%, que permaneceu até o dia 20, quando voltou a apresentar um ciclo diurno normal.

A velocidade e direção do vento, também foram fortemente influenciados durante a passagem da frente fria, como pode ser observado nas Figuras 4.19 e 4.20. A velocidade do vento no dia 15 de junho de 2001, mostrou um ciclo diurno cujos valores mínimos durante a noite chegaram próximos de zero, com a direção variando entre o norte

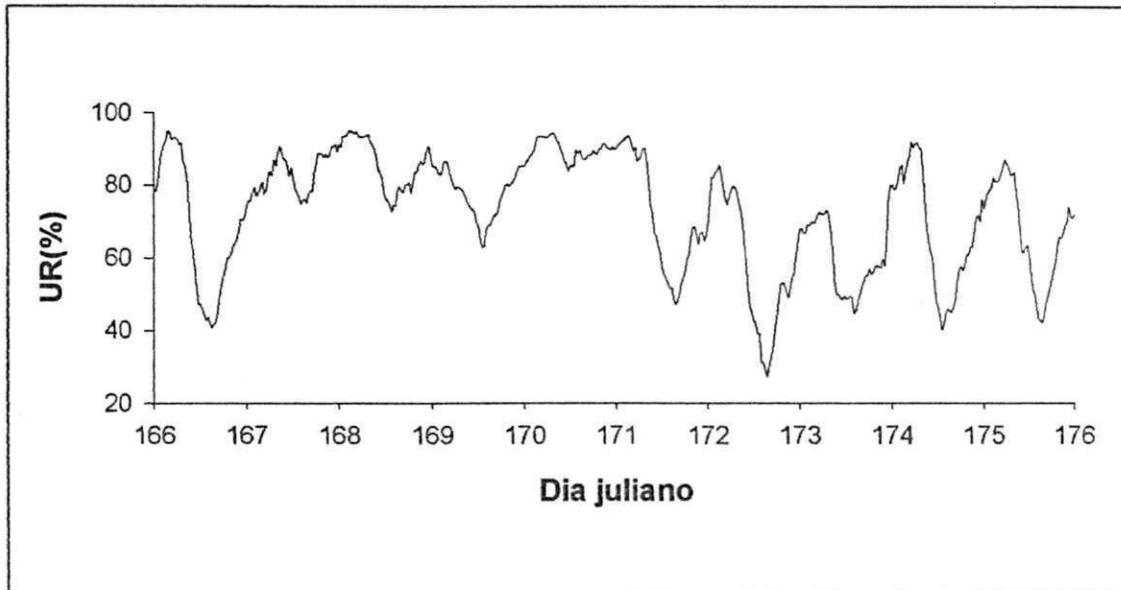


Figura 4.18. Ciclos diurnos da umidade relativa do ar para os dias de 15 a 24 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre região do Pantanal.

e o leste. Os máximos instantâneos ocorreram próximo do meio dia, atingindo 10 m.s^{-1} , quando a direção era noroeste. Nos dois dias seguintes, a velocidade máxima atingiu valores de, aproximadamente, 8 e 7 m.s^{-1} , e o vento soprava de sudoeste. A partir do dia 18 os valores médios de velocidade do vento para cada meia hora, permaneceram basicamente entre 3 e 5 m.s^{-1} , com a direção predominando de sul. A partir do dia 21 o vento, com pouca intensidade, voltou a apresentar um ciclo diurno mais ou menos dentro dos padrões normais. A partir desse dia o vento deixou de ter uma direção predominante e passou a variar de sul para o norte.

A Figura 4.21 mostra o comportamento dos componentes do balanço de energia determinadas para esse período, com as componentes H e LE calculadas pelo método da correlação dos vórtices turbulentos. O saldo de radiação acompanhou o

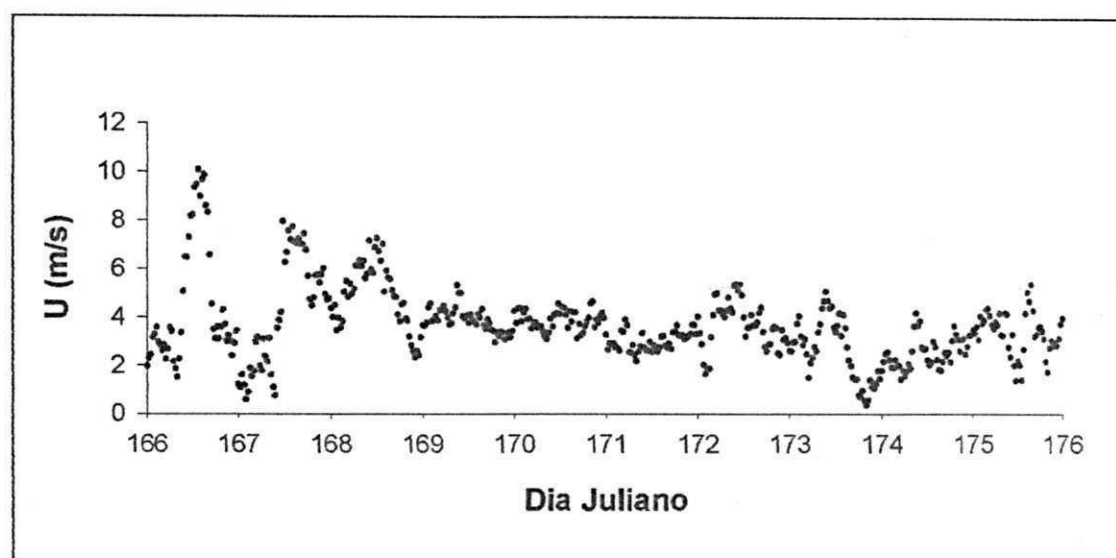


Figura 4.19. Ciclos diurnos da velocidade do vento para s dias de 15 a 23 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre a região do Pantanal.

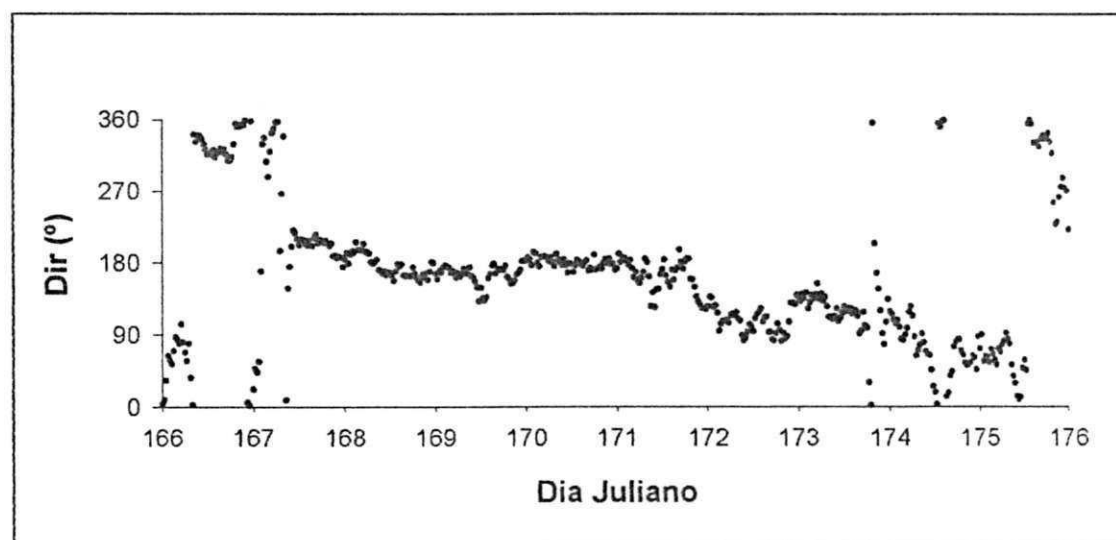


Figura 4.20. Ciclos diurnos da direção do vento, para os dias de 15 a 24 de junho de 2001 (166 a 175), período da passagem de uma frente fria sobre a região do Pantanal.

comportamento da radiação solar incidente. No dia que antecedeu a atuação da frente fria (15 de junho de 2001) o saldo de radiação atingiu um valor máximo de $542,5 \text{ W.m}^{-2}$. Porém no dia seguinte, como houve atuação da frente fria, o valor máximo dessa componente foi de apenas $314,1 \text{ W.m}^{-2}$ chegando a atingir $158,5$ e $152,5 \text{ W.m}^{-2}$ nos dias 17 e 18 de junho de 2001, respectivamente. Já no dia 19 de junho o saldo de radiação apresentou um ciclo diurno com valor máximo de $187,4 \text{ W.m}^{-2}$ um pouco superior ao dia anterior, aumentando para $563,5$ e $574,1 \text{ W.m}^{-2}$ nos dois dias posteriores, respectivamente. Nos dias 22 e 23 de junho, quando houve atuação de uma frente fria que não foi tão intensa quando à citada acima, o saldo de radiação teve pequena redução e atingiu, respectivamente, valores máximos de $506,2$ e $485,1 \text{ W.m}^{-2}$, aumentando para $524,7 \text{ W.m}^{-2}$ no dia seguinte.

No caso do fluxo de calor no solo, essa componente apresentou valores de até $33,2 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 15 de junho enquanto que no dia seguinte atingiu apenas $12,4 \text{ W.m}^{-2}$. Nos dias 17, 18 e 19 de junho, durante o período de atuação da frente fria, não houve uma troca significativa de energia entre a superfície e o solo, tendo sido registrados valores próximos e inferiores a zero. A partir do dia 20 de junho, essa componente voltou a apresentar um ciclo diurno com valores aumentando gradativamente, chegando a $36,4 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 24 de junho.

Os fluxos H e LE mostraram uma diminuição significativa com a atuação da frente fria. No dia que antecedeu a atuação desse sistema (15 de junho), os fluxos de calor sensível e latente atingiram valores de até 212 e 309 W.m^{-2} , respectivamente. Nos três dias seguintes esses fluxos diminuíram consideravelmente chegando a valores de até $53,4 \text{ W.m}^{-2}$, no caso de H, e $80,5 \text{ W.m}^{-2}$ para LE, no dia 18 de junho. A partir do dia 19 de junho tanto H como LE apresentam um aumento nos seus valores os quais foram mais intensos no dia 20 quando atingiram, respectivamente, $302,7$ e $149,0 \text{ W.m}^{-2}$. Nos dois dias seguintes

houve uma redução gradativa dos fluxos em decorrência da atuação de uma segunda frente fria a qual como já foi dito anteriormente, foi menos intensa que a anterior (dia 16 de junho). Porém, no dia 23 de junho o H apresentou valores da ordem dos verificados no dia 20 enquanto que LE passou a ser cerca de 197 W.m^{-2} , com esses valores reduzindo no dia seguinte para $227,4$ e $122,6 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente. Nota-se que houve uma diminuição da troca de energia entre a superfície e a camada de ar adjacente em virtude do aumento da cobertura de nuvens que resultou na redução da quantidade de energia que atinge a superfície.

Como pode ser visto, na presença de uma frente fria as variáveis temperatura e umidade tornam-se homogêneas em uma camada de ar que vai desde a superfície até altos níveis causando uma estabilização dos gradientes verticais desses elementos meteorológicos. Com isso torna-se inviável utilizar o método razão de Bowen para determinar os fluxos de calor latente e sensível, uma vez que para utilização dessa metodologia necessita-se dos gradientes verticais desses elementos climáticos.

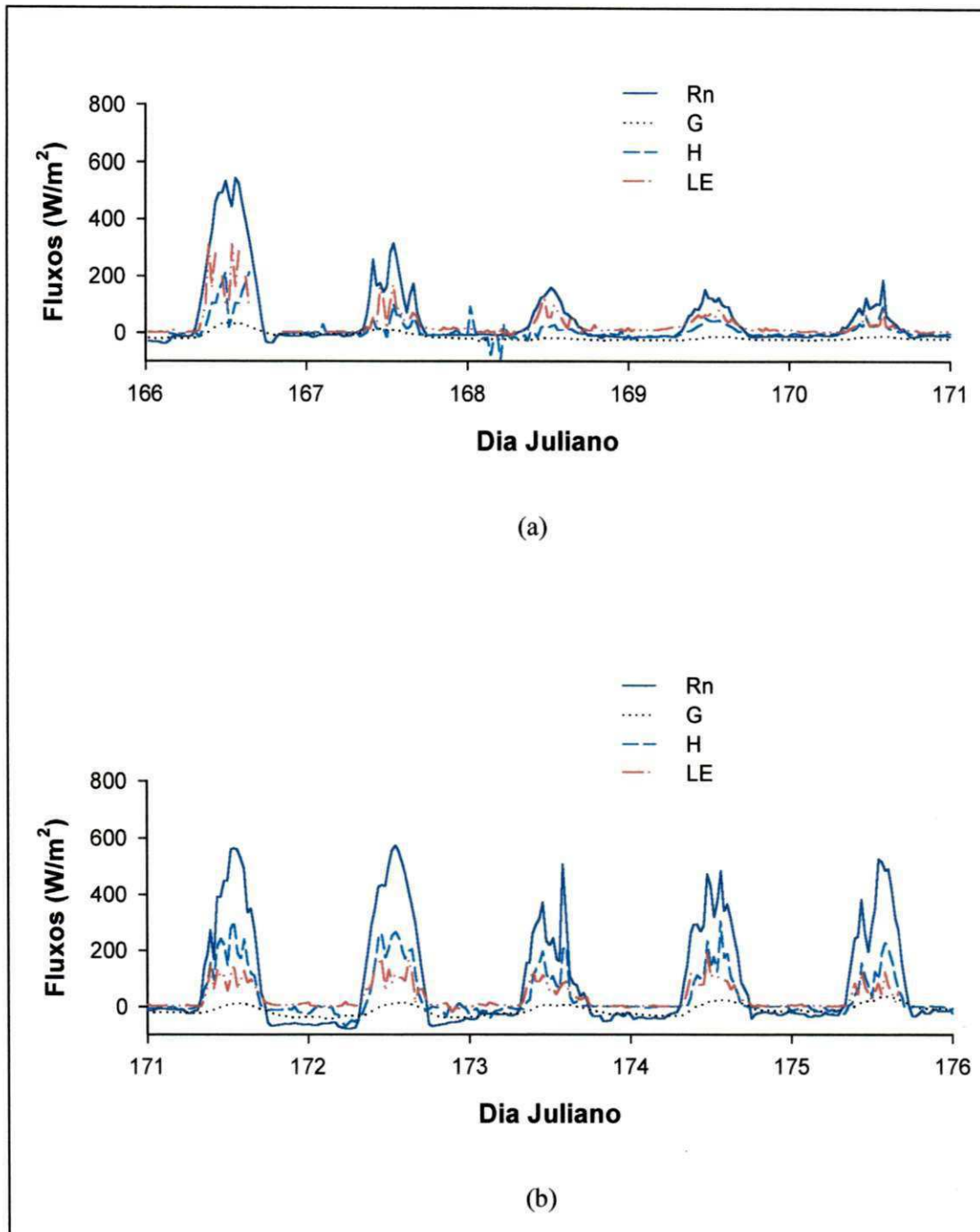


Figura 4.21. Ciclos diurnos dos componentes do balanço de energia com H e LE determinados pelo método da correlação dos vórtices turbulentos: (a) dias 15 a 19 de junho de 2001 (166 a 171); (b) dias 20 a 24 de junho de 2001 (171 a 176).

4.3. Influência da lâmina de água

Analisando-se a Figura 4.22, verifica-se que a partir do dia 04 dezembro houve a formação de uma lâmina de água de 2 cm sobre a superfície do solo, a qual foi aumentando até atingir no dia 19/12 um pouco mais do que 40 cm de altura, depois continuou subindo até alcançar no final do mês 74 cm. No início de janeiro a lâmina começou a decrescer atingindo cerca de 35 cm no final de fevereiro, a partir permaneceu praticamente com a mesma altura até o mês de abril de 2002.

