

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

**RELAÇÃO ENTRE O BALANÇO DE ONDAS LONGAS E O
EFEITO ESTUFA EM ÁREA DE PASTAGEM COM
FRAGMENTOS DE CERRADO *STRICTO SENSU***

ANDRÉ LUIZ MARTINS

**PROF. DR. FRANCISCO DE ALMEIDA LOBO
ORIENTADOR**

Cuiabá - MT, julho de 2012

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

**RELAÇÃO ENTRE O BALANÇO DE ONDAS LONGAS E O
EFEITO ESTUFA EM ÁREA DE PASTAGEM COM
FRAGMENTOS DE CERRADO *STRICTO SENSU***

ANDRÉ LUIZ MARTINS

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. DR. FRANCISCO DE ALMEIDA LOBO
ORIENTADOR

Cuiabá - MT, julho de 2012

FICHA CATALOGRÁFICA

M386r Martins, André Luiz.
Relação entre o balanço de ondas longas e o efeito estufa em área de pastagem com fragmentos de cerrado *stricto sensu* / André Luiz Martins. – 2012.
x, 63 f. : il. color.

Orientador: Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Pós-Graduação em Física Ambiental, 2012.

Bibliografia: f. 53-60.
Inclui anexos.

1. Radiação atmosférica – Balanço de ondas longas. 2. Pastagem – Cerrado *stricto sensu*. 3. Cerrado *stricto sensu* – Baixada cuiabana. 4. Efeito estufa – Cerrado. 5. Balanço de ondas – Medidas – Física. 6. Emissividade atmosférica. I. Título.

CDU – 53.083:504.32

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

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

DEDICATÓRIA

*À minha família, em especial à minha Esposa e à minha Mãe,
pela colaboração e paciência no transcorrer deste trabalho.*

AGRADECIMENTOS

- À Universidade Federal de Mato Grosso, em especial, ao Professor Dr. José de Souza Nogueira (Paraná), coordenador do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, pela oportunidade a mim concedida de realizar o Curso de Pós-graduação em Física Ambiental, por todo incentivo e apoio.
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro.
- Ao Professor Dr. Francisco de Almeida Lobo (Chico) pela orientação, pelo empenho e dedicação.
- À Professora Dr. Carmen Eugenia Rodríguez Ortíz, pela auxílio e parceria no desenvolvimento desta pesquisa.
- Aos professores Dr. Carla Maria Abido Valentini e o Dr. Marcelo Sacardi Biudes pelas críticas e sugestões.
- A todos os professores do Programa de Pós-Graduação, aos colegas do PGFA, pela oportunidade de aprendizagem e convivência.
- Ao Prof. Clóvis Nobre de Miranda pela colaboração com PPGFA pelo espaço concedido para instalação da Torre Micrometeorológica em sua propriedade.
- Ao Cesário e Soilce pela ajuda e colaboração, sempre que solicitei.
- Aos colegas do Grupo de Pesquisa em Ecofisiologia Vegetal pela ajuda em campo e em laboratório Ândrea, Isabela, Mário, Renan e Higo.
- Aos colegas de trabalho Adilson, Allan, Edson, Jonathan, Thiago Rodrigues, Thiago Ventura pela companhia e oportunidade de convivência.
- À minha mãe Valdelice, a minha esposa Damary, à minha sogra Haida, aos padrinhos do meu filho Anátalia e Nélio e aos demais familiares, pelo apoio, carinho e dedicação em todos os momentos que precisei.
- Às amigas Amanda e Márcia, pela amizade sincera, pela companhia e pelo imenso apoio recebido.
- A todos, que direta ou indiretamente, contribuíram para o desenvolvimento desse trabalho.

Muito obrigado!!!

EPIGRAFE

*“Existe apenas um bem, o saber,
e apenas um mal, a ignorância.”*

Sócrates

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1. INTRODUÇÃO	11
1.1. PROBLEMÁTICA	11
1.2. JUSTIFICATIVA	12
1.2.1. Objetivo Geral	13
1.2.2. Objetivos Específicos	13
1.2.3. Hipótese	14
2. REVISÃO DA LITERATURA	15
2.1. COMPOSIÇÃO ATMOSFÉRICA	15
2.2. BALANÇO DE RADIAÇÃO	16
2.3. BALANÇO DE ONDAS CURTAS	17
2.4. EFEITO ESTUFA E O BALANÇO DE ONDAS LONGAS	17
2.5. COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DO BALANÇO DE ONDAS LONGAS OBTIDO A PARTIR DE MEDIÇÕES INSTRUMENTAIS E ESTIMADO POR MEIO DE EQUAÇÕES EMPÍRICAS	20
3. MATERIAL E MÉTODOS	22
3.1. ÁREA DE ESTUDO	22
3.1.1. Caracterização do ambiente	23
3.1.2. Instrumentação	24
3.2. BALANÇO DE ONDAS LONGAS	25
3.2.1. Estimativas do balanço de ondas longas a partir de medições instrumentais	26
3.2.2. Cálculo do balanço de ondas longas a partir de equações empíricas	26
3.2.3. Estimativa da pressão de vapor d'água	28
3.2.4. Seleção dos dias úteis para as análises	28

3.2.5. Análise estatística	31
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
4.1. BALANÇO DE ONDAS LONGAS MEDIDOS	33
4.2. PARAMETRIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES EMPÍRICAS NA PASTAGEM	35
4.3. CARACTERIZAÇÃO DOS PERÍODOS DE ESTUDO	39
4.4. RADIAÇÃO GLOBAL E BALANÇO DE ONDAS CURTAS	40
4.5. ALBEDO DO LOCAL EM ESTUDO	41
4.6. COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES OBTIDOS A PARTIR DE MEDIÇÃO INSTRUMENTAL E A PARTIR DE EQUAÇÕES EMPÍRICAS....	43
5. CONCLUSÃO	52
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	53
7. REFERÊNCIAS CONSULTADAS	60
8. ANEXOS	61

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa do Brasil, Mato Grosso com localização da área de estudo em Cuiabá, nas coordenadas geográficas 15°43' Sul e 56°04' Oeste.....	22
Figura 2. Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda.	24
Figura 3. Dinâmica temporal do balanço de ondas longas instantâneos da área de estudo para os meses compreendidos entre os anos de 2009 (A), 2010 (B) e 2011 (C).	34
Figura 4. Precipitação acumulados mensais (Ppt, em mm), umidade relativa do ar (UR, em %), temperatura média do ar (t, em °C), pressão de vapor d'água (e, em hPa) na Fazenda Miranda, entre abril de 2009 a fevereiro de 2012.	40
Figura 5. Valores médios da radiação global, radiação global refletida e saldo de radiação, na Fazenda Miranda em Cuiabá.	41
Figura 6. Albedo da pastagem com céu claro ao longo dos dias (A) 07/08/2009, (B) 10/08/2010 e (C) 20/09/2011, na Fazenda Miranda em Cuiabá.	42
Figura 7. Regressão linear do balanço de ondas longas medidos instrumentalmente e estimados empiricamente na pastagem da Fazenda Miranda, sendo a análise estatística dada por coeficiente de correlação (r), índice de concordância (d), erro médio absoluto (EMA), a linha pontilhada é representa $y = x$	48
Figura 8. Valores médios medidos e estimados do balanço de ondas longas durante o dia na pastagem da Fazenda Miranda em Cuiabá.	50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Composição atmosférica dos gases variáveis próximos à superfície.	15
Tabela 2. Faixa de valores que indicam se o dia é nublado, parcialmente nublado e céu limpo.	29
Tabela 3. Dias do ano de 2009 e 2010 selecionados para a parametrização das equações empíricas.	36
Tabela 4. Valores dos parâmetros dos métodos empíricos com intervalo de confiança.	37
Tabela 5. Equações empíricas da contra-radiação com valores dos parâmetros médio do local.	38
Tabela 6. Análise de correlação cruzada entre os valores de balanço de ondas longas obtidas a partir das medições instrumentais e estimados por equações empíricas para avaliar as defasagens entre os mesmos.	44
Tabela 7. Valores médios da temperatura e pressão de vapor no período de parametrização e no período de estimativas do balanço de ondas longas.	46

RESUMO

MARTINS, A. L. *Relação entre o balanço de ondas longas e o efeito estufa em área de pastagem com fragmentos de cerrado stricto sensu*. 2012. 65p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2012.

O Cerrado da Baixada Cuiabana apresenta uma crescente alteração no uso do solo proveniente da ação antrópica, devido ao crescimento das cidades e também pelo aumento da agricultura e pecuária, ocasionando mudanças na paisagem e na estrutura arbustiva da região. Na maioria dos casos, tais mudanças no uso do solo estão associadas à emissão de gases do efeito estufa para a atmosfera. Porém, ainda hoje existe dificuldade em identificar o efeito estufa antrópico devido às alterações no ambiente, porque a temperatura do ar parece não ser a variável mais explicativa nesse caso, uma vez que é afetada também pela circulação geral da atmosfera. Assim, a identificação de alterações no próprio balanço de ondas longas local parece ser a forma mais correta de avaliar possíveis alterações no efeito estufa. O objetivo desta pesquisa foi comparar o balanço de ondas longas medido instrumentalmente com as estimativas empíricas em área de pastagem degradada no Cerrado *stricto sensu* na Baixada Cuiabana, utilizando o período chuvoso para as parametrizações e períodos secos para as estimativas empíricas. Partiu-se da hipótese de que diferenças significativas entre o balanço de ondas longas medidas e as estimadas seria um indicativo de efeito estufa antrópico. Após as análises não foram identificadas tais diferenças, de modo que para o local de estudos ainda não há evidências de que esteja ocorrendo efeito estufa além daquele que pode ser previsível a partir do efeito majoritário do vapor d'água na atmosfera.

Palavras-chave: emissividade atmosférica, índice de concordância de Willmott, correlação cruzada.

ABSTRACT

MARTINS, A. L. *Relationship between the balance of long waves and the greenhouse effect in area of pasture with fragments of savannah stricto sensu*. 2012. 65p. Dissertation (MSc in Environmental Physics), Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2012.

The Cerrado (Brazilian savannah), in the Lowlands of Cuiabá, has shown increasing changes in land use caused by anthropogenic action. These changes are due to the growth of cities as well as the increase of agricultural and cattle breeding activities, both of which have caused changes in the region's landscape and shrub pattern. In most cases, those changes in land use are associated with greenhouse gas emission in the atmosphere. However, even nowadays, it is difficult to identify the anthropogenic greenhouse effect due to changes in the environment, given that the temperature does not seem to be the most explanatory variable in this case, since it is also affected by the atmospheric general circulation. Thus, identifying changes in the actual balance of local long waves seems to be the most accurate way to assess possible changes in the greenhouse effect. The objective of this research was to compare the balance of instrumentally calculated long waves with the empirical estimates on a degraded grassland area in the *Cerrado stricto sensu* in the Lowlands of Cuiabá, using the rainy season for parameterization and the dry season for empirical estimates. The study was based on the hypothesis that significant differences in the balance of measured long waves and the estimated ones would provide an indicator for the anthropogenic greenhouse effect. After analysis, such differences were not identified. Consequently, there is still no evidence to prove that the greenhouse effect is taking place in the study area, beyond that which can be expected from the major effect of water vapor in the atmosphere.

Keywords: atmospheric emissivity, concordance index Willmott, cross correlation.

1. INTRODUÇÃO

1.1. PROBLEMÁTICA

Há 13 anos foi desenvolvido um trabalho de avaliação de possível efeito estufa de natureza antropogênica na Baixada Cuiabana (MENDONÇA, 1996). Desde a publicação desse trabalho até hoje, houve várias mudanças no uso da terra na região. Desta forma, tem-se o interesse em realizar uma nova avaliação, para verificar possíveis alterações no padrão de resposta.

A Baixada Cuiabana, com uma extensão territorial de 85.369,7 km², compreende 14 municípios do Estado de Mato Grosso: Acorizal, Barão de Melgaço, Campo Verde, Chapada dos Guimarães, Jangada, Nobres, Nossa Senhora do Livramento, Nova Brasilândia, Planalto da Serra, Poconé, Rosário Oeste, Santo Antônio de Leverger, Várzea Grande e Cuiabá.

As mudanças no uso da terra na Baixada Cuiabana estão relacionadas com o crescimento populacional das cidades e com o aumento de áreas destinadas às atividades agropecuárias (NASCIMENTO & NUNES DA CUNHA, 1989; NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004).

O crescimento populacional em especial na cidade de Cuiabá tem sido acompanhado de aumento das frotas de veículos que utilizam em grande parte os combustíveis fósseis. Segundo dados do Departamento de Transito de Mato grosso (DETRAN-MT, 2012), de 2004 a 2011 houve um acréscimo no número de automóveis da ordem de 77.665 veículos de passeio na capital Mato-Grossense.

