

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ESTIMATIVA SAZONAL DA EMISSIVIDADE  
ATMOSFÉRICA DO PANTANAL MATO-GROSSENSE**

**LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO**

**PROF<sup>a</sup>. DR<sup>a</sup> IRAMAIA JORGE CABRAL DE PAULO**  
**Orientadora**

Cuiabá, MT, 2011

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ESTIMATIVA SAZONAL DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA  
DO PANTANAL MATO-GROSSENSE**

**LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO**

*Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Física Ambiental.*

**PROF<sup>a</sup>. DR<sup>a</sup>. IRAMAIA JORGE CABRAL DE PAULO  
ORIENTADORA**

Cuiabá, MT, 2011

## FICHA CATALOGRÁFICA

C975e Curado, Leone Francisco Amorim

Estimativa sazonal da emissividade atmosférica do Pantanal mato-grossense / Leone Francisco Amorim Curado. – 2011.

xiv, 56 f. : il. ; color.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Iramaia Jorge Cabral de Paulo.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Pós-graduação em Física Ambiental, 2011.

Bibliografia: f. 52-56.

1. Meio ambiente atmosférico. 2. Radiação atmosférica – Equação de Brutsaert. 3. Emissividade atmosférica. 4. Pantanal mato-grossense – Balanço de radiação. I. Título.

CDU – 504.32:51-7:53(817.2:252.6)

Ficha elaborada por: Rosângela Aparecida Vicente Söhn – CRB-1/931

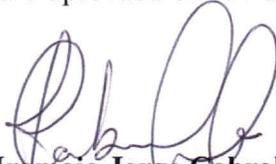
**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO**  
**INSTITUTO DE FÍSICA**  
**Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental**

**FOLHA DE APROVAÇÃO**

**TÍTULO: ESTIMATIVA SAZONAL DA EMISSIVIDADE  
ATMOSFÉRICA NO PANTANAL MATO-GROSSENSE**

**AUTOR: LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO**

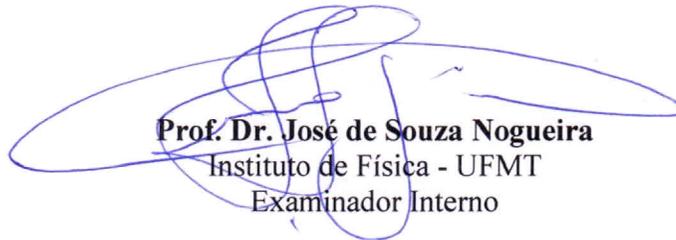
Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em 04 de maio de 2011, pela comissão julgadora:



**Profa. Dra. Iramáia Jorge Cabral de Paulo**  
Instituto de Física - UFMT  
Orientadora



**Profa. Dra. Rozilaine Aparecida Pelegrine Gomes de Faria**  
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Mato Grosso – IFMT  
Examinadora Externa



**Prof. Dr. José de Souza Nogueira**  
Instituto de Física - UFMT  
Examinador Interno

## DEDICATÓRIA

Á Deus pela vida, a minha esposa Patricia por toda dedicação, amor e compreensão nesta caminhada, a minha filha Ana Júlia que está por vir, que seja mais um anjo a nos guiar, aos meus pais Francisco e Eliete por todo amor e dedicação.

## AGRADECIMENTOS

- À Deus, Nosso Senhor Jesus Cristo, pelo dom da vida e por tudo que nela tem acontecido;
- À Professora Doutora Iramaia Jorge Cabral de Paulo, pela orientação, incentivo, pela paciência, pelo empenho dedicação e principalmente, pela amizade;
- Ao Professor Doutor José de Souza Nogueira (Paraná) e a Professora Doutora Marta Cristina Jesus de Albuquerque Nogueira, pelo incentivo, apoio e confiança e por serem grandes amigos.
- A minha esposa, meus pais irmãos e todos meus familiares pela compreensão e apoio nesta caminhada.
- A todos os professores do Programa de Pós Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, dos quais adquiri amizade, conhecimento e lições de vida.
- À Soilce e Cezário pela colaboração, sempre que precisei, e pela amizade
- A todos os colegas de curso que me ajudaram e com os quais aprendi muito
- A um colega que apesar do pouco tempo de convivência demonstrou garra, dedicação e esforço como poucos que já conheci, esta é uma singela homenagem ao Sr. Vicente Bellaver (in memoriam)
- Aos amigos e companheiros dos trabalhos que de uma forma ou de outra contribuíram para esta pesquisa Thiago Rangel, Jonathan, Allan, Adilson, André, Wagner e Edson.
- Aos meus amigos de fé, irmãos de todas as horas e todos os lugares seja a pé, de carro ou de ônibus, quero prestar um agradecimento especial a Thiago Rangel Rodrigues, Jonathan Willian Zangeski Novais e Allan Gonçalves de Oliveira.
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro.

## EPÍGRAFE

“Cai um milhão de vezes, Deus me levantou um milhão e uma, porque para Deus não importou quantas vezes cai e sim quantas vezes eu decidi levantar”

Leone Francisco Amorim Curado

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>viii</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>x</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS .....</b>	<b>xi</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>xiii</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>xiv</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1. PROBLEMÁTICA.....	1
1.2. JUSTIFICATIVA .....	2
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>4</b>
2.1. O PANTANAL MATO-GROSSENSE.....	5
2.2. BALANÇO DE RADIAÇÃO .....	7
2.3. BALANÇO DE ONDAS LONGAS .....	10
<b>3. MATERIAL E MÉTODO .....</b>	<b>13</b>
3.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EXPERIMENTAL.....	13
3.2 INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA .....	14
3.3. EMISSIVIDADE DE UM CORPO .....	19
3.4. ESTIMATIVA DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA ATRAVÉS DA EQUAÇÃO DE BRUTSAERT .....	20
3.5. CÁLCULO DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA ATRAVÉS DO BALANÇO DE RADIAÇÃO .	21
3.6. ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	22
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>24</b>
4.1. COMPORTAMENTO SAZONAL DAS VARIÁVEIS UTILIZADAS .....	24
4.1.1. Radiação global .....	24
4.1.2. Saldo de radiação.....	27
4.1.3. Radiância do solo .....	30
4.1.4. Temperatura do ar .....	33
4.1.5. Radiância da atmosfera .....	37
4.1.6. Umidade Relativa .....	39
4.2. EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA.....	42
4.2.1 Emissividade atmosférica no período chuvoso.....	42
4.2.2 - Emissividade atmosférica no período seco .....	44

4.2.3. Variações sazonais da emissividade atmosférica .....	45
4.2.4. Radiância atmosférica utilizando os valores da emissividade .....	47
4.2.5. Análise estatística do modelo .....	49
<b>5. CONCLUSÕES .....</b>	<b>50</b>
<b>Perspectivas Futuras.....</b>	<b>51</b>
<b>Trabalhos em caminhados.....</b>	<b>51</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>52</b>
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS CONSULTADAS.....</b>	<b>56</b>

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 1** - Localização da área de estudo

**Figura 2** - Torre micrometeorológica no Cambarazal

**Figura 3** - Ilustração do saldo radiômetro usado para medir o saldo de radiação

**Figura 4** - Saldo radiômetro instalado no Cambarazal a 33m de altura

**Figura 5** - Piranômetro (LI - 200) utilizado para medir a radiação global incidente a 33m de altura

**Figura 6** - Termohigrômetro instalado em seu suporte utilizado para medir a temperatura e umidade relativa do ar no Cambarazal a 33,7m de altura

**Figura 7** - Termistor utilizado para medir a temperatura do solo no Cambarazal

**Figura 8** - Valores médios diários da radiação global no período chuvoso juntamente com a média do período

**Figura 9** - Valores médios diários da radiação global no período seco juntamente com a média do período

**Figura 10** - Valores médios diários da radiação global nos períodos chuvoso e seco

**Figura 11** - Valores médios diários do saldo de radiação no período chuvoso juntamente com a média do período

**Figura 12** - Valores médios diários do saldo de radiação no período seco juntamente com a média do período

**Figura 13** - Valores médios diários do saldo de radiação nos períodos chuvoso e seco

**Figura 14** - Valores médios diários da radiância do solo no período chuvoso juntamente com a média do período

**Figura 15** - Valores médios diários da radiância do solo no período seco juntamente com a média do período

**Figura 16** - Valores médios diários da radiância do solo nos períodos chuvoso e seco

**Figura 17** - Valores médios diários da temperatura do solo nos períodos chuvoso e seco

**Figura 18** - Valores médios diários da temperatura do ar no período chuvoso juntamente com a média do período

**Figura 19** - Valores médios diários da temperatura do ar no período seco juntamente com a média do período

**Figura 20** - Valores médios diários da temperatura do ar nos períodos chuvoso e seco

**Figura 21** - Valores médios diários da radiância da atmosfera no período chuvoso juntamente com a média do período

**Figura 22** - Valores médios diários da radiância da atmosfera no período seco juntamente com a média do período

**Figura 23** - Valores médios diários da radiância da atmosfera nos períodos chuvoso e seco

**Figura 24** - Valores médios diários da umidade relativa do ar no período chuvoso juntamente com a média do período

**Figura 25** - Valores médios diários da umidade relativa do ar no período seco juntamente com a média do período

**Figura 26** - Valores médios diários da umidade relativa do ar nos períodos chuvoso e seco

**Figura 27** - Valores médios diários calculados e estimados da emissividade atmosférica no período chuvoso

**Figura 28** - Valores médios diários calculados e estimados da emissividade atmosférica no período seco

**Figura 29** - Valores médios diários calculados da emissividade atmosférica nos períodos chuvoso e seco

**Figura 30** - Valores médios diários da radiância atmosférica considerando os valores de emissividade encontrados neste estudo no período chuvoso

**Figura 31** - Valores médios diários da radiância atmosférica considerando os valores de emissividade encontrados neste estudo no período seco

## **LISTA DE TABELAS**

**Tabela 1** - Valores mínimos, máximos e médios da emissividade atmosférica calculada e estimada nos períodos chuvoso e seco

**Tabela 2** - Valores mínimo, máximo e médio da radiância atmosférica calculada e estimada utilizando os valores da emissividade encontrados neste estudo nos períodos chuvoso e seco

## LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

$R_n$  – Saldo de radiação

BOC – Balanço de Ondas Curtas

BOL – Balanço de Ondas Longas

$R_g$  – Radiação global

$\alpha$  – Albedo da superfície

$E_s$  – Radiância do solo

$E_a$  – Radiância da atmosfera

$T$  – Temperatura do corpo

$T_s$  – Temperatura do solo

$T_a$  – Temperatura do ar

$\varepsilon$  – Emissividade atmosférica

$\varepsilon_c$  – Emissividade do corpo

$\sigma$  – Constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ )

$L_d$  – Radiação proveniente da atmosfera

$e$  – Pressão atual de vapor

$e_s$  – Pressão de saturação

UR – Umidade relativa do ar

$n$  – Números de dados da amostra

$d_i$  – Diferença entre os valores estimados e calculados

$R^2$  – Coeficiente de determinação

$y_i$  – Valores calculados da emissividade atmosférica

SQR – Soma dos quadrados dos resíduos

$SQT_{nc}$  – Soma dos quadrados total não corrigida pela média

DMA – Desvio médio absoluto

DMQ – Desvio médio quadrático

## RESUMO

CURADO, L. F. A. *Estimativa sazonal da emissividade atmosférica no Pantanal Mato-Grossense*. 2011. 68p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

Nos últimos anos, tem-se intensificado as pesquisas ambientais na região do Pantanal a fim de se conhecer o comportamento micrometeorológico da região. Neste trabalho estimou-se a emissividade atmosférica na região do Pantanal Mato-Grossense, considerando dois períodos sazonais, sendo um chuvoso e um seco. Para a realização deste estudo, foram utilizados os dados de uma estação micrometeorológica que foram aplicados na equação padrão do balanço de radiação, a fim de que possa contribuir para as pesquisas destinadas a compreensão das trocas de energia entre a superfície e a atmosfera da região pantaneira. Para isso, estimou-se os valores da emissividade atmosférica através da equação de Brutsaert, foi feita a comparação desses valores com aqueles obtidos pela equação padrão do balanço de radiação e verificou-se a variação sazonal da emissividade atmosférica. Os resultados obtidos mostraram-se consistentes para o método utilizado, pois os valores estimados pela equação de Brutsaert aproximaram-se significativamente dos valores obtidos através da equação do balanço de radiação para os dois períodos estudados. Verificou-se também que houve variação significativa entre os períodos estudados, com maiores valores no período chuvoso, o que revelou que a emissividade atmosférica no Pantanal é influenciada pelo regime de chuva dessa região.

**Palavras-chave:** Pantanal, emissividade atmosférica, períodos sazonais, balanço de radiação, equação de Brutsaert

## ABSTRACT

CURADO, L. F. A. *Estimation of seasonal atmospheric emissivity in the Pantanal of Mato Grosso*. 2011. 68p. Dissertation (Master's in Environmental Physics), Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

In recent years, has been intensified the environmental research in the Pantanal region in order to understand the behavior of micrometeorological region. In this study we sought to estimate the atmospheric emissivity in the Pantanal region of Mato Grosso, considering two seasons, wet and dry. For this study, we used data from a micrometeorological station that were applied in the standard equation of radiation balance, so that may contribute to research aimed at understanding the exchanges of energy between the surface and atmosphere of the Pantanal. For this, it was estimated the values of atmospheric emissivity by the equation of Brutsaert was made by comparing these values with those obtained by the standard equation of the radiation balance and there was a seasonal variation of atmospheric emissivity. The results were consistent for the method used, because the values estimated by the equation of Brutsaert approached significantly from the values obtained using the equation of radiation balance for two periods. It was also found that a significant variation between the two periods, with higher values during the wet season, which showed that the atmospheric emissivity in the Pantanal is influenced by the rainfall regime of this region.

**Keywords:** Pantanal, atmospheric emissivity, seasons, radiation balance, equation of Brutsaert

## **1. INTRODUÇÃO**

### **1.1. PROBLEMÁTICA**

O indicativo dos estudos relacionados ao meio ambiente tem levantado discussões sobre as atividades humanas e as possíveis mudanças ambientais colocando em pauta as formas de interação homem e meio ambiente, essa interação tem apontado para rápidas mudanças em larga escala e causam impactos irreversíveis ao meio ambiente e conseqüentemente na vida humana.

A acentuada ação humana no meio ambiente seja através do desmatamento, seja por queimadas ou a queima de combustíveis fósseis tem promovido alterações na paisagem e nos ecossistemas. Tais ações podem estar alterando os fluxos de matéria e energia entre os ecossistemas o que leva a uma alteração nos processos ambientais. Apesar dos estudos apontarem para uma tendência às mudanças climáticas, esses estudos ainda são insuficientes para comprovar essas mudanças e pouco se sabe a respeito de que efeitos isso trará para o meio ambiente e para a vida do homem a curto, médio e longo prazo.

No Brasil, assim como no âmbito internacional tem-se intensificado as pesquisas voltadas para o meio ambiente a fim de se conhecer o comportamento das variáveis ambientais. Tais pesquisas tem se empenhado em entender as trocas de energia e matéria entre os diversos biomas existentes no país: Floresta Amazônica, Caatinga, Mata Atlântica, Cerrado, Pantanal e os Pampas.

O Estado de Mato Grosso ganhou importância no aspecto ambiental por apresentar um sistema de vegetação peculiar englobando três desses biomas: Floresta Amazônica, Cerrado e Pantanal, o que torna o estado um local promissor para pesquisas envolvendo as interações biosfera e atmosfera e entre ecossistemas.