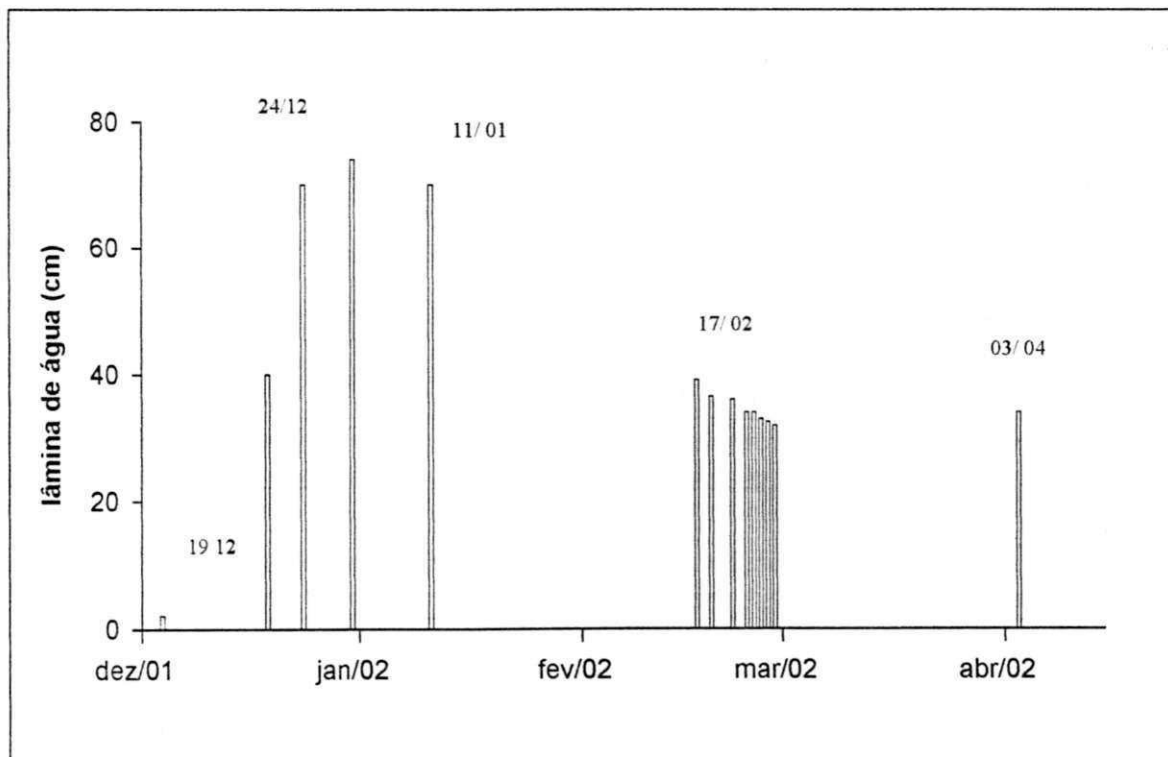


Figura 4.22. Lâmina de água armazenada sobre a superfície do Pantanal entre dezembro de 2001 e maio de 2002.

Tomando-se como base a lâmina de água armazenada, procurou-se analisar o comportamento de alguns elementos meteorológicos (Figuras 4.23 a 4.27), durante o período de inundação, bem como dos componentes do balanço de energia particularmente para os dias: 07, 17 e 24 de dezembro de 2001; 10 de fevereiro 2002 e 03 de abril de 2002 (Figuras 4.28 a 4.32).

Os dados mostram que durante os acima relacionados, a radiação incidente apresentou comportamento semelhante, com valores máximos superando 1000 W.m^{-2} nos quatro primeiros dias analisados, enquanto que no dia 03 de abril o valor máximo foi da ordem de 900 W.m^{-2} . No caso da radiação refletida, observou-se que houve decréscimo com o aumento da lâmina de água nos três primeiros dias citados, com os valores máximos instantâneos caindo para $130,0 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 07/12, para $115,0 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 17/12 e para $66,2 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 24/12. Nos dias 10 de fevereiro e 03 de abril, período em a altura da lâmina de água já estava reduzida a cerca de 50%, nota-se que houve aumento da radiação refletida, cujo máximo foi de $119,0 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 10/02 e de $109,8 \text{ W/m}^2$ no dia 03/04. Deste modo, percebe-se que nos três primeiros dias, à medida que a lâmina de água foi aumentando, houve redução do albedo, o qual, no início da formação da lâmina de água apresentou um mínimo diário de cerca de 10% nos dias 07 e 17 de dezembro, e de cerca de 5% no dia 24 de dezembro, período em lâmina de água teve a maior altura. Já nos dias 10 de fevereiro e 03 de abril, com a redução da lâmina de água, os mínimos aumentaram para 10 e 12%, respectivamente. Como no dia 03 de abril de 2002, houve falha nas medidas do fluxo radiação refletida efetuadas a 4 metros de altura. Os dados de radiação refletida para este dia, foram obtidos a partir da equação $Y = 1,0089x + 0,3603$; ($R^2 = 0,99$), resultante da regressão linear entre as medidas de radiação refletida efetuadas a 4 e 21m de altura, utilizando-se os dados do período de 01 de janeiro a 17 de julho de 2002.

Quanto à temperatura do ar observou-se que houve uma maior amplitude térmica ($12,3^{\circ}\text{C}$) no início da formação da lâmina de água (07 de dezembro), com mínimo de $21,3^{\circ}\text{C}$ ocorrendo às 6:00 horas e o máximo de $33,58$ às 16:30 horas. No dia 17 de dezembro, quando a lâmina atingiu cerva de 40 cm, a amplitude diária diminuiu para $9,8^{\circ}\text{C}$. Neste dia, o mínimo e máximo de temperatura atingiram, respectivamente, $23,5^{\circ}\text{C}$ às 5:30 horas e $33,3^{\circ}\text{C}$ às 13:30 horas. No dia 24 de dezembro a amplitude caiu ainda mais, indo para apenas $7,0^{\circ}\text{C}$, o máximo de $31,9^{\circ}\text{C}$ ocorreu às 17:30 horas e o mínimo de $25,0^{\circ}\text{C}$ às 5:30 horas. Essa diminuição de amplitude térmica pode ser explicada pelo fato de que à medida que a lâmina de água aumentou, uma maior quantidade de calor foi sendo armazenada, o que proporcionou um contínuo suprimento de calor latente para o ar adjacente, resultando em menor flutuação da temperatura ao longo do período diurno. No dia 10 de fevereiro ocorreu menor amplitude térmica ($6,5^{\circ}\text{C}$), a temperatura máxima foi de $34,1^{\circ}\text{C}$ (às 16:00 h) e a mínima de $27,6^{\circ}\text{C}$ (às 5:30 h). Finalmente, no dia 03 de abril com uma máxima mais elevada de $34,4^{\circ}\text{C}$ (às 15:30 h) e a mínima de $25,0^{\circ}\text{C}$ (às 5:30 h), a amplitude térmica voltou a aumentar atingindo $9,4^{\circ}\text{C}$.

A umidade relativa teve praticamente o mesmo comportamento em termos de redução da amplitude térmica, ou seja, à medida que a lâmina de água foi aumentando, apresentou uma menor variação entre os valores extremos, porém, merece destacar que os mínimos de umidade tornaram-se mais elevados, durante esse período.

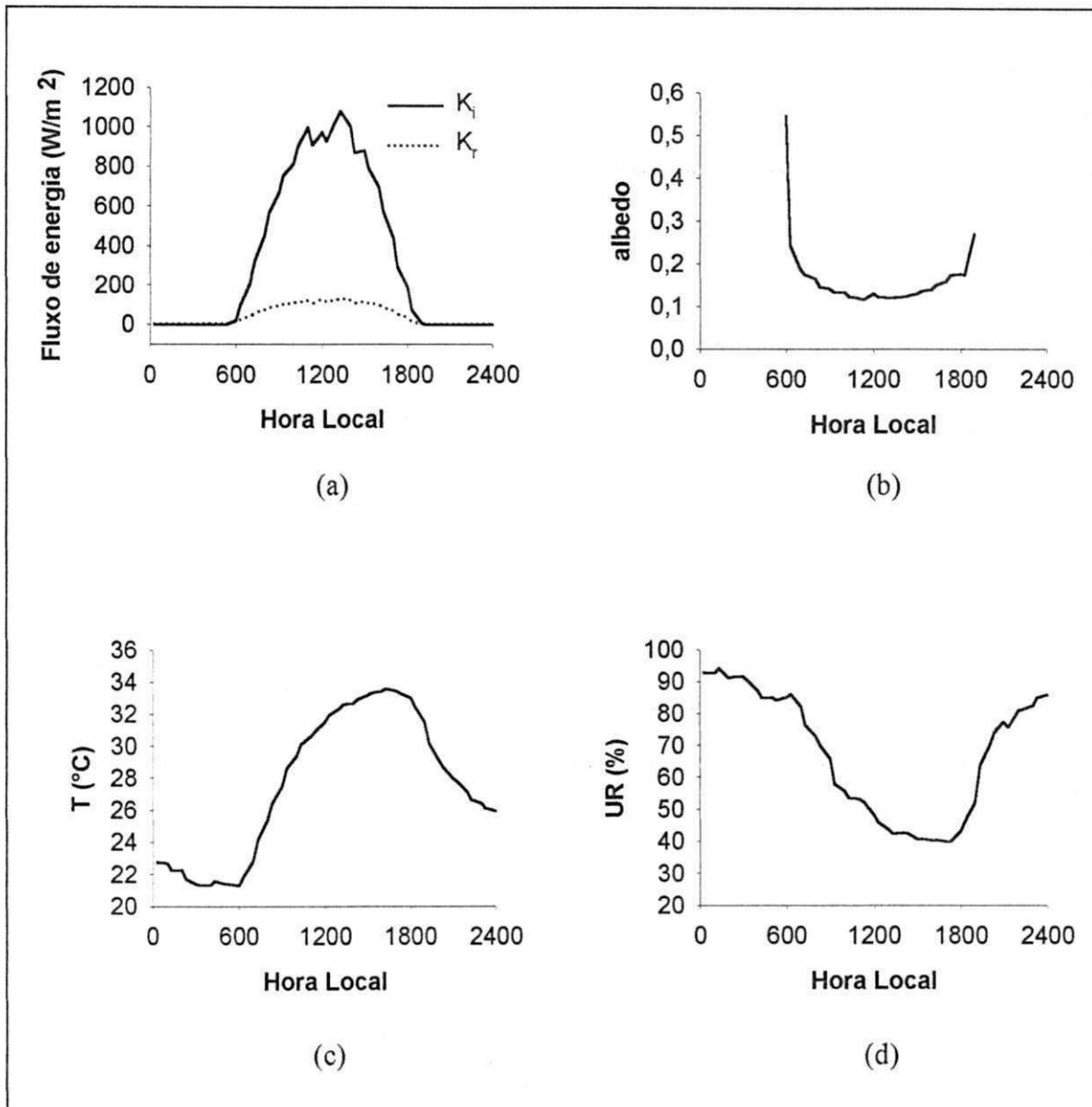


Figura 4.23. Ciclo diurno para o dia 07 de dezembro de 2001: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.

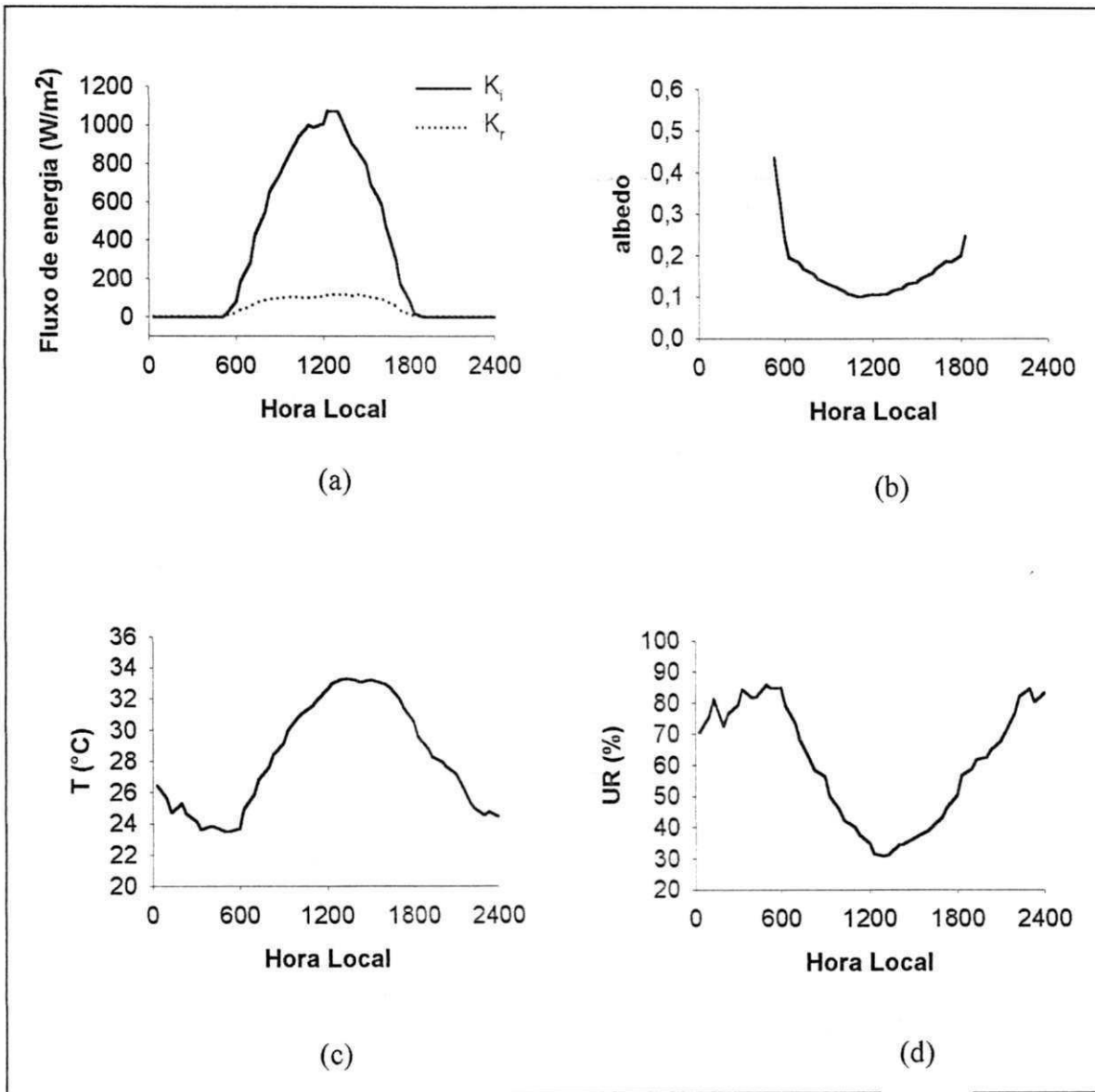


Figura 4.24. Ciclo diurno para o dia 17 de dezembro de 2001: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.

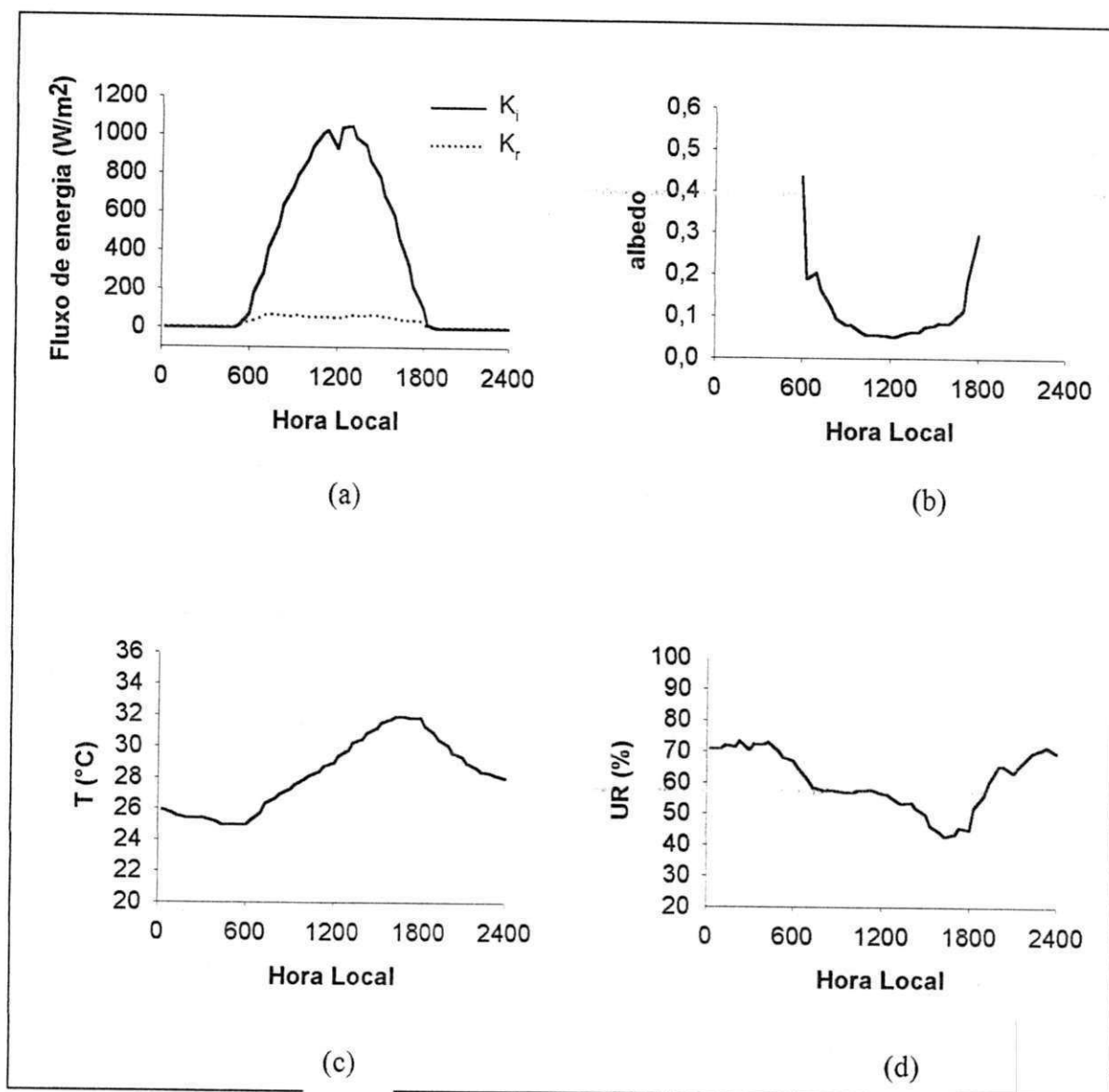


Figura 4.25. Ciclo diurno para o dia 24 de dezembro de 2001: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.