O aumento no uso dos combustíveis fósseis, desmatamento das florestas, crescimento da agricultura e da criação de animais são as principais causas do aumento dos gases do efeito estufa na atmosfera. Os gases-traço, metano e dióxido de carbono, são elementos de natureza inócua, e estão entre os representantes do componente do efeito estufa antropogênico.

Contudo, existem ainda várias incertezas científicas sobre a questão da mudança climática atual. Por exemplo, não se sabe ao certo qual o papel do vapor d'água, das nuvens e da vegetação no ciclo do carbono, dissipação do calor e

reflexão da radiação solar. Segundo alguns autores, estas incertezas apontam justamente para grandes lacunas no nosso conhecimento sobre a Terra e desafios às geociências.

Credita-se à emissão de gases do efeito estufa, sobretudo a partir da Revolução Industrial, o suposto aumento na temperatura média da Terra nestes últimos anos. Contudo, alguns pesquisadores contestam tal informação porque aparentemente o aumento verificado se encontra dentro da margem de erros de medição. Esse aspecto associado ao fato de que a temperatura do ar de um local depende não só das características físicas do próprio local, mas também da circulação geral da atmosfera faz com que a temperatura do ar não seja a variável que melhor explique o efeito estufa antrópico.

Por outro lado, ainda não existem modelos que permitam identificar diretamente a contribuição relativa dos gases, como o CO₂ e o CH₄ que majoritariamente têm sido lançados à atmosfera, sobre o efeito estufa do ambiente.

1.2. JUSTIFICATIVA

Os seres humanos, como outros organismos vivos, têm sempre influenciado seu ambiente. No início da Revolução Industrial, meados do século 18, o impacto das atividades humanas já começou a se estender a uma escala muito maior, continental ou mesmo global. Atividades humanas, em especial as envolvendo a queima de combustíveis fósseis para uso industrial ou doméstico e queima da biomassa, produzem gases de efeito estufa e aerossóis que afetam a composição da atmosfera. A degradação dos solos, devido à urbanização e práticas agrícolas, afeta o desenvolvimento físico e biológico dos organismos e as propriedades na superfície da Terra. Tais efeitos alteraram o saldo radiativo e têm um impacto potencial no desenvolvimento regional e clima global.

Na Baixada Cuiabana, a substituição da paisagem natural de Cerrado pelas pastagens está relacionada tanto com o crescimento populacional das cidades quanto com o aumento de áreas destinadas a atividades agropecuárias.

A intensificação na ocupação na área pesquisada pode ter ocasionado desequilíbrios tanto no solo como na atmosfera, por mudanças no fluxo de energia,

causadas pelas alterações no albedo, alterações nas propriedades térmicas do solo e no poder de retenção de calor devido ao incremento de gases do efeito estufa na atmosfera.

Além dessas, a modificação da cobertura vegetal que fragmenta o ambiente natural, leva também a alterações dos fatores abióticos que são a temperatura, a umidade relativa do ar e a capacidade de retenção de águas das chuvas pelo solo.

Uma importante forma de se acompanhar os efeitos causados pelas atividades antropogênicas ao longo do tempo sobre o clima da região de Cerrado, é a realização de estudos de trocas radiativas ao nível da superfície, para entender com mais clareza os processos biofísicos no sistema solo-planta-atmosfera. O monitoramento de longo prazo é fundamental para a compreensão dos padrões de escala sazonal e anual.

O acompanhamento das alterações no balanço de ondas longas pode indicar possíveis modificações na composição da atmosfera, relacionada à composição dos gases do efeito estufa, ou seja, pelo que se conhece como efeito estufa antropogênico, que é a contribuição na retenção das ondas longas.

1.2.1. Objetivo Geral

O objetivo geral da pesquisa foi o de avaliar se as possíveis diferenças entre os valores do balanço de ondas longas medidos instrumentalmente e os valores do balanço de ondas estimados por métodos empíricos tradicionais são devidas às limitações intrínsecas desses métodos ou se sugerem algum efeito estufa associado a outros gases que não o vapor d'água, para uma área de pastagem degradada em Cerrado *stricto sensu* na Baixada Cuiabana.

1.2.2. Objetivos Específicos

- (a) Calcular os valores do balanço de ondas longas a partir de medidas instrumentais por um período de três anos consecutivos.
- (b) Estimar os valores do balanço de ondas, por sete métodos empíricos que considera a emissividade exclusivamente dependente do vapor d'água e da temperatura do ar.

- (c) Avaliar se as magnitudes das diferenças dos valores do balanço de ondas longas calculadas e estimadas estão dentro dos limites esperados, ou não.

1.2.3. Hipótese

Como a região é fortemente influenciada pelas mudanças no uso do solo, espera-se que os valores do balanço de ondas longas calculadas a partir de medidas instrumentais apresentem diferenças significativas dos valores estimados empiricamente.

2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1. COMPOSIÇÃO ATMOSFÉRICA

A atmosfera é uma camada de gases que envolvem a Terra, sendo esta camada a responsável pela troca de energia e massa com a superfície terrestre. A atmosfera terrestre é composta basicamente por dois gases, o oxigênio (O₂) e o nitrogênio (N₂), que somados atingem aproximadamente 99,0% do seu volume total (Tabela 1). Em segundo plano, com aproximadamente 0,9%, está o argônio (Ar). Os restantes 0,1% estão distribuídos dentre os demais gases, inclusive os causadores do efeito estufa. Esses gases têm alto potencial de interação com outros elementos químicos e com a radiação infravermelha.

Tabela 1. Composição atmosférica dos gases variáveis próximos à superfície.

Gás e partículas	Símbolo	Concentração	
		(%)	Ppm
Vapor d'água	H ₂ O	0 a 4	
Dióxido de Carbono	CO ₂	0,037	368
Metano	CH ₄	0,00017	1,7
Óxido nitroso	N ₂ O	0,00003	0,3
Ozônio	O ₃	0,000004	0,04
Partículas		0,000001	0,01-0,15
Clorofluorcarbono	CFC	0,00000002	0,0002

Fonte: AHRENS, 2000.

2.2. BALANÇO DE RADIAÇÃO

A radiação emitida pelo Sol é considerada a única fonte de energia para Terra e por se encontrar na faixa de comprimento de onda entre 0,3 e 3 μm convencionou-se denominá-la de radiação de ondas curtas. Por sua vez, a radiação emitida pela Terra, na faixa de comprimento de onda entre 3 e 100 μm , convencionou-se denomina-la de radiação de ondas longas, infravermelha ou termal (LIOU, 1980; MONTEITH & UNSWORTH, 1990). Parte da radiação solar que chega à superfície ($K\downarrow$) é refletida e volta para o espaço, em função da refletividade da superfície para as ondas curtas, denominado albedo (α). Outra parte é absorvida pelo sistema solo-planta, contribuindo com o processo fisiológico das plantas e aquecimento do solo. A contabilização da radiação de ondas curtas que entra e a que sai do sistema é denominado balanço de ondas curtas (**Boc**). Por outro lado, a superfície emite radiação na faixa de comprimento de ondas acima de 3 μm , denominada radiação de ondas longas ($L\uparrow$). Parte dessa radiação emitida pela superfície é absorvida pelos constituintes atmosféricos, especialmente o vapor d'água, que após o aquecimento emite a radiação de ondas longas de volta para a Terra, e a radiação de ondas longas emitidas pela superfície faz parte da contabilização do balanço de ondas longas (**Bol**). O saldo de radiação (R_n) da superfície é resultante do balanço de ondas curtas mais o balanço de ondas longas. O balanço de radiação (Equação 1) das áreas naturais e agrícolas é de extrema importância nos estudos de energia disponível para a produção agrícola (SOUZA & ESCOBEDO, 1997).

$$R_n = K\downarrow \cdot (1 - \alpha) + L\downarrow - L\uparrow \quad (\text{Equação 1})$$

O saldo de radiação em termos físicos é a contabilidade entre a radiação que entrou no sistema e a radiação que saiu do sistema. O saldo de radiação contabiliza, após todas as trocas radiantes, a energia que ficou disponível ao sistema para a realização de todos os processos ecofisiológicos desta comunidade vegetal.

O saldo de radiação pode ser medido diretamente por meio de equipamentos como o saldo radiômetro. O saldo de radiação 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 (BISHT et al., 2005).

2.3. BALANÇO DE ONDAS CURTAS

A radiação global ($K\downarrow$) (Equação 2) tem parte do seu fluxo difundido pela atmosfera e atinge a superfície na forma de radiação difusa ou de céu (R_c). Outra parte do seu fluxo chega diretamente à superfície e é denominada de radiação direta (R_d). A $K\downarrow$ pode ser medida por meio de um piranômetro.

$$K\downarrow = R_d + R_c \quad (\text{Equação 2})$$

Para a contabilização do balanço de ondas curtas (Equação 3) tem-se então a diferença entre a radiação global incidente na superfície e a parte refletida pela superfície ($K\uparrow$) que é igual ao produto de $K\downarrow$ pelo α .

$$Boc = K\downarrow - K\uparrow \quad (\text{Equação 3})$$

2.4. EFEITO ESTUFA E O BALANÇO DE ONDAS LONGAS

Convencionou-se considerar como radiação de onda curta ao espectro de radiação eletromagnética emitida pelo Sol, na faixa de comprimento de onda compreendida entre 0,3 e 3 μm e de radiação de ondas longas, infravermelha ou termal ao espectro de radiação emitido pela terra, na faixa de comprimento de onda compreendido entre 3 a 100 μm (LIOU, 1980; MONTEITH & UNSWORTH, 1990).

A Terra recebe radiação emitida pelo Sol e incrementa o seu estado energético. Uma das formas de dissipação da energia acumulada na Terra é a emissão de radiação infravermelha para o espaço sideral, contudo, os gases responsáveis pelo efeito estufa presentes na atmosfera terrestre absorvem grande parte dessa radiação infravermelha e irradiam de volta para a superfície terrestre radiação infravermelha denominada de contra-radiação (ANDRADE et al., 2001). Portanto, o efeito estufa está diretamente relacionado com o balanço de ondas longas.

Isto porque a radiação termal emitida pelos gases da atmosfera (principalmente vapor d'água e CO₂) de volta para a superfície da Terra está, em sua maior parte, na faixa de comprimento de onda de 5 a 8 μm e acima de 13 μm (NOBEL, 2009). Este mecanismo é chamado de efeito estufa natural. É o impedimento parcial da dissipação de energia transformada pela Terra na sua atmosfera.

Neste caso, o efeito estufa funciona como um mecanismo natural de aquecimento da atmosfera, sendo responsável por manter a temperatura média do planeta em níveis adequados para a existência dos seres vivos, ao redor de 288 K (SEINFELD & PANDIS, 1986). A não existência do efeito estufa natural acarretaria uma temperatura média próxima à superfície de 255 K, representando 33 K a menos do que a média da temperatura medida (IPCC, 2001).

Os gases responsáveis pelo efeito estufa são o vapor d'água, que responde por aproximadamente 80% desse efeito (WATSON et al., 1990), sendo os outros gases (CO₂, o CH₄ e N₂O) responsáveis pelos 20% restantes.

O incremento na concentração atmosférica, principalmente do CO₂, do CH₄, do N₂O, do O₃, devido às atividades humanas (DUXBURY, 1995; SMITH et al., 2003), é o fenômeno responsável pelo aumento do efeito estufa por causas não naturais, o denominado efeito estufa antropogênico. Os gases emitidos por ação antrópica incrementaram a capacidade da atmosfera de absorver a radiação infravermelha em 2,5 W m⁻² ano⁻¹. Desde o período da revolução industrial até a década de 90, vem existindo esse excedente no saldo energético (SEINFELD & PANDIS, 1986).

Associa-se ao efeito estufa antropogênico o aumento gradual na temperatura média da Terra a partir da Revolução Industrial, da ordem de 0,1°C por década e também estima-se que para os próximos anos, esse aumento será da ordem de 0,2°C por década (IPCC, 2007).

Dentre todos os gases, o CO₂ é considerado o mais importante causador do efeito estufa antropogênico, sendo a queima dos combustíveis fósseis a sua principal fonte. Suas emissões anuais registraram um crescimento de cerca de 80% no período compreendido entre 1970 a 2004 (IPCC, 2007). As concentrações atmosféricas de CO₂ e CH₄ em 2005, da ordem de 379 ppm e 1774 ppb, respectivamente, ultrapassaram aquelas observadas ao longo dos últimos 650.000 anos, da ordem de

280 ppm e 800 ppb, respectivamente. Aumentos globais das concentrações de CO₂ são principalmente devidos ao uso de combustíveis fósseis, sendo que as mudanças do uso da terra são responsáveis por fornecer outra contribuição significativa, porém menor que a anterior (BECK, 2007; SIGNOR, 2010).