Assim as pesquisas atuais tendem a contribuir para o desenvolvimento de um modelo para a compreensão dos componentes micrometeorológicos dessa região.

O Pantanal é a maior planície inundada da América do Sul e é um elo entre os biomas vizinhos como Cerrado e os Chacos Bolivianos e Paraguaio. Ele é caracterizado por um regime de chuva peculiar que é regulado pela ação das inundações anuais que permitem o desenvolvimento de uma rica fauna e flora na região pantaneira. Ainda sobre o período de inundação, é a principal força reguladora do ambiente local levando a formação de estandes monodominantes devido a sua baixa drenagem e ao frequente prolongamento do período de inundação. Outra característica desse bioma é a ocorrência de um período seco que provoca estresse hídrico nas plantas locais, regulando assim sua fenologia e a produção de fitomassa. Esses dois extremos característicos da região pantaneira são os principais agentes na formação e manutenção do microclima local.

Nas últimas décadas tem-se intensificado as ações humanas como desmatamentos, queimadas e o manejo desordenado do solo no Pantanal o que pode, a curto prazo, afetar o microclima local levando a consequências como aumento da temperatura do ar, redução da evaporação e o prolongamento do período seco dessa região.

Estudos envolvendo trocas de energia entre a superfície e a atmosfera são importantes por caracterizar microclima local e por identificar as relações entre as mesmas. Além disso, permite conhecer as possíveis variações do tempo e do microclima da região, bem como, identificar as prováveis alterações do ambiente local gerado pela ação antropogênica.

## 1.2. JUSTIFICATIVA

O conjunto de biomas Floresta Amazônica, Cerrado e Pantanal é considerado como um dos mais importantes sistemas reguladores do meio ambiente, sendo o Pantanal o bioma que mais tem despertado interesse na comunidade científica ligada ao meio ambiente devido ao seu regime de chuva e inundação que afeta significativamente o armazenamento sazonal de energia dessa região.

O balanço de radiação tem sido um dos principais interesses das pesquisas ambientais por revelar as contribuições energéticas de suas parcelas, tais como radiação global, albedo, emissão da superfície e emissão atmosférica, que caracteriza a energia disponível ao meio para os processos ecofisiológicos. Assim o estudo dessas parcelas torna-se necessário para um maior e melhor conhecimento das variáveis que contribuem para a variação sazonal da radiação no ambiente pantaneiro.

Dentre as parcelas do balanço de radiação, a que apresenta maior dificuldade para medição, seja por ineficácia dos aparelhos de medidas, seja pela variação da emissividade atmosférica para cada local e época do ano, é a parcela de radiação correspondente a emissão da atmosfera que chega à superfície.

Estimar a emissividade atmosférica torna-se então, um ponto preocupante para o maior conhecimento do comportamento do balanço de radiação na região do Pantanal.

Muitas teorias foram desenvolvidas a fim de contribuir para a estimativa da emissividade atmosférica. Dentre elas estão às equações de Brunt, Swinbank, Prata e Brutsaert, sendo esta última de mais fácil aplicação por apresentar a emissividade atmosférica dependente apenas da temperatura do ar e da umidade relativa.

Assim, o objetivo deste trabalho foi estimar a emissividade atmosférica no Pantanal Norte Mato-Grossense em duas estações distintas. Para isso, estimou-se os valores da emissividade atmosférica através da equação de Brutsaert, comparou-se esses valores com aqueles obtidos pela equação padrão do balanço de radiação, verificou-se a variação sazonal da emissividade atmosférica.

Desse modo, estimar a emissividade atmosférica da região do Pantanal contribui para uma maior compreensão do comportamento sazonal das variáveis micrometeorológicas da região pantaneira.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A emissividade atmosférica, segundo a Lei de Stefan-Boltzmann, é a uma propriedade da atmosfera que define a sua capacidade de emitir energia, ela depende das propriedades atmosféricas bem como da temperatura. A emissividade pode ser calculada a partir da razão entre a energia emitida e absorvida pela atmosfera

Por ser a emissividade atmosférica um fator determinante na radiação de onda longa e esta ser uma parcela do balanço de radiação, muitos trabalhos tem se empenhado no estudo do comportamento da atmosfera no que diz respeito a sua emissividade para maior compreensão deste fenômeno. Azevedo et. al.(1990), utilizaram cinco métodos, dentre eles a equação de Brutsaert para determinar a emissividade atmosférica no semi-árido do nordeste brasileiro. Correia (2000) usou esses métodos para estimar a radiação de onda longa proveniente da atmosfera e utilizá-la no balanço de radiação em área de policultivo na Amazônia.

Von Randow & Avalá (2006), usaram a equação de Brutsaert dentre outras para estimar a radiação de onda longa proveniente da atmosfera no Pantanal sul Mato-Grossense. As equações ajustadas de Brunt, de Brutsaert e de Prata, nas quais as emissividades são dependentes da pressão do vapor e da temperatura nas duas últimas, geraram os maiores coeficientes de determinação tornando-se estas as parametrizações que melhor se ajustaram aos dados do Pantanal.

## 2.1. O PANTANAL MATO-GROSSENSE

O Pantanal brasileiro é uma das maiores planícies inundadas do planeta localizado em território brasileiro, possui 138 183 km<sup>2</sup>, sendo 65% pertencente ao estado de Mato Grosso do Sul e 35% pertencente ao estado de Mato Grosso, o que corresponde a 1,6% do território brasileiro (CASTELNOU et al.,2003).

A formação geológica do pantanal compõe-se de grandes planícies e deltas aluviais na bacia do Paraguai, é um elo entre os biomas Amazônia, Cerrado, Chaco e Floresta Atlântica (AMADOR, 2006).

Devido a esta vasta diversidade o Pantanal possui características próprias que configura diferentes ecossistemas. Fazem parte desse complexo onze sub-regiões: o pantanal de Cáceres, Poconé, Barão de Melgaço, Paraguai, Paiaguás, Nhecolândia, Abobral, Aquidauana, Miranda, Nabileque e Porto Murtinho (SILVA & ABDON, 1998).

O Pantanal Mato-Grossense foi inicialmente colonizado por ribeirinhos que utilizavam da pesca como a mais importante atividade extrativista da região. Devido às recentes tendências de desenvolvimento, as atividades tradicionais de pesca foram rapidamente substituídas pela agropecuária, com o uso de pastagens nativas e artificiais de origem exótica e pela exploração intensiva de monoculturas de soja e milho, acompanhado do desmatamento e da degradação dos cursos de água (MATEUS et al., 2004).

Atualmente, a bovinocultura de corte do Pantanal Mato-grossense é a principal atividade econômica da região. A alimentação destes animais é predominantemente constituída de gramíneas nativas, geralmente de produtividade e/ou valor nutritivo baixo em solos arenosos. Essas, no entanto, tornam-se pouco consumidas pelos animais durante a estação seca, exceto nas localidades próximas às vazantes que ficam parcialmente alagadas durante alguns meses da estação chuvosa. Deste modo, a variação da altura da lâmina d'água das enchentes e a duração do período de chuva, desempenham papel importante na conservação do equilíbrio ecológico da região. No entanto, reduzem drasticamente a área útil para o pastejo, principalmente nas áreas mais baixas, onde se localizam as forrageiras de melhor qualidade (COMASTRI FILHO & POTT, 1998). Devido à sua importância e por ser

o Pantanal uma região de climatologia ainda pouca estudada, torna-se necessário investigar os aspectos micrometeorológicos que singularizam a atmosfera da região, particularmente os processos de troca de energia e massa e suas variações sazonais e inter-anuais.

O pulso de inundação é considerado a força motriz do Pantanal e as intensificações dos períodos de seca e de cheias são decorrentes das flutuações plurianuais do nível da água que influenciam sazonalmente as características limnológicas, ecológicas e biológicas Junk et al., (1989). Em geral, no mês de outubro inicia as chuvas terminando entre os meses de fevereiro e maio, sendo julho e agosto caracterizados como meses secos na região, causando frequentemente estresse hídrico para as plantas locais (BIUDES, 2008).

Aliado ao uso da terra, a heterogeneidade da paisagem do Pantanal é influenciada pelos diferentes habitats, tipos de solo e regimes de inundação, abrigando uma riquíssima biota terrestre e aquática. Dentre esses fatores, o pulso de inundação determina os padrões e processos no Pantanal, que seguem um ciclo anual mono-modal, com amplitudes que variam inter e intra-anualmente (BIUDES, 2008).

Muitas espécies vegetais de configuração lenhosa estão presentes no Pantanal e estão sujeitas à inundação, levando à formação dominante de algumas delas, como o Acurizal (*Attalea phaleratta*, Mart. Ex Spreng.), o Cambarazal (*Vochysia divergens* Phol), o Carandazal (*Copernicia alba*, Morong) (DAMASCENO-JUNIOR et al., 2005.)

A dominância afeta a uniformidade (equabilidade) ou representação relativa das espécies, conseqüentemente influenciando a diversidade local, embora o número total de espécies não seja necessariamente afetado ao longo de grandes áreas, surge da existência abundante de um determinado recurso no nicho, associada à ausência de um mecanismo interno que compense esse favorecimento. No caso da *Vochysia divergens*, o excesso de umidade parece que não favorece seu desenvolvimento, contudo, no processo adaptativo essa espécie se tornou resistentes a períodos de muita umidade o que não ocorre com as espécies não adaptadas que entram em fase de estresse hídrico (AMADOR, 2006).

A *Vochysia divergens* é uma espécie Amazônica considerada invasora no Pantanal suportando bem as inundações. A incursão dessa espécie no Pantanal

aconteceu no início da década de 70, após o fim de um intenso e plurianual período de secas (Junk, 2002). Em áreas não alagadas a presença de *V. divergens* é rara ou ausente, mas apresenta melhor desenvolvimento em áreas recém sedimentadas ao longo dos rios (Nunes da Cunha & Junk, 2004). Em áreas alagáveis a espécie em questão não é considerado um problema, mas quando atinge as partes mais altas do Pantanal e avança em direção aos campos formando florestas, torna-se um problema, pois ocupa áreas de pastagem (SANTOS et al.,2006).

A aparente causa do espalhamento da espécie na região pode estar relacionada à alternância de grandes cheias e secas que ocorrem no Pantanal e, ainda, pelo desmatamento provocado pelos criadores de gado da região, aumentando a área disponível para esta planta se estabelecer. Esses fatores podem causar retração da vegetação nativa e aumento das populações desta espécie, dando à vegetação um caráter irregular no tempo e no espaço, podendo acarretar a curto e médio prazo alterações no clima da região pantaneira (JUNK, 2002).

Segundo Molion (1995), as características do clima de uma localidade são afetadas pela localização ou pelo desenvolvimento local e regional. A transformação do uso da terra, por exemplo, de floresta para algum cultivo, ou no represamento de um rio, para construção de um lago artificial. A consequência mais imediata da mudança no uso do solo é uma menor utilização da energia disponível na evapotranspiração – mecanismo de resfriamento da superfície. Assim, sobra mais energia para aquecer o ar, ocasionando um aumento na temperatura local. Dessa forma, as trocas de energia e matéria de um determinado local são afetadas diretamente pelas ações antrópicas nessa região.

## 2.2. BALANÇO DE RADIAÇÃO

A radiação solar é considerada a única fonte de energia para Terra. Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida e volta para o espaço, outra é absorvida pelo dossel e, eventualmente, pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera. O saldo de radiação ( $R_n$ ) à superfície é resultante do balanço entre os

fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço entre a radiação global incidente ( $R_g$ ) menos a radiação global refletida denominado albedo ( $\alpha$ ), e a radiação proveniente da atmosfera ( $E_a$ ) menos aquela emitida pela superfície da Terra ( $E_s$ ). O balanço de radiação (Eq. 1) das áreas naturais e agrícola é de extrema importância nos estudos de energia regionais que ajudarão na produção e produtividade da vegetação (SOUZA & ESCOBEDO, 1997).

$$R_n = R_g(1 - \alpha) + E_s - E_a$$

**Eq. 1**

Rosenberg et al. (1983) definem o balanço de radiação em uma determinada superfície como sendo o resultado da contabilização entre a energia radiante recebida e perdida pela superfície. Leitão (1989) afirma que este saldo de radiação desempenha papel fundamental nos métodos que estimam as perdas d'água por superfícies vegetadas, considerando esse parâmetro extremamente importante no planejamento das atividades agrícolas.

De acordo com Bisht et al. (2005), o saldo de radiação ( $R_n$ ) é uma componente de grande importância no balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões climáticas e do tempo e em meteorologia agrícola.

O estudo da interação da radiação solar entre a atmosfera e uma superfície vegetada reveste-se de grande importância para a compreensão dos processos de fisiologia vegetal, produtividade de biomassa e trocas turbulentas de energia e massa entre a área vegetada (culturas, florestas, pastagens) e a atmosfera (MARQUES FILHO, 1997).

Ao longo do dia, nas horas de brilho solar, o saldo de radiação em uma superfície qualquer tende a ser positivo, pois os fluxos incidentes (global e atmosférico) são superiores às frações refletidas e emitidas. Por outro lado, durante a noite, é comum que esses valores sejam negativos, pois o fluxo incidente passa a ser apenas atmosférico e a energia emitida pela superfície, superior a este, resultando em um saldo de radiação negativo (PEZZOPANE et al., 1995).

Esse saldo junto à superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, a soma algébrica do Balanço de Radiação de

Onda Curta BOC (0,15 a 3,0  $\mu\text{m}$ ) e do Balanço de Radiação de Onda Longa BOL (3,0 a 100,0  $\mu\text{m}$ ) à superfície (ARYA, 1998). Pode ser assim escrito:

$$\mathbf{Rn = BOC - BOL}$$

**Eq. 2**

O balanço ou saldo de radiação ( $R_n$ ) numa superfície plana, horizontal e situada na superfície da Terra, consiste no computo dos ganhos (fluxos descendentes) e das perdas (fluxos ascendentes) radiativas. Os ganhos correspondem a radiação solar global ( $R_g$ ) e radiação termal atmosférica ( $E_a$ ). As perdas são referentes a radiação solar refletida pela superfície (albedo), radiação termal emitida pela superfície ( $E_s$ ). O balanço de radiação à superfície é calculado através da seguinte equação:

$$\mathbf{Rn = Rg(1 - \alpha) + \sigma T_s^4 - \epsilon \sigma T_a^4}$$

**Eq. 3**

Onde:

$T_a$ : temperatura da atmosfera

$T_s$ : temperatura da superfície

$\sigma$ : constante de Stefan-Boltzmann

$\epsilon$ : emissividade atmosférica.

Em meados do século XVIII, o físico alemão Gustav Robert Kirchoff ao estudar a emissão de radiação dos corpos fez a seguinte afirmação: “*todo corpo bom absorvedor também é bom emissor*”. De acordo com essa afirmação de Kirchoff toda energia absorvida por um corpo deveria ser emitida pelo mesmo.

No final desse século, Lord Stefan e Ludwig Eduard Boltzmann tentando entender a respeito da radiação dos corpos conseguiram demonstrar (o primeiro no campo experimental e o segundo em bases matemáticas) a lei que governa a radiação dos corpos baseados num modelo ideal denominado “Radiação de Corpo Negro”, o mesmo modelo que explicaria a afirmação de Kirchoff a respeito da emissão dos corpos.