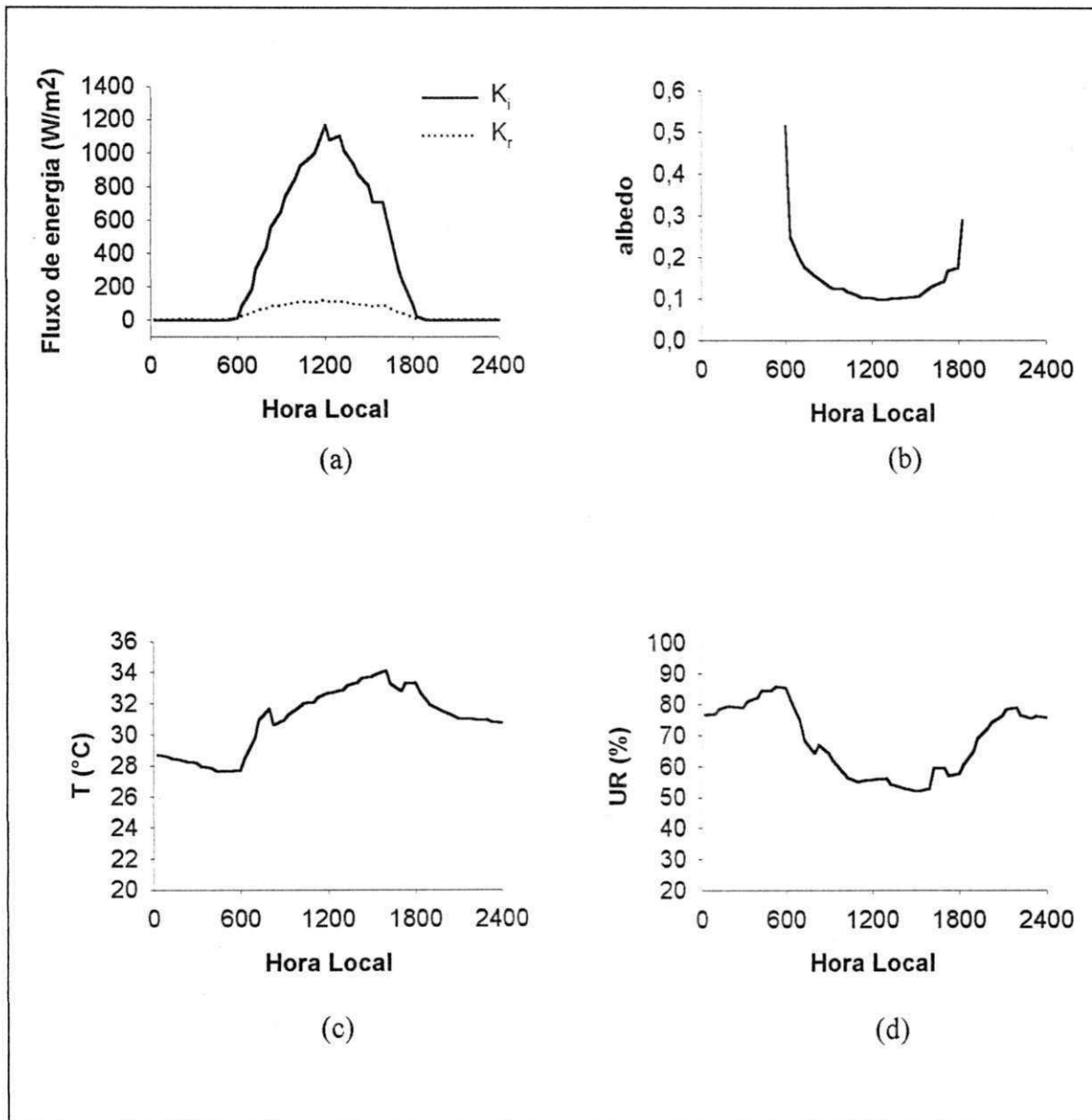


Figura 4.26. Ciclo diurno para o dia 10 de fevereiro de 2002: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.

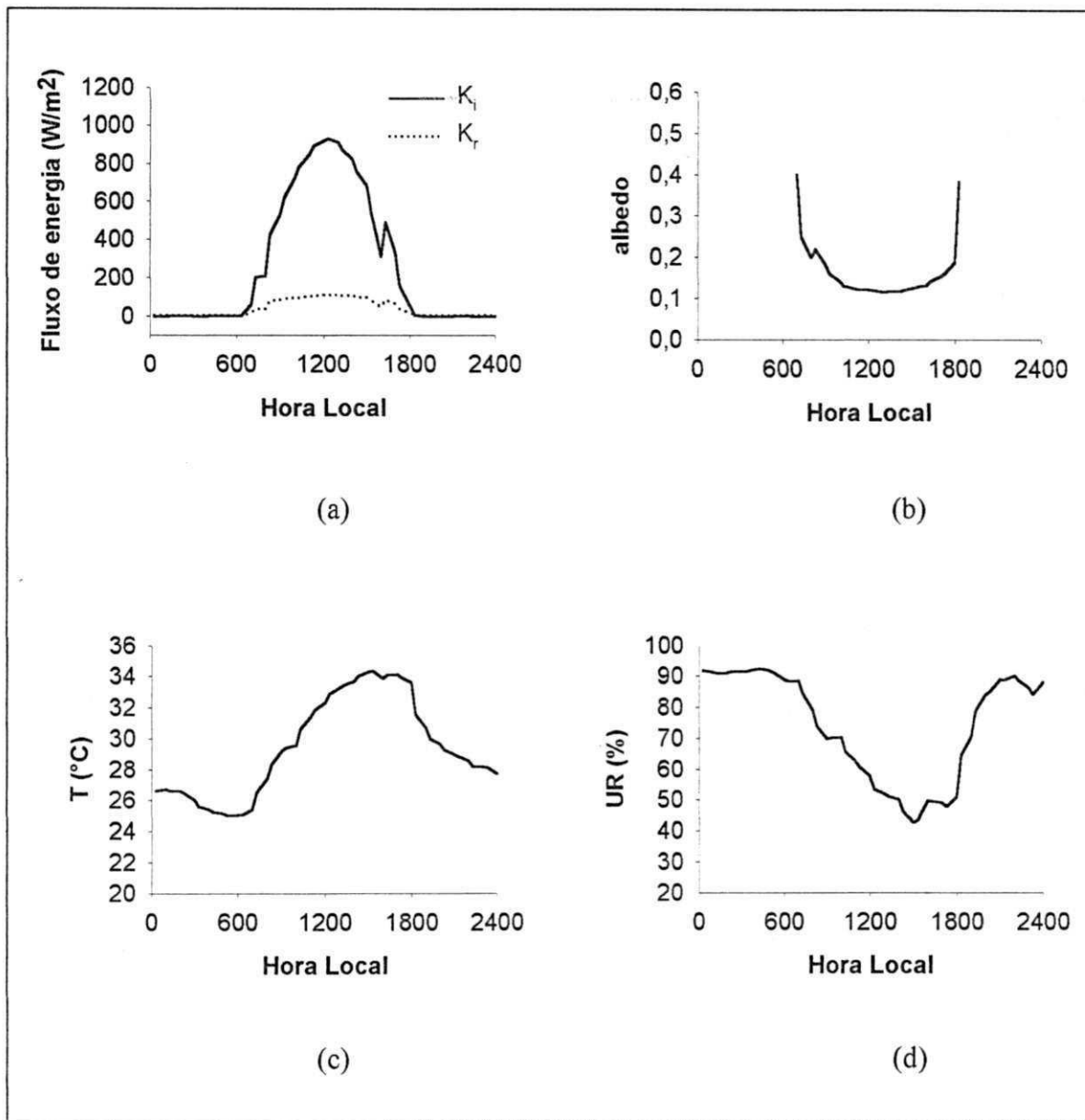


Figura 4.27. Ciclo diurno para o dia 03 de abril de 2002: (a) radiação solar incidente (K_i) e radiação solar refletida (K_r); (b) albedo; (c) temperatura do ar; e (d) umidade relativa.

As Figuras 4.28 a 4.32 mostram as componentes do balanço de energia obtidas pelos métodos da correlação dos vórtices turbulentos e da razão de Bowen, para os cinco dias analisados, respectivamente. Os dados de saldo de radiação do método da correlação dos vórtices turbulentos referem-se à medidas efetuadas no nível de 21 metros enquanto no caso do método da razão de Bowen utilizou-se o saldo de radiação medido em 4 metros.

O saldo de radiação (R_n) atingiu cerca de 800 W.m^{-2} , nos dias 07, 17 e 24 de dezembro e 10 de fevereiro, enquanto que em abril, o máximo foi de apenas 580 W.m^{-2} . Isso pode ser explicado pela menor incidência de raios solares, em função do menor ângulo de declinação solar, associado a redução do armazenamento de energia na lâmina de água. Em ambos os métodos, verificou-se que nos cinco dias citados, o fluxo de calor latente superou o fluxo de calor sensível. Analisando-se os componentes LE e H determinadas pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, nota-se que no início da formação da lâmina de água (07 de dezembro), o fluxo de calor latente atingiu valores de até $367,6 \text{ W.m}^{-2}$, com o total diário representando cerca de 33% do saldo de radiação. Já o fluxo de calor sensível, atingido um máximo de cerca $239,8 \text{ W.m}^{-2}$, o que correspondeu a aproximadamente 20% do total diário de R_n , ou seja, apenas cerca de 20% do saldo de radiação diário foi utilizado para aquecer o ar. No dia 17 de dezembro, quando a lâmina apresentava uma espessura próxima de 40 cm, o fluxo de calor latente aumentou, atingindo $612,5 \text{ W.m}^{-2}$ e o fluxo de calor sensível máximo manteve a mesma magnitude do dia 07 de dezembro. Em termos de totais diários em média houve a seguinte repartição dos componentes: 58 % de R_n foi utilizado para evapotranspiração (LE) e 22 % para aquecimento do ar. Observou-se também que o comportamento de LE no dia com maior altura da lâmina (24 de dezembro) foi bem diferente dos demais dias, neste dia houve uma forte redução LE durante o período diurno, que não ultrapassou 273 W.m^{-2} . Porém, durante

o período noturno foram registrados valores de LE em média de 100 W.m^{-2} , o que indica ocorrência de evaporação à noite. Neste dia o total diário de LE representou 43% do saldo de radiação, enquanto o fluxo de calor sensível não ultrapassou 70 W.m^{-2} , ou seja, representando apenas 7% de Rn. No dia 10 de fevereiro, quando a espessura da lâmina de água havia sido reduzida para cerca de 39 cm, os máximos de LE e H foram de 295 e $134,9 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, o que correspondeu a 33 e 14 % de Rn. No dia 03 de abril de 2002, no entanto, não foi possível determinar LE devido a falhas no sistema de medição. Neste dia o fluxo de calor sensível máximo foi de $108,4 \text{ W.m}^{-2}$, o que representou em termos de total diário cerca de 9% de Rn.

Analisando-se os fluxos H e LE determinados pelo método da razão de Bowen, observa-se que os valores bem diferentes, comparados a H e LE obtidos pelo método da correlação dos vórtices turbulentos. O fluxo de calor latente atingiu valores máximos de 628,5; 578,6 e $699,5 \text{ W.m}^{-2}$ nos dias 07, 17 e 27 de dezembro de 2002, respectivamente, $675,5 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 10 de fevereiro e 470 W.m^{-2} em 03 de abril. No caso do fluxo de calor sensível, os valores máximos observados nesses cinco dias estudados foram, respectivamente, 251,1; 322,9; 192,9; 318,9 e $113,45 \text{ W.m}^{-2}$. Em termos de proporção de Rn utilizado para a evapotranspiração, tem-se que nos dias 07 e 17 de dezembro, e 10 de fevereiro, LE correspondeu a cerca de 72%; no dia 27 de dezembro 79% e no dia 03 de abril a 81%. Já os totais diários do fluxo de calor sensível representaram cerca de 26% de Rn nos dias 07 e 17 de dezembro, 20% no dia 24 de dezembro, 27% no dia 10 de fevereiro e 18% no dia 03 de abril de 2002.

Diante do exposto, verifica-se que H e LE determinadas pelo método da razão de Bowen, superestimam os respectivos valores obtidos pelo método da correlação dos vórtices turbulentos. Entretanto, o fluxo de calor sensível determinado pelo método da correlação dos vórtices turbulentos acompanhou a variação diurna de temperatura do ar

cuja amplitude, diminui à medida que a lâmina aumentou, enquanto o fluxo de calor latente acompanhou inversamente a variação a umidade relativa do ar. Os maiores valores de LE foram observados no dia 17 dezembro, quando a umidade relativa do ar atingiu um mínimo de cerca de 30%, e os menores valores de LE foram registrados nos dias 24 de dezembro e 10 de fevereiro, quando a umidade apresentou os valores mais elevados e menor variação diária.

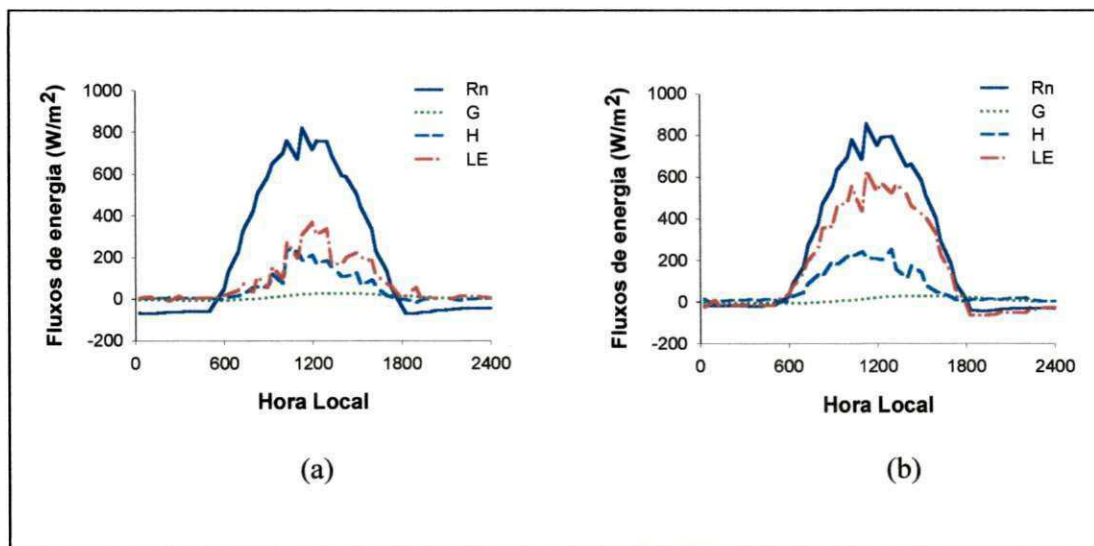


Figura 4.28. Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn); fluxo de calor latente (LE); fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 07 de dezembro de 2001: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) método da razão de Bowen.

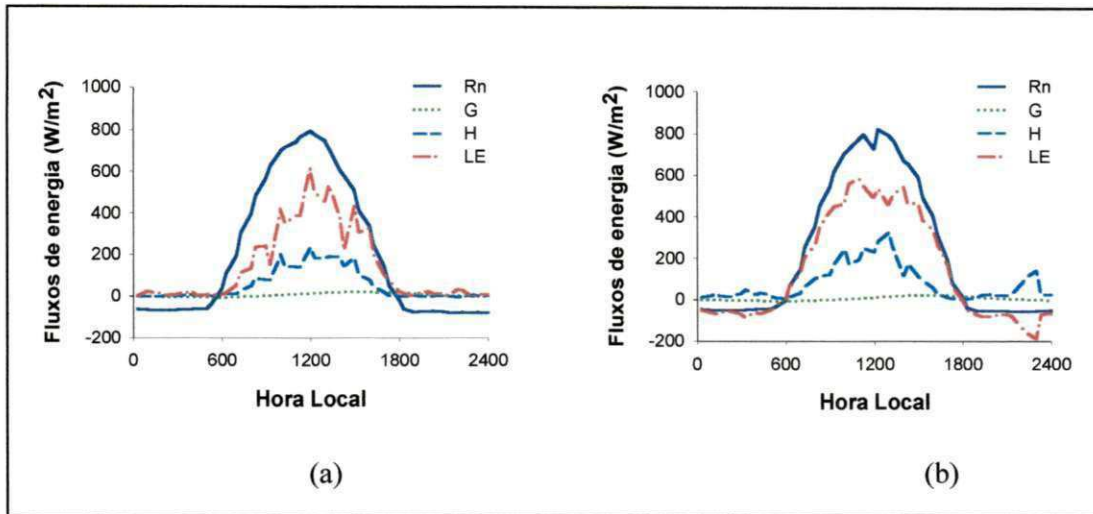


Figura 4.29. Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 17 de dezembro de 2001: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) o método da razão de Bowen.