A emissão de CH₄ resulta da queima de combustíveis fósseis, queima de biomassas, cultivos em áreas alagadas, aterro sanitário e criação de ruminantes. As principais fontes do óxido nitroso são o uso de fertilizantes nitrogenados, a queima de combustíveis fósseis e processos naturais que ocorrem nos solos e nos oceanos. Estima-se que a agricultura contribui com cerca dos 65% das emissões do CH₄ e 90% das do N₂O respectivamente (LIMA, 2000; SIGNOR, 2010).

A queima de biomassa dos ecossistemas devido à expansão da fronteira agrícola, a conversão de floresta e cerrados em pastagens, e à renovação de cultivos, causam mudanças no clima local e na biodiversidade, sendo ainda de grande contribuição na emissão de gases do efeito estufa. As queimadas ainda causam empobrecimento do solo, a destruição da vegetação, erosão, poluição da atmosfera e estão ligadas a alterações na composição química da atmosfera (MÉLO et al., 2009).

A radiação de onda longa proveniente da atmosfera é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida. De igual forma, a estimativa da radiação atmosférica é complexa, mesmo quando a concentração do vapor d'água, dióxido de carbono, nebulosidade e temperatura são medidos. É preferível a utilização de um radiômetro apropriado para medi-la diretamente MOURA (2007), contudo não existem medidas regulares de radiação de onda longa da atmosfera, mesmo sendo uma variável importante no cálculo do balanço de radiação na superfície da Terra, pois representa a contribuição da atmosfera no balanço de radiação (VON RANDOW & ALVALÁ, 2006).

O **Bol** é contabilizado como sendo a diferença entre a radiação de onda longa que incide na superfície terrestre (L_{\downarrow}) e a radiação de ondas longas que é emitida pela superfície (L_{\uparrow}) conforme a Equação 4, sendo geralmente estimada com base nas formulações empíricas que utilizam elementos meteorológicos, como a temperatura do ar (T_a) e a pressão de vapor d'água (e).

$$\mathbf{Bol} = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad \text{(Equação 4)}$$

O *Bol* é controlado, basicamente, pelas temperaturas do ar e do solo, pelas concentrações de vapor d'água e CO₂ presentes na atmosfera. O vapor d'água e o CO₂ são considerados os principais termorreguladores atmosféricos, em razão de sua capacidade de absorver as radiações de ondas longas e causar o efeito estufa. Quanto maior a concentração desses gases maior a dificuldade de resfriamento da superfície da Terra. Quanto maior a temperatura do solo maior será $L\uparrow$. Por outro lado, quanto maior a temperatura do ar maior será $L\downarrow$ que incide na superfície terrestre.

A radiação termal é um importante componente da troca radiativa no nível da superfície e esta, por sua vez, é um importante elemento do balanço energético. O *Bol*, é importante na determinação da troca radiativa noturna, quando ocorre geada e orvalho. Assim sendo, o fluxo de ondas longas é a força dirigente de formação de geadas e orvalho.

Por convenção $L\downarrow$ tem sinal positivo, sendo o fluxo de ondas longas que entra no sistema, e $L\uparrow$ tem sinal negativo, sendo o fluxo de ondas longas que sai do sistema. Não há, na grande maioria das equações empíricas do *Bol*, a consideração do acréscimo do efeito estufa antrópico nas equações. Nesse sentido, pode-se lançar a hipótese de que as atuais estimativas empíricas do *Bol* devem produzir resultados aquém do esperado, uma vez que há fortes evidências de que o aumento da temperatura média da Terra esteja correlacionado com o efeito estufa antrópico (WOOTEN, 2010).

2.5. COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DO BALANÇO DE ONDAS LONGAS OBTIDO A PARTIR DE MEDIÇÕES INSTRUMENTAIS E ESTIMADO POR MEIO DE EQUAÇÕES EMPÍRICAS

As equações empíricas utilizadas para as estimativas do *Bol*, como já foi mencionado no item 2.4, levam em consideração o efeito exclusivo do vapor d'água na atmosfera e da temperatura.

Considerando que as mudanças no uso da terra são responsáveis pela emissão de gases do efeito estufa para a atmosfera, é de se esperar uma contribuição relativa á

presença desses gases no *Bol* que, se significativa, deve trazer como consequência a diferença entre valores medidos e estimados do *Bol*.

Neste trabalho, partiu-se dessa idéia simples para avaliar o efeito estufa na atmosfera em uma área alterada de Cerrado na Baixada Cuiabana. Isto porque a variável mais difundida como sendo a explicativa do efeito estufa antrópico é a temperatura do ar, mais apropriadamente, o aumento da temperatura média da Terra. Contudo, vários pesquisadores contestam o emprego dessa variável, porque as imprecisões associadas às medições vêm a ser da mesma ordem de grandeza do próprio aumento da temperatura relatado (BRUTSAERT et al., 1993; BASTIAANSEN et al., 1998). Como a temperatura medida em um local específico não está unicamente associada ao efeito estufa, porque depende não só das características próprias do local, mas também da circulação geral da atmosfera, os estudos de caráter local ou mesmo regional não podem, por petição de princípio, utilizar a temperatura local para identificar possíveis alterações no efeito estufa. Existem também os modelos para identificar como o teor atual de gases do efeito estufa afetam o *Bol* e a temperatura do ar, porém estes também ainda são limitados e produzem informações com alto grau de incertezas (MENDONÇA et al., 1996).

A comparação entre os valores obtidos a partir das medições instrumentais do *Bol* com os valores estimados por equações empíricas não está, por sua vez, imune a problemas. Existem relatos de que há uma defasagem temporal entre valores medidos e valores estimados do *Bol* mesmo após o processo de parametrização das equações (SOARES & ESCOBEDO, 2006; AGUIAR et al., 2011). Essa defasagem temporal pode induzir a erros de avaliação, quando não levada em conta, porque podem produzir resultados em que se encontrem diferenças entre os valores medidos e os estimados quando ela não existe na verdade.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. ÁREA DE ESTUDO

O presente trabalho foi realizado na Fazenda Miranda, no município de Cuiabá, Mato Grosso, Brasil ($15^{\circ}43'$ Sul e $56^{\circ}04'$ Oeste), com altitude média de 157 m (Figura 1).



Figura 1. Mapa do Brasil, Mato Grosso com localização da área de estudo em Cuiabá, nas coordenadas geográficas $15^{\circ}43'$ Sul e $56^{\circ}04'$ Oeste.

3.1.1. Caracterização do ambiente

O solo do local da pesquisa é caracterizado por ser pouco espesso, imperfeitamente drenado, concrecionário e com superfície cascalhenta (PLINTOSSOLO PÉTRICO), podendo ocorrer locais com a presença de solos Litólicos Distróficos (EMBRAPA, 1999).

O tipo de vegetação da área de estudo é a pastagem de *Brachiaria humidicola* que foi plantada depois da derrubada parcial da vegetação original, caracterizada pela dominância de herbácea que contendo vários fragmentos que conservam as características de Cerrado *stricto sensu*, com presença de uma vegetação predominantemente arbórea arbustiva, com cobertura arbórea de 20 a 50% de árvores baixas, com altura média de 3 e 6 m, tortuosas e com ramificações irregulares e retorcidas conforme a classificação do Cerrado (EITEN, 1994; RIBEIRO & WALTER 1998). A Fazenda contém cinco fragmentos de tamanhos diferentes, sendo 3,78 ha, 4,73 ha, 5,14 ha, 10,11 e 10,35 ha.

3.1.2. Instrumentação

A área experimental conta com uma torre micrometeorológica (Figura 2) com altura de 19 m de onde foram coletados os dados climatológicos.



Figura 2. Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda.

A torre micrometeorológica na Fazenda Miranda permite a coleta de dados de variáveis climatológicas como a temperatura do ar, (t); umidade relativa do ar, (UR); velocidade do vento, (u); precipitação pluviométrica (Ppt); temperatura do solo, (ts); umidade do solo, (q), provendo dados básicos para o cálculo do balanço de ondas instrumental e estimativas dos valores empíricos do balanço de ondas longas, saldo de radiação e radiação solar global.

Os sensores da torre utilizados para o objetivo deste trabalho foram um termohigrômetro modelo HMP 45AC (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland) para medir a temperatura e a umidade relativa do ar a 5 m de altura em relação ao nível do terreno, e dois termopares do tipo T (junção de cobre com constantã) instalados a 1,0 cm de profundidade um deles colocado no solo tipo Arenoso, e o outro colocado no solo tipo Laterita, pois o solo do local é composto por esses dois tipos, um pluviômetro de balsa modelo TR-525M Rainfall Sensor (Texas Eletrnics, Inc., Dallas, TX, USA) utilizado para medir a lâmina de chuva acumulado, um saldo radiômetro modelo NRLITE (Kipp e Zonen, The Netherlands) e um piranômetro modelo LI-200X-L (LI-COR Biosciences, Inc., Lincon, NE, USA) instalados a 5 m de altura.

3.2. BALANÇO DE ONDAS LONGAS

O **Bol** foi a variável empregada para avaliar o efeito estufa antrópico. Neste trabalho empregaram-se duas aproximações, a comparação dos valores de **Bol** instantâneos obtidos para o período de abril de 2009 a fevereiro de 2012, apresentados a partir de medições instrumentais com aqueles estimados a partir de equações empíricas.

O **Bol** foi calculado a partir da (Equação 5).

$$Bol = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} = \mathcal{E}_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 - \mathcal{E}_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (\text{Equação 5})$$

Em que: L_{\uparrow} = radiação de ondas longas emitidas pela superfície (W m^{-2});

L_{\downarrow} = radiação de ondas longas emitidas pela atmosfera (W m^{-2});

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

\mathcal{E}_s = emissividade da superfície (adimensional);

\mathcal{E}_a = emissividade da atmosfera (adimensional);

T_s = temperatura da superfície (K);

T_a = temperatura do ar (K).

3.2.1. Estimativas do balanço de ondas longas a partir de medições instrumentais

Para a realização deste estudo, foram calculados o **Bol** a partir de medidas instrumentais do saldo de radiação (R_n), a radiação global incidente ($K\downarrow$) e a radiação global refletida ($K\uparrow$). A variável **Bol** foi obtida através da (Equação 6).

$$\mathbf{Bol} = R_n - (K\downarrow - K\uparrow) \quad (\text{Equação 6})$$

Em que: \mathbf{Bol} = balanço de ondas longas (W m^{-2});

R_n = saldo de radiação (W m^{-2});

$K\downarrow$ = radiação global incidente (W m^{-2});

$K\uparrow$ = radiação global refletida pela superfície (W m^{-2}).

3.2.2. Cálculo do balanço de ondas longas a partir de equações empíricas

Há duas estimativas empíricas consideradas no cálculo do **Bol**. A primeira tem a ver com a quantificação de $L\uparrow$ e a segunda, com a quantificação de $L\downarrow$.

A estimativa de $L\uparrow$ se faz empregando-se a equação de Stefan – Boltzmann (Equação 7). Conforme Brutsaert (1982), em áreas gramadas a emissividade varia entre 0,97 e 0,98. Contudo, em muitas aplicações práticas pode-se assumir simplesmente que emissividade ($\mathcal{E}_s = 1$). Por convenção, a emissividade da superfície é considerada como a de um corpo negro, e assim foi considerada neste estudo, com valor igual a 1,0.

A temperatura da superfície foi determinada por sensores colocados no solo uma profundidade de 1,0 cm.

$$L\uparrow = \mathcal{E}_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (\text{Equação 7})$$

Em que: $L\uparrow$ = radiação de onda longa emitida pela superfície (W m^{-2});

\mathcal{E}_s = emissividade da superfície (para este caso, igual a 1,0);

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

T_s = temperatura da superfície (K).

Para a estimativa de $L\downarrow$, foram empregados sete métodos empíricos, a saber: (a) a equação proposta por Ångström (1918) (Equação 8), (b) a equação proposta por Brunt (1932) (Equação 9), a equação proposta por Swinbank (1963) (Equação 10), a equação proposta por Idso e Jackson (1969) (Equação 11), a equação proposta por Brutsaert (1975) (Equação 12), a equação proposta por Idso (1981) (Equação 13) e a equação proposta por Niemelä (2001) (Equação 14).

$$L\downarrow = [a - b \cdot \exp(-c \cdot e)] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Equação 8})$$

$$L\downarrow = (a + (-b \cdot e^{0,5})) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Equação 9})$$

$$L\downarrow = a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Equação 10})$$

$$L\downarrow = [1 - a \cdot \exp(b \cdot (273 - T_a)^2)] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Equação 11})$$

$$L\downarrow = a \cdot (e/T_a)^b \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Equação 12})$$

$$L\downarrow = [a + (-b) \cdot e \cdot \exp(-c/T_a)] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Equação 13})$$

$$L\downarrow = [a + (-b) \cdot (e - 2)] \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Equação 14})$$

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

e = pressão de vapor d'água (hPa);

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

T_a = temperatura do ar (K).