Segundo a Lei de Stefan-Boltzmann ou Lei de radiação de Corpo Negro, todas as superfícies naturais emitem energia radiante, a qual depende de suas emissividades e de sua temperatura. Dessa forma, há a necessidade de se estimar parâmetros que nos levem a uma melhor compreensão dessa radiação, como é o caso da emissividade atmosférica

Trocas de energia na interface vegetação-atmosfera, que ocorrem por meio dos componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e calor latente à superfície, são essenciais para modelagem climática, sendo a magnitude desses fluxos, e suas variações em períodos menores que um dia, muito importantes na calibração de modelos climáticos e hidrológicos (BALDOCCHI & MEYERS, 1998). Sendo que em intervalos maiores essas grandezas também são usadas em modelos climáticos globais resultantes das interações biosfera-atmosfera.

### 2.3. BALANÇO DE ONDAS LONGAS

O fluxo de radiação de onda longa proveniente da atmosfera ( $E_a$ ) é um importante componente da troca radiativa no nível da superfície, e esta, por sua vez, é uma importante componente do balanço de energia. O saldo de radiação de ondas longas, também chamada radiação termal ou radiação efetiva, é importante na determinação da troca de energia no período noturno, quando há ocorrência de orvalho e geadas. Por outro lado, o saldo de radiação total é importante na determinação da troca de energia durante o dia, quando ocorre a maior parte da evapotranspiração (VON RANDOW & ALVALÁ, 2006).

Os fluxos de superfície e as estimativas de radiação de ondas longas da atmosfera podem auxiliar na calibração dos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs). Estes modelos requerem parametrizações realísticas de muitos processos de superfície (como a partição de energia), que são características importantes na determinação dos campos de temperatura, de vento, de umidade e de precipitação (GALVÃO & FISCH, 2000).

Todos os materiais sobre a Terra possuem uma temperatura mais baixa que a do Sol, tal que a radiação que eles emitem tem comprimentos de ondas maiores que a da radiação solar global. A maior parte da radiação emitida pela Terra e pela

atmosfera está contida no intervalo de 4 a 100 $\mu$ m e por isto recebe a denominação de radiação de ondas longas (VILANI et al., 2010).

A radiação de onda longa proveniente da atmosfera é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida. Embora haja instrumentos para sua medida, esses emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àquelas da suposta medida, o que interfere no resultado. Não obstante, em muitas situações práticas em Meteorologia, pode-se estimar a radiação de onda longa através de variáveis mais facilmente medidas (BRUTSAERT, 1982), ou mesmo por diferença, através da equação do balanço de radiação.

Considerando os diversos constituintes da atmosfera, pode-se afirmar que o vapor d'água é um importante regulador térmico e desempenha um importante papel no sistema solo, planta e atmosfera. Sua presença é absolutamente indispensável para toda espécie de vida na Terra, pois está diretamente relacionado com os processos físicos, biológicos e fisiológicos de plantas e animais, no que se refere aos processos de troca de energia e matéria.

O vapor d'água desempenha o papel fundamental de agente termo-regulador da atmosfera ao absorver a radiação infravermelha, assim, a emissão atmosférica através do vapor d'água faz com que a superfície terrestre não esfrie demasiadamente durante a noite, na qual parte da radiação perdida pela emissão da superfície retorne a esta, mantendo assim a sua temperatura dentro dos padrões dessa superfície (VIANELLO & ALVES, 1991).

Os gases atmosféricos absorvem parte da radiação de onda curta incidente e parte da radiação de onda longa radiada pela superfície da Terra e emitem por sua vez, uma fração da radiação que seria análoga a emitida por um corpo negro à mesma temperatura. Sendo assim, a emissividade atmosférica pode ser apresentada como uma função cuja variação depende do conteúdo de vapor d'água na atmosfera (Umidade Relativa) e da temperatura do ar (HEITOR et al., 1991).

A maioria dos resultados de balanço de ondas longas publicados são estimados ou obtidos como partição do balanço de radiação tais como os estudos realizados por Manzi et al. (1986), Culf et al. (1996).

A maioria das equações que estimam a radiação de onda longa da atmosfera (Swinbank, 1963; Idso & Jackson, 1969; Brutsaert, 1975, Satterlund, 1979) só têm validade para dias de céu claro, e apresentam melhor desempenho quando se considera base diária ou média de longo prazo (VON RANDOW & ALVALÁ, 2006)

Aase & Idso (1978), comparando a equação proposta por Brutsaert (1975) e o modelo proposto por Idso & Jackson (1969) e, utilizando dados de radiação de onda longa coletados em Sidney, Montana (EUA), mostraram que ambos os modelos representam adequadamente o fluxo de radiação de onda longa para temperaturas do ar acima de 0°C.

Com o objetivo de determinar a emissividade da atmosfera em dias de céu claro em Santo Antônio de Leverger (MT) no período de julho a setembro de 1994, Mendonça et al. (1996) compararam a emissividade estimada a partir do balanço de radiação com estimativas obtidas com as equações empíricas de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969) e Brutsaert (1975). Usando os coeficientes locais, a emissividade estimada através dos modelos propostos por Brunt (1932) e Brutsaert (1975) ajustou-se melhor aos resultados observados quando comparados com as estimativas obtidas com as equações propostas por Swinbank (1963) e Idso & Jackson (1969).

Vilani (2010), estudando a radiação de onda longa proveniente da atmosfera concluiu que o método mais eficaz para se estimar essa radiação numa Floresta de transição Amazônia - Cerrado foram os modelos de Swinbank (1963) e Idso & Jackson (1969).

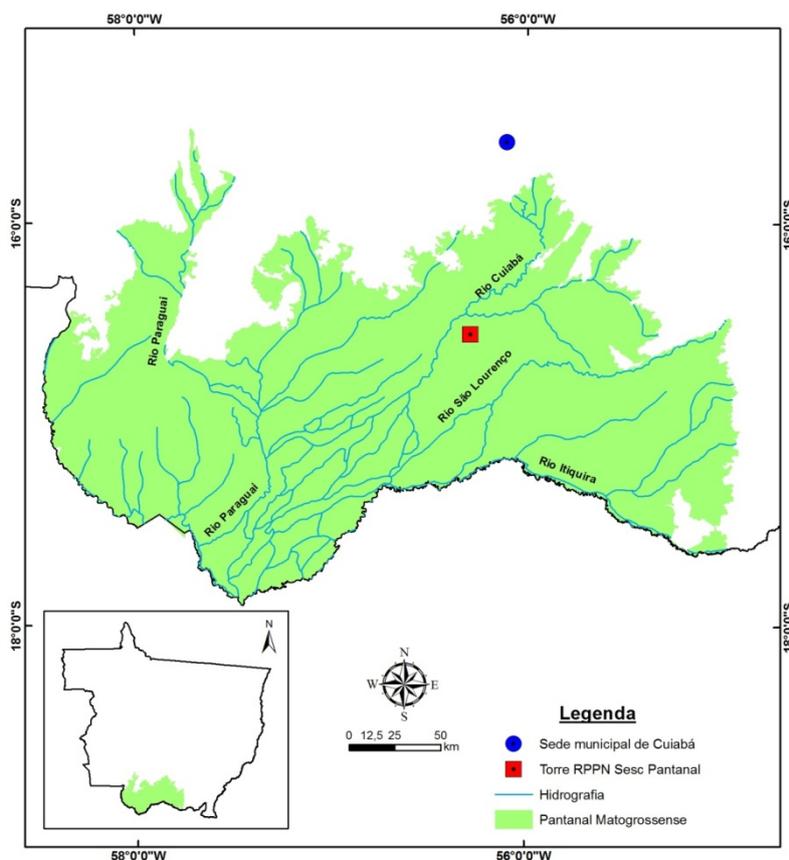
Carrilho (2011), estudando a região do Cerrado Mato-Grossense propõem que o melhor método para se estimar a radiação de onda longa da atmosfera dessa região é o modelo de Satterlund, indicando que para cada local pode haver modelos que tenham maior adequação que outros modelos.

### 3. MATERIAL E MÉTODO

#### 3.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EXPERIMENTAL

O estudo foi realizado numa área localizada na Reserva Particular do Patrimônio Natural - RPPN SESC – Pantanal, município de Barão de Melgaço – MT, distante 160km de Cuiabá – MT em que estava instalada uma torre micrometeorológica de 32m de altura (16°39'50''S; 56°47'50''O) e altitude de 120m. Esta área apresenta vegetação monodominante de Cambará (*Vochysia divergens*, Phol), conhecido localmente como cambarazal, com altura do dossel variando entre 28 a 30m (Figura 1).

O clima da região é do tipo Aw, que corresponde a invernos secos e verões chuvosos. A letra “A” corresponde à zona climática tropical úmida, ocupada pela categoria florística das megatermas, caracterizada por vegetação tropical com temperaturas e umidade relativa do ar sempre elevadas. A letra “w” corresponde, na região, a uma precipitação anual entre 1000 e 1500mm, com total mensal médio do mês mais seco inferior a 40mm. A temperatura anual média do ar na RPPN SESC - Pantanal oscila entre 22°C e 32°C e a precipitação média anual entre 1100 e 1200mm, HASENACK et al (2003). O solo é classificado como GLEISSOLO HÁPLICO (EMBRAPA, 1999b).



**Figura 1** - Localização da área de estudo

### 3.2 INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA

No cambarazal foi instalada uma torre metálica de 32 m equipada com instrumentos micrometeorológicos (Figura 2). A torre micrometeorológica possui cinco termistores instalados a 0,01, 0,03, 0,07, 0,15 e 0,30m de profundidade, do qual foram utilizados os dados da temperatura de 0,01m de profundidade como sendo a temperatura da superfície, o saldo de radiação foi medido por meio de um saldo radiômetro (Net Radiometer, Kipp & Zonen Delft, Inc., Holland) (Figura 3), e a radiação solar incidente através de um piranômetro (LI-200, Campbell Sci, Inc., USA) (Figura 4) ambos instalados a 33m de altura. A temperatura e umidade do ar foram medidos por meio de dois termohigrômetros (HMP 45 C, Vaisala, Inc., Helsinki, Finland) (Figura 5) instalados a 33,7m e 35,7m na torre micrometeorológica, para este estudo foram usados os dados do termohigrômetro instalado na altura e 33,7m por estar mais próximo dos outros instrumentos utilizados.

Os equipamentos foram alimentados com tensão de 12 V por duas baterias de 150 Ah, carregadas por um painel solar de 64 W com regulador de tensão. Os dados produzidos por sinais e pulsos elétricos dos transdutores foram processados e armazenados por um datalogger (CR 10X, Campbell Scientific, Inc., Ogden, Utah), com médias de 15 minutos. Para aumentar o número de canais de entrada do registrador foi utilizada uma placa multiplexadora (AM16/32A-ST-SW, Campbell Scientific, Inc., Ogden, Utah)

Para este estudo foram escolhidos 97 dias de cada período, sendo que, para o período chuvoso os dias foram: do dia 1 (1 de janeiro) até o dia 59, 73, 75-93 e do dia 96 (7 de abril) até o dia 120 e para o período seco os dias escolhidos foram de 165 (13 de junho) até o dia 172, do dia 176-208 e do dia 210 (28 de julho) até o dia 274, esses dias foram escolhidos por apresentarem medidas em todos os horários esperados, calculando-se as médias diárias de cada variável micrometeorológica. Posteriormente foram calculados e estimados os valores médios diários da emissividade atmosférica do Pantanal.



**Figura 2** - Torre micrometeorológica no Cambarazal



**Figura 3** - Equipamento (Saldo radiômetro) usado para medir o saldo de radiação



**Figura 4** - Saldo radiômetro instalado no Cambarazal



**Figura 5** - Piranômetro (LI - 200) utilizado para medir a radiação global



**Figura 6** - Termohigrômetro instalado em seu suporte

Os termohigrômetros instalados na torre foram calibrados mantendo-os durante quatro dias sobre as mesmas condições atmosféricas, tendo um intervalo de 10 segundos entre cada leitura, sendo registradas as médias a cada duas horas, utilizando retas de regressões lineares simples. A sua calibração foi realizada com valores conhecidos de temperatura e pressão atual de vapor d'água que foram obtidas pelo termohigrômetro instalados a 33,7m de altura.



**Figura 7** - Termistor utilizado para medir a temperatura do solo no Cambarazal

### 3.3. EMISSIVIDADE DE UM CORPO

Segundo a Lei de Stefan-Boltzmann a energia emitida por uma superfície natural depende da sua temperatura e de sua emissividade, sendo essa última, um índice que define a capacidade de emissão de uma superfície, que é calculada pela razão entre a energia emitida pela superfície e a energia absorvida por ela. O valor da emissividade varia de 0 a 1, sendo o valor zero um indicador que a superfície não emite radiação, e o valor 1 indicando que toda energia absorvida é reemitida (Corpo Negro).

$$R = \epsilon_c \sigma T^4$$

**Eq. 4**

Onde,

R: energia emitida por unidade de área e unidade de tempo ( $\text{W.m}^{-2}$ )

$\epsilon_c$ : emissividade do corpo que emite a radiação (adimensional)

$\sigma$ : constante de Stefan-Boltzmann ( $\text{W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$ )

T: temperatura da superfície emissora (K)

A equação 4 é muito importante por ser a primeira formulação que descreve o comportamento da emissão dos corpos e nos chama atenção para a relação entre absorção e emissão de radiação. Fazendo a razão entre a energia emitida pela superfície e a energia absorvida por ela tem-se a emissividade da superfície, conforme Eq. 5.

$$\epsilon_c = \frac{R}{\sigma T^4}$$

**Eq. 5**

### 3.4. ESTIMATIVA DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA ATRAVÉS DA EQUAÇÃO DE BRUTSAERT

Sendo a atmosfera uma superfície natural, então esta deve emitir radiação de acordo com sua emissividade e a quarta potência da sua temperatura absoluta. Assim a Lei de Stefan-Boltamann pode ser utilizada para emissão atmosférica.

Analogamente, a equação de Brutsaert vem sendo utilizada para o cálculo da radiação de ondas longas relacionados com as trocas energia entre a superfície e a atmosfera. Segundo Jiménez et al. (1987), a principal diferença de métodos analíticos e empíricos de estimativa da radiação de onda longa da atmosfera está em sua fundamentação, pois os primeiros são derivados de princípios físicos e os segundos a partir de relações empíricas. Os métodos analíticos utilizam perfis detalhados dos constituintes da atmosfera, juntamente com informações de suas propriedades radiativas, para derivar a emissão atmosférica. A equação de Brutsaert configura um método analítico derivado da equação de Schwarzschild, contudo, apresenta um perfil empírico caracterizado pelo expoente fracionário.

Para o caso da energia de onda longa emitida pela atmosfera, obtém-se pela equação de Brutsaert:

$$L_d = 1,24\sigma T_a^4 (e/T_a)^{\frac{1}{7}}$$

**Eq. 6**

Onde:

$L_d$ : energia de onda longa emitida pela atmosfera

$e$ : pressão de vapor de água

$T_a$ : a Temperatura do ar

Analogamente à Eq. 4, fazendo a razão entre a energia emitida e absorvida pela atmosfera, obtém-se:

$$\varepsilon = \frac{L_d}{\sigma T_a^4} = 1,24 \left( \frac{e}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}}$$

Eq. 7

Sendo  $e$  calculado a partir da Eq. 8:

$$e = \frac{UR \cdot e_s}{100}$$

Eq. 8

Onde,

UR: umidade relativa do ar

$e_s$ : pressão de saturação de vapor d'água

Para o cálculo de  $e_s$ , utilizou a equação de Tetens (Saucier, 1955):

$$e_s = 6,1078 \cdot 10^{(7,5T/237,3+T)}$$

Eq. 9

Assim, a emissividade pode ser calculada por:

$$\varepsilon = 1,24 \left[ \frac{UR \cdot 6,1078 \cdot 10^{(7,5T_a/237,3+T_a)}}{100T_a} \right]^{\frac{1}{7}}$$

Eq. 10

Portanto, tem-se uma equação para a estimativa da emissividade dependente apenas da umidade relativa e da temperatura do ar medidas no local.