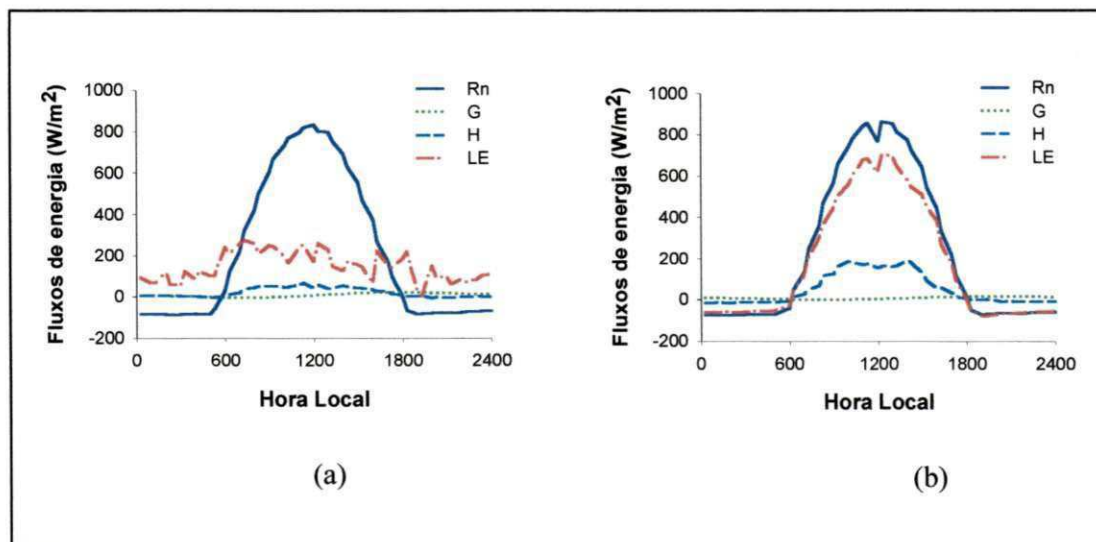


Figura 4.30. Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 24 de dezembro de 2001: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) o método da razão de Bowen.

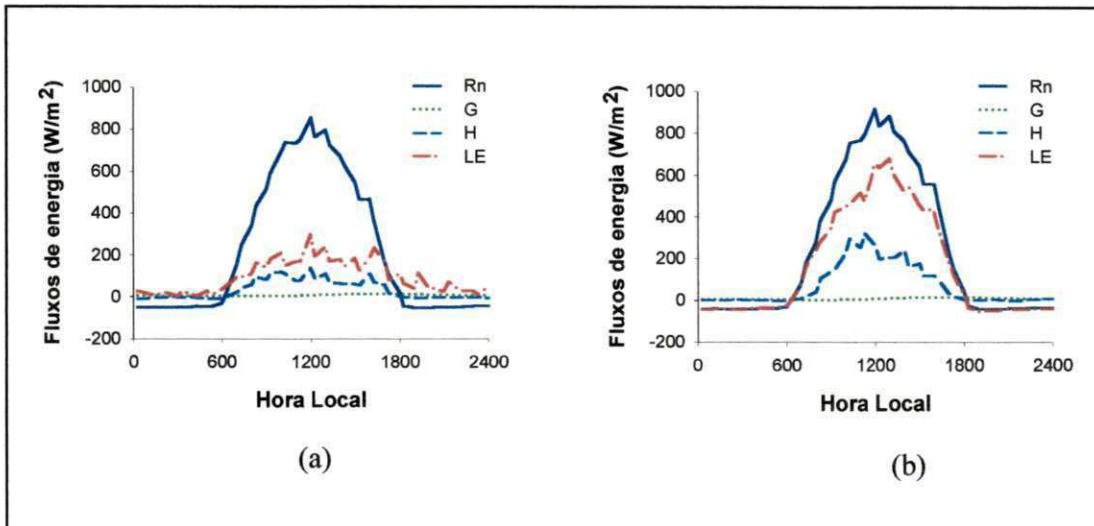


Figura 4.31. Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 10 de fevereiro de 2002: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) o método da razão de Bowen.

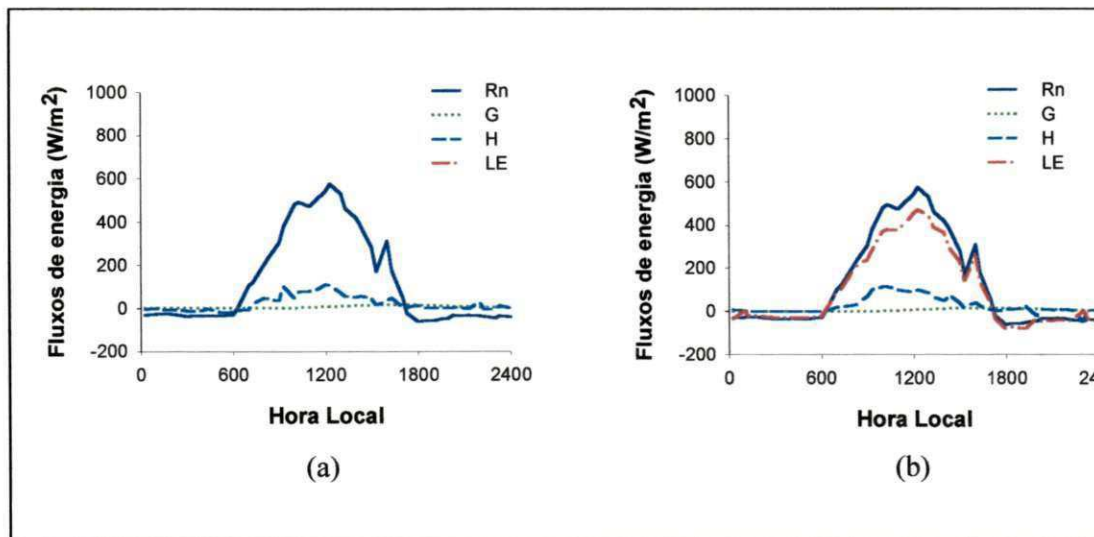


Figura 4.32. Ciclo diurno do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), para o dia 03 de abril de 2002: (a) método da correlação dos vórtices turbulentos; e (b) o método da razão de Bowen.

4.4 Variação sazonal dos fluxos

As Figuras 4.33 a 4.36 mostram a variação sazonal dos componentes do balanço de energia, determinados pelo método da razão de Bowen, para o período de um ano, que vai de julho de 2001 a junho de 2002. Nota-se que os maiores valores diários do saldo de radiação (Figura 4.33) ocorreram entre novembro de 2001 a fevereiro de 2002, atingindo valores diários próximos de 25 MJ.m^{-2} , enquanto que nos demais meses decresceram. Entre julho e meados de setembro de 2001, os totais diários de energia disponível (R_n) ficaram em torno de 15 MJ.m^{-2} . Uma queda acentuada no saldo de radiação entre os dias 13 de setembro e 13 de outubro, foi devido ao aumento da nebulosidade decorrente da atuação de frentes frias. A partir do final de março de 2002, essa variável começou a decrescer, chegando a atingir valores de até 10 MJ.m^{-2} .

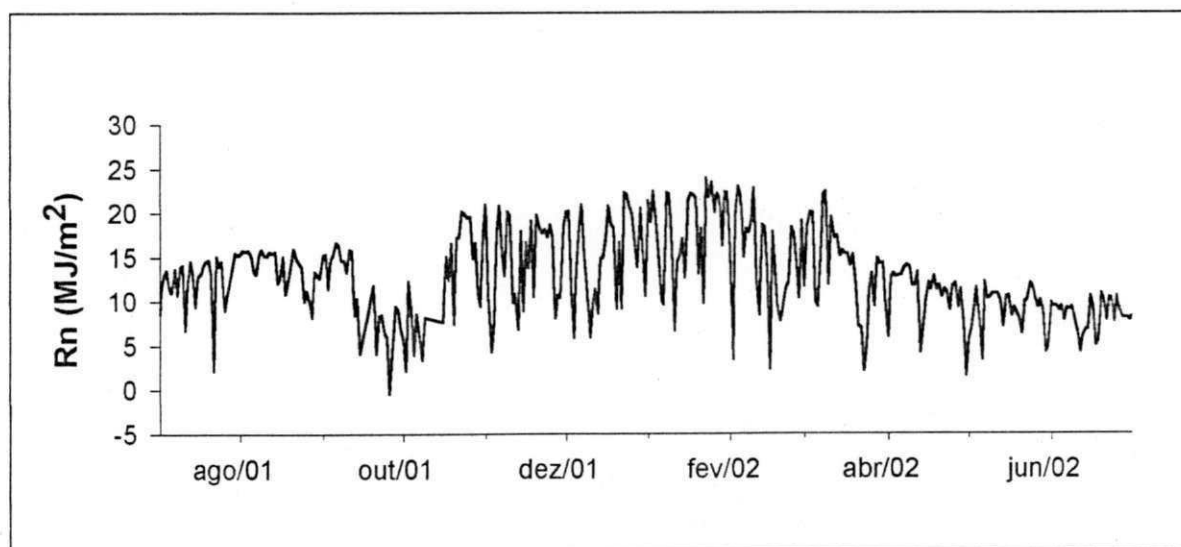


Figura 4.33. Variação sazonal do total diário do saldo de radiação (R_n), na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002.

Observa-se na Figura 4.34, que a curva do fluxo total diário de calor latente, praticamente acompanhou a curva do saldo de radiação, apresentando totais diários superiores a 15 MJ.m^{-2} nos meses mais úmidos (dezembro a fevereiro), que correspondem ao período de verão, época na qual a maior parte da energia disponível é usada na evapotranspiração. A partir de julho até a metade de setembro, quando a precipitação foi quase nula, o fluxo de calor latente apresentou um decréscimo acentuado atingindo valores inferiores a 5 MJ.m^{-2} .

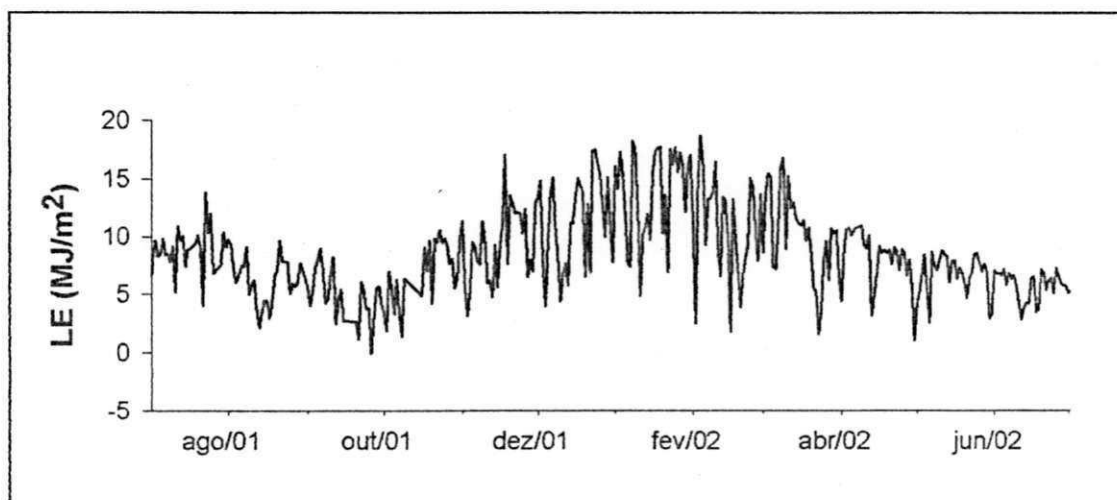


Figura 4.34. Variação sazonal do total diário do fluxo de calor latente (LE) na região do Pantanal Matogrossense, de julho de 2001 a junho de 2002.

Quanto aos totais diários de fluxo de calor sensível (Figura 4.35), os valores máximos chegaram próximos de 14 MJ.m^{-2} e ocorreram entre agosto e setembro de 2001, quando foram verificados os menores índices de precipitação. Com o aumento das precipitações o fluxo de calor sensível teve um decréscimo, o qual passou a ser bem menor no período em que houve maior presença de lâmina d'água na superfície do solo.

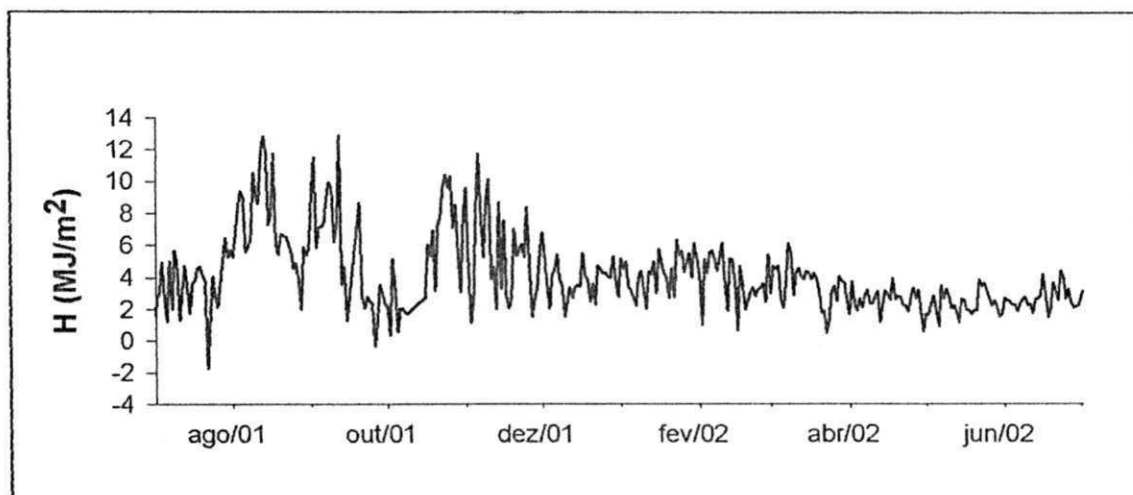


Figura 4.35. Variação sazonal do total diário do fluxo de calor sensível (H), na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002.

A Figura 4.36 mostra a variação sazonal do fluxo total diário de calor no solo. Observa-se que entre julho e dezembro de 2001, os totais diários variaram entre 0 e $0,5 \text{ MJ.m}^{-2}$, e a partir daí apresentou decréscimo em virtude da presença da lâmina de água na superfície.

De acordo com as Figuras 4.37 e 4.39, a fração de R_n usada no processo de evaporação (LE) e aquecimento do ar (H), respectivamente, teve uma forte flutuação de um dia para outro entre julho e novembro de 2001, acompanhando as variações sazonais de R_n , H e LE. Porém, a partir de dezembro o fluxo de calor latente representou cerca de 80% da energia disponível, enquanto o fluxo de calor sensível representou apenas cerca de 20%. No entanto, conforme pode ser observado na Figura 4.38, o fluxo de calor no solo representou uma fração muito pequena do saldo de radiação.

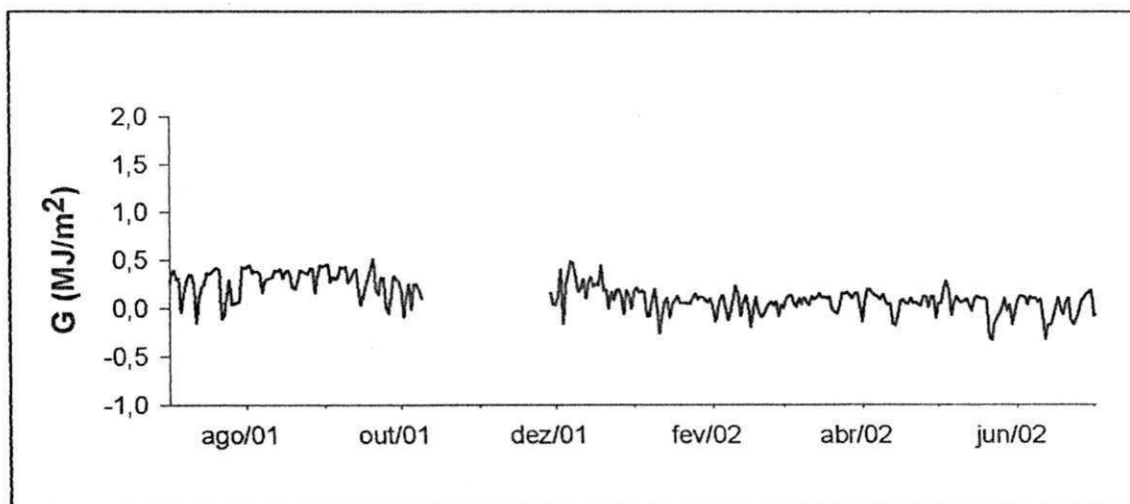


Figura 4.36. Variação sazonal do total diário do fluxo de calor no solo (G), na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002.