3.2.3. Estimativa da pressão de vapor d'água

A pressão de saturação do vapor d'água foi determinada a partir da equação de Tetens (1930), para temperatura maior ou menor 0°C (Equação 12). A pressão atual do vapor d'água foi calculada utilizando a pressão de saturação e a umidade relativa (Equação 11) (SANTOS, 2009).

$$e = e_s \cdot UR/100 \quad (\text{Equação 15})$$

$$e_s = 6,1078 \cdot 10^{a \times T/b + T} \quad (\text{Equação 16})$$

Em que: UR = umidade relativa (%);
 e_s = pressão de saturação do vapor d'água (hPa);
 e = pressão do vapor d'água (hPa);
 T_a = temperatura do ar (°C);
 para $T_a > 0$, tem-se ($a = 7,5$; $b = 237,3$);
 para $T_a < 0$, tem-se ($a = 9,5$; $b = 265,5$).

3.2.4. Seleção dos dias úteis para as análises

Os dados utilizados neste estudo foram obtidos no período chuvoso, quando a precipitação acumulada mensal foi superior a 50 mm, entre outubro a março dos anos de 2009 e 2010 para a parametrização das equações no local em estudo e o período seco, quando a precipitação acumulada mensal foi menor ou igual a 50 mm, entre abril a setembro dos anos de 2009, 2010 e 2011 conforme a classificação obtida no trabalho de Rodrigues (2011) para as estimativas do balanço de ondas longas. Desse banco de dados foram selecionados os valores instantâneos durante os dias. Esse período foi o escolhido pelo fato que as equações empíricas para a estimativa do balanço de ondas longas apresentam um melhor desempenho na ausência de precipitação e de nuvens quando o índice de claridade for superior a 0,65 (MENDONÇA et al., 1996; MATTOS et al., 1997; AGUIAR et al., 2011; CARRILHO, 2011; SANTOS et al., 2011).

A classificação dos dias pelo índice de claridade (K_t) (Equação 17) está discriminada na Tabela 2.

$$K_t = K_{\downarrow}/K_0 \quad (\text{Equação 17})$$

Onde, K_t = índice de transmitância atmosférica (adimensional);

K_{\downarrow} = radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);

K_0 = radiação extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$).

Tabela 2. Faixa de valores que indicam se o dia é nublado, parcialmente nublado e céu limpo.

Índice de Claridade	Classificação da Atmosfera
$K_t < 0,3$	Nublado
$0,3 \geq K_t \leq 0,65$	parcialmente nublado
$K_t > 0,65$	céu limpo

Fonte: Proposto por Querino (2011).

A radiação extraterrestre (K_0) foi estimada pela (Equação 18) e a K_{\downarrow} foi medida pelo piranômetro no local da pesquisa.

A radiação no topo da atmosfera foi estimada, em função da latitude do local, da declinação solar e do ângulo horário (QUERINO et al., 2011):

$$K_0 = S_0 f (D/d)^2 \cos Z \cdot dt \quad (\text{Equação 18})$$

Em que: K_0 = irradiância que atinge o topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);

S_0 = constante solar (1353 W m^{-2});

$(D/d)^2$ = quadrado da fração entre a distância média Sol-Terra (d) e a atual (D), sendo um valor (adimensional);

$\cos Z$ = cosseno do ângulo zenital;

dt = intervalo de tempo.

A razão entre D e d na equação acima representa o fator de correção da excentricidade da órbita da Terra, a qual é expressa por:

$$(D/d)^2 = 1,000110 + 0,34221 \cdot \cos\varphi + 0,001280 \cdot \sin\varphi + 0,000719 \cdot \cos 2\varphi + 0,000077 \cdot \sin 2\varphi$$

(Equação 19)

Sendo φ , expresso em radianos, é igual a:

$$\varphi = 2\pi(n - 1)/365$$

(Equação 20)

Em que n é o número do dia do ano no calendário Juliano, e o ângulo zenital Z é dado por:

$$\cos Z = \sin\phi \cdot \sin\delta + \cos\phi \cdot \cos\delta \cdot \cos h$$

(Equação 21)

Em que: ϕ = latitude local (graus);

δ = declinação solar (graus);

h = ângulo horário do nascer ou do por do Sol (graus).

A declinação do Sol é obtida, segundo Cooper (1969), Vianello e Alves (1991), como:

$$\delta = 23,45 \cdot \sin[360/365(284 + n)]$$

(Equação 22)

enquanto o ângulo horário é dado por:

$$h = \arccos(-\operatorname{tg}\phi \cdot \operatorname{tg}\delta)$$

(Equação 23)

Em que: h = ângulo horário do nascer ou do por do Sol (graus);

ϕ = latitude local (graus);

δ = declinação solar (graus).

3.2.5. Análise estatística

Para verificar a similaridade, ou não, entre os valores do **Bol** obtidos a partir de medições instrumentais e a partir de estimativas empíricas, para dados instantâneos ou integrados, foram realizadas várias análises.

Primeiramente, foram selecionados dados obtidos no período chuvoso, quando o ar possui menor quantidade de gases do efeito estufa antrópico, considerando os critérios de claridade (item 3.2.4), para realizar a parametrização dos modelos. Essa parametrização foi realizada obtendo-se os valores médios da última meia hora do **Bol** obtido a partir das medições instrumentais e ajustando-se as curvas de regressão de cada uma das equações empíricas para a sua estimativa, encontrando-se desta forma, por minutos quadrados, os valores dos parâmetros dessas equações.

Após a parametrização, os dados do **Bol** obtido a partir das medições instrumentais selecionados no período seco, quando o ar está mais sujeito a reter partículas do efeito estufa antrópico, foram utilizados para serem comparados com os respectivos valores estimados pelas equações já parametrizadas. Nesta etapa, inicialmente realizou-se um estudo de avaliação do grau de defasagem entre os valores medidos e os estimados, por meio de uma análise de correlação cruzada. Para tanto, os dados foram separados em diferentes períodos em que se tinha a oportunidade de dados contínuos, condição necessária para a análise de correlação cruzada. Em cada período, identificou-se o grau de defasagem temporal entre os valores medidos e os estimados e, com base nessa defasagem, foram pareados os dados medidos e os estimados para posterior análise comparativa entre os mesmos.

Para identificar possíveis defasagens entre os valores de **Bol** obtidos a partir das medições instrumentais e os estimados pelas equações empíricas, foram realizados testes de correlação cruzada para todos os segmentos de dados contínuos.

Os valores de temperatura do ar e de pressão de vapor d'água obtidos para os dados utilizados na parametrização assim como para os utilizados na comparação dos valores de **Bol** medidos e estimados foram empregados para a geração de valores médios com respectivos intervalos de confiança por meio da técnica de bootstrap (Christie, 2004).

As diferenças entre os valores médios de temperatura do ar e de pressão do vapor d'água obtidos para a parametrização e para cada um dos fragmentos de dados contínuos utilizados na comparação do **Bol** medido e estimado foi empregado também na busca de possível correlação com as defasagens temporais entre estes últimos, por meio de teste de correlação de Pearson.

Os testes estatísticos e as parametrizações foram efetuados com ajuda do programa estatístico NCSS (Number Cruncher Statistical Software, 2000).

Utilizou-se o índice de concordância de Willmott (**d**), o erro médio absoluto (EMA), o desvio médio do erro, cujas equações são mostradas abaixo (Equação 24, 25 e 26).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i - \bar{P}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (\text{Equação 24})$$

$$EMA = N^{-1} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i| \quad (\text{Equação 25})$$

$$r = \left[\frac{[\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})]^2}{[\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2][\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2]} \right] \quad (\text{Equação 26})$$

Em que: P_i = valores estimados a partir dos modelos empíricos;

\bar{P} = valores médios das estimativas empíricas;

O_i = valores calculados a partir das medições instrumentais;

\bar{O} = média dos valores calculados a partir das medições instrumentais;

N = números de observações.

O índice de concordância (**d**) proposto por Willmott (1982) está relacionado ao grau de proximidade dos valores estimados em relação aos valores observados, variando de zero (sem exatidão), para nenhuma concordância, a um, para a concordância perfeita (muita exatidão).

A exatidão dos métodos empíricos em comparação aos valores medidos instrumentalmente foi avaliada por meio do erro médio absoluto (EMA). Willmott & Matura (2005) descrevem as vantagens de utilizar EMA.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. BALANÇO DE ONDAS LONGAS MEDIDOS

Na Figura 3 são apresentadas as dinâmicas temporais dos valores médios instantâneos do **Bol** obtidos a partir das medições instrumentais na área de estudo, para os meses compreendidos no período de abril de 2009 a dezembro de 2011, totalizando 1583 informações. A variabilidade do **Bol** é periódica no tempo, onde a sucessão do dia e noite, e a sazonalidade são resultantes da variação astronômica e geográfica.

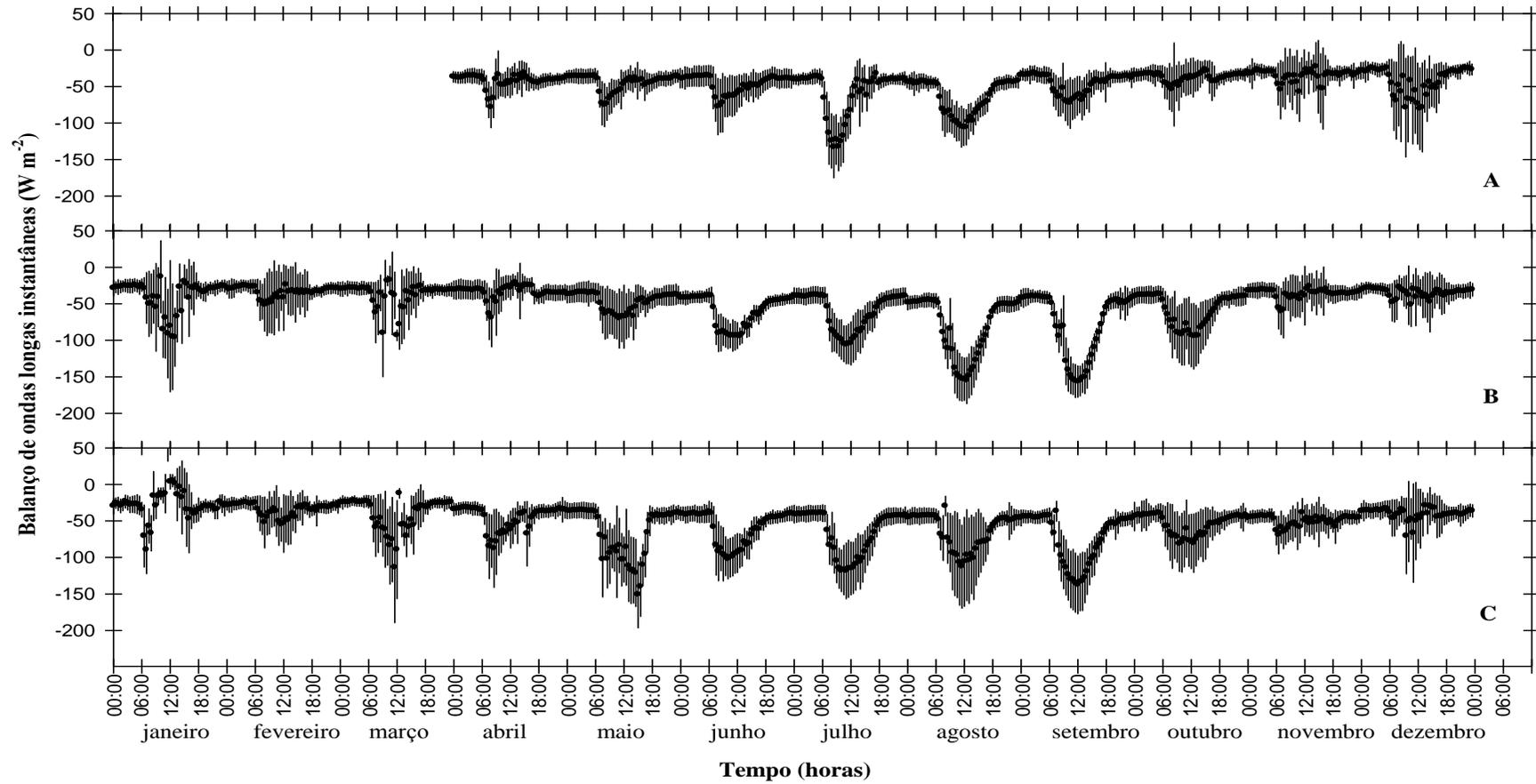


Figura 3. Dinâmica temporal do balanço de ondas longas instantâneas da área de estudo para os meses compreendidos entre os anos de 2009 (A), 2010 (B) e 2011 (C).