### 3.5. CÁLCULO DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA ATRAVÉS DO BALANÇO DE RADIAÇÃO

Os resultados estimados pela equação de Brutsaert foram comparados com os valores da emissividade calculada através da equação do balanço de radiação utilizando os dados coletados na torre durante o período citado. O balanço de radiação se dá através da soma entre a radiação global (direta e difusa) e a radiação

proveniente da atmosfera e diminuindo os valores das radiações refletidas pela superfície (albedo) e das radiações reemitidas por essa superfície. Pelas equações 2 e 4 temos:

$$\epsilon = \frac{Rn - Rg + rRg + \sigma T_s^4}{\sigma T_a^4},$$

**Eq. 11**

Onde,

Rn: saldo de radiação medido pelo Net Radiometer

Rg: radiação global incidente medido no piranômetro

rRg: albedo da superfície

$\epsilon\sigma T_a^4$ : energia emitida pela atmosfera

$\sigma T_s^4$ : energia emitida pelo solo.

$\epsilon$ : emissividade atmosférica calculada

### 3.6. ANÁLISE ESTATÍSTICA

O desempenho do modelo utilizado neste trabalho foi avaliado através da utilização do Desvio Médio Absoluto (DMA), Desvio Médio Quadrático (DMQ) e o Coeficiente de determinação ( $R^2$ ). Esses testes estatísticos foram utilizados para descrever a aproximação entre os valores estimados pelo modelo e os valores medidos. Os valores foram obtidos a partir do programa estatístico SPSS. O DMA foi obtido pela média aritmética da diferença entre os valores da emissividade estimados pela equação de Brutsaert e os valores obtidos pela equação do balanço de radiação. O DMQ foi definido como a raiz quadrada da variância e o  $R^2$  pela regressão linear sem intercepto.

O Desvio Médio Absoluto (DMA) é definido por:

$$DMA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n di$$

**Eq. 12**

O Desvio Médio Quadrático é dado por:

$$\mathbf{DMQ} = \left[ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \mathbf{di}^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

**Eq. 13**

Onde,

n: número de dados da amostra

di: diferença entre o valor estimado e o valor medido.

É importante lembrar que valores baixos de DMA são esperados, valores positivos indicam super-estimativa e valores negativos de DMA indicam sub-estimativa no cálculo. O Coeficiente de determinação ( $R^2$ ), para o caso de estudo, é dado pelo Coeficiente de determinação de regressão linear sem intercepto:

$$\mathbf{R}^2 = 1 - \frac{\mathbf{SQR}}{\mathbf{SQT}_{nc}}$$

**Eq. 14**

Onde,

SQR: Soma dos Quadrados dos Resíduos

SQTnc: Soma dos Quadrados Total não corrigida pela média.

A Soma dos Quadrados dos Resíduos foi calculado por:

$$\mathbf{SQR} = \sum_{i=1}^n (\mathbf{di})^2$$

**Eq. 15**

E a Soma dos Quadrados Total não corrigida pela média ( $\mathbf{SQT}_{nc}$ ) foi dada por:

$$\mathbf{SQT}_{nc} = \sum_{i=1}^n \mathbf{y}_i^2$$

**Eq. 16**

Sendo  $\mathbf{y}_i$  os valores calculados da emissividade atmosférica.

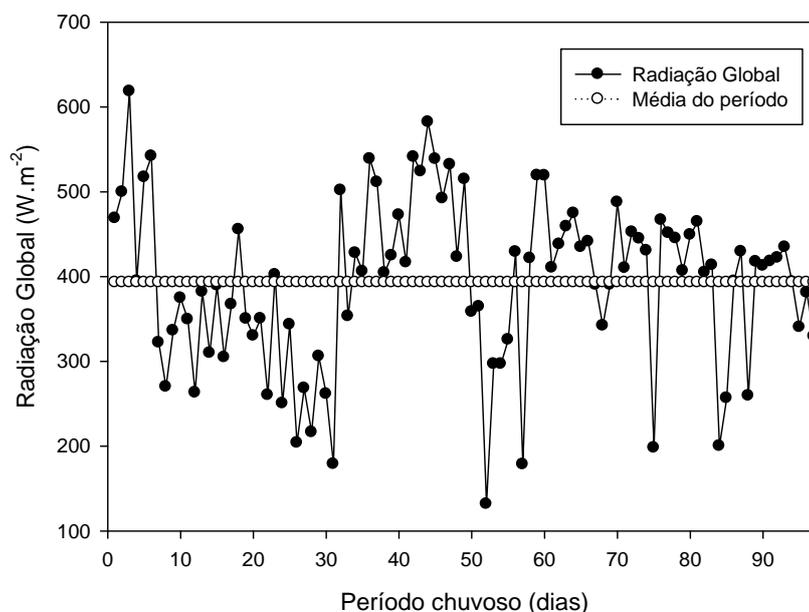
## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. COMPORTAMENTO SAZONAL DAS VARIÁVEIS UTILIZADAS

#### 4.1.1. Radiação global

Durante o tempo de estudo a radiação global no período chuvoso teve seu maior valor médio no 3º (3 de janeiro) dia com uma média diária de  $618,32\text{W.m}^{-2}$  e o menor valor médio nesse período foi registrado no 52º dia (21 de fevereiro) com uma média diária de  $131,72\text{W.m}^{-2}$ .

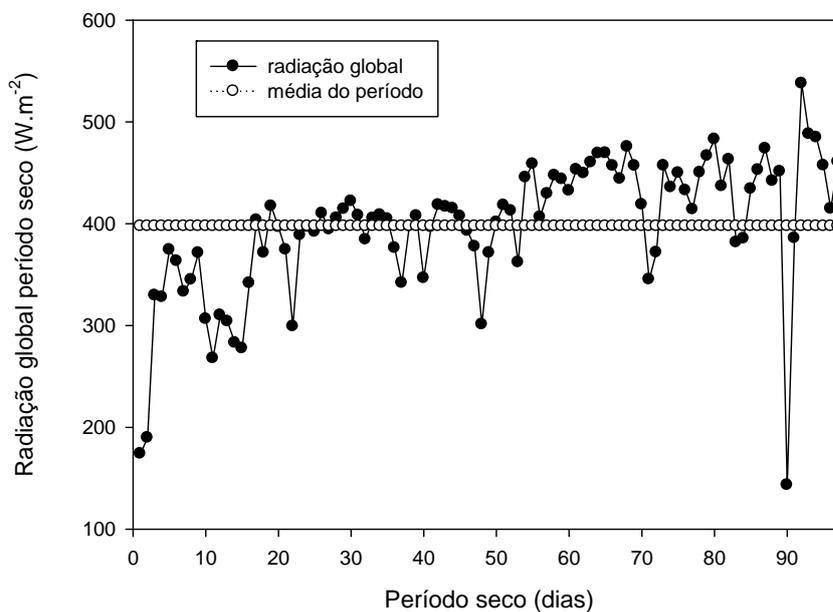
A radiação global média nesse período foi de  $392,98\text{W.m}^{-2}$ , esse valor é cerca de 5% maior do que a média entre o máximo e o mínimo do período, indicando que, nesse período, a maioria dos valores médios diários da radiação global estiveram mais próximos do valor de máximo do que do valor de mínimo, conforme mostra a figura 8. Bellaver, (2010) encontrou para um dia típico, no mesmo local de estudo, o valor médio da radiação global de  $337,04\text{W.m}^{-2}$



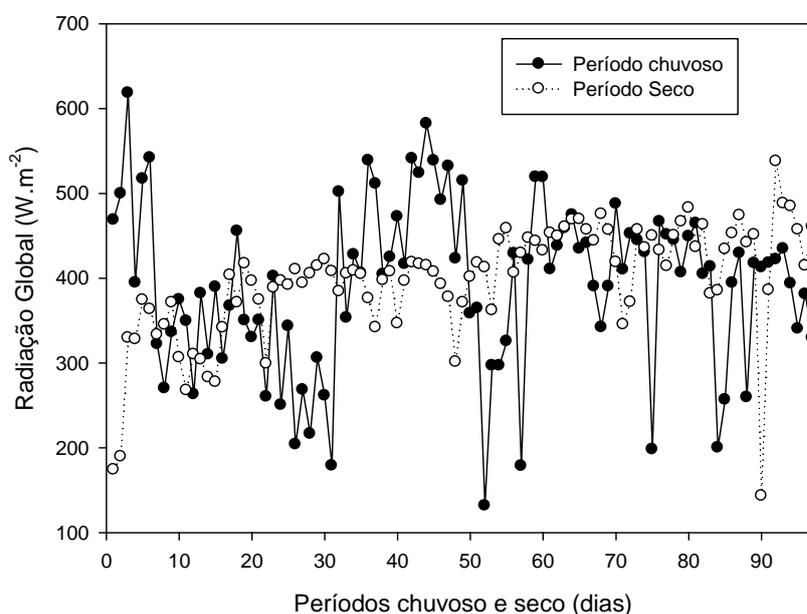
**Figura 8** - Valores médios diários da radiação global no período chuvoso

Durante o período seco, o maior valor diário médio ocorreu no 92º dia (23 de setembro) que teve uma média diária de  $537,70\text{W.m}^{-2}$  e menor valor médio diário ocorreu no 90º dia (20 de setembro) com um valor médio diário de  $143,30\text{W.m}^{-2}$ . A radiação global média desse período foi de  $397,60\text{W.m}^{-2}$ , bem próximo da média do período chuvoso ( $392,98\text{W.m}^{-2}$ ) o que indica que a radiação global teve praticamente a mesma influência nos dois períodos estudados.

A média da radiação do período seco foi cerca de 14,40% maior do que a média entre os valores de máximo e mínimo, indicando que grande parte dos valores médios diários desse período estiveram mais próximos do valor máximo do que do mínimo do período, conforme figura 9.



**Figura 9** - Valores médios diários da radiação global no período seco



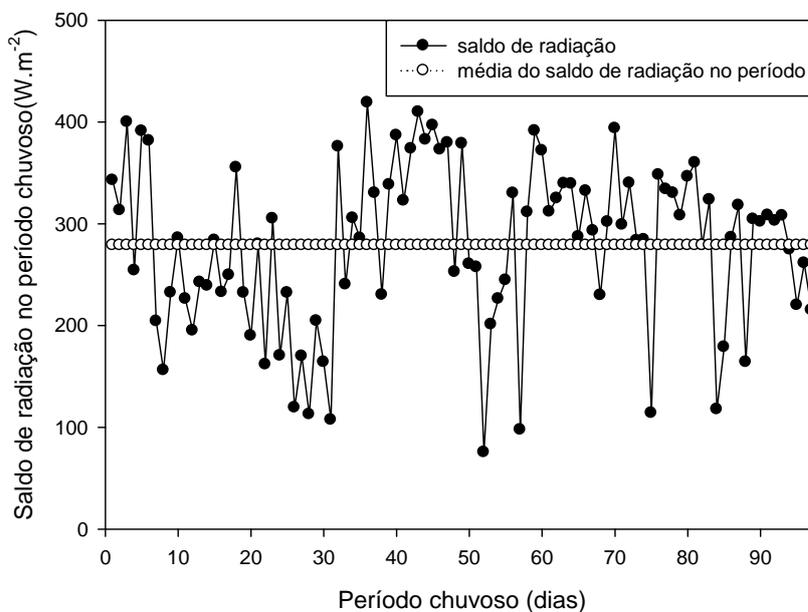
**Figura 10** - Valores médios diários da radiação global nos períodos chuvoso e seco

Os valores diários médios de máximo e mínimo ( $618,32\text{W.m}^{-2}$  e  $131,72\text{W.m}^{-2}$ ) da radiação global para o período chuvoso também foram o máximo e mínimo para o ano todo. Observando a figura 8 nota-se que a radiação global teve variações menos abruptas no período seco do que no chuvoso. Apesar da média nos dois períodos ter sido praticamente a mesma, o período chuvoso mostrou mais variações

do que o período seco, provavelmente devido à umidade da atmosfera em razão das chuvas mais frequentes nesse período que provocou variações mais abruptas na radiação global. Essas variações mais abruptas no período chuvoso também foram observadas por Biúdes (2008).

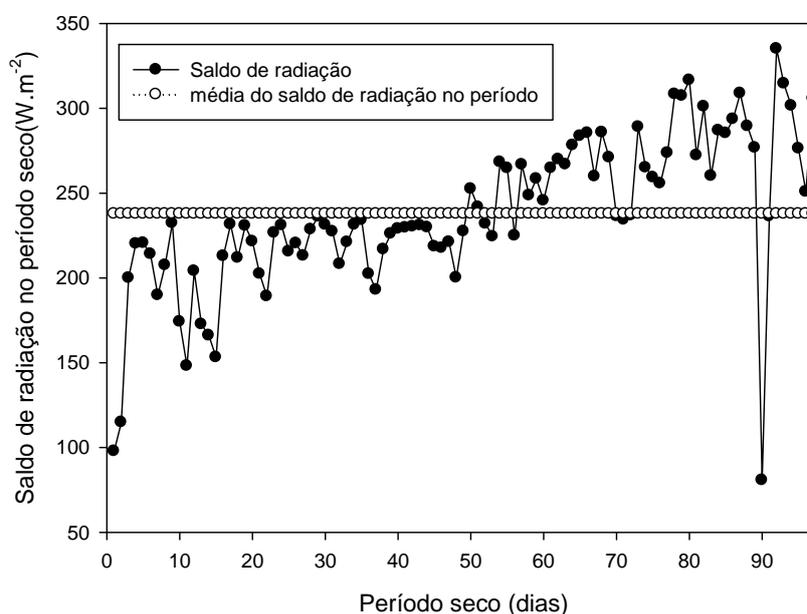
#### 4.1.2. Saldo de radiação

Durante o período chuvoso o maior e o menor valor médio diário do saldo de radiação ocorreram respectivamente no 36º e 52º dia (5 e 21 de fevereiro) com médias diárias de  $418,91\text{W.m}^{-2}$  para o valor de máximo e  $75,44\text{W.m}^{-2}$  para o valor de mínimo. A média do saldo de radiação nesse período foi de  $278,78\text{W.m}^{-2}$  que representa um valor 11,34% maior do que a média entre os valores de máximo e mínimo desse período o que representa que os valores do saldo de radiação estiveram mais próximos do valor máximo do que do mínimo na estação chuvosa, indicando grande presença de nuvens, fazendo com que boa parte dos valores do saldo de radiação do período chuvoso ficasse acima da média desse período (Figura 11).