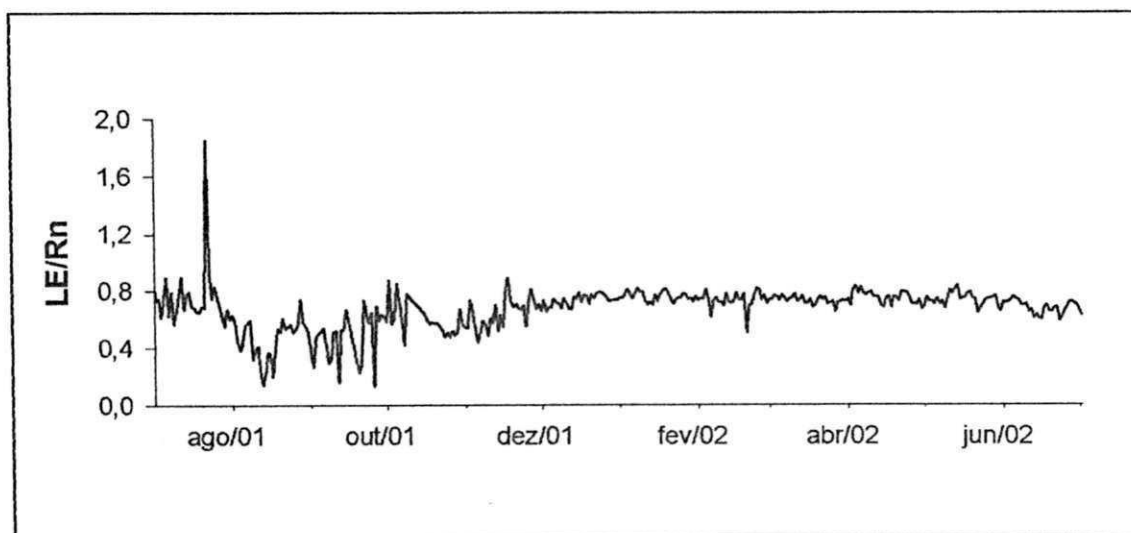


Figura 4.37. Variação sazonal da razão LE/Rn, na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002.

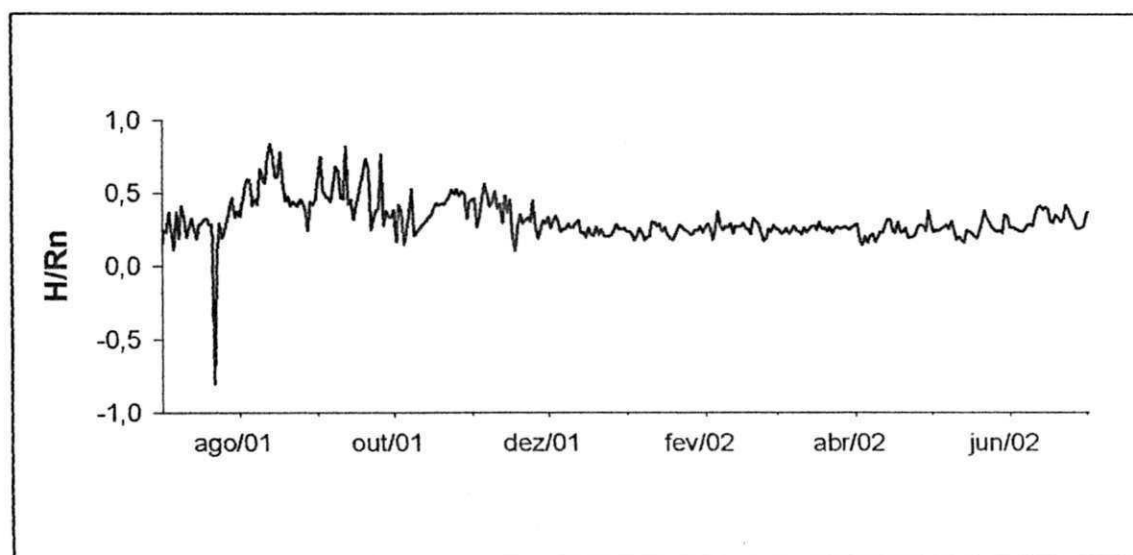


Figura 4.38. Variação sazonal da razão H/Rn, na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002.

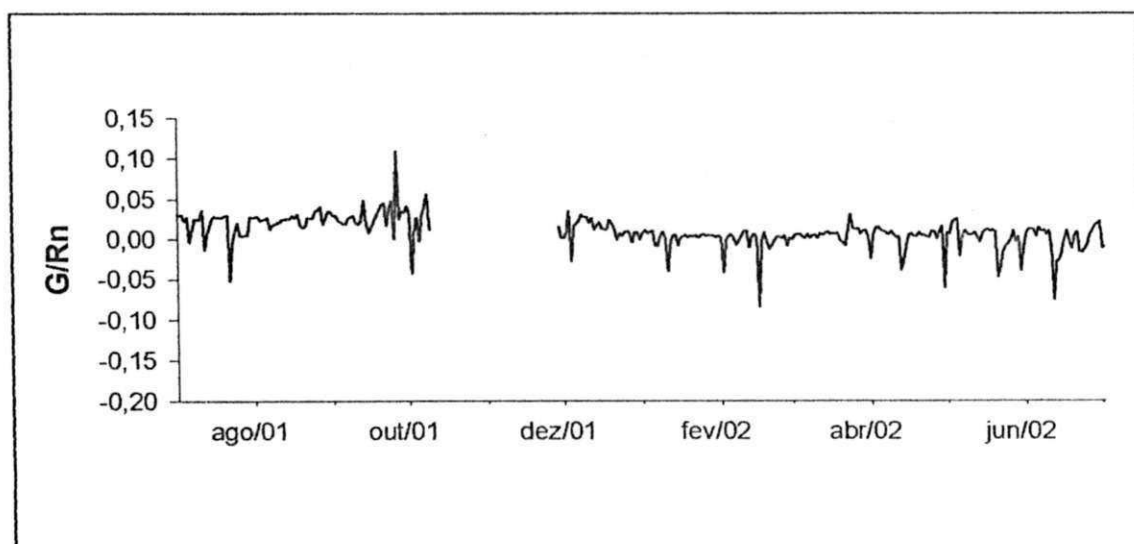


Figura 4.39. Variação sazonal da razão G/Rn, na região do Pantanal Matogrossense de julho de 2001 a junho de 2002.

Analisando-se as Figuras 4.37 e 4.38, observa-se que no dia 22 de julho de 2001, os valores extremos das razões LE/R_n e H/R_n foram, respectivamente, 1,85 e -0,80. Nesse dia a radiação incidente (Figura 4.4) foi muito pequena, em função ter sido um dia bastante nublado, e de ter ocorrido precipitação como mostra a Figura 4.3. Isso resultou em baixos valores de R_n , H e LE . No entanto, o fluxo de calor latente foi superior ao saldo de radiação, o que implica ter havido advecção de energia.

4.5. Fluxos médios mensais

As Figuras 4.40, 4.41 e 4.42 mostram os ciclos diurnos médios, para cada mês, dos componentes do balanço de energia, calculados pelo método da covariância dos vórtices turbulentos, para o período de setembro de 2000 a fevereiro de 2001. Devido às medições terem começado a partir do dia 17, o ciclo diurno médio das componentes do balanço de energia para o mês de setembro de 2000, corresponde apenas 14 dias. Neste caso, os máximos de H e LE observados foram, respectivamente, 210,1 e 222,6 W/m^2 , enquanto R_n atingiu 605,9 W/m^2 .

Em outubro e novembro de 2000, quando a precipitação mensal foi, respectivamente, de 305 mm e 253 mm, o saldo de radiação atingiu valores máximos em torno de 590 W/m^2 . Nestes dois meses a maior parte da energia disponível foi utilizada no processo de evaporação, com o fluxo de calor latente apresentando valores máximos próximo do meio dia de 287,4 $W.m^{-2}$ e 310,2 $W.m^{-2}$, respectivamente. O fluxo de calor sensível foi de 165,3 $W.m^{-2}$ em outubro e 142,8 $W.m^{-2}$ em novembro.

No mês de dezembro de 2000, embora tenha havido um decréscimo na precipitação, que caiu para 75 mm, como o solo ainda estava úmido, o fluxo de calor

latente apresentou valores de até $313,1 \text{ W.m}^{-2}$ e continuou superando o fluxo de calor sensível, que permaneceu com valor equivalente ao do mês de novembro ($141,8 \text{ W.m}^{-2}$). Em dezembro, o máximo do saldo de radiação aumentou para $682,4 \text{ W.m}^{-2}$.

Em janeiro de 2001 houve um pequeno aumento da precipitação, que atingiu 126 mm, o máximo de fluxo de calor latente foi de $273,0 \text{ W.m}^{-2}$, o fluxo de calor sensível máximo teve valor superior ao do mês dezembro ($170,8 \text{ W.m}^{-2}$). O saldo de radiação teve uma redução em seu valor máximo caindo para $648,1 \text{ W.m}^{-2}$.

Os dados de fluxo de calor latente para o período de 17 de fevereiro a 22 de abril de 2001, obtidos pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, mostraram uma queda acentuada, a qual muito provavelmente deve estar associada a falhas ocorridas no instrumento. Dessa forma, no mês de fevereiro o ciclo diurno médio mensal das componentes do balanço de energia mostrou um máximo para o LE de $246,2 \text{ W.m}^{-2}$ e para o fluxo de calor sensível de $158,7 \text{ W.m}^{-2}$, enquanto o saldo de radiação foi cerca de $580,0 \text{ W.m}^{-2}$.

Nos meses de março e abril de 2001, o fluxo de calor sensível apresentou valores máximos de $191,8$ e $186,3 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, enquanto os máximos do fluxo de calor latente foram, respectivamente, $143,2$ e $137,6 \text{ W.m}^{-2}$. O saldo de radiação nesses meses aumentou, atingindo os valores de $663,1$ e $627,0 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

Em maio de 2001, como um total mensal de precipitação de 44 mm, os fluxos de calor latente e sensível mostraram comportamentos semelhantes, com H e LE atingindo $176,9$ e $187,0 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, enquanto o máximo do saldo de radiação sofreu uma redução significativa em relação a março e abril, chegando a apenas $501,1 \text{ W.m}^{-2}$.

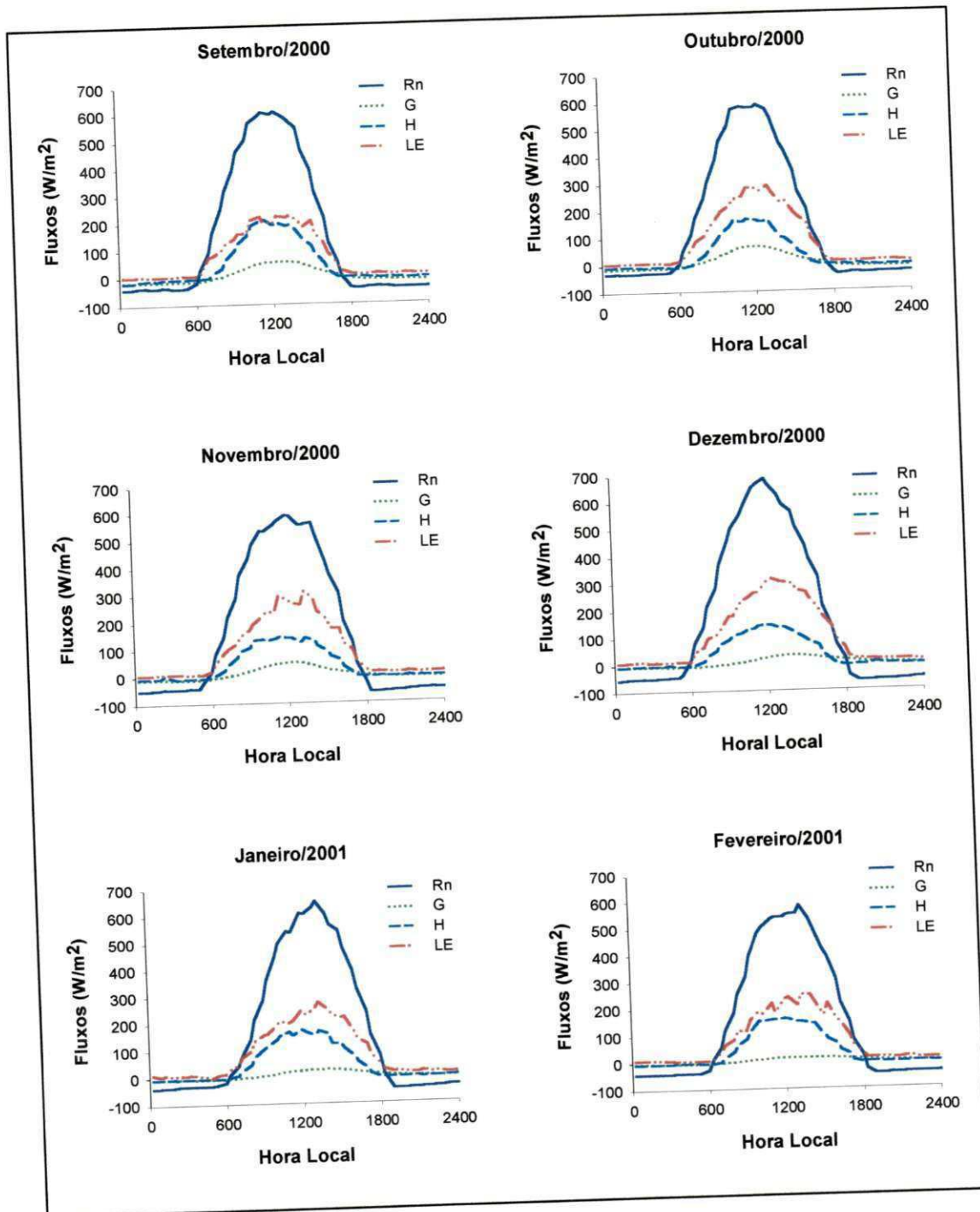


Figura 4.40. Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, para o período de setembro/2000 a fevereiro/2001.

Nos meses de junho e julho de 2001, a precipitação mensal foi bastante pequena (10 e 8mm, respectivamente) e em agosto de 2001 foi de 0 mm. Isso contribuiu para um aumento gradual do fluxo de calor sensível que teve os valores de 158,3; 183,3 e 226,5 W.m^{-2} , respectivamente, enquanto o fluxo de calor latente apresentou valores máximos de 154,4 ; 156,9 e 180,0 W.m^{-2} , respectivamente. Em junho o máximo do saldo de radiação foi o mais baixo (463,1 W.m^{-2}), porém aumentou um pouco em julho para 476,9 W.m^{-2} e em agosto voltou aumentar superando inclusive o valor máximo observado em abril (532,1 W.m^{-2}). Em setembro de 2001, mesmo com o início das precipitações (49 mm), o fluxo de calor sensível ainda foi maior do que o fluxo de calor latente, os quais apresentaram valores máximos de 283 e 131,4 W.m^{-2} , respectivamente. Vale salientar que as precipitações só começaram em meados do mês. O saldo de radiação apresentou máximo de 526,9 W.m^{-2} , valor praticamente idêntico ao de agosto (532,1 W.m^{-2}).

Em outubro de 2001, devido ao índice de precipitação acentuado de 111 mm, o valor máximo do fluxo de calor latente aumentou para 188,6 W.m^{-2} , enquanto o fluxo de calor sensível diminuiu em relação ao mês de setembro, caindo para (226,0 W.m^{-2}). O saldo de radiação em outubro de 2001 aumentou para 562,0 W.m^{-2} .

No mês de novembro a precipitação foi ainda maior 209 mm, com isso houve maior disponibilidade de água a superfície, o que proporcionou um pequeno aumento no fluxo de calor latente cujo máximo foi 205,7 W.m^{-2} e uma diminuição do fluxo de calor sensível para 212,0 W.m^{-2} . Neste mês o saldo de radiação atingiu 566,8 W.m^{-2} .