4.2. PARAMETRIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES EMPÍRICAS NA PASTAGEM

Os parâmetros originais das equações empíricas encontrados pelos autores se utilizadas para a área experimental em estudo geram valores que subestimam os valores do balanço de ondas longas calculada instrumentalmente. Entretanto, fazendo a devida parametrização (CULF & GASH, 1993; MENDONÇA, 1996), obtém-se um melhor ajustamento dos valores do saldo de ondas longas.

Como mencionado no Material e Métodos, neste trabalho foi realizada a parametrização das equações empíricas selecionando-se previamente dias que fossem ideais para tal fim. Em Cuiabá-MT, nas dependências do INPE (Insituto Nacional de Pesquisas Espaciais) nas proximidades da zona urbana, foi realizada uma pesquisa sobre a influência das queimadas no aumento da concentração de CO₂, com uso do analisador infravermelho não dispersivo. A pesquisa realizada nos anos de 1991 e 1992 revelou que as concentrações médias de CO₂ nos meses de setembro e novembro foram de 371 ppmv e 350 ppmv, respectivamente. Outros aspectos observados foram a existencia de uma alta concentração de CO₂ no periodo de queimadas e baixa concentração no periodo de chuvas (PAVÃO & SOUZA, 1995). Logo, a seleção dos dias para realizar a parametrização das equações empíricas foi feita apenas no periodo chuvoso, para eliminar o efeito das concentrações de CO₂ do período seco. Na Tabela 3 são apresentados os dias utilizados para a parametrização de todas as equações empíricas, segundo as restrições exigidas para os mesmos.

Tabela 3. Dias do ano de 2009 e 2010 seleccionados para a parametrização das equações empíricas.

Dias escolhidos para a Parametrização das Equações Empíricas					
Dia do ano	Mês/Ano	Dia Juliano	Dia do ano	Mês/Ano	Dia Juliano
1	Out/09	274	7	Mar/10	66
9	Out/09	282	8	Mar/10	67
10	Out/09	283	9	Mar/10	68
11	Out/09	284	10	Mar/10	69
14	Out/09	287	17	Mar/10	76
18	Out/09	291	18	Mar/10	77
19	Out/09	292	19	Mar/10	78
24	Out/09	297	22	Mar/10	81
30	Out/09	303	4	Out/10	277
31	Out/09	304	9	Out/10	282
1	Nov/09	305	10	Out/10	283
12	Nov/09	316	11	Out/10	284
13	Nov/09	317	12	Out/10	285
15	Nov/09	319	15	Out/10	288
17	Nov/09	321	20	Out/10	293
5	Dez/09	339	21	Out/10	294
19	Jan/10	19	22	Out/10	295
25	Jan/10	25	26	Out/10	299
3	Fev/10	34	27	Out/10	300
4	Fev/10	35	28	Out/10	301
6	Fev/10	37	29	Out/10	302
19	Fev/10	50	2	Nov/10	306
22	Fev/10	53	3	Nov/10	307
23	Fev/10	54	4	Nov/10	308
24	Fev/10	55	7	Nov/10	311
4	Mar/10	63	12	Nov/10	316
6	Mar/10	65	15	Nov/10	319
18	Nov/10	322	19	Nov/10	323
27	Nov/10	331	28	Nov/10	332
4	Dez/10	338	16	Dez/10	350
17	Dez/10	351	22	Dez/10	356

O processo de parametrização não foi possível de ser realizado para os modelos de Swinbank (1963) e Idso & Jackson (1969), porque não foi possível

encontrar valores significativos para os parâmetros dessas regressões. Assim, esses modelos não foram utilizados neste trabalho. Esses dois modelos apresentam para a formulação da contra-radiação somente a temperatura do ar como elemento principal, o que demonstra que somente essa variável não é suficiente para estimar o fluxo de ondas longas na baixa atmosfera para o local.

Na Tabela 4 são apresentados os parâmetros obtidos para os métodos empíricos, com seus respectivos intervalos de confiança. Na Tabela 5 são apresentados os modelos empíricos já com os valores médios dos parâmetros da pastagem para o local de estudo na Baixada Cuiabana.

Tabela 4. Valores dos parâmetros dos métodos empíricos com intervalo de confiança.

Modelos	Parâmetros	Intervalo de confiança da média de 95%	
		L.S.	L.I.
Angstrom (1918)	a = 0,9838	0,9884	0,9793
	b = 2,9369	4,5843	1,2895
	c = 0,2715	0,3529	0,1900
Brunt (1932)	a = 0,8516	0,8791	0,8241
	b = 0,0251	0,0306	0,0195
Brutsaert (1975)	a = 1,1090	1,1463	1,0717
	b = 0,0508	0,0640	0,0376
Idso (1982)	a = 0,8260	0,8390	0,8120
	b = -63,5320	1,1300	-128,1950
	c = 2800,9900	3187,5720	2414,4080
Niemela (2001)	a = 0,9202	0,9338	0,9067
	b = 0,0024	0,0030	0,0018

Nota: Os valores médios dos parâmetros, limite superior (L.S.) e limite inferior (L.I.).

Tabela 5. Equações empíricas da contra-radiação com valores dos parâmetros médio do local.

Equações	Parametrizações
Angstrom (1918)	$L \downarrow = [0,9838 - 2,9369 \cdot \exp(-0,2714 \cdot e)]. \sigma T_a^4$
Brunt (1932)	$L \downarrow = (0,8516 + (-0,0251 \cdot e^{0,5})). \sigma T_a^4$
Brutsaert (1975)	$L \downarrow = 1,1090 \cdot (e/T)^{0,0508} \cdot \sigma T_a^4$
Idso (1982)	$L \downarrow = [0,8260 + (63,5320) \cdot e \cdot \exp(-2800/T_a)] \cdot \sigma T_a^4$
Niemela (2001)	$L \downarrow = [0,9202 + (-0,0025) \cdot (e - 2)]. \sigma T_a^4$

Nota: $L \downarrow$ é a radiação de ondas longa emitida pela atmosfera (W m^{-2}) T_a é a temperatura do ar próximo à superfície (K); e é a pressão de vapor d'água (hPa); σ é a constante de Stefan – Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

4.3. CARACTERIZAÇÃO DOS PERÍODOS DE ESTUDO

A precipitação acumulada nos anos utilizados para esta pesquisa segue os valores médios fornecidos pelas normais climatológicas apresentadas pelo INMET (2012). Mas no ano de 2009 houve uma quantidade de meses com precipitação acumulada superior aos dados históricos da região, mas os anos de 2010 e 2011 seguiram os valores históricos da região.

A umidade relativa é um indicativo de como se comporta a atmosfera com relação à absorção da energia de ondas longas, visto que o vapor d'água absorve significativamente as radiações dessa faixa do espectro eletromagnético. A umidade relativa apresentou a variabilidade conforme o regime de chuva durante os anos apresentados na Figura 4.

De acordo com a classificação climática de Köppen, a região é caracterizada pelo clima tropical semi-úmido (Aw), com quatro a cinco meses secos e duas estações bem definidas, uma seca: outono-inverno e uma chuvosa: primavera-verão (Figura 2).

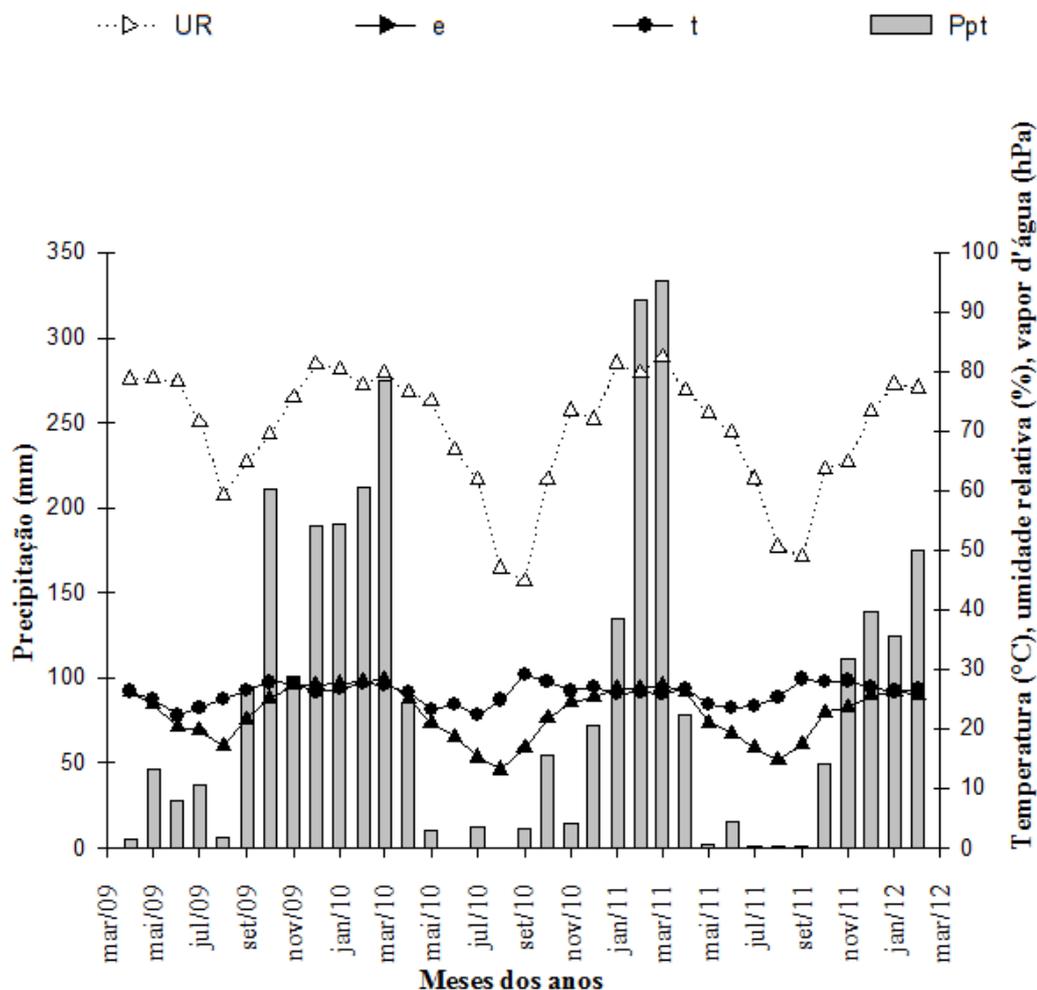


Figura 4. Precipitação acumulados mensais (Ppt, em mm), umidade relativa do ar (UR, em %), temperatura média do ar (t, em °C), pressão de vapor d'água (e, em hPa) na Fazenda Miranda, entre abril de 2009 a fevereiro de 2012.

4.4. RADIAÇÃO GLOBAL E BALANÇO DE ONDAS CURTAS

Os valores da radiação global medidos na área e no período apresentaram-se muito próximos aos da Amazônia Central (Manau-AM) e do Nordeste da Amazônia, indicando similaridade dessas regiões, provavelmente devido à baixa latitude e altitude e sua localização próxima à linha do Equador.

As variações diurnas médias da radiação solar global, para os períodos analisados, são apresentadas na Figura 5. Durante o período de seca dos anos de 2009 a 2011, o pico da $K\downarrow$ ocorreu às 12:00 h com o valor médio de $679,7 \text{ W m}^{-2}$,

devido às variações deste pico em função do solstícios de inverno e equinócios da primavera.

Nos períodos secos o horário de maior reflexão também foi às 12:00 h, apresentando a magnitude da reflexão média de $119,7 \text{ W m}^{-2}$, diferentemente do nordeste do Amazonas que tem um valor médio de $81,6 \text{ W m}^{-2}$. A diferença pode ser em função na região amazônica apresentar predominância de floresta com alto poder de absorção da radiação global e a região de estudo apresentar predominância de pastagem com baixo poder de absorção de radiação global.