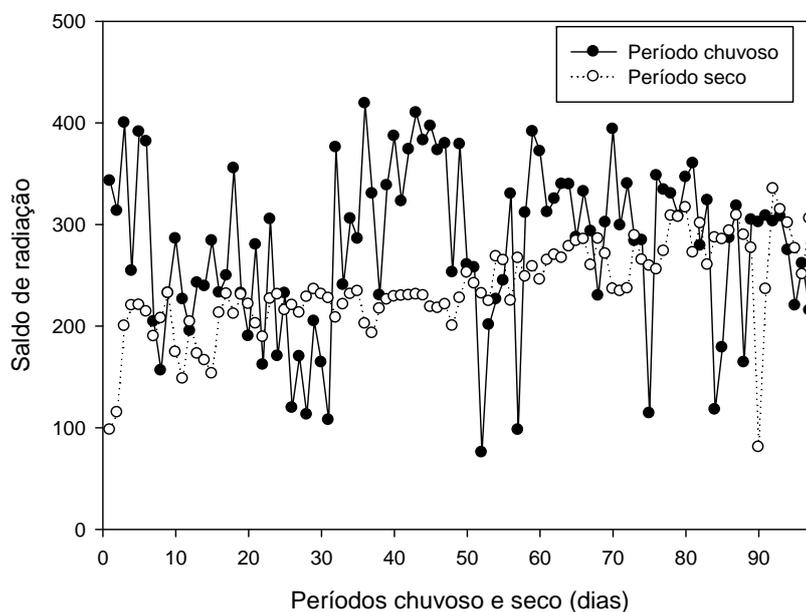


**Figura 11** - Valores médios diários do saldo de radiação no período chuvoso juntamente com a média do período

Para o período seco, os valores médios de máximo e mínimo foram registrados respectivamente no 92º dia (23 de setembro) e no 90º dia (20 de setembro) dia com médias diárias de  $334,93 \text{ W.m}^{-2}$  para o maior valor e  $80,70 \text{ W.m}^{-2}$  para o menor valor. A média desse período foi de  $237,67 \text{ W.m}^{-2}$  que representa um valor 12,56% maior que a média entre os valores de máximo e mínimo o que indica assim como na estação chuvosa que houve maiores valores de saldo acima da média desse período, conforme se observa na figura 12.



**Figura 12** - Valores médios diários do saldo de radiação no período seco juntamente com a média do período



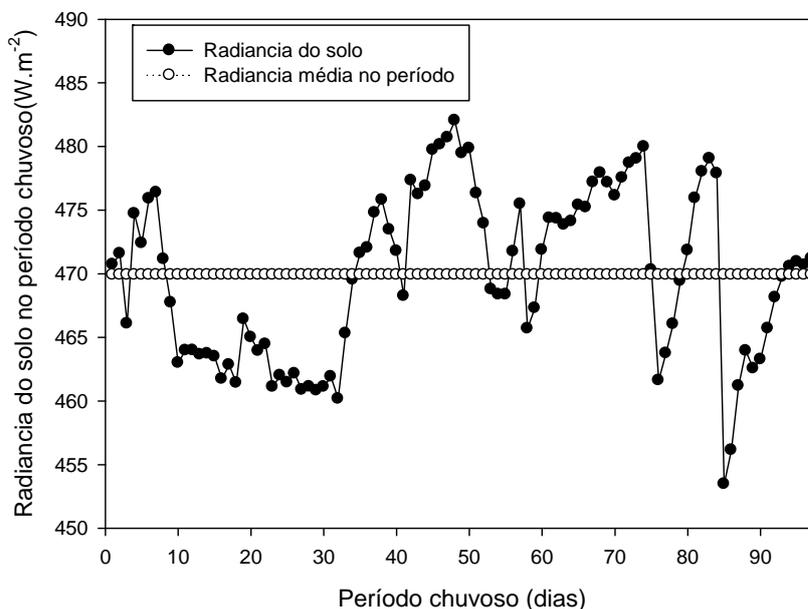
**Figura 13** - Valores médios diários do saldo de radiação nos períodos chuvoso e seco

Os valores de máximo e mínimo do saldo de radiação do período chuvoso também foram os valores de máximo e mínimo para o ano todo, o que indica uma maior variação do saldo de radiação nesse período. Conforme se observa na Figura 13, nota-se que o saldo de radiação apresenta um padrão mais comportado no período seco do que no período chuvoso, a média do saldo de radiação nesse período foi cerca de 17,30% maior do que no período seco, representando em média, maior energia disponível ao meio no período chuvoso. Isso ocorre pelo fato do conteúdo do vapor d'água, maior no período chuvoso, absorver mais energia nesse período de que no outro que apresenta menor conteúdo de vapor d'água na atmosfera, fazendo com que a energia disponível ao meio, ou seja, o saldo de radiação seja em média maior no período em que apresenta maior conteúdo de vapor d'água na atmosfera pantaneira. Esse resultado está de acordo com Biúdes (2009) que observou que no período seco apresenta maior quantidade de partículas na atmosfera provenientes das queimadas, comuns nesse período no Pantanal, e que influencia negativamente o saldo de radiação. Esse aumento do saldo de radiação no período chuvoso também foi verificado por Souza Filho et al. (2006) devido à cobertura do céu nesse período, pois as nuvens são muito eficientes na absorção de ondas longas e por esse período ser caracterizado por céu nublado. Na maioria dos dias faz com haja maior absorção

de energia por parte das nuvens, inclusive da própria energia emitida pelo solo, o que dificulta o resfriamento da superfície, provocando aumento do saldo de radiação.

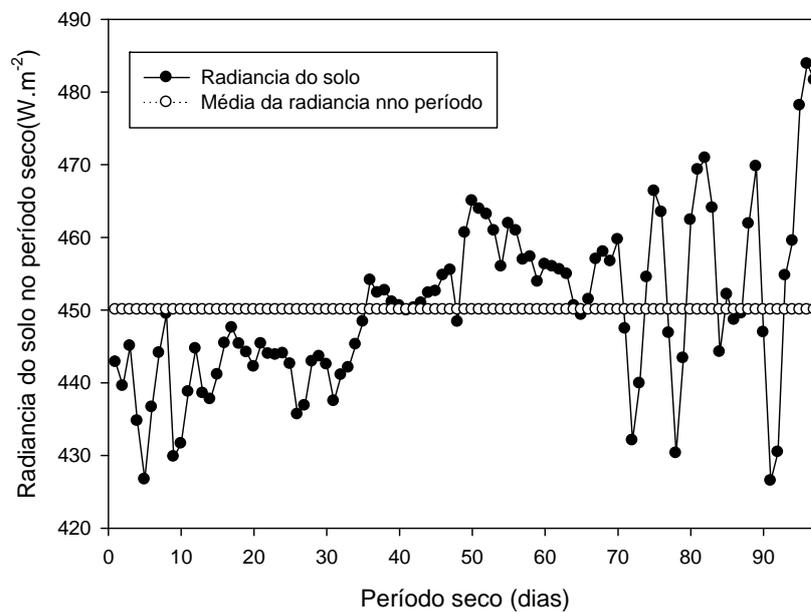
### **4.1.3. Radiância do solo**

Para o melhor entendimento da radiância do solo foi preciso verificar o comportamento da temperatura. A temperatura média diária do solo no local estudado variou entre 26,05°C no 51º dia (20 de fevereiro) e 30,65°C no 85º dia (19 de abril) do período chuvoso, sendo esses valores os extremos de mínimo e máximo da temperatura do solo nesse período. Utilizando esses valores de temperatura e considerando que o solo, segundo a Lei de Stefan-Boltzmann (Equação 4) se comporta como um “Corpo Negro” e portanto, possui emissividade igual a 1, encontrou-se a energia média diária por unidade de área e de tempo emitida pelo solo com valor mínimo de 453,48W.m<sup>-2</sup> e 482,03 W.m<sup>-2</sup> para o valor de máximo. A média da temperatura do solo para esse período foi de 28,72°C o que resulta numa radiância média de 469,91W.m<sup>-2</sup>. Essa média é cerca de 0,46% acima da média entre os valores de mínimo e máximo o que infere que a radiância nesse período se distribuiu de forma praticamente igual entre os valores que compreende o mínimo e a média do período e os valores entre essa média e o máximo (Figura 14).

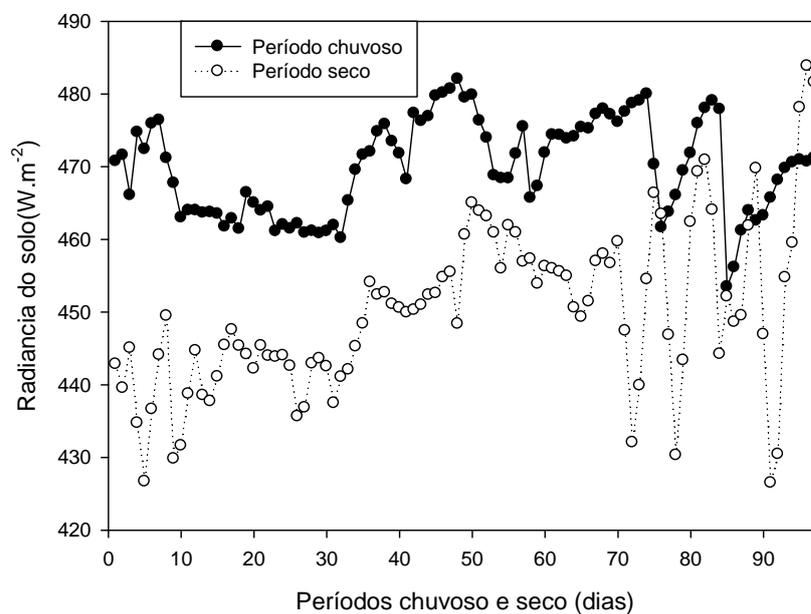


**Figura 14** - Valores médios diários da radiação do solo no período chuvoso juntamente com a média do período

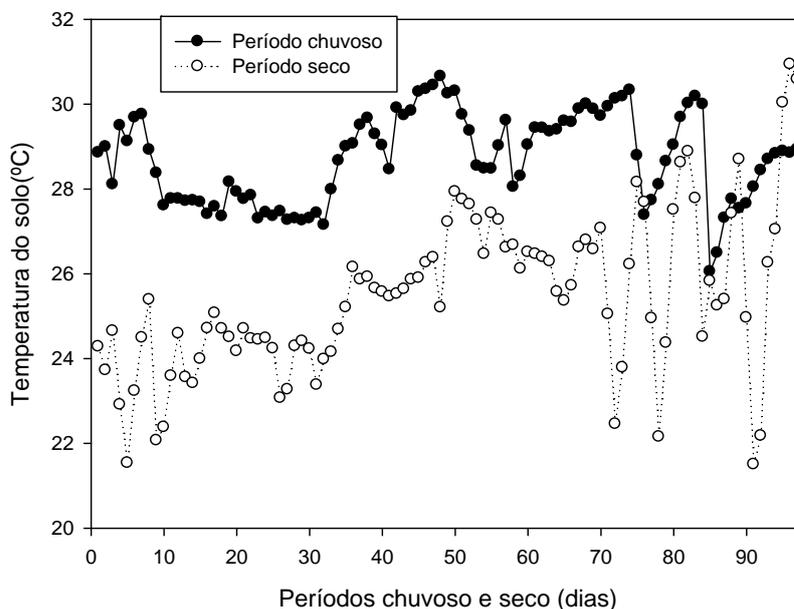
Já no período seco, a menor média diária da temperatura foi de 21,50°C no dia 89 e a maior média diária da temperatura foi de 30,94°C no dia 96, dessa forma, a radiação do solo no período seco variou entre 426,52W.m<sup>-2</sup> para o valor de mínimo e 483,85W.m<sup>-2</sup> para o valor de máximo. A temperatura média desse período foi de 25,48°C resultando numa radiação média de aproximadamente 450,03W.m<sup>-2</sup> para esse período. Essa média é cerca de 1,13% menor do que a média dos valores de mínimo e máximo o que indica que os valores médios diários da radiação ficaram um pouco mais concentrados em um intervalo de valores que compreendem o mínimo e a média do que entre a média e o valor de máximo ( Figura 15).



**Figura 15** - Valores médios diários da radiancia do solo no período seco juntamente com a média do período



**Figura 16** - Valores médios diários da radiancia do solo nos períodos chuvoso e seco



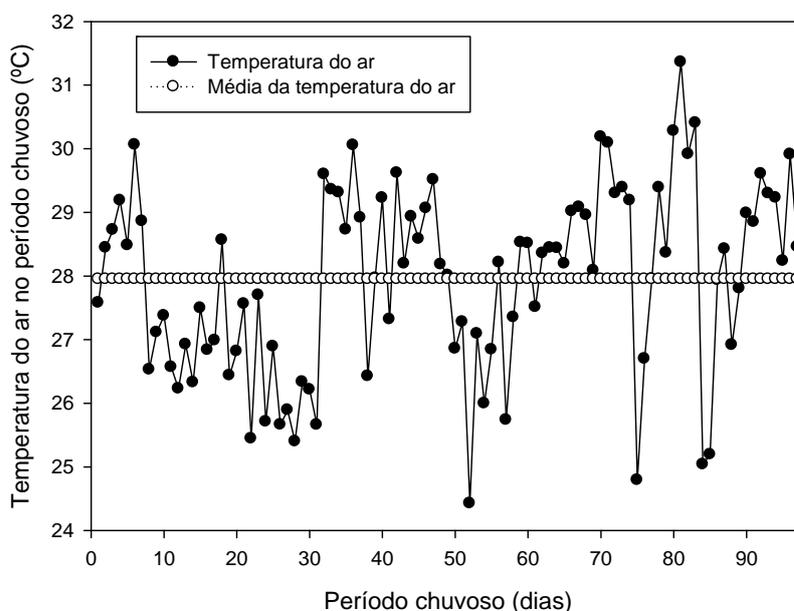
**Figura 17** - Valores médios diários da temperatura do solo nos períodos chuvoso e seco

Conforme a Figura 16 nota-se que em geral os valores médios diários da radiação foram maiores no período chuvoso do que no seco, isso também pode ser notado se comparar a média da radiação dos dois períodos em que a média do período chuvoso é aproximadamente 4,42% maior do que a média do período seco. Esse comportamento da radiação deve-se ao comportamento da temperatura do solo (Figura 17) nos dois períodos estudados, o período chuvoso apresentou, com exceção do dia 96 do período seco, temperaturas mais altas do que as temperaturas do período seco o que refletiu numa maior radiação (maior emissão do solo) no período chuvoso do que nesse período. Nota-se também que a temperatura no período chuvoso apresentou menor variação do que no período seco, isso é um indicativo de que com o solo úmido devido à ocorrência de chuva faz com que a temperatura do solo seja regulada de forma a não haver variações abruptas como no período em que o solo está seco. Esse resultado está de acordo com Bellaver (2010) que verificou para a mesma área de estudo que quando a precipitação foi menor, aumentou-se a amplitude térmica do solo.

#### 4.1.4. Temperatura do ar

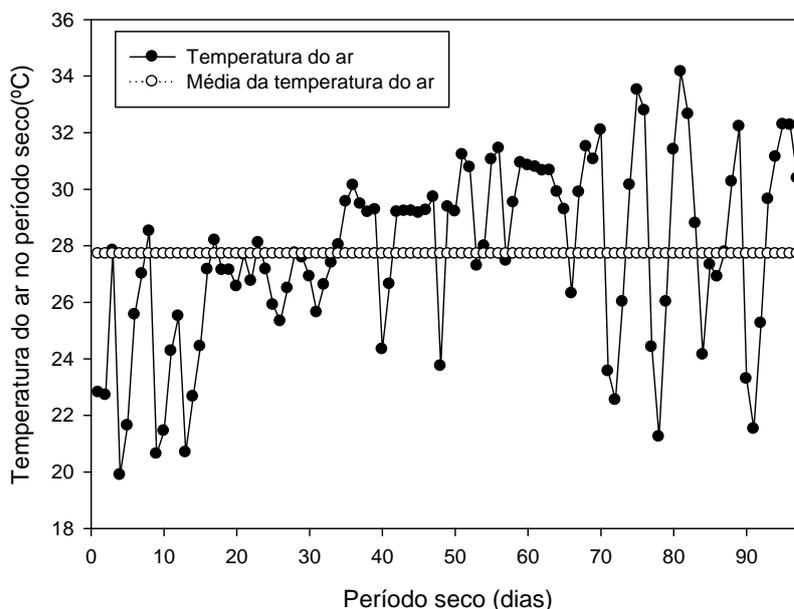
A temperatura do ar juntamente com a umidade relativa foram as variáveis de maior importância para este estudo, visto que elas foram as duas variáveis ambientais usadas na equação de Brutsaert para a estimativa da emissividade atmosférica, bem como, segundo a Equação 4 é a temperatura e a emissividade atmosférica que determinam a emissão das ondas longas proveniente da atmosfera. Portanto, fez-se necessário estudar o comportamento sazonal da temperatura do ar da região estudada.