Em dezembro de 2001, no entanto, embora o máximo do saldo de radiação tenha aumentado para 601,9 W.m^{-2} , houve uma redução significativa dos fluxos H e LE. O máximo do fluxo de calor sensível caiu para 96,9 W.m^{-2} e o máximo do fluxo de calor latente para 168,9 W.m^{-2} . Verificou-se que LE também no período noturno apresentou

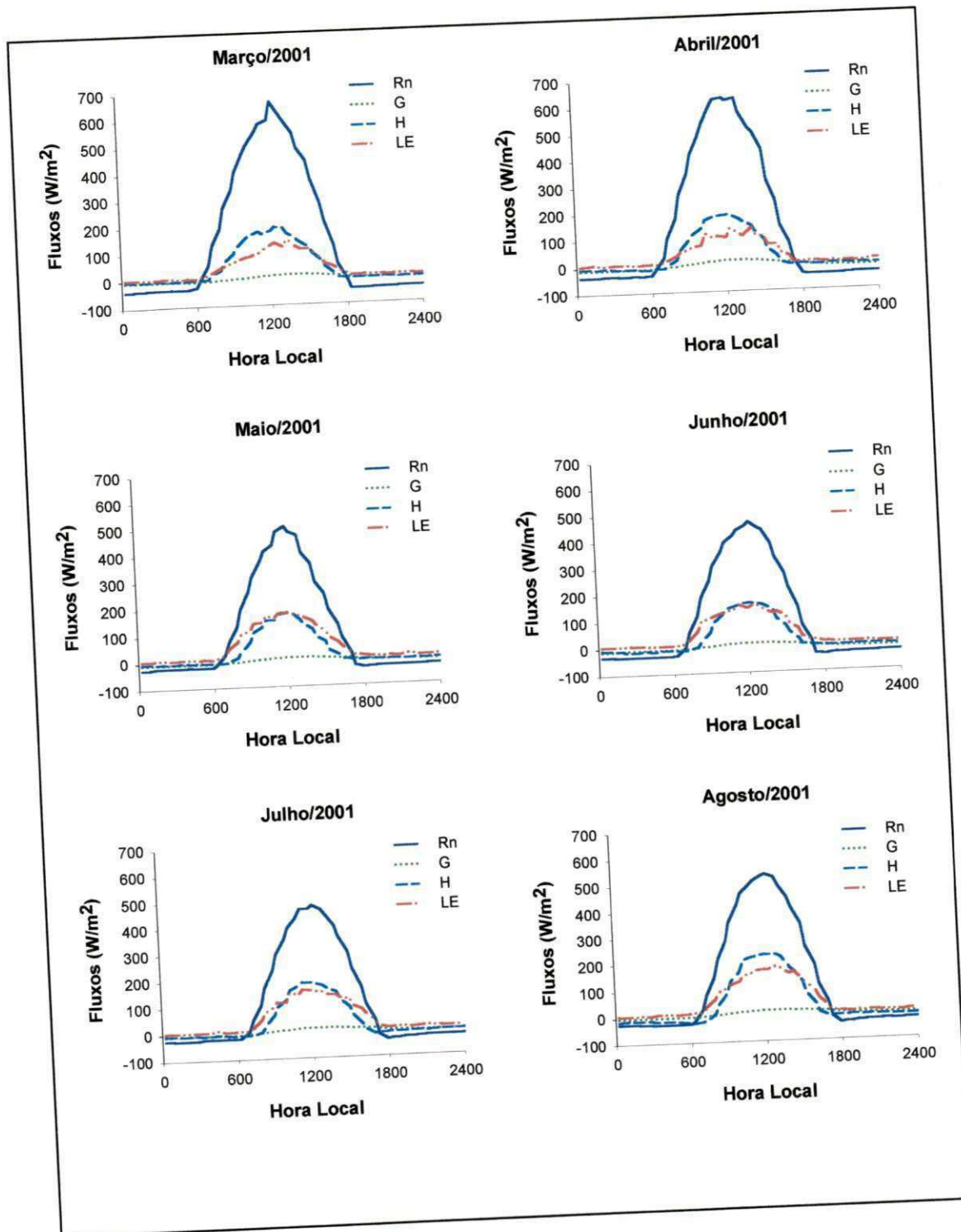


Figura 4.41. Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, para o período de março a agosto de 2001.

valores de até 30 W.m^{-2} , o que pode ser explicado pela existência de uma lâmina de água sobre a superfície da região em estudo, a qual teve início em dezembro de 2001 e durou até maio de 2002.

Comportamento semelhante ao verificado no mês de dezembro foi observado nos meses de janeiro e fevereiro, nos quais o saldo de radiação máximo foi de $685,5$ e $535,0 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente. Nesses dois meses devido a maior umidade relativa do ar, o fluxo de calor latente apresentou valores máximos ainda menores do que em dezembro $157,3 \text{ W.m}^{-2}$ e $114,8 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente. Por outro lado, o fluxo de calor sensível apresentou maior redução, atingindo valores máximos de apenas $71,6$ e $86,9 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

A mesma análise apresentada anteriormente sobre os componentes do balanço de energia obtidos pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, também foi feita para os componentes do balanço de energia determinados pelo método da razão de Bowen (Figuras 4.43 a 4.45). O ciclo diurno médio mensal do saldo de radiação apresentou uma pequena variação de um método para outro. Ressalva-se no entanto, o que foi dito anteriormente, ou seja, essa variável foi medida em níveis diferentes em cada um dos métodos citados.

Em setembro, os fluxos de calor latente e sensível atingiram valores de até $301,1$ e $286,0 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, enquanto que no mês de outubro esses valores passaram a ser de $336,6$ e $213,8 \text{ W.m}^{-2}$. Já no mês novembro, o máximo de LE alcançou $379,3 \text{ W.m}^{-2}$ e o valor máximo de H caiu para $187,9 \text{ W.m}^{-2}$. Em dezembro de 2000, observa-se que o fluxo de calor latente chegou a atingir valores ainda superiores ao mês anterior ($455,3 \text{ W.m}^{-2}$) enquanto que o fluxo de calor não ultrapassou $180,6 \text{ W.m}^{-2}$.

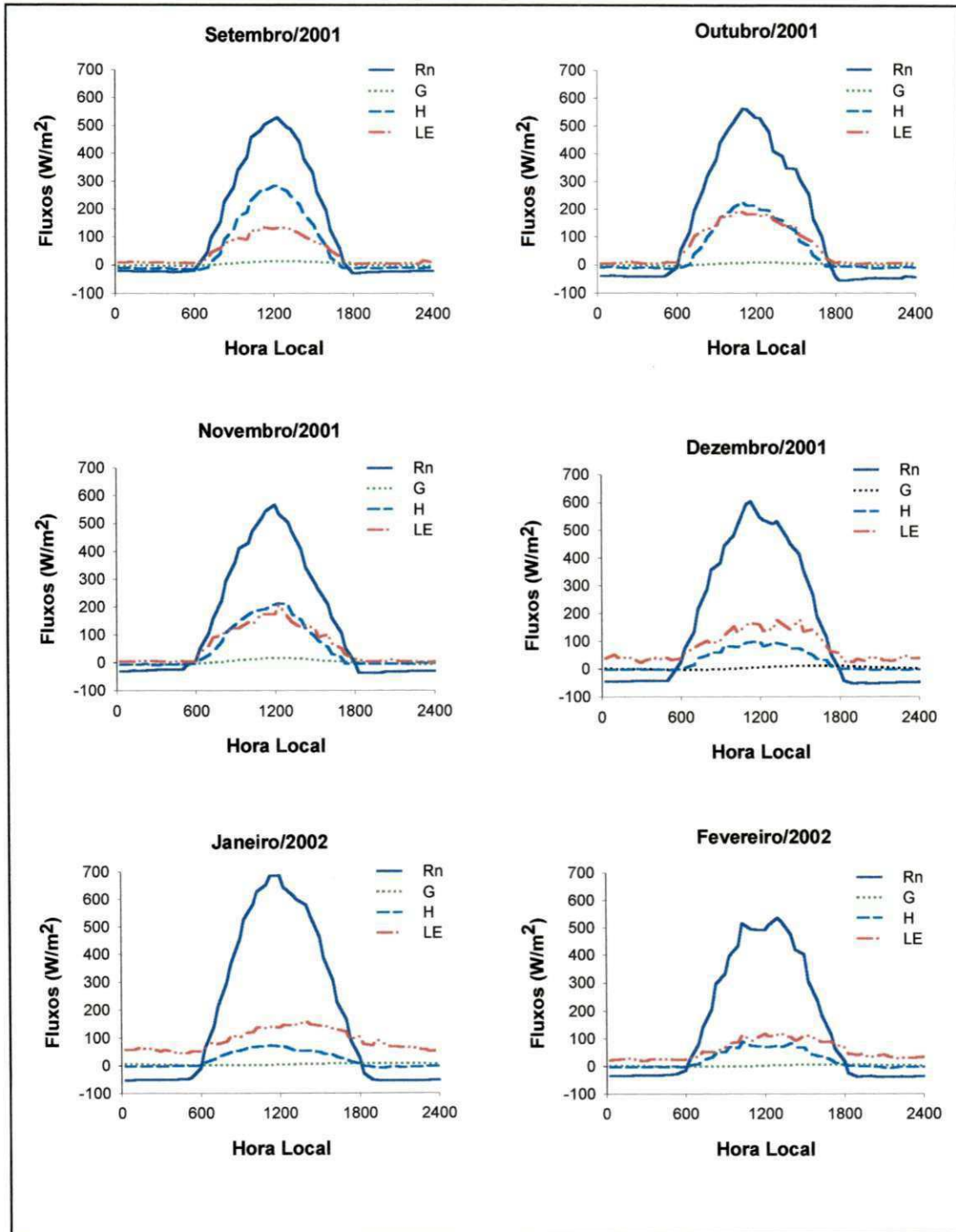


Figura 4.42. Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, para o período de setembro/2001 a fevereiro/2002.

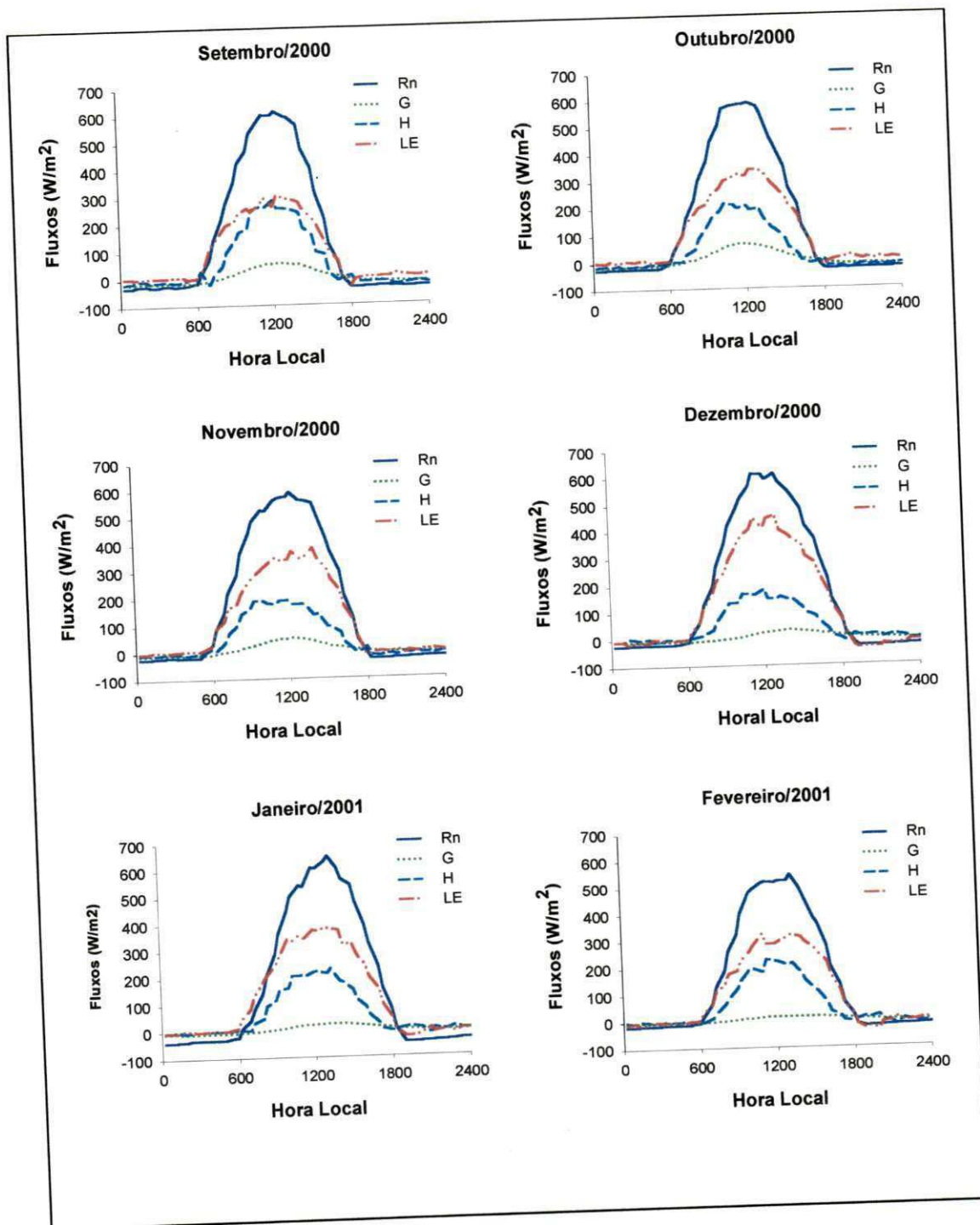


Figura 4.43. Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da razão de Bowen, para o período de setembro de 2000 a fevereiro de 2001.

No mês de janeiro de 2001 o fluxo de calor sensível aumentou, atingindo $227,2 \text{ W.m}^{-2}$ e o fluxo de calor latente máximo apresentou redução caindo para $377,1 \text{ W.m}^{-2}$. De fevereiro a março de 2001, o fluxo de calor latente diminuiu gradativamente, atingindo valores máximos de apenas $320,0 \text{ W.m}^{-2}$ em fevereiro e de $307,9 \text{ W.m}^{-2}$ em março. Já o fluxo de calor sensível atingiu nesses dois meses valores máximos de $226,7 \text{ W.m}^{-2}$ e $288,9 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

Embora no mês de abril a precipitação tenha sido de apenas 20 mm, o fluxo de calor latente apresentou valores de até $322,0 \text{ W.m}^{-2}$, enquanto H teve redução atingindo um valor máximo de apenas $274,2 \text{ W.m}^{-2}$. No mês de maio LE foi maior do que em abril e atingiu $351,6 \text{ W.m}^{-2}$, porém, H foi consideravelmente menor do que em abril atingindo um máximo de apenas $113,4 \text{ W.m}^{-2}$. Em junho os valores de LE e H foram de $300,9$ e $168,5 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, enquanto em julho LE foi um pouco menor ($284,2 \text{ W.m}^{-2}$) e H um pouco maior do maio ($176,7 \text{ W.m}^{-2}$).

Nos meses de agosto, setembro e outubro, o fluxo de calor sensível, atingiu valores máximos de $177,0$; $192,3$ e $230,4 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, enquanto os valores máximos do fluxo de calor latente foram respectivamente de $328,3$; $222,9$; e $257,4 \text{ W.m}^{-2}$.

Nos novembro de 2001, os valores máximos de LE aumentaram para $348,0 \text{ W.m}^{-2}$ e em dezembro para $381,1 \text{ W.m}^{-2}$. Quanto ao fluxo de calor sensível o máximo de LE aumentou para $254,8 \text{ W.m}^{-2}$ em novembro e decresceu para $160,7 \text{ W.m}^{-2}$ em dezembro.

Já no mês de janeiro de 2002, o fluxo de calor latente foi bem maior do que nos meses anteriores atingindo um valor máximo de $533,8 \text{ W.m}^{-2}$, o que indica que durante este mês houve maior evaporação. Entretanto, em janeiro o fluxo de calor sensível máximo foi de apenas $186,8 \text{ W.m}^{-2}$. Já em fevereiro de 2002, os máximos de H e LE foram, respectivamente, $177,3$ e $422,8 \text{ W.m}^{-2}$.

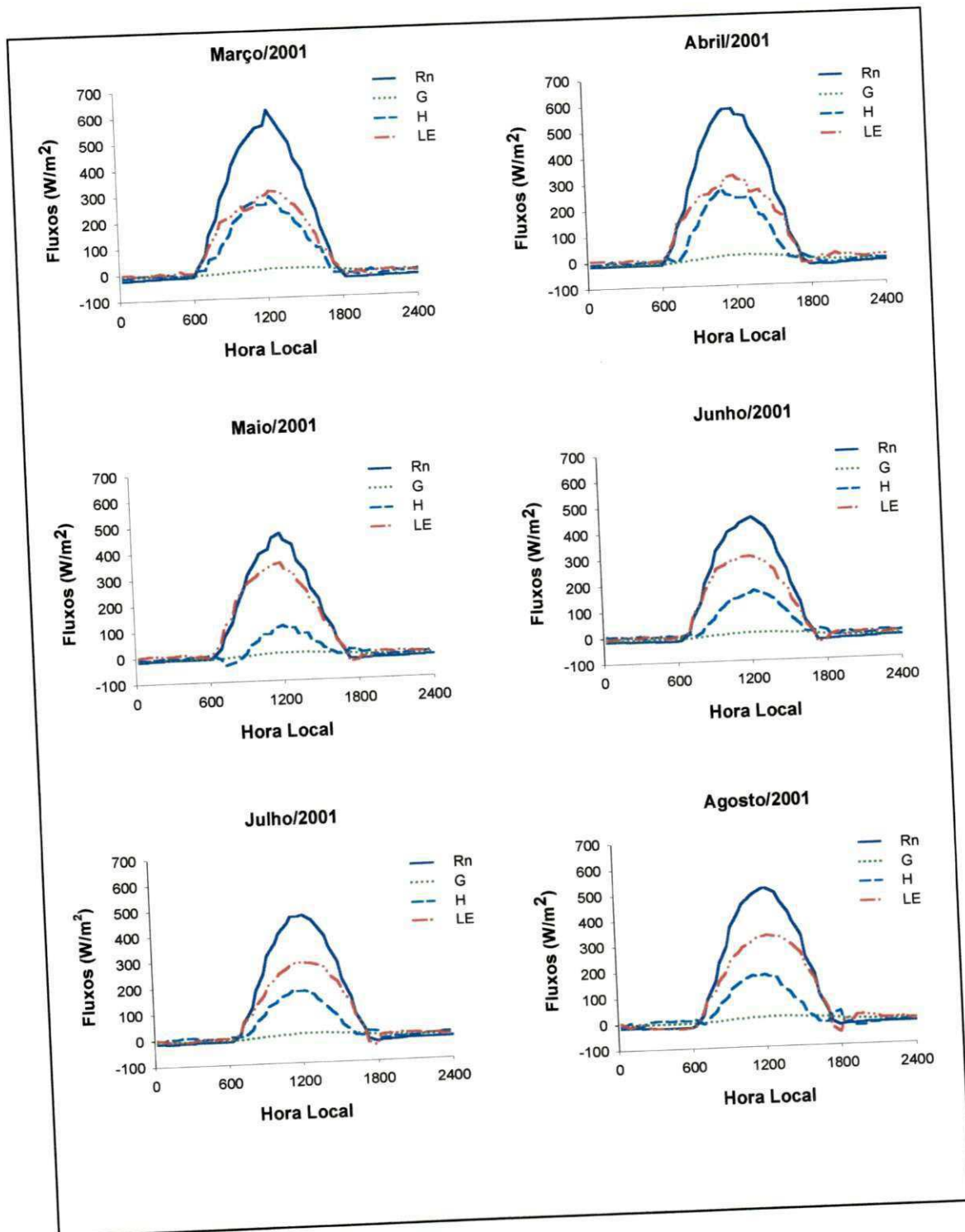


Figura 4.44. Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da razão de Bowen, para o período de março a agosto de 2001.