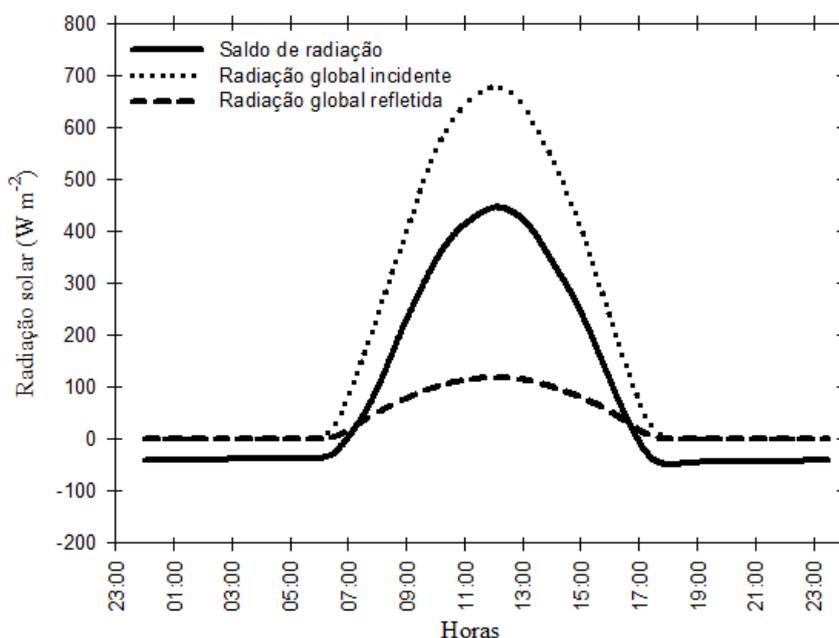


Figura 5. Valores médios da radiação global, radiação global refletida e saldo de radiação, na Fazenda Miranda em Cuiabá.

4.5. ALBEDO DO LOCAL EM ESTUDO

Na Figura 6 são apresentados os valores médios do albedo nos dias de céu claro. Esses valores foram semelhantes aos encontrados por Mendonça (1996) em grama no município de Santo Antônio do Leverger. Os albedos médios apresentados na pastagem da Fazenda Miranda foram de $\alpha = 0,18$ no dia (07/08/2009), $\alpha = 0,18$ no dia (10/08/2010) e $\alpha = 0,20$ no dia (20/09/2011). No período diurno o albedo é quem governa o saldo de radiação no sistema na baixa atmosfera (GALVÃO, 1993).

A radiação de ondas curtas refletida variou com o ângulo de incidência da radiação solar, obtendo-se os menores valores de albedo ao meio-dia e os maiores valores no amanhecer e no final da tarde (Figura 6), de acordo com o padrão observado também por outros autores (MONTEITH, 1965; ROSENBERG et al., 1983; MENDONÇA, 1996).

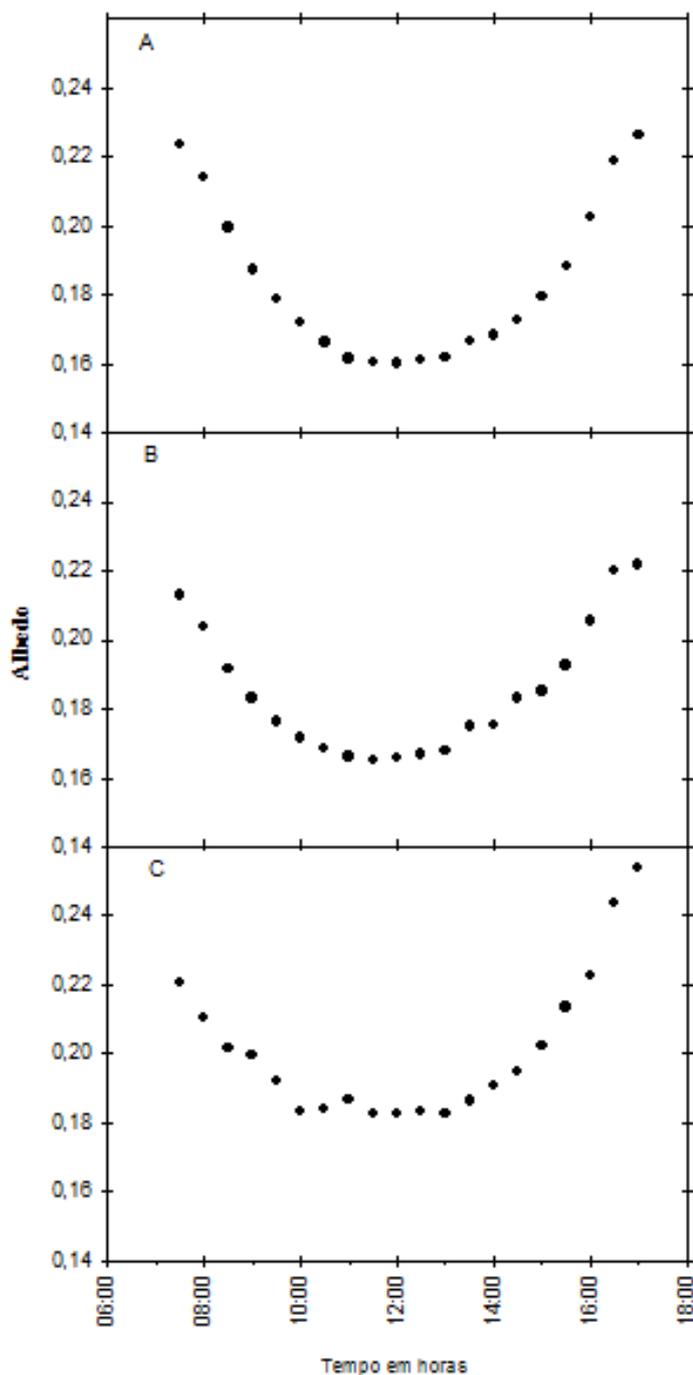


Figura 6. Albedo da pastagem com céu claro ao longo dos dias (A) 07/08/2009, (B) 10/08/2010 e (C) 20/09/2011, na Fazenda Miranda em Cuiabá.

4.6. COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES OBTIDOS A PARTIR DE MEDIÇÃO INSTRUMENTAL E A PARTIR DE EQUAÇÕES EMPÍRICAS

Existe uma defasagem temporal entre os valores do balanço de ondas longas estimados pelas equações empíricas e os calculados instrumentalmente. Como exemplos característicos desse fenômeno foram utilizados as séries temporais com o maior número de dados contínuos possíveis, com registros a cada meia hora para a faixa de dados disponíveis. O período em que esses fragmentos de dados foram tomados e os resultados das análises de correlação cruzada para indicar o grau de defasagem encontrado são mostrados no (Tabela 6).

Tabela 6. Análise de correlação cruzada entre os valores de balanço de ondas longas obtidas a partir das medições instrumentais e estimados por equações empíricas para avaliar as defasagens entre os mesmos.

Período	Métodos empíricos para a estimativa do balanço de ondas longas									
	Angstrom		Brunt		Brutsaert		Idso		Niemela	
	Defasagem	r	Defasagem	r	Defasagem	r	Defasagem	R	Defasagem	r
26 e 27/04/2009	4:00 h	0,6804	4:00 h	0,6771	4:00 h	0,6786	4:30 h	0,6637	4:00 h	0,6773
29 e 30/04/2009	4:00 h	0,8416	4:00 h	0,8444	4:00 h	0,8455	4:00 h	0,8165	4:00 h	0,8446
01 a 04/05/2009	5:00 h	0,6995	4:30 h	0,7032	4:30 h	0,7014	5:00 h	0,7022	4:30 h	0,7022
07 a 09/05/2009	5:00 h	0,7863	5:00 h	0,7873	5:00 h	0,7872	5:00 h	0,7686	5:00 h	0,7871
21 a 27/05/2009	5:30 h	0,4047	5:30 h	0,4373	5:30 h	0,4360	6:00 h	0,2287	5:30 h	0,4367
04 a 09/06/2009	5:00 h	0,6393	5:00 h	0,6549	5:00 h	0,6642	5:30 h	0,4304	5:00 h	0,6513
14 e 15/06/2009	4:30 h	0,4566	3:30 h	0,4567	3:30 h	0,4670	5:00 h	0,2422	3:30 h	0,4580
01 a 10/07/2009	5:00 h	0,4421	5:30 h	0,4159	5:00 h	0,4183	5:30 h	0,3014	5:30 h	0,4070
12 e 13/07/2009	4:00 h	0,5007	4:00 h	0,5268	4:00 h	0,5306	3:30 h	0,4146	4:00 h	0,5282
18 e 19/07/2009	4:30 h	0,7430	4:30 h	0,6796	4:30 h	0,6763	4:30 h	0,6120	4:30 h	0,6633
21 e 22/07/2009	4:30 h	0,6837	4:30 h	0,6482	4:30 h	0,6431	4:30 h	0,6000	4:30 h	0,6367
26 e 27/07/2009	3:00 h	0,6394	4:00 h	0,7155	4:00 h	0,7132	3:00 h	0,6963	4:00 h	0,7156
29/07 a 09/08/2009	4:00 h	0,5625	4:00 h	0,5040	4:00 h	0,5088	4:00 h	0,3845	4:30 h	0,4906

Continua...

...Continuação

13 a 21/08/2009	3:00 h	0,7666	3:00 h	0,6948	3:00 h	0,6993	3:30 h	0,5834	3:00 h	0,6815
02 a 04/09/2009	1:30 h	0,6642	1:30 h	0,6648	1:30 h	0,6649	1:00 h	0,6601	1:30 h	0,6648
12 a 16/09/2009	1:30 h	0,5827	1:30 h	0,5816	1:30 h	0,5811	1:00 h	0,5523	1:30 h	0,5803
01 e 02/05/2010	4:00 h	0,6502	4:00 h	0,6499	4:00 h	0,6499	4:00 h	0,6287	4:00 h	0,6499
06 e 07/05/2010	4:30 h	0,7999	4:30 h	0,8065	4:30 h	0,8041	4:30 h	0,7948	4:30 h	0,8065
20 a 23/05/2010	1:30 h	0,7415	1:30 h	0,7396	1:30 h	0,7407	1:30 h	0,6917	1:30 h	0,7390
27 a 29/05/2010	3:00 h	0,8514	3:00 h	0,8332	3:00 h	0,8330	3:00 h	0,7902	3:00 h	0,8277
01 a 04/06/2010	2:30 h	0,7158	3:00 h	0,7481	3:00 h	0,7593	2:30 h	0,5185	3:00 h	0,7539
06 a 23/06/2010	3:00 h	0,8235	3:00 h	0,8159	3:00 h	0,8188	3:30 h	0,7357	3:00 h	0,8120
25 a 28/06/2010	3:00 h	0,8737	3:00 h	0,8517	3:00 h	0,8537	3:30 h	0,7942	3:00 h	0,8466
01 a 12/07/2010	2:30 h	0,8400	2:30 h	0,8284	2:30 h	0,8306	3:00 h	0,7759	2:30 h	0,8233
22 a 24/07/2010	3:00 h	0,8157	2:30 h	0,7528	2:30 h	0,7599	2:30 h	0,6430	2:30 h	0,7309
26 a 31/07/2010	2:30 h	0,8770	2:00 h	0,8511	2:00 h	0,8550	1:30 h	0,7742	2:00 h	0,8464
02 e 03/09/2010	1:00 h	0,9066	1:00 h	0,9040	1:00 h	0,9062	0:30 h	0,8572	1:00 h	0,9040

Para esse exemplo, essa defasagem significou um atraso variável de 0:30 a 6:00 h entre os valores estimados do *Bol* em relação aos valores medidos do mesmo.

Analisando as médias da temperatura e da pressão de vapor d'água no período de parametrização (Tabela 7) em relação às sequências de dias do cálculo do *Bol* não se observa nem um padrão de comportamento dessas variáveis, que se poderia afirmar ser o causador da defasagem nestas séries estudadas.

Tabela 7. Valores médios da temperatura e pressão de vapor no período de parametrização e no período de estimativas do balanço de ondas longas.

Período	Temperatura (°C)			Pressão de vapor (hPa)		
	Média	L.S.	L.I.	Média	L.S.	L.I.
Parametrização	26,10	28,73	25,24	25,04	25,24	24,26
26 e 27/04/2009	26,11	26,81	25,44	25,80	26,12	25,40
29 e 30/04/2009	24,93	25,81	24,07	21,96	22,54	21,37
01 a 04/05/2009	24,79	25,43	24,16	22,11	22,41	21,79
07 a 09/05/2009	26,82	27,62	26,05	23,93	24,34	23,51
21 a 27/05/2009	26,63	27,05	26,20	25,13	25,29	24,96
04 a 09/06/2009	22,49	23,18	21,84	19,20	19,51	18,88
14 e 15/06/2009	24,02	25,05	23,08	21,84	22,27	21,45
01 a 10/07/2009	24,91	25,32	24,47	20,39	25,24	19,37
12 e 13/07/2009	20,96	22,01	19,97	18,11	18,81	17,47
18 e 19/07/2009	25,39	26,48	24,36	19,47	19,96	18,93
21 e 22/07/2009	26,59	27,60	25,60	19,24	19,75	18,75
26 e 27/07/2009	20,29	21,32	19,36	18,54	19,19	17,90
29/07 a 09/08/2009	24,37	24,86	23,90	18,48	18,76	18,19
13 a 21/08/2009	26,75	27,29	26,18	17,97	18,28	17,66
02 a 04/09/2009	29,48	30,28	28,65	22,49	22,77	22,22
12 a 16/09/2009	27,62	28,40	26,83	20,38	20,67	20,09
01 e 02/05/2010	27,26	28,08	26,49	26,56	26,83	26,28
06 e 07/05/2010	27,51	28,44	26,58	25,58	26,05	25,08
20 a 23/05/2010	23,13	23,85	22,40	19,14	19,42	18,88

Continuação...