A média diária da temperatura do ar no período chuvoso oscilou entre o mínimo de 24,42°C (24 de fevereiro) e o máximo de 31,36°C (11 de abril), o que remete a amplitude térmica de 6,94°C entre os dois extremos, sendo que a temperatura média desse período foi de 27,95°C apresentando um valor 0,21% maior que a média entre os valores de mínimo e máximo desse período. Considerando essa pequena diferença entre essas médias pode-se inferir que os valores da temperatura média do ar no período chuvoso estiveram distribuídos praticamente de forma equivalente entre os valores de mínimo até a média e os valores da média até o máximo. Como pode ser observado na Figura 18.

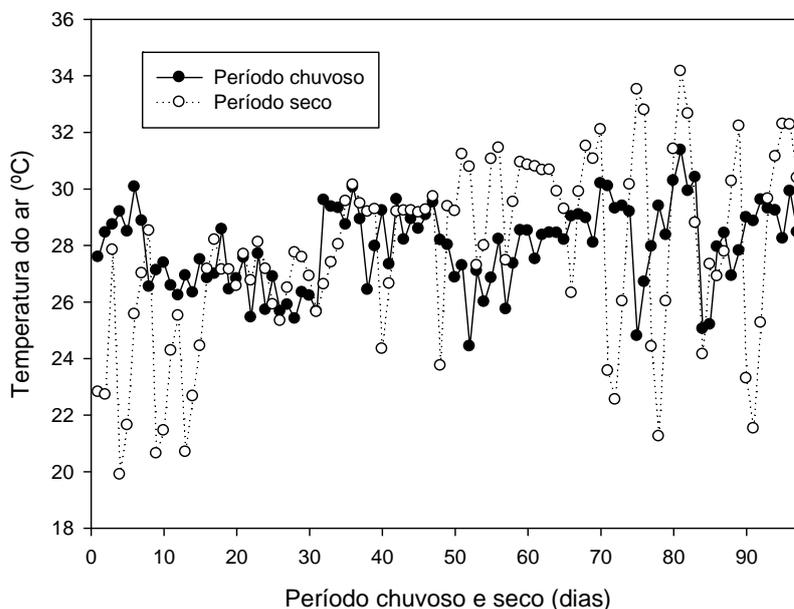


**Figura 18** - Valores médios diários da temperatura do ar no período chuvoso juntamente com a média do período

Quanto ao período seco a temperatura do ar apresentou maior amplitude térmica entre seus valores extremos o que ocasionou uma maior variação nas temperaturas médias diárias desse período. A temperatura média mínima desse período foi de 19,89°C (6 de junho) e de 34,15°C (20 de setembro) para a temperatura média diária máxima, o que estabeleceu uma amplitude térmica de 14,26°C entre os valores extremos. A temperatura média desse período foi de 27,71°C, portanto, é 2,55% maior que a temperatura média entre os valores de mínimo e máximo, o que mostrou que houve uma maior quantidade de temperaturas médias diárias mais próximas do valor de máximo do que do valor de mínimo.



**Figura 19** - Valores médios diários da temperatura do ar no período seco juntamente com a média do período



**Figura 20** - Valores médios diários da temperatura do ar nos períodos chuvoso e seco

Observa-se pela Figura 19 que há mais pontos acima da média do que abaixo dela, o que revela que nesse período as médias diárias das temperaturas tenderam suavemente para a região compreendida entre a média do período e a maior média diária da temperatura do ar. Vilani et al., (2006) encontrou média de temperatura do ar de 26 °C para o período chuvoso e de 25,6°C para o período seco em uma Floresta de transição Amazônia – Cerrado.

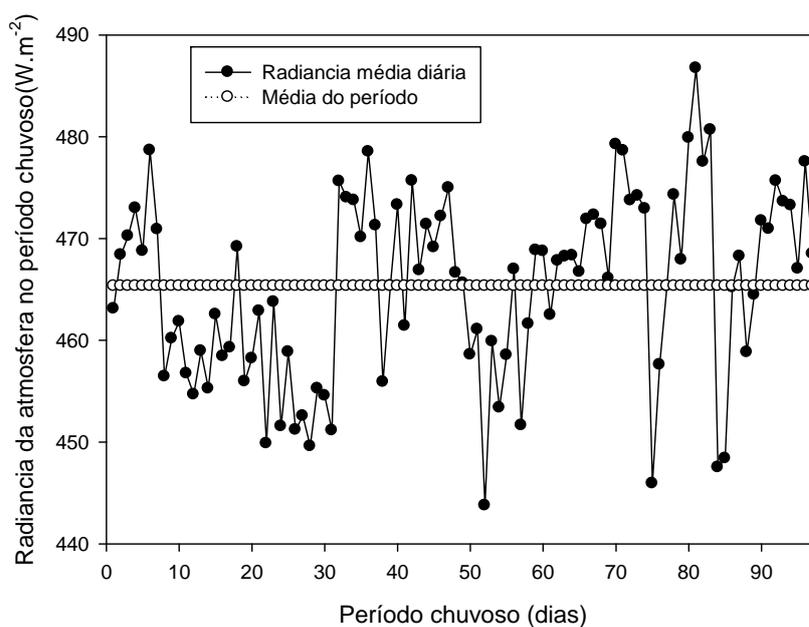
A Figura 20 mostra a distribuição sazonal das médias diárias da temperatura do ar. Nota-se que o período chuvoso apresentou uma distribuição com variações menos abruptas do que o período seco. Assim, o conteúdo de água na atmosfera regula a sua temperatura levando-a a variações mais suaves do que no período seco, onde a escassez de chuva faz com que a temperatura do ar tenha um comportamento com variações mais abruptas do que o período chuvoso. VILANI et. al, (2006)

Outro fator importante a ser relatado é referente aos graus de temperatura acumulados, ou seja, o somatório de todas as médias diárias das temperaturas em cada período estudado. No período chuvoso houve um somatório 2711,05°C e no período seco esse somatório foi de 2687,96°C, o que representa 0,86% menor que o período chuvoso, assim, mesmo que no período seco haja mais variações que o

período chuvoso, em graus de temperaturas acumulados os dois períodos foram praticamente equivalentes.

#### 4.1.5. Radiância da atmosfera

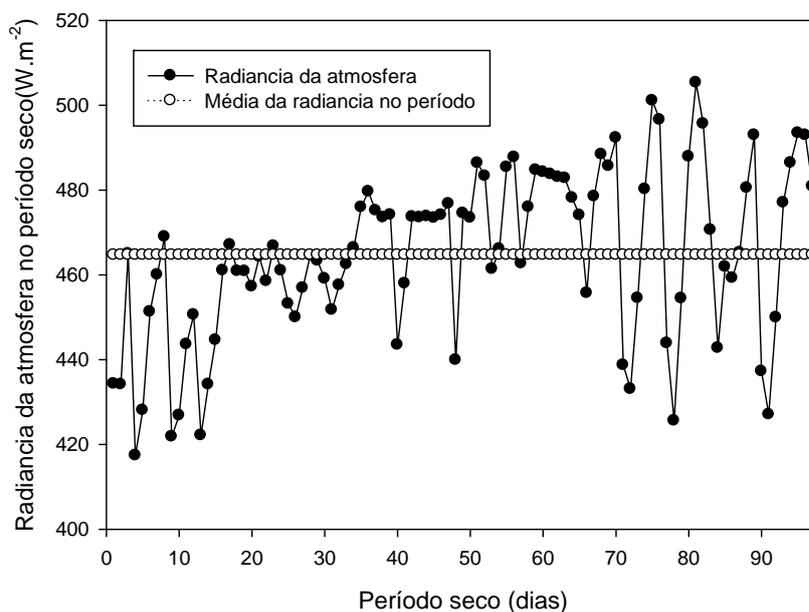
Os valores diários médios de mínimo e máximo da radiância da atmosfera (considerando a emissividade atmosférica igual a 1) foram respectivamente  $443,77\text{W.m}^{-2}$  (24 de fevereiro) e  $486,73\text{ W.m}^{-2}$  (11 de abril). A média desse período foi de  $465,33\text{ W.m}^{-2}$  que é muito próximo da média entre os valores de mínimo e máximo que revelou os valores da radiância da atmosfera compreendidos entre o mínimo e a média e entre a média e o máximo desse período foi equivalente (Figura 21).



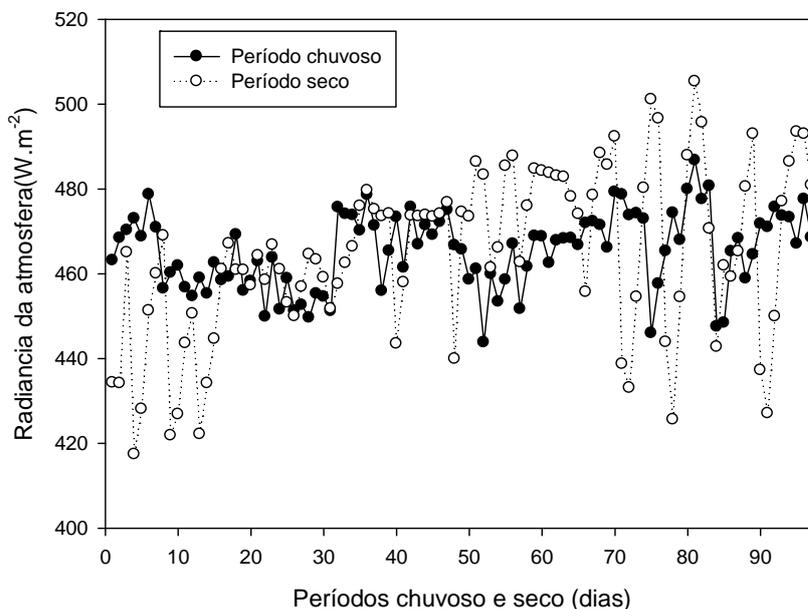
**Figura 21** - Valores médios diários da radiância da atmosfera no período chuvoso juntamente com a média do período

Quanto ao período seco, os valores de mínimo e máximo da radiância da atmosfera ocorreram, assim como na temperatura do ar, nos dias 4 e 81 (20 de setembro) respectivamente, com valores médios diários de  $417,39\text{W.m}^{-2}$  para o valor mínimo e  $505,28\text{W.m}^{-2}$  para o valor de máximo. Esse período apresentou o valor mínimo de radiância menor que o mínimo do período chuvoso e o máximo maior que

o máximo daquele período o que subentendeu uma maior variação da radiação no período seco do que no período chuvoso. A radiação média do período seco foi de  $464,66\text{W.m}^{-2}$  o que representou menos de 1% a mais do que a média entre os valores de máximo e de mínimo, resultando em uma distribuição equivalente entre os valores de mínimo e a média do período e os valores compreendidos entre a média do período e o valor máximo.



**Figura 22** - Valores médios diários da radiação da atmosfera no período seco juntamente com a média do período



**Figura 23** - Valores médios diários da radiação da atmosfera nos períodos chuvoso e seco

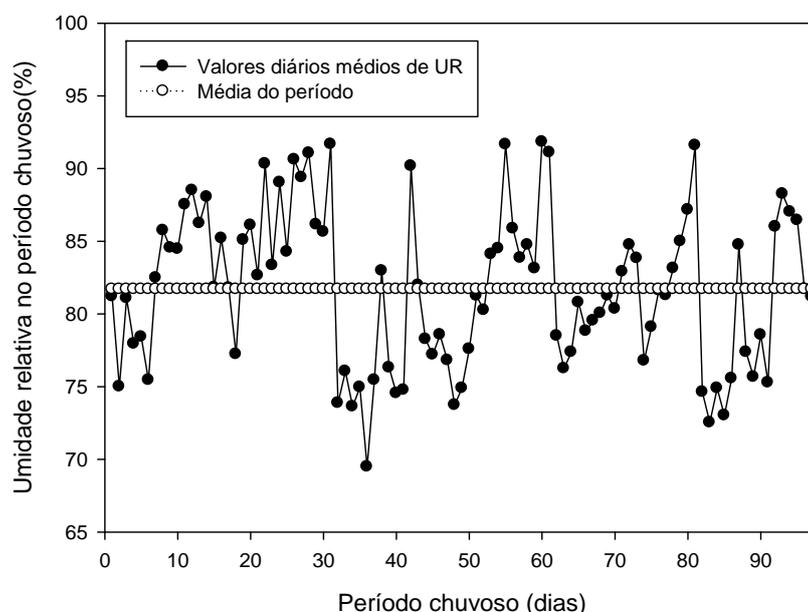
Conforme Figura 23, a radiação da atmosfera no período chuvoso e seco, os valores obtidos em ambos os períodos são semelhantes, apesar de no período seco apresentar maior variação do que no período chuvoso, o comportamento da radiação teve o mesmo padrão nos dois períodos estudados. Ressalta-se que essa radiação considerou a atmosfera comportando-se como um “Corpo Negro” (emissividade igual a 1).

#### 4.1.6. Umidade Relativa

A umidade relativa (UR) indica o conteúdo de vapor d’água existente na atmosfera, ou seja, o quanto o ar está úmido ou o percentual de vapor d’água contida na atmosfera em relação ao total necessário para que haja a saturação. É um indicativo de como se comporta a atmosfera com relação à absorção de energia de ondas longas, visto que o vapor d’água absorve significativamente as radiações dessa faixa do espectro eletromagnético.

Os valores médios diários da umidade relativa no período chuvoso oscilaram entre 69,49% no 36º dia (5 de fevereiro) a 91,833% no 77º dia (17 de março) com

uma média no período de 81,70% que é relativamente alta, mas está de acordo com Biúdes (2008), visto que a frequência de chuvas faz com que aumente o conteúdo de água na atmosfera da região.