Diante do exposto, observa-se que de modo geral, o fluxo de calor sensível determinado pelo método da correlação dos vórtices turbulentos foi predominantemente subestimado ou equivalente ao obtido pelo método da razão de Bowen, embora, em alguns meses tenha sido superior. Entretanto, no caso do fluxo de calor latente, verificou-se que em todos os meses analisados, LE obtido pelo método da razão de Bowen foi superior ao determinado pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, e a diferença mais acentuada do que no caso do fluxo de calor sensível.

Nas Figuras 4.46, 4.47 e 4.48 é mostrada a evolução média diária da razão Bowen para cada mês do período estudado. Verifica-se analisando as curvas da razão de Bowen apresentadas nas Figuras 4.46, 4.47 e 4.48, que a razão entre os fluxos de calor sensível e latente (H/LE) para os meses de setembro de 2000 a fevereiro de 2001, calculada com base nos métodos da correlação dos vórtices turbulentos e do balanço de energia, assume comportamento diurno muito semelhante, o que representa valores de H/LE bem próximos quando considera-se médias diurnas mensais. Porém, entre março a setembro de 2001 (Figura 4.48), nota-se que houve defasagens bastante significativas na evolução das curvas em cada um desses meses. Acredita-se que isto pode estar associado a falhas nas medições pelo método da correlação dos vórtices turbulentos, a exemplo do que ocorreu nos meses de março e abril de 2002, quando foram identificadas falhas nos sensores do sistema de medição dos vórtices turbulentos. Contudo, a partir do mês de outubro de 2001 até fevereiro de 2002, observa-se que houve uma aproximação entre as curvas da razão de Bowen (H/LE), porém, não tão acentuada como ocorreu nos meses de setembro de 2000 a fevereiro de 2001. De um modo geral, verifica-se que a razão (H/LE) calculada com base nos componentes obtidos pelo método do balanço de energia foram em média superiores aquela calculada com os componentes resultantes do método da correlação dos vórtices turbulentos.

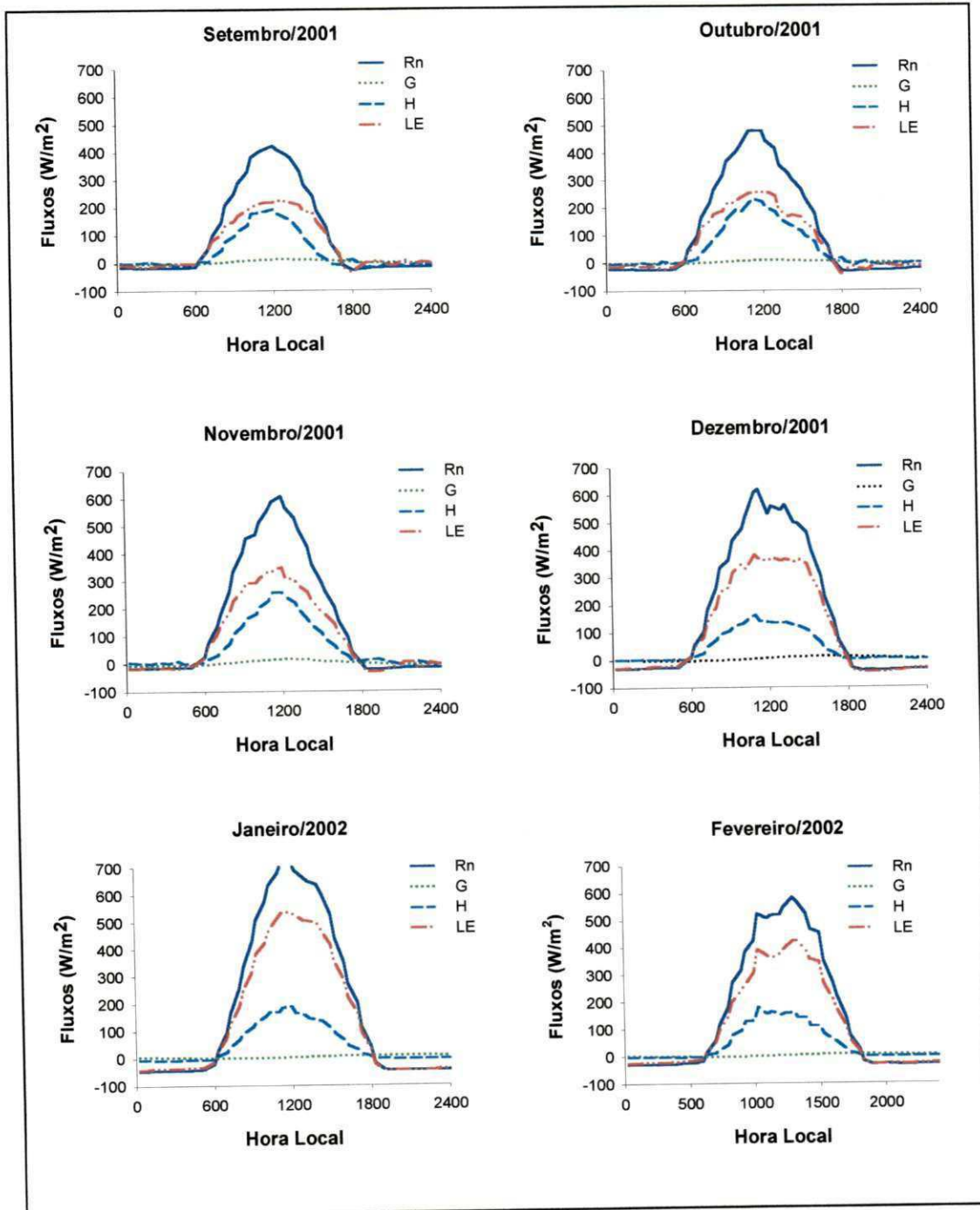


Figura 4.45. Ciclo diurno médio dos componentes do balanço de energia obtido pelo método da razão de Bowen, para o período de setembro de 2001 a fevereiro de 2001.

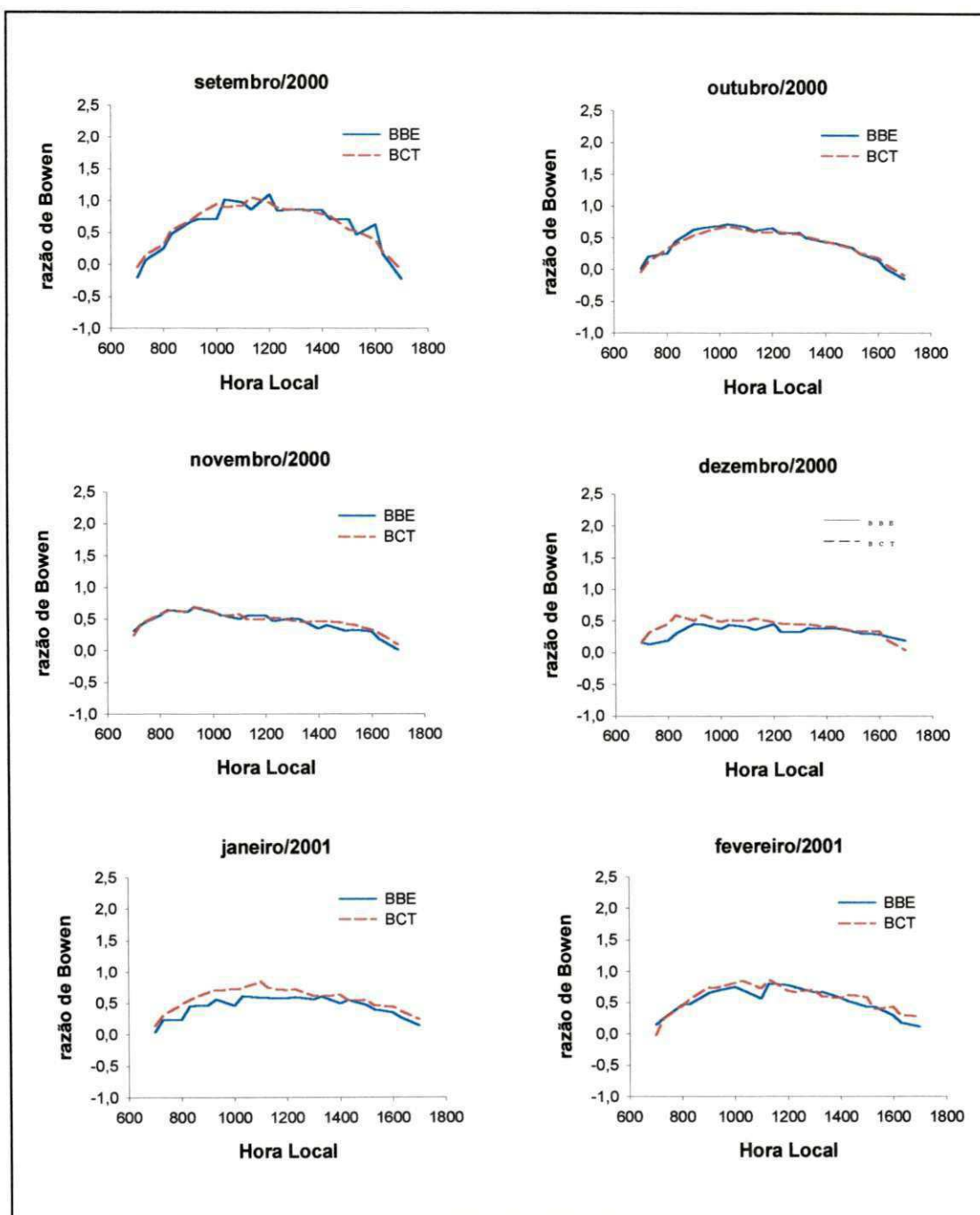


Figura 4.46. Evolução média diurna mensal da razão de Bowen determinada pelos métodos do balanço de energia (BBE) e da correlação dos vórtices turbulentos (BCT), para os meses de setembro de 2000 a fevereiro de 2001.

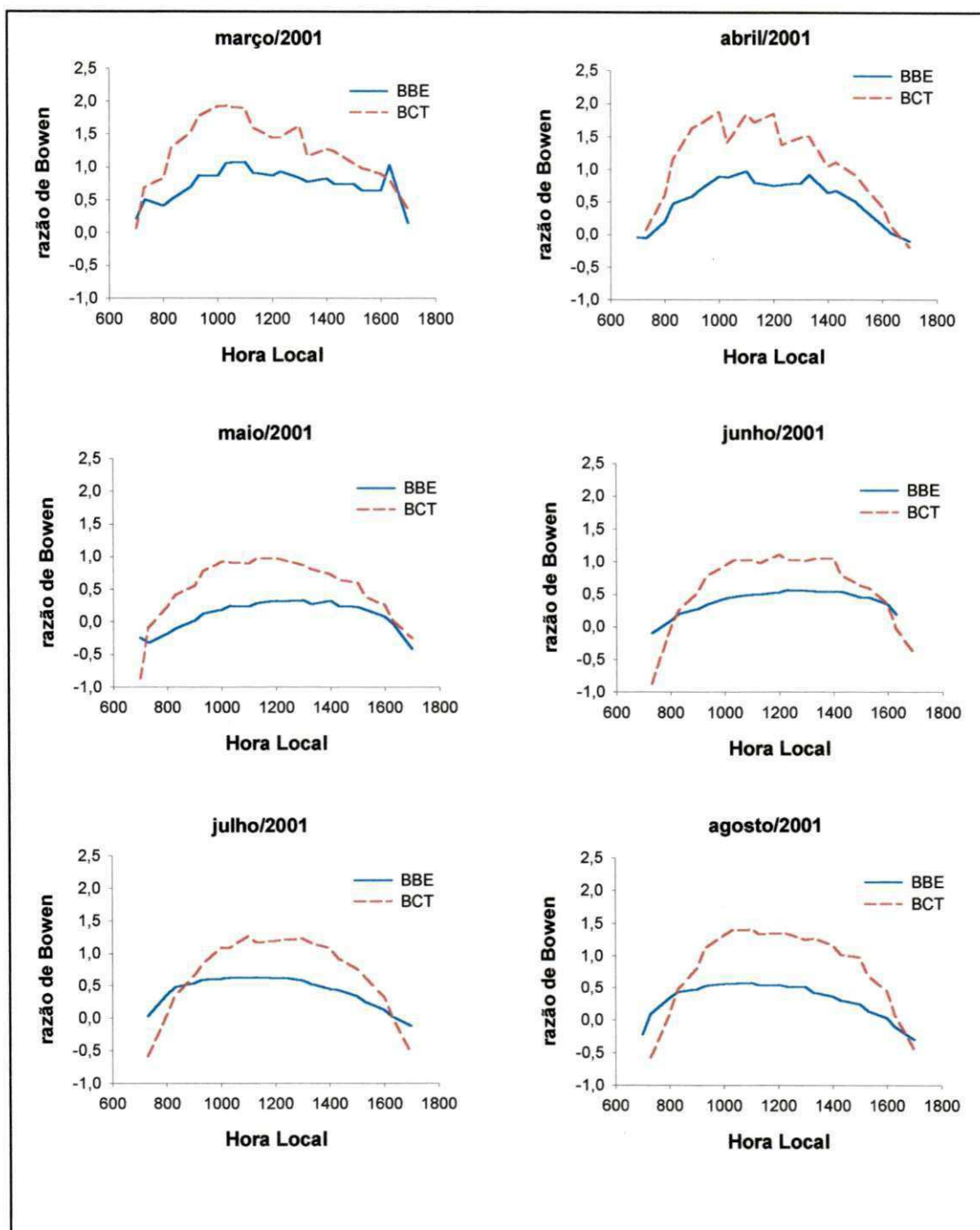


Figura 4.47. Evolução média diurna mensal da razão de Bowen determinada pelos métodos do balanço de energia (BBE) e da correlação dos vórtices turbulentos (BCT), para os meses de março de 2001 a agosto de 2001

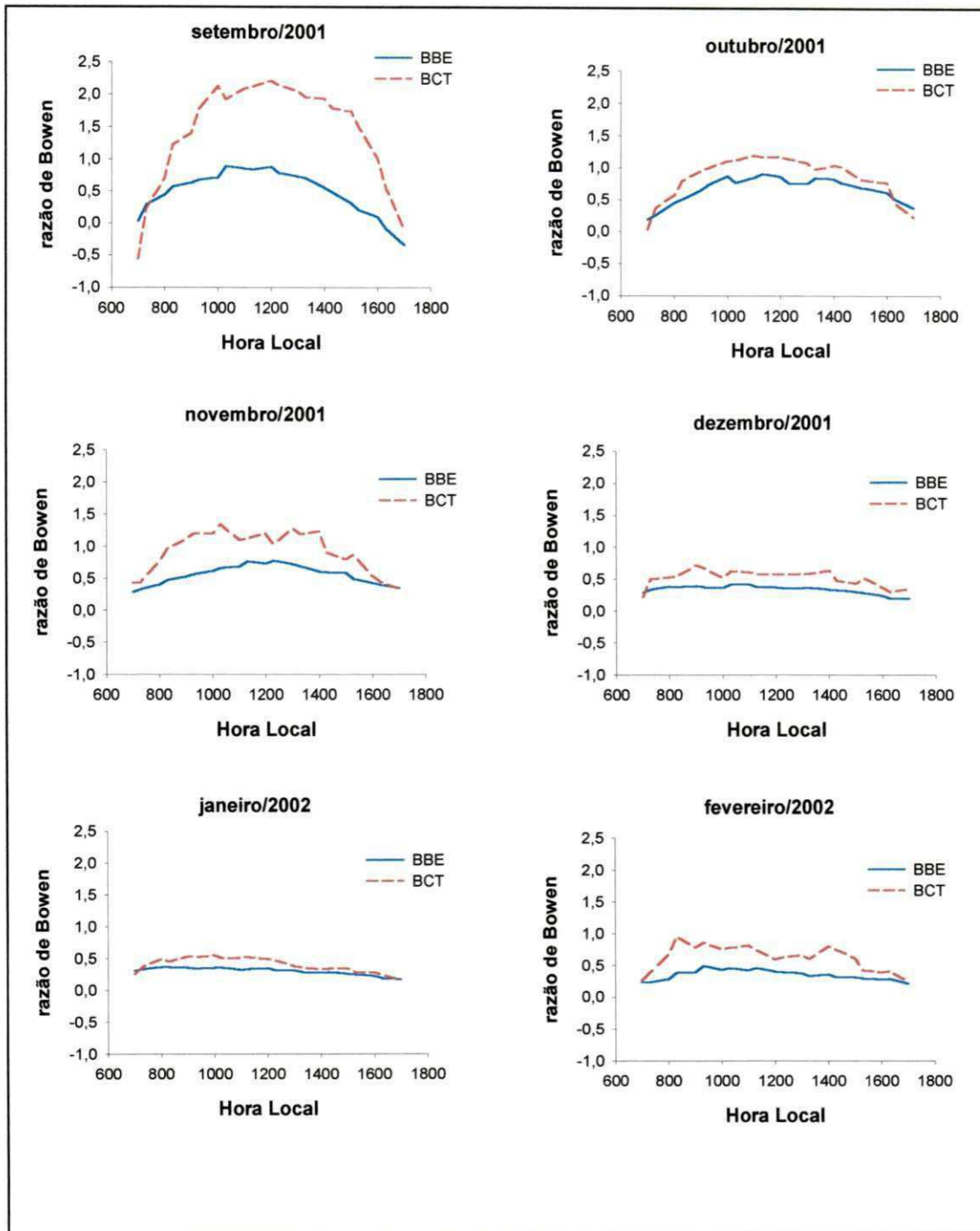


Figura 4.48. Evolução média diurna mensal da razão de Bowen determinada pelos métodos do balanço de energia (BBE) e da correlação dos vórtices turbulentos (BCT), para os meses de setembro de 2001 a fevereiro de 2002.