...Continuação

27 a 29/05/2010	25,48	26,27	24,76	21,64	22,11	21,12
01 a 04/06/2010	22,76	23,54	22,00	19,45	19,89	18,99
06 a 23/06/2010	24,77	25,16	24,39	18,92	19,10	18,73
25 a 28/06/2010	24,90	25,68	24,06	17,95	18,28	17,63
01 a 12/07/2010	25,26	25,77	24,79	16,51	16,69	16,32
22 a 24/07/2010	25,05	26,04	24,12	17,11	17,58	16,61
26 a 31/07/2010	24,30	25,02	23,60	15,34	15,51	15,16
02 e 03/09/2010	27,70	28,68	26,71	19,45	19,95	18,92

Nota: Os valores médios, limites superior (L.S.) e inferior (L.I.) foram obtidos por *bootstrap* com 1000 reamostragens.

Quando essa defasagem é considerada no processo de comparação dos valores de **Bol** medidos e estimados, verificou-se que não existem evidências de que esses valores diferem entre si. Contudo, se negligenciado esse aspecto, a conclusão fica comprometida porque é totalmente contrária (Figura 7).

Na Figura 7 é apresentado o balanço de onda longa instantânea sem correção e corrigida com a devida defasagem apresentada na Tabela 6 para o período estudado. Os valores em média de **Bol** foram negativos pelo fato de a radiação de ondas longas terrestre serem maior que a contra radiação emitida pela atmosfera (SOUZA FILHO, 2006).

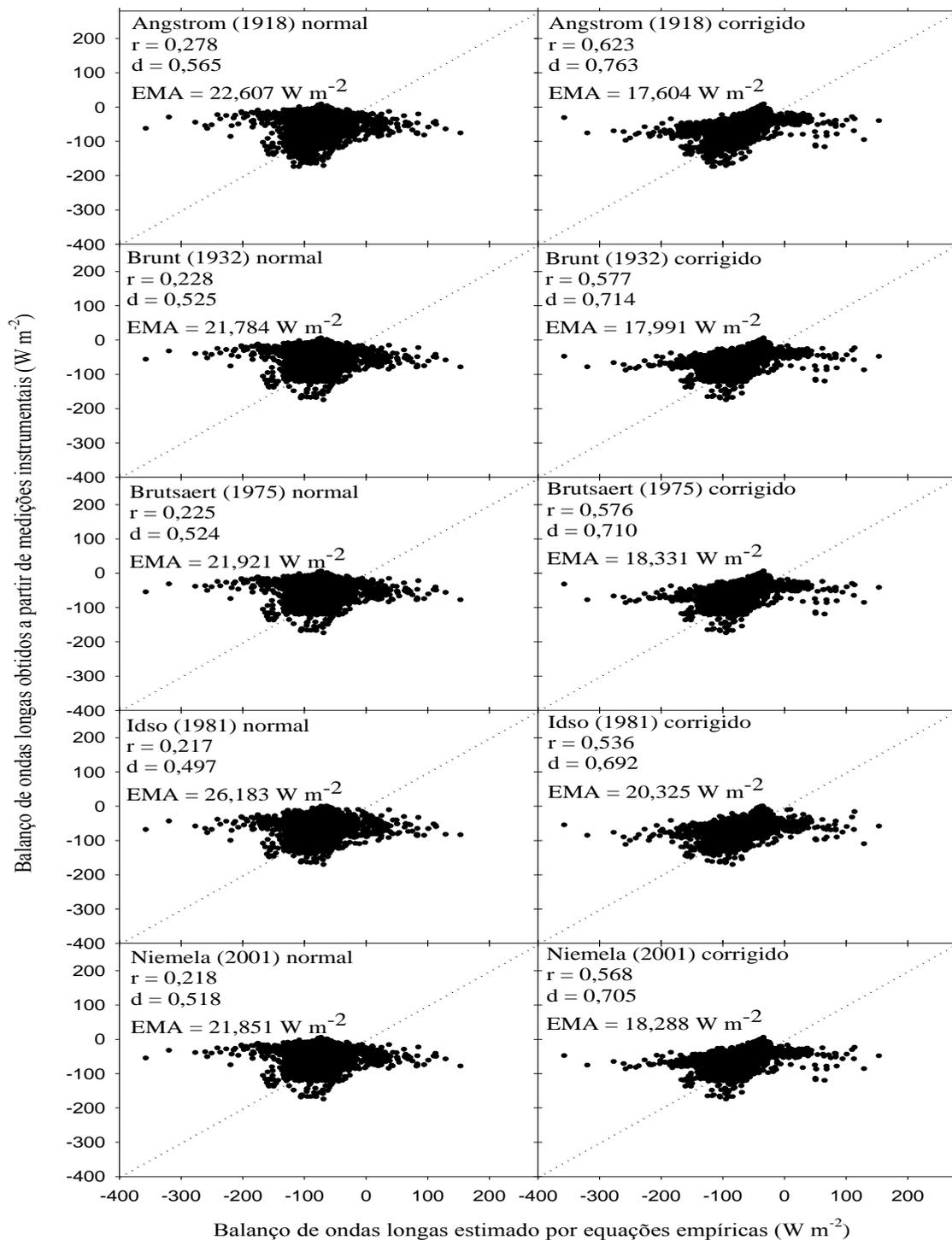


Figura 7. Regressão linear do balanço de ondas longas medidos instrumentalmente e estimados empiricamente na pastagem da Fazenda Miranda, sendo a análise estatística dada por coeficiente de correlação (r), índice de concordância (d), erro médio absoluto (EMA), a linha pontilhada é representa $y = x$.

O *Bol* é controlado, basicamente, pelas temperaturas do ar e do solo, pelas concentrações de vapor d'água e dióxido de carbono na atmosfera. O vapor de água e o CO₂ são considerados como termorreguladores atmosféricos, em razão da capacidade de absorver radiação de ondas longas e promover o efeito estufa (MENDONÇA, 1996; SOUZA FILHO, 2006; AGUIAR et al., 2011).

As pequenas diferenças do balanço de ondas longas proveniente das medidas instrumentais e pelas estimativas empíricas são valores que tornam as equações empíricas significativas, para as condições utilizadas nesse trabalho. Observa-se que o modelo empírico que calcula o *Bol* em função da pressão de vapor d'água, apresentou um melhor ajuste o modelo que em sua formulação a emissividade é uma exponencial da pressão de vapor d'água presente na atmosfera.

Na Figura 8 se observa que, em média, no período matutino as estimativas tendem a subestimar e no período vespertino as estimativas tendem a superestimar os valores do *Bol* em relação às medidas instrumentais. No período noturno os valores médios do *Bol* apresentado pelo método empírico de Idso (1982) subestimaram em relação às medidas enquanto os outros quatro métodos não apresentaram valores diferentes das medidas instrumentais. Um dos motivos para que o modelo de Idso (1982) apresentasse valores menos exatos do *Bol* instantâneos foi de que os valores dos limites superior e inferior da média do parâmetro *b*, pois o mesmo apresenta flutuações que não o diferem de zero.

As estimativas empíricas ajustaram-se de tal forma que durante um intervalo de horas da manhã no dia os valores subestimam em relação aos valores medidos e outro intervalo de horas da tarde no dia os valores superestimam em relação aos valores medidos de maneira diferente das estimativas pesquisadas por (MENDONÇA, 1996; SOUZA FILHO, 2006).

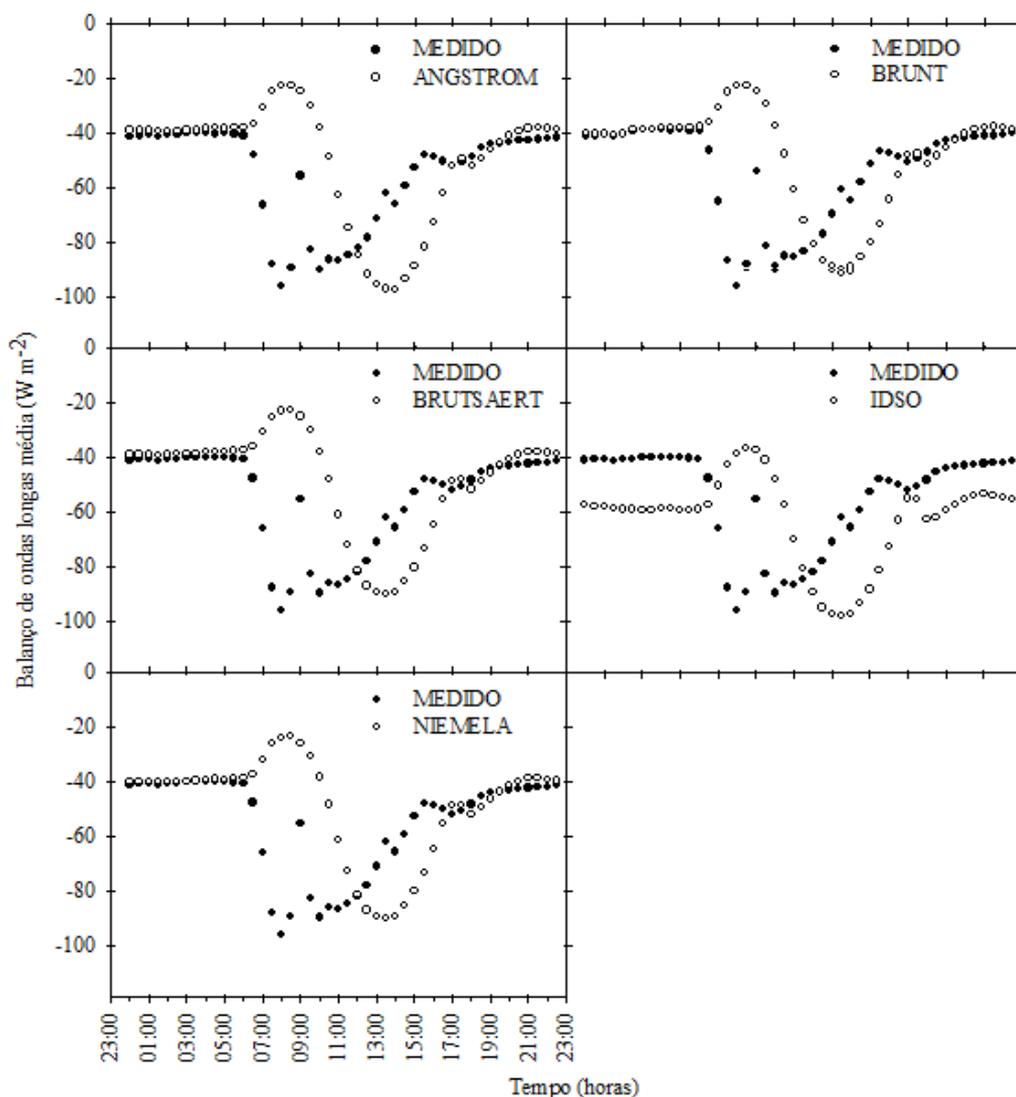


Figura 8. Valores médios medidos e estimados do balanço de ondas longas durante o dia na pastagem da Fazenda Miranda em Cuiabá.

As estimativas do *Bol* feitas pelas equações empíricas podem ficar comprometidas por levar em consideração somente os índices de claridade do céu como critério de seleção dos dias úteis para essas estimativas, pois no período noturno não é avaliado se há nuvens ou não. Esse diagnóstico realizado apenas durante o dia impede que se leve em consideração a precipitação na utilização das equações, bem como a cobertura de nuvens durante a noite. A precipitação também influencia na relação entre a temperatura e a radiação de onda longa atmosférica. A contribuição das nuvens pode ser um dos contribuintes na defasagem das estimativas empíricas em relação aos valores do *Bol* calculados empiricamente (AGUIAR et al.,2011).

Segundo Crawford & Duchon (1998), além das dificuldades já descritas, os métodos empíricos foram desenvolvidos para médias diárias ou de longo prazo e, portanto, geralmente são muito menos precisas em intervalos curtos de tempo. Por exemplo, no trabalho de Kjaersgaard et al. (2007), os modelos empíricos melhoraram quando se utilizou dados médios diários durante o dia de céu claro e uma definição estrita de condições de céu claro.