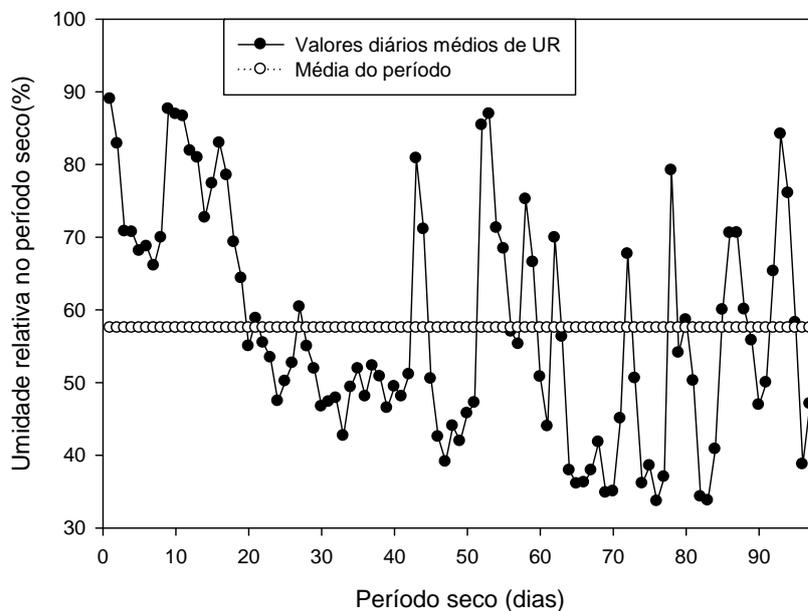


**Figura 24** - Valores médios diários da umidade relativa do ar no período chuvoso juntamente com a média do período

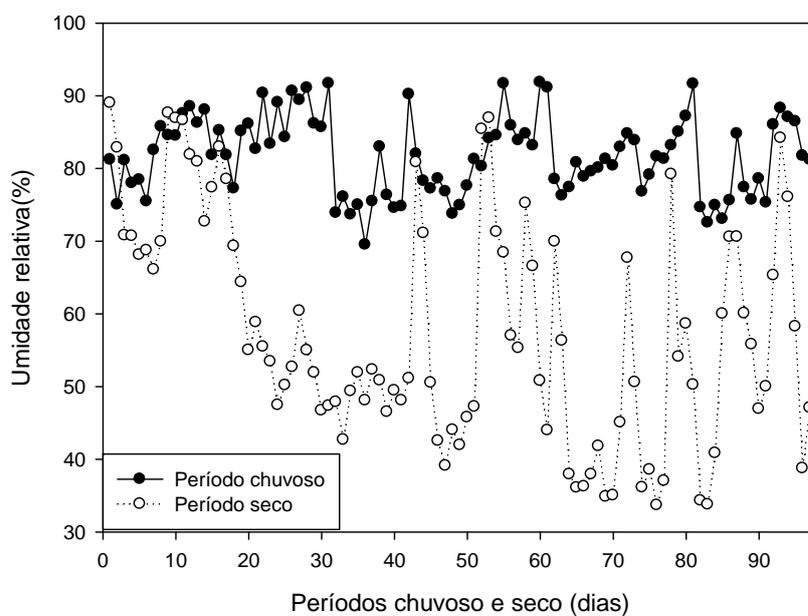
A Figura 24 mostra o comportamento da UR no período chuvoso, nota-se que os valores médios diários são relativamente altos com a grande maioria dos dias ultrapassando os 70% e chegando acima dos 90% de conteúdo de vapor d'água na atmosfera.

Já no período seco, os valores médios diários da UR oscilaram entre 33,47% no 76º dia (4 de setembro) a 88,99% no 1º dia (3 de junho) desse período, assumindo uma média de 57,52% (Figura 25). A escassez de chuva nesse período fez com que diminuísse o conteúdo de água na atmosfera se comparada com o período chuvoso, isso revela que com a diminuição de água no solo e o processo de secagem do Pantanal após o período inundado, provocou a diminuição na evapotranspiração local que levou na diminuição da UR nesse período e aumento do fluxo de calor sensível que é justificado pelo aumento da temperatura do ar no período seco. Esse aumento

da umidade relativa no período chuvoso também foi verificado por Biúdes (2008) na mesma área de estudo.



**Figura 25** - Valores médios diários da umidade relativa do ar no período seco juntamente com a média do período



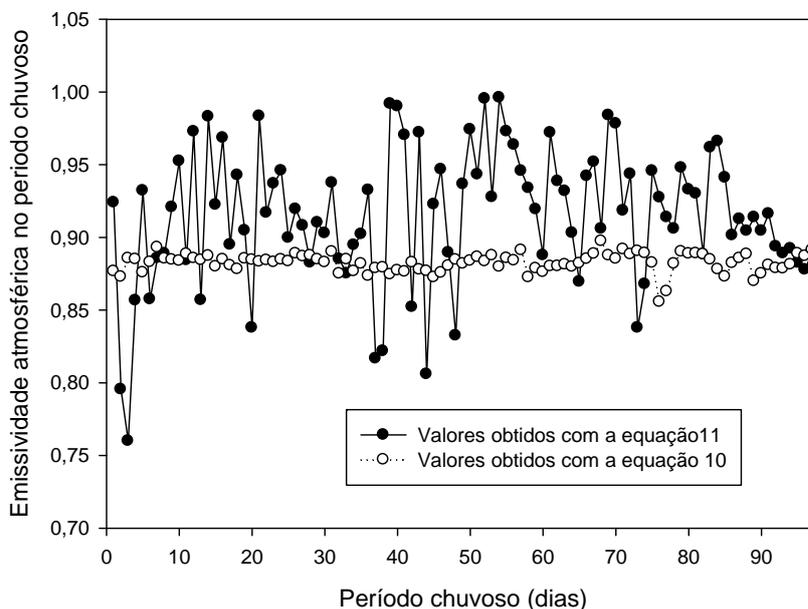
**Figura 26** - Valores médios diários da umidade relativa do ar nos períodos chuvoso e seco

Conforme a Figura 26 mostra, a UR no período chuvoso apresentou menores variações, onde praticamente todos os valores médios diários foram maiores do que os do período seco, mostrando que a água é um agente regulador da atmosfera pantaneira.

## 4.2. EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA

### 4.2.1 Emissividade atmosférica no período chuvoso

Os valores diários médios da emissividade atmosférica no período chuvoso calculados através da equação do balanço de radiação (Equação 11) apresentaram variações entre 0,7599 no dia 3 de janeiro e 0,9960 no dia 26 de fevereiro, com média no período de 0,9150. Conforme as estimativas da equação de Brutsaert, os valores da emissividade atmosférica oscilaram entre 0,8556 no 6º dia do mês de abril e 0,8973 no dia 25 de março com média no período de 0,8823. Isso mostra que utilizando apenas duas variáveis ambientais, neste caso, temperatura do ar e umidade relativa, os valores estimados apresentam menor variação que os valores calculados pela equação 11. Estes por sua vez, consideram mais variáveis ambientais: saldo de radiação, radiação global, albedo, temperatura do ar e temperatura do solo, que por sua vez estão sujeitos a influências de outras variáveis, ocasionando um comportamento com maiores variações do que os valores estimados pela equação de Brutsaert. Observando a média do período notou-se que houve uma sub-estimativa média de aproximadamente 3,57% dos valores calculados, o que representou em média uma aproximação significativa entre os valores estimados pela equação de Brutsaert e os valores calculados pela equação do balanço de radiação. Observa-se pela Figura 27 a distribuição dos valores diários médios estimados e calculados da emissividade atmosférica.



**Figura 27** - Valores médios diários calculados e estimados da emissividade atmosférica no período chuvoso

No gráfico representado pela Figura 27, nota-se uma maior variação nos valores da equação 11 do que nos valores da equação 10, isso se deve a dependência de mais variáveis por parte da equação utilizada para calcular a emissividade atmosférica do que a equação utilizada para estimá-la. Pode-se notar também que a maioria dos valores calculados da emissividade atmosférica estiveram entre 0,9 e 1 o que revela uma emissividade significativa nesse período, ou seja, o comportamento da atmosfera do Pantanal no período chuvoso se aproximou do comportamento de um “Corpo Negro” (emissividade igual a 1) na maioria dos dias estudados. Provavelmente, devido a quantidade significativa do conteúdo de água na atmosfera pantaneira, o vapor d’água é um dos componentes atmosféricos que mais absorve radiação infravermelha, principalmente as emitidas pela superfície terrestre, onde para a emissividade de um corpo, a maior absorção de energia pela atmosfera ocasionou maior emissão por ela e por isso a ocorrência de valores de emissividade consideravelmente altos nesse período.

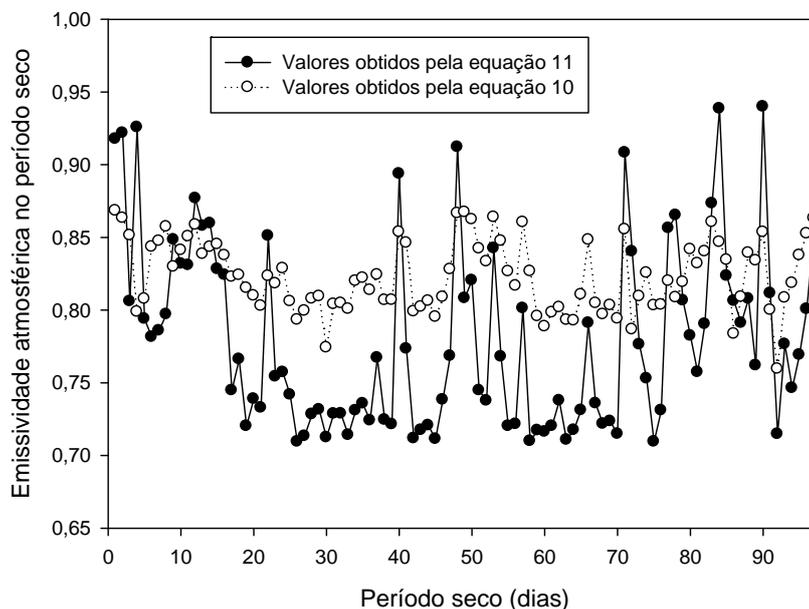
Outro fator importante a ser considerado ainda sobre a emissividade atmosférica pantaneira é que como os valores médios diários oscilaram entre 0,7599 a 0,9960, o que indica que a atmosfera do Pantanal utiliza em média diária cerca de

0,0040 a 0,2401 da energia absorvida para a manutenção de seus processos micrometeorológicos, ou seja, de toda energia por ela absorvida uma parcela entre 0,40% a 24,01% permanece na atmosfera mantendo seus processos. Na média do período essa parcela retida pela atmosfera foi de aproximadamente 8,50%.

#### **4.2.2 - Emissividade atmosférica no período seco**

No período seco os valores médios diários da emissividade atmosférica calculados através da equação do balanço de radiação (equação 11) variaram de 0,7094 (1 de julho e 3 de setembro) a 0,9398 (20 de junho) e a média desse período foi de 0,7795. Os valores estimados pela equação de Brutsaert oscilaram entre 0,7595 (23 de setembro) a 0,9177 (3 de junho) com uma média estimada de 0,8231 para o período. A variação entre os valores calculados pela equação do balanço de radiação esteve numericamente muito próximo da variação do período chuvoso, mesmo que em média apresente redução de aproximadamente 14,81% da emissividade calculada no período seco. A variação dos valores calculados nos dois períodos foi praticamente a mesma, o que revelou um padrão semelhante nos dois períodos.

Quanto aos valores diários médios estimados pela equação de Brutsaert foram em média 5,60% maiores do que os valores obtidos pela equação do balanço de radiação, que revelou uma aproximação média significativa entre os valores estimados e os calculados, porém, superestimando os valores se comparados com aqueles obtidos pela equação 11, diferente do que ocorreu no período chuvoso onde houve sub-estimativa dos valores. A Figura 28 mostra a distribuição dos valores diários médios estimados e calculados da emissividade atmosférica no período seco.



**Figura 28** - Valores médios diários calculados e estimados da emissividade atmosférica no período seco

Nota-se na Figura 28 as variações da emissividade atmosférica no período seco, dentre os fatores que puderam ser observados é que os valores estimados pela equação 10 seguiram o mesmo padrão dos valores obtidos com a equação 10, o que permite inferir que as estimativas realizadas pela equação de Brutsaert conferem uma reprodução aproximada dos valores calculados. Esse fato torna-se importante por ser a equação utilizada para estimar os valores da emissividade atmosférica dependente de apenas duas variáveis micrometeorológicas (Temperatura e Umidade Relativa) e, portanto, com maior aplicabilidade para o local estudado.

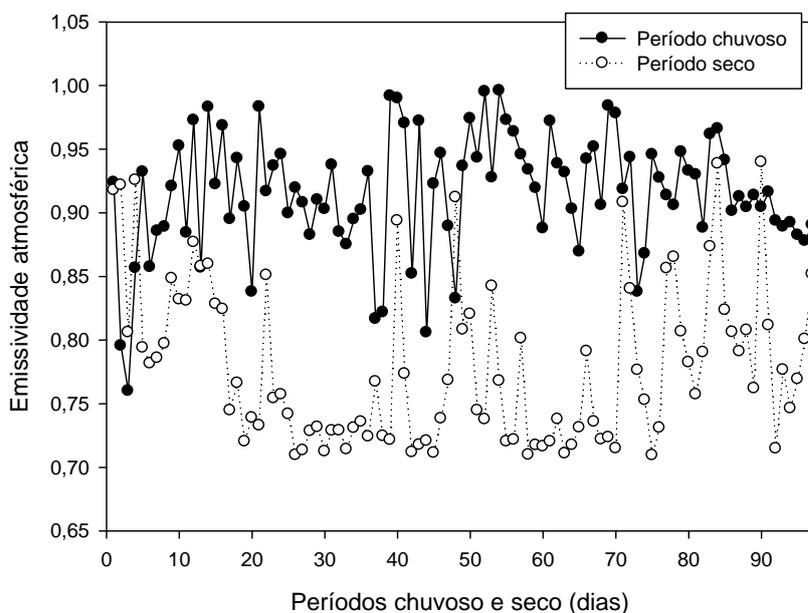
#### 4.2.3. Variações sazonais da emissividade atmosférica

A tabela 1 mostra as variações da emissividade atmosférica obtida pela equação do balanço de radiação e pela equação de brutsaert nos dois períodos.

**Tabela 1** - Valores mínimos, máximos e médios da emissividade atmosférica calculada e estimada nos períodos chuvoso e seco

	Período chuvoso			Período seco		
	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média
Valores obtidos pela equação 11	0,7599	0,996	0,915	0,7094	0,9398	0,7795
Valores obtidos pela equação 10	0,8556	0,8973	0,8823	0,7595	0,9177	0,8231

A emissividade atmosférica média calculada no período chuvoso foi cerca de 17,40% maior do que no período seco e a média estimada também foi maior (11,16%) no período chuvoso, provavelmente devido a maior ocorrência de chuva no período de maior emissividade, o que gerou aumento no conteúdo de água no ar (UR) aumentando o “poder” de absorção e consequentemente a o “poder” de emissão da atmosfera. A Figura 29 mostra o comportamento dos valores calculados da emissividade atmosférica nos dois períodos.



**Figura 29** - Valores médios diários calculados da emissividade atmosférica nos períodos chuvoso e seco

A emissividade atmosférica no período chuvoso foi superior ao período seco em praticamente todos os dias observados, o menor conteúdo de água na atmosfera no período seco fez com que houvessem variações mais abruptas nesse período do que no período chuvoso em que o conteúdo de água na atmosfera foi maior.

Outro fator importante que se percebe é que as variações abruptas da emissividade atmosférica no período seco também ocorreram em variáveis como a temperatura do ar e a umidade relativa, o que indica que essas duas variáveis (temperatura e umidade relativa) influenciam consideravelmente a emissividade atmosférica da região pantaneira.