4.6. Comparação entre os métodos

Visando comparar os fluxos de calor latente e sensível calculados pelos métodos da razão de Bowen e da correlação dos vórtices turbulentos, utilizou-se dados médios dos referidos fluxos obtidos a cada meia hora para período de setembro a novembro de 2000. Os resultados mostram que os ciclos diurnos médios mensais de LE e H obtidos pelos dois métodos, apresentam comportamento bastante semelhante. No entanto, observa-se que tanto o fluxo de calor latente e como o fluxo de calor sensível obtidos pelo método do balanço de energia (LE_B e H_B) superestimaram os respectivos fluxos calculados pelo método da correlação dos vórtices turbulentos (LE_C e H_C). Deste modo, pode ser observado nas Figuras 4.49 que LE_B superestimou LE_C em cerca de 22%. A relação entre os fluxos de calor latente obtidos pelos dois métodos é representada pela seguinte equação $LE_B = 1,2196 LE_C + 9,3105$; ($R^2 = 0,804$). Percebe-se que em instantes há uma acentuada dispersão dos pontos em torno da reta 1:1.

Por outro lado, observa-se analisando a Figura 4.50, que no caso do fluxo de calor sensível H_B (obtido pelo método do balanço de energia) superestimou H_C (obtido pelo método da correlação dos vórtices turbulentos) em aproximadamente 23%. A relação entre os fluxos de calor sensível obtidos pelos dois métodos citados é representada pela seguinte equação $H_B = 1,2328 H_C + 1,4505$; ($R^2 = 0,830$). No caso do fluxo de calor sensível nota-se que a dispersão dos pontos em torno da reta 1:1, não tão acentuada quanto no caso do fluxo de calor latente. Isso indica que há uma maior aproximação dos valores de H_B e H_C.

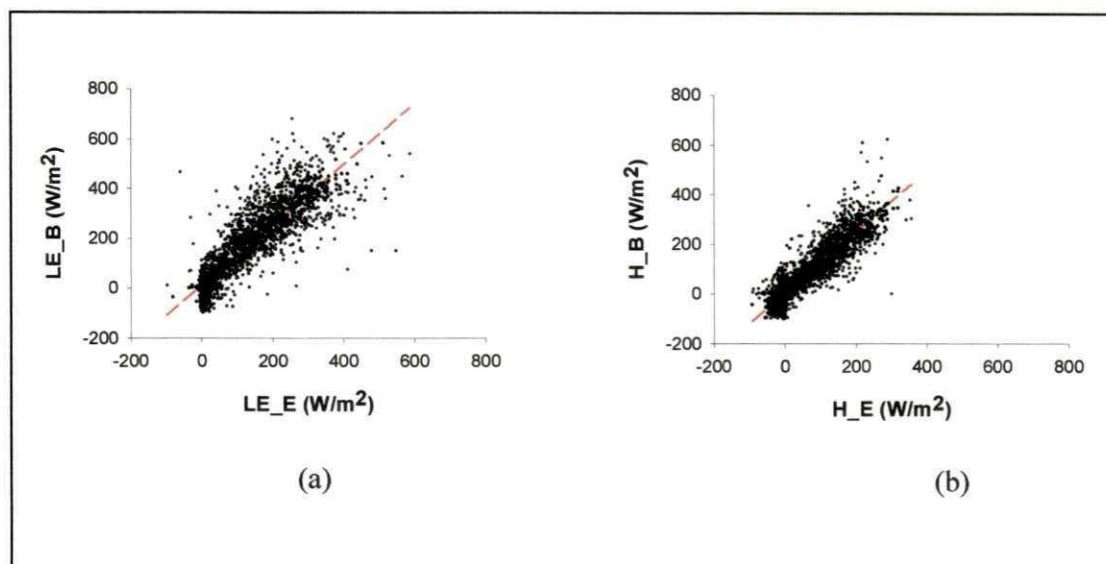


Figura 4.49. Fluxos horários de: (a) calor latente determinados pelo método da correlação dos vórtices turbulentos (LE_C) e pelo método da razão de Bowen (LE_B); (b) calor sensível determinados pelo método da correlação dos vórtices turbulentos (H_C) e pelo método da razão de Bowen (H_B), para o período de setembro a novembro de 2000.

CAPÍTULO 5

5. CONCLUSÕES

- Verificou-se que no Pantanal existem três períodos distintos com relação à precipitação pluviométrica: o período seco que ocorre nos meses de inverno; o período chuvoso que ocorre nos meses de verão; e o período de transição que ocorre no mês de setembro quando iniciam-se as precipitações.

- No período seco, observou-se que fortes gradientes de temperatura ocasionam ventos mais intensos durante o dia, enquanto a baixa umidade do ar contribui para um maior aquecimento do solo, visto que possibilita uma maior incidência de radiação a superfície.

- Embora chegue menos radiação no período frio (seco) no Pantanal, devido ao solo encontrar-se mais seco do que nos demais períodos, proporcionalmente uma maior quantidade de radiação é refletida, com isso o albedo torna-se maior do que nas demais épocas do ano.

- Constatou-se que durante a passagem de frentes frias sobre a região do Pantanal, o comportamento das variáveis estudadas pode sofrer intensa modificação. No caso específico da radiação solar incidente verificou-se que durante a passagem de uma frente fria, dependendo de sua intensidade, pode haver redução de até 85% nesta radiação. Por outro lado, a temperatura média diária apresentou uma queda de até 14°C.

- A formação de lâmina de água sobre a superfície do Pantanal também modificou o comportamento das variáveis meteorológicas e conseqüentemente dos componentes do balanço de radiação e energia. Particularmente, no caso do albedo, à medida que a espessura da lâmina de água foi aumentando (diminuindo), houve um decréscimo (aumento) deste parâmetro, o qual é explicado pelo fato de que quanto maior for a espessura da lâmina de água mais radiação é absorvida e conseqüentemente menos radiação é refletida.

- Na medida em que houve maior armazenamento de energia (aquecimento) pela lâmina de água, ocorreu uma contínua transferência de calor para a camada de ar adjacente. Deste modo, como a temperatura não apresentou grande flutuação, houve uma diminuição da amplitude térmica.

- Os totais diários do fluxo de calor latente apresentaram sincronismo com o saldo de radiação, ou seja, a curva dos totais diários de LE, mostrou um comportamento semelhante a do saldo de radiação, chegando a representar cerca de 80% da energia disponível durante o período de permanência da lâmina de água. No entanto, durante os meses secos (ausência de lâmina de água), o fluxo de calor latente chegou a representar menos que 20% de R_n .

- Por outro lado, o fluxo de calor sensível diário representou durante o período de ocorrência de lâmina de água apenas 20% da energia disponível; porém, durante o período seco ou de pouca precipitação pluviométrica, essa componente

predominou em relação aos demais componentes do balanço de energia chegando a representar até 84% de R_n .

- Diante do exposto, fica bastante claro que durante o período de cheia o fluxo de calor latente é o componente do balanço de energia que mais utiliza a energia disponível, enquanto durante o período de seca o fluxo de calor sensível é a componente que utiliza a maior parte da energia disponível. Finalmente, o fluxo de calor no solo não representou uma porção significativa do saldo de radiação.

- Considerando a abrangência territorial do Pantanal e conseqüentemente, a importância climática dessa região, recomenda-se que mais estudos sejam desenvolvidos no local de realização deste experimento bem como em outros locais, para que sejam aprofundados os estudos sobre os balanços de radiação e de energia desse ecossistema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. Academic Press, San Diego, 1988.

ALADOS, I., FOYO-MORENO, I., OLMO, F. J., ALADOS-ARBOLEDAS, L. Relationship between net radiation and solar radiation for semi-arid shrub-land. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 116, p. 221-227, 2003.

AUBINET, M., GRELE, A., IBROM, A., RANNIK, U., MONCRIEFF, J., FOKEN, T., KOWALSKI, A.S., MARTIN, P.H., BERBIGIER, P., BERNHOFER, CH., CLEMENT, R., ELBERS, J., GRANIER, A., GRUNDWALD, T., MORGENSTERN, K., PILEGAARD, K., REBMANN, C., SNIJDERS, W., VALENTINI, R., VESALA, T. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113-175, 2000.

AZEVEDO, P. V., LEITÃO, M. M. V. B. R., SOUSA, I. F., MACIEL, G. F. Balanço de radiação sobre culturas irrigadas no semi-árido do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 5(1), 403-410, 1990.

BRANCO, S. M. **Pantanal Mato-Grossense**. Editora Moderna, Coleção Desafios, São Paulo, 1997.

BURBA, G.G., VERMA, S.B., KIM, J. Surface energy fluxes of *Phragmites australis* in a prairie wetland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 94, p. 31-51, 1999.

CHIN CHOY, E. W.; Kanemasu, E. T. Energy balance comparisons of wide and narrow row spacings in sorghum. **Agronomy Journal**, Madison, v. 66, p. 98-100, 1974.

CULF, A. D., FOKEN, T., GASH, J. H. C. The energy balance closure problem. Biosphere Aspects of the Hydrological Cycle (BAHC) Synthesis - Draft 11/12/2000 - Chapter C3 Culf-v5 - Geneva, Switzerland.

DEACON, E. L. Physical processes near the surface of the Earth. World Survey of Climatology. **General Climatology**, Elsevier Publishing Company, v. 2, p 39-104, 1969.

DESJARDINS, R. L. Energy budget by an eddy correlation method. **Journal of Applied Meteorology**, v.16, p. 248-250, 1977.

FEITOSA, J. R. P. **Balanço de energia e evapotranspiração em área de pastagem e de floresta densa na Amazônia**. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal da Paraíba - DCA – CMM TD N° 03 – 1996.

FISCH, G., TOTA, J., MACHADO, L. A. T., SILVA DIAS, M. A. F., LYRA, R. F. F., NOBRE, C. A., DOLMAN, A J., CULF, A. D., HALVERSON, J., FUENTES, J. D. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, 2000.

GALVÃO, J.A.C.; FISCH, G. Balanço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji- Paraná, RO). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.15, n.2, p. 25-37, 2000.

GIELOW, R., BUENO, A. M., PINTO, W. O., SANTOS ALVALÁ, R. C., MANZI, A. O. Estudo da partição de energia sobre terrenos complexos cobertos com lâmina d'água em setor do Pantanal Matogrossense. *In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Anais..., p. 2546-2554, Rio de Janeiro, 2000.

GIELOW, R., SANTOS ALVALÁ, R. C., MANZI, A. O., SOUZA, A., ARLINO, P. R. A. Temperaturas no solo, com e sem cobertura de lâmina d'água, no Pantanal Sul Matogrossense em 2001 e 2002. *In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Anais...*, p. 2801-2807, Foz do Iguaçu, 2002.

GOULDEN, M.L., DAUBE, B. C., FAN, S. M., SUTTON, D.J., BAZZAZ, A., MUNGER, J.W., WOFSY, S. C. Physiological responses of a black spruce forest to weather. **Journal of Geophysical Research**, v. 102 (D24), 28987-28996, 1997.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Academic Press, 2^aed, 1979.

KUBOTA, P, Y. **Camada limite do Pantanal Mato-Grossense: análise observacional e simulação numérica**. São José dos Campos. 187p. Dissertação de Mestrado em Meteorologia – INPE, 2002.

KUBOTA, P, Y., MANZI, A. O., SILVA DIAS, M. A. F. Simulação numérica da Camada limite do Pantanal Mato-Grossense. *In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Anais...*, p. 2764-2772, Foz do Iguaçu, 2002.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de radiação e energia numa cultura de soja irrigada**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Paraíba - DCA – CMM TD N° 03 – 1989.

LEITÃO, M. M. V. B. R.; OLIVEIRA, G. M. Influência da irrigação sobre o albedo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 4, n.2, p.214-218, 2000. Campina Grande, PB, DEAg/UFPB.

LEITÃO, M. M. V. B. R., SANTOS, J. M., OLIVEIRA, G. M. Estimativas do albedo em três ecossistemas da floresta amazônica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.6, n.2, p.256-261, 2002.

MAGALHÃES, N. W. **Conheça o Pantanal**. Terragraph, 400 p., São Paulo, 1992.

MAHRT, L. Flux sampling errors for aircraft and tower data. **Journal Atmospheric Oceanic**, v. 15, p. 416-429, 1998.

MARQUES FILHO, E. P. **Alguns aspectos teóricos e experimentais da camada limite superficial acima do Pantanal Matogrossense**. São José dos Campos. 130p. (INPE – 7501 – TDI/716). Dissertação de Mestrado em Meteorologia – INPE, 2000.

MARTINS, R. W. A. **Balanco de radiação e energia em área reflorestada com algaroba no seridó do Rio Grande do Norte**. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal da Paraíba - DCA – CMM TD N° 09 – 2000.

McCAUGHEY, J. H., LAFLEUR, P. M., JOINER, D. W., BARTLETT, P. A., COSTELLO, A. M., JELINSKI, D. E., RYAN, M. G. Magnitudes and seasonal patterns of energy, water and carbon exchanges at a boreal young jack pine in the BOREAS northern study area, **Journal Geophysical Research**, v. 102 (D24), p. 28997-29007, 1997.

MONCRIEFF, J.B., MASSHEDER, J.M., DE BRUIN, H.A.R., ELBERS, J., FRIBORG, T., HEUSINKVELD, B., KABAT, P., SCOTT, S., SOEGAARD, H., 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.

MOORE, C.J.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 1-3, n. 38, p. 147-169, 1986.

OLIVEIRA, G. M. **Advecção sobre um cultivo de amendoim irrigado**. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal da Paraíba - DCA – CMM TD N° 04 – 1998.

OLIVEIRA, G. M.; LEITÃO, M. M. V. B. R. Estimativas da evapotranspiração e as conseqüências devido aos erros na determinação de saldo de radiação e efeitos advectivos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.3, p.343-347, 2000. Campina Grande , PB, DEAg/UFPB.

ROSENBERG, N. J.; VERMA, S. B. Extreme evapotranspiration by irrigated alfafa: a consequence of the 1976 Midwestern Drought. **Journal of Applied Meteorology**, p. 934-941, 1978.

SPITTLEHOUSE, D. L.; BLACK, T. A. Determination of forest evapotranspiration using Bowen Ratio and Eddy Correlation measurements. **American Meteorological Society**, p. 647-348, 1979.

SILVA, R. C. **Estudo do balanço de radiação no Pantanal Sul Matogrossense**. São José dos Campos. 213p. (INPE – 9776 – TDI/860). Dissertação de Mestrado em Meteorologia – INPE, 2002.

SIQUEIRA, A. A. **Avaliação do microclima em área de caatinga e área reflorestada com algaroba no semi-árido**. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal da Paraíba - DCA – CMM TD N° 07 – 1997.

TODD, R. W., EVETT, S. R., HOWELL, T. A. The Bowen ratio energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa. **Agricultural and forest Meteorology**, v103, p. 335-348, 2000.

TWINE, T. E., KUSTAS, W. P., NORMAN, J. M., COOK, D. R., HOUSER, P. R., MEYERS, T. P., PRUEGER, J. H., STARKS, P. J., WESELY, M.L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and forest Meteorology**, v. 103, p. 279-300, 2000.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Ed. Universidade Federal de Viçosa/ Imprensa Universitária, 449p., Viçosa, 1991.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. **Journal Atmospheric Oceanic Tec.**, v. 14, p. 512-526, 1997.

ZERI, L. M. M. **Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do Pantanal Mato-grossense nos períodos úmido e seco.** São José dos Campos. Dissertação de Mestrado em Meteorologia – INPE, 2002.