#### 4.2.4. Radiância atmosférica utilizando os valores da emissividade

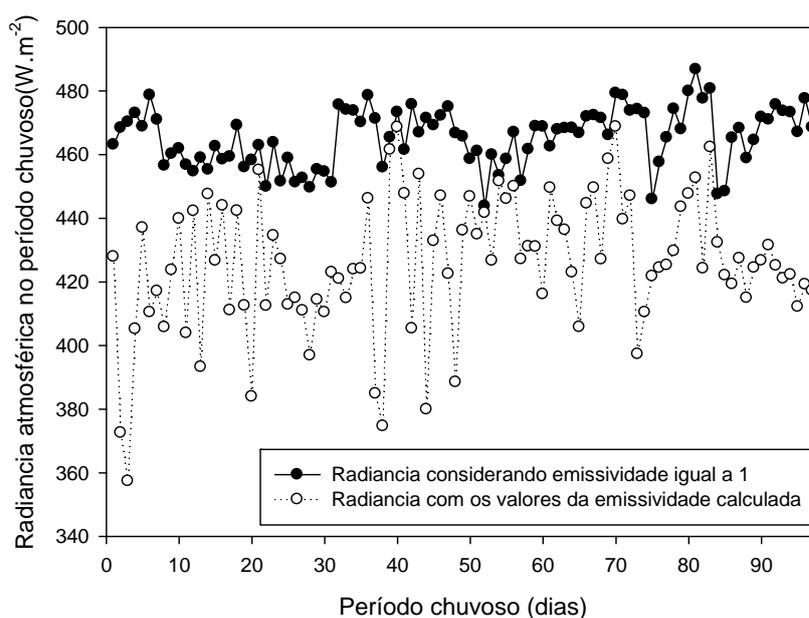
A tabela 2 mostra os valores calculados da radiância atmosférica considerando a emissividade igual a 1 utilizando-se os valores da emissividade encontrados neste estudo no período chuvoso e seco.

**Tabela 2** - Valores mínimo, máximo e médio da radiância atmosférica considerando a emissividade igual a 1 e calculada utilizando os valores da emissividade encontrados neste estudo nos períodos chuvoso e seco

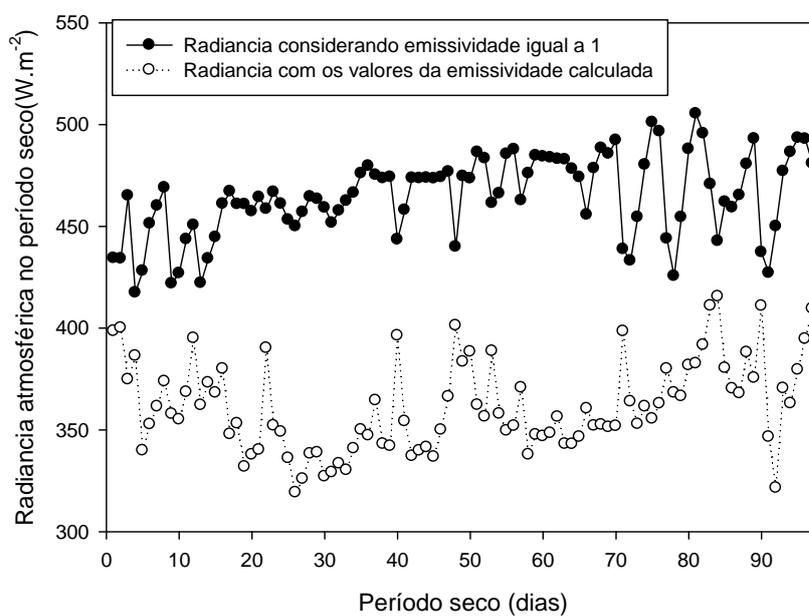
	Período chuvoso		Período seco			
	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média
Emissão da atmosfera considerando a emissividade 1(W.m <sup>-2</sup> )	443,77	486,73	465,33	417,39	505,28	464,66
Emissão da atmosfera considerando a emissividade calculada por BR(W.m <sup>-2</sup> )	357,32	468,75	425,69	319,21	415,5	361,39

Os valores encontrados para a radiância atmosférica utilizando os valores da emissividade atmosférica obtidos pela equação 11 oscilaram entre 357,32W.m<sup>-2</sup> (3 de janeiro) e 468,75W.m<sup>-2</sup> (27 de março) para o período chuvoso, apresentando uma média de 425,69W.m<sup>-2</sup> para esse período e entre 319,21W.m<sup>-2</sup> (1 de julho) e 415,50W.m<sup>-2</sup> (14 de setembro) com média de 361,39W.m<sup>-2</sup> no período seco. Esses valores apresentam diferenças consideráveis de até 30% na estimativa da emissão da atmosfera, se comparados com os valores da radiância ao considerar a emissividade

atmosférica igual a 1, portanto, esse resultado mostrou que para o local estudado, o uso do valor da emissividade igual a 1 confere erros significativos no balanço de ondas longas. As Figuras 30 e 31 mostram a radiância considerando a emissividade igual a 1 e considerando a emissividade encontrada neste estudo para os dois períodos considerados.



**Figura 30** - Valores médios diários da radiância atmosférica considerando os valores de emissividade encontrados neste estudo no período chuvoso



**Figura 31** - Valores médios diários da radiância atmosférica considerando os valores de emissividade encontrados neste estudo no período seco

Observando as Figuras 30 e 31 nota-se a diferença significativa entre os valores da radiância atmosférica ao se adotar a emissividade atmosférica igual a 1, o que indica que para o Pantanal deve ser utilizado os valores da emissividade atmosférica encontrados para o local, caso contrário, ocorrerá erros significativos no cálculo da radiação de onda longa proveniente da atmosfera.

#### **4.2.5. Análise estatística do modelo**

Para o período chuvoso o Desvio Médio Absoluto foi de -0,033 o que representou a sub-estimativa média do método, o Desvio Médio Quadrático foi de 0,057 e o Coeficiente de determinação foi de 0,996 para esse período.

Para o período seco o valor do Desvio Médio Absoluto foi de 0,044 o que indicou a super-estimativa do método para esse período, o Desvio Médio Quadrático foi de 0,067 e o Coeficiente de determinação foi de 0,994

Os baixos valores do DMA e de DMQ representam que as variações entre valores obtidos pela equação 10 e equação 11 foram baixas e os valores altos do  $R^2$  para os dois períodos representa que no período chuvoso o modelo de Brutsaert aproximou em 99,60% dos valores obtidos pela equação do balanço de radiação e no período seco, essa aproximação foi de 99,4% indicando relação satisfatória entre o modelo de Brutsaert e o balanço de radiação mostrando que o método utilizado se aproximou do modelo hipotético na estimativa da emissividade atmosférica no Pantanal de Mato-Grosso.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os valores da emissividade atmosférica estimada pela equação de Brutsaert aproximaram significativamente dos valores obtidos através da equação do balanço de radiação, mostrando assim que a equação de Brutsaert é aplicável ao Pantanal. A aplicação desse método para outras localidades fica condicionada a análise prévia de sua validade para outros locais de estudos.

Houve variação sazonal da emissividade atmosférica na região pantaneira, sendo aproximadamente 17,40% (considerando os valores calculados) maior no período chuvoso, o que indica que nesse período a atmosfera do Pantanal “devolve” mais energia para o meio do que na estação seca e conseqüentemente retém menos energia do total absorvida em relação a outro período.

Tanto a emissividade quanto a radiância atmosférica pode ser estimada utilizando somente os dados de temperatura e umidade relativa, sendo essas duas últimas variáveis mais facilmente medidas.

Foi possível inferir que a radiância da atmosfera, considerando a emissividade igual a 1 confere erros significativos no cálculo permitindo inferir que devem ser usados os valores da emissividade atmosfera encontrados neste trabalho a fim de minimizar os erros nas estimativas da radiação de onda longa proveniente da atmosfera da região.

## Perspectivas Futuras

O aprofundamento do estudo da equação de Brutsaert para a estimativa da emissão da atmosfera, bem como, a aplicações de outros métodos de estimativa da emissividade atmosférica.

Modelagem da emissividade atmosférica.

Estudo das limitações da Lei de Stefan-Boltzmann no estudo de sistemas abertos.

## Trabalhos submetidos

CURADO, L.F.A., RODRIGUES, T.R., BIUDES, M.S., DE PAULO, I.J.C., NOGUEIRA, J.S.  
Estimativa sazonal da emissividade atmosférica no Pantanal Mato-Grossense através da equação de Brutsaert. *Ciência e Natura*, 2010. (Em avaliação)

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMADOR, G. A. Composição florística e caracterização estrutural de duas áreas de Carandazais nas sub-regiões do Miranda e Nabileque, Pantanal sul mato-grossense, Brasil. 2006. 55p. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Conservação), Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, 2006.

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, n.1, p. 403-10. 1990.

BALDOCCHI, D. D.; MEYERS, T. P. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.90, n. 1, p. 1-25, 1998.

BELLAVER, V. Difusividade Térmica do Solo em Área Monodominante de Cambará no Norte do Pantanal Mato-Grossense. 2010. 70p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Universidade Federal de Mato-Grosso – MT, 2010.

BISHT, G., VENTURINI, V., ISLAM, S., JIANG, LE. Estimation of the net radiation using MODIS ( Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote Sensing of Environment**, n. 97, p. 52-567, 2005.

BIUDES, M.S. Balanço de Energia em área de vegetação monodominante de cambará e pastagem no norte do pantanal. 2008. 142p. Tese (Doutorado em agricultura tropical). Faculdade de Agronomia e medicina veterinária, Universidade Federal de Mato Grosso, 2008.

BIUDES, M.S. CAMPELO JÚNIOR, J. S., NOGUEIRA, J. S., SANCHES, L. Estimativa do balanço de Energia Cambarazal e pastagem no norte do pantanal pelo método da Razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia** v.24, n.2, p. 135-143, 2009.

BRUTSAERT, W. On the derive formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**. n. 11, p. 742-744, 1975.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications. **Dordrecht, D. Reidel Publishing Company**, 299 p, 1982.

CARRILHO, S. B. P. Avaliação de modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. 2011. 124 p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Universidade Federal de Mato-Grosso – MT, 2011.

CASTELNOU, M. N.; FLORIANI, D.; VARGAS, I. A.; DIAS, J. B. Sustentabilidade socioambiental e diálogo de saberes: o Pantanal mato-grossense e seu espaço vernáculo como referência. **Desenvolvimento e Meio Ambiente, Editora UFPR**, n. 7, p. 41-67, 2003.

COMASTRI FILHO, J.A.; POTT, A. Introdução e avaliação de forrageiras em “cordilheiras” semidesmatada na sub-região da Nhecolândia, Pantanal Matogrossense. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.33, n.5, 1998.

CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; MARQUES FILHO, A. O.; ROCHA, H. R. Radiation, temperature and humidity over Forest and a pasture in Amazonia. In: **Amazonian deforestation and climate** (eds. J.H.C. Gash, C. A.Nobre, J. M. Robert, R. L. Victoria). Chichester: John Wiley, p. 175-191, 1996.

DAMASCENO-JUNIOR, G. A.; SEMIR, J.; SANTOS, F. A. M.; LEITÃO-FILHO H.F. Structure, distribution of species and inundation in a riparian forest of Rio Paraguai, Pantanal, Brazil. **Flora**, v.200, p.119-135, 2005.

GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.8, n. 1, p. 1-10, 2000.

HEITOR, A.; BIGA, A. J.; ROSA, R. Thermal Radiation Componentes of the Energy Balance at the Ground. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 1, p. 29-48, 1991.

Idso, S. B.; Jackson, R. D. Thermal radiation from atmosphere. **Journal Geophysical Research**, n. 74, p. 5397-5403, 1969.

JUNK, W. J.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. E. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. In: Proceedings of the International Large River Symposium (LARS), 1989. **Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences**. Ottawa (Canada): ed. Dodge, p. 110-127, 1989.

JUNK W.J. Long-term environmental trends and the future of tropical wetlands. **Environmental Conservation**, v.29, n.4, p.414-435, 2002.

LEITÃO, M. M. V. B. R. Balanço de Radiação e de Energia numa Cultura de Soja Irrigada. (Dissertação de Mestrado). DCA – CMM TD No 03. Campina Grande, 110p., 1989.

MANZI, A.O.; VISWANADAM, Y.; SÁ, L.D.A.; ANDRÉ, R.G.B. Um estudo sobre o balanço de radiação da floresta Amazônica. São José dos Campos:INPE, 1986. (INPE-3956-PRE/974).

MARQUES FILHO, A. O. Regime de radiação solar e características da vegetação – modelos de inversão. *Acta Amazônica*, v. 27, n. 2, p. 119-134, 1997.

MATEUS, L.A.F.; PENHA, J.M.F.; PETRERE, M. Fishing resource in the rio Cuiabá basin, Pantanal do Mato Grosso, Brazil. **Sociedade Brasileira de Ictiologia**, v.2, n.4, p.2117-227, 2004.

MENDONÇA, E. D.; Campelo Júnior, J. H.; Priante Filho, N. Estimativa de emissividade atmosférica em Santo Antônio do Laverger-MT. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, n. 4, v. 2, p. 63-71, 1996.

MOLION, L. C. B. Um século e meio de aquecimento global. **Revista Ciência Hoje**. Vol 18 Nº 107. p. 21-29, 1995.

NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W. J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal grasslands. **Applied Vegetation Science**, v. 7, 103–110, 2004.

PEZZOPANE, J.E.M.; PEDRO JÚNIOR, M.J.; ORTOLANI, A.A.; MEYER, N. Radiação líquida e temperatura de folha no interior de estufa com cobertura plástica, durante o período noturno. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.3, p.1-4, 1995.

ROSENBERG, N., BLAD, B. L., VERMA, S. B. Microclimate: **The biological environment**. 2 Edition, Lincoln – Nebraska: John and Sons, 495p., 1983.

SANTOS, S.A.; COSTA, C. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no pantanal sul mato-grossense durante os períodos secos de 1999 e 2000, 2006  
**Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, 398-412, 2006.

SATTERLUND, D.R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. **Water Resourch Resourch.**, v. 15, p. 1649-1650, 1979.

SOUZA, J. D. C., RIBEIRO, A., COSTA, M. H., COHEN, J. C. P., DA ROCHA, E. J. P. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no Nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, 318-330, 2006.

SOUZA, J. L. de & ESCOBEDO, Balanço de radiação em cultivos de feijão-vagem com e sem cobertura polietileno. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.32, n.1, p.1-15, 1997.

SWINBANK, W.C. Long-Wave Radiation from clear skies. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 89, n. 381, p. 339-348, 1963.

VIANELLO, R. L. & ALVES, A. R. Meteorologia Básica e Aplicações. Universidade Federal de Viçosa. Imprensa Universitária, Viçosa, 1991.

VILANI, M.T.; SANCHES, L.; NOGUEIRA, J.S; PRIANTE FILHO, N. Sazonalidade da radiação, temperatura e umidade em uma Floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n.3b, 119-131 2006.

VILANI, M.T.; SANCHES, L.; PINHEIRO, M.R; JUNIOR, O.B.P.; Estimativa da radiação de onda longa incidente em uma floresta semidecídua tropical da Bacia Amazônica. **Ciência e Natura**, UFSM, 32(1): 65 - 81, 2010

VON RANDOW, R. C. S. & AVALÁ, R. C. S. Estimativa Da Radiação De Onda Longa Atmosférica No Pantanal Sul Mato-Grossense Durante Os Períodos Secos De 1999 E 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, 398-412, 2006.

## **7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS CONSULTADAS**

REICHARDT, K. & TIMM, L. C. Solo, planta e atmosfera: Conceitos, processos e aplicações. Ed. Manole LTDA. São Paulo. 476 p., 2004.

OMETTO, J. C. Bioclimatologia vegetal. Ed. Agronômica Ceres. São Paulo. 440 páginas, 1981.

PEREIRA, O. A. Determinação Do Fluxo De CO<sub>2</sub> Numa Área Monodominante De Cambará No Norte Do Pantanal Mato-Grossense. 2009. 75p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Universidade Federal de Mato-Grosso - MT, 2009.

AGUIAR, L. J. G. Balanço de Radiação em Áreas de Floresta e de Pastagem em Rondônia. 2007. 91p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa – MG, 2007.