O modelo de estimativa do balanço de ondas longas que apresentou maior precisão e exatidão foi o modelo empírico de Angstrom, com índice de concordância e erro médio absoluto de 0,763 e 17,604 W m⁻² respectivamente. Para os modelos de Brunt, Brutsaert, Idso e Niemela, os índices de concordância apresentaram valores superiores a 0,692 (Figura 6), indicando alta precisão e exatidão das estimativas.

Observa-se, na Figura 6, que a maioria dos modelos empíricos apresentou valores de EMA muito próximos entre eles, já o modelo de Angstrom foi o mais exato entre os modelos estudados. A escolha do modelo matemático é fator importante para a estimativa mais realista do **Bol**.

Em trabalho realizado por Mendonça (1996), foi verificado que os valores de emissividade da atmosfera calculados empiricamente geraram valores que em média subestimaram os valores medidos pelos instrumentos, em torno de 10%. Neste trabalho, verificou-se que os modelos que consideraram a emissividade da atmosfera na estimativa da contra-irradiação no saldo do **Bol** como uma função da temperatura e da pressão de vapor d'água apresentaram menor precisão enquanto os modelos que consideram a emissividade em função somente da pressão de vapor d'água apresentaram melhor precisão.

Feitas as comparações entre os valores do **Bol** calculados a partir das medições instrumentais com as estimativas empíricas, conclui-se que não há evidências de que existam diferenças significativas entre os mesmos. O único aspecto importante que foi identificado nas comparações foram as defasagens no tempo entre os aqueles valores, sendo que essas defasagens não tem correlação com as diferenças nos valores médios da temperatura e da pressão de vapor d'água entre o período de parametrização e os dias das validações das equações empíricas estudadas.

5. CONCLUSÃO

O método de comparação dos valores dos balanços de ondas longas obtidos a partir da medição instrumental e estimados por equações empíricas não possibilitou inferir que houvesse algum efeito significativo de outro componente atmosférico além do da temperatura e umidade do ar sobre o efeito estufa.

Dentre os modelos empíricos estudados, o de Swinbank e o de Idso e Jackson não puderam ser parametrizados para o local de estudos.

O modelo de Ångström se mostrou mais preciso e exato que os demais.

Há uma defasagem temporal entre os valores do balanço de ondas longas obtidas a partir das medições instrumentais e o estimado empiricamente e essa defasagem não é explicada pelas diferenças dos valores de temperatura do ar e da pressão de vapor d'água entre o período de parametrização e o da comparação dos dados medidos e estimados.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, L. J. G. Balanço de radiação em área de floresta e de pastagem em Rondônia. Dissertação (em meteorologia agrícola). Universidade Federal de Viçosa, 2007.

AGUIAR, L. J. G.; COSTA, J. M. N.; FISCHER, G. R.; AGUIAR, R. G.; COSTA, A. C. L.; FERREIRA, W. P. M. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em área de pastagem no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 215-224, 2011.

ANDRADE, L. S.; SOUSA, L. P.; SILVA, C. M. S.; GEMIACK, L.; MEIXNER, F. X.; MOURA, M. A. L. Análise do balanço de onda longa e saldo de radiação para dias de céu claro e nublado na Amazônia. Departamento de Meteorologia/CCEN/UFAL Campus A. C. Simões, 2001.

ANDRÉ, R. G. B.; VISWANADHAM, Y.; SÁ, L. D. A.; MANZI, A. O. Characteristic parameters for the Amazonian Forest. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

ARAVÉQUIA, J. A.; LEAL DE QUADRO, M. F. Aspectos Gerais da Previsão Numérica de Tempo e Clima. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

BÁRBARO, E. W.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; ESCOBEDO, J. F. Observational study of downward atmospheric longwave radiation at the surface in the city of São Paulo, 2005.

BASTABLE, H. G.; SUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observation of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest. **Int. J. of Climatol.**, Chicester, v.13, p. 783-796, 1993.

BECK, E. G. 180 Years of Atmospheric CO₂ Gas Analysis by Chemical Methods. **Reprinted from energy & environment**, v.18, 2007.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). **Journal of Hydrology**, 212-213, 1998.

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**, v. 97, p. 52-567, 2005.

BRUTSAERT, W.; HSU, A. Y.; SCHMUGGE, T.J. Parameterization of surface heat fluxes above forest with satellite thermal sensing and boundary layer soundings. **Journal of Applied Met.**, 909-917, 1993.

CARDOSO, A. N.; SAMINÊZ, T. C.; VARGAS, M. A. Fluxo de gases-traço de efeito estufa na interface solo-atmosfera em solos de cerrado. Boletim de pesquisa e desenvolvimento, 2001.

CARRILHO, S. B. P.; Avaliação de modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Cerrado mato-grossense, 2011, 133 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

CRAWFORD, T. M.; DUCHON, C. E. An Improved Parameterization for Estimating Effective Atmospheric Emissivity for Use in Calculating Daytime Downwelling Longwave Radiation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, 1998.

CHRISTIE, D. Resampling with Excel. **Teaching Statistics**, v. 26, p. 9-14, 2004.

CULF, A. D.; GASH, J .H. Longwave radiation from clear skies in Niger: A comparison of observations with simple formulas. **Journal of Applied Meteorology**. Boston, v. 32, p. 539-547, 1993.

DANCEY, C.; REIDY, J. Estatística sem matemática para psicologia: Usando SPSS para Windows. Porto Alegre, Artmed, 2006.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. Guidelines for predicting crop water requirements. 2. Ed. Rome: FAO, 1977. P 179. (FAO - Irrigation and Drainage Paper, 24).

DUXBURY, J. M. The significance of greenhouse gas from soils of tropical agroecosystems. Soil management and greenhouse effect. **Advances in Soil Science**. Boca Raton: CRC Lewis Publishers, p. 279-291, 1995.

EEROLA, T. T. Mudanças climáticas globais: passado, presente e futuro. Apresentação em fórum pelo departamento de Geociência, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2003.

EITEN, G. Vegetação do Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectivas. Editora Universidade de Brasília, p. 17-73, 1994.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos, Rio de Janeiro, p. 412, 1999.

FILHO, J. D. C. S.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P.; ROCHA, E. J. P. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, p. 318-330, 2006.

FORTUNIAK, K.; OFFERLE, B.; GRIMMOND, C. S. B.; KLYSIC, K. Parameterizations of clear sky downward radiation in an urban area-lodz case study. University of Lodz, Poland, Goteborg University, Sweden, Indiana University, Indiana, 2011.

GARBIN, V. H. Plano Territorial de Desenvolvimento Rural Sustentável Território Baixada Cuiabana-MT. Fundação Cândido Rondon, Ministério do Desenvolvimento Agrário, Campo Grande, p. 56, 2006.

GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia, 1993.

IPCC - Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1ª Edição, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, Cambridge University Press, 2001.

IPCC - Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Paris, 2007.

KJAERGAARD, J. H.; F.L. PLAUBORG, F. L.; HANSEN, S. Comparison of models for calculating daytime long-wave irradiance using long term data set. **Agricultural and Forest Meteorology**, p. 143, 2007.

LIMA, M. A. Emissão de gases de efeito estufa provenientes de sistemas agrícolas no Brasil. Embrapa Meio Ambiente Jaguariúna, 2000.

MATTOS, K. M. C.; GONÇALVES M. G. M.; BARBIERI V. Estimativa da emissividade atmosférica e do balanço de ondas longas em Piracicaba, São Paulo. Departamento de Física e Meteorologia, ESALQ - USP, Piracicaba, 1997.

MAZZIERO, G.; GOMES, E. N.; ESCOBEDO, J. F.; Pai, A. D. Correlação da radiação de onda longa atmosférica e a temperatura do ar no ciclo diurno-noturno (24h) em Botucatu/SP/Brasil. Campus de Botucatu, Departamento de Recursos Naturais, FCA/UNESP, Botucatu, 2006.

MENDONÇA, E. D. D.; JUNIOR, J. H. C.; FILHO, N. P. Atmospheric emissivity estimate in Santo Antônio do Leverger-MT. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. Santa Maria, v. 4, p. 63-71, 1996.

MEYERS, T. P. A. comparison of summertime water and CO₂ fluxes over rangeland.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In: Symposium of the society for experimental biology, 1964. Cambridge: Cambridge University Press, p. 205-234, 1965.

MOURA, R. G. Estudos das radiações solar e terrestre acima e dentro de uma floresta tropical úmida. Dissertação (mestrado em meteorologia) Instituto Nacional de pesquisas Espaciais (INPE) São José dos Campos, 2007.

NASCIMENTO, M. T.; NUNES DA CUNHA, C. Estrutura e composição florística de um cambarazal no Pantanal de Poconé-MT. **Acta Botanica Brasilica**, v. 3, p. 3-3, 1989.

NOBEL, P. S. Physicochemical and Environmental Plant Physiology. Department of Biology University of California, Los Angeles, 2009.

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, p. 103-110, 2004.

PAIVA, C. M. Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR. Tese (Doutoranda em Ciência em Engenharia Cívica) Universidade Federal do Rio de Janeiro, p. 150-152, 2005.

PAVÃO, H. G; KIRCHHOFF, V. W. J. H. Variação da Concentração de Gás Carbônico Atmosférico no Cerrado Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.12, p. 1-8, 1997.

PAVÃO, H. G; SOUZA, A. A influência das queimadas no aumento da concentração de gás carbonico atmosférico em Cuiaba In: Reuniao especial da SBPC Mato Grosso: novos caminhos. II Cuiaba; 1995. Anais. São Paulo, SBPC, p. 236, 1995.

PEREIRA, O. A. Determinação do Fluxo de CO₂ numa Área Monodominante de Cambará no Norte do Pantanal Matogrossense. Cuiabá, 71f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, 2009.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; QUERINO, J. K. A. S.; VON RADOW, C.; FILHO, A. O. M. Estudo da radiação solar global e do índice de transmissividade (K_t), externo e interno, em uma floresta de mangue em alagoas - Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, p. 204-294, 2011.

RANDOW, R. C. S. V.; ALVALÁ, R. C. D. 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, p. 398-412, 2006.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T.; SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. Fitofisionomias do bioma cerrado. Cerrado: Ambiente e Flora. Embrapa CPAC. Planaltina, 1998.

RODRIGUES, T. R. Variabilidade interanual da sazonalidade de fluxos de energia e matéria em área de Cerrado na Baixada Cuiabana, 85 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

SANTOS, A. R. S. E. Caracterização sazonal dos balanços de radiação e energia no complexo estuário-laguna mundaú-manguaba. Dissertação (Mestrado em meteorologia). Universidade Federal de Alagoas, 2009.

SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; RAO, T. V. R.; SATYAMURTY, P.; MANZI, A. O. Downward longwave radiation estimatives for clear-sky conditions over northeast Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 443-450, 2011.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. Atmospheric Chemistry and Physics- From air Pollution to Climate Change, p. 36-37, 1986.

SETTE, D. M. Os climas do cerrado do centro-oeste. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, 2005.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quart. J. R. Meteorol. Soc.**, London, v.110, p. 1143-1162, 1984.

SIGNOR, D. Estoques de carbono e nitrogênio e emissão de gases do efeito estufa em áreas de cana-de-açúcar na região de Piracicaba, 120 f. Dissertação (Mestrado em Ciências), Escola superior de agricultura “Luiz de Queiroz”, 2010.

SILVA, R. C. Estudo do balanço de radiação no Pantanal sul mato-grossense, 213 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.

SOARES, F. R.; ESCOBEDO, J. F. Variabilidade da irradiação média mensal horária e modelos paramétricos do campo de radiação de ondas longas atmosférica. **Energia Agricultura, Botucatu**, v.21, p. 12-27, 2006.

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

TETENS, O. Unber cinige meteorologische Begriffe. **Z. Geophys**, p. 297-309, 1930.

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

VON RANDOW, R. C. S.; ALVALÁ, 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, p. 398-412, 2006.

WATSON, R.; RODHE, H. Greenhouse gases and aerosols—PEER Reviewed Assessment for WG1 - IPCC, 1990.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance, bull. of the. **Meteorol. Soc.**, 1982.

WILLMOTT, C. J.; MATSUURA, K. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. Center for Climatic Research, Department of Geography, University of Delaware. Newark, USA. v. 30, p. 79-82, 2005.

WOOTEN, R. D.; TSOKOS C. P. Parametric Analysis of Carbon Dioxide in the Atmosphere. **Journal of applied sciences**. United States of America, p. 440-450, 2010.

7. REFERÊNCIAS CONSULTADAS

ANGSTRÖM, A. Studes of the nocturnal radiation to space. **The Astrophysical Journal an international review of spectroscopy and Astronomical Physics**, Volume XXXVII, June, 1913.

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere, **Quarterly Journal Royal Meteorology Society**, London, v. 58, p. 389-418, 1932.

BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, Washington, v. 11, p. 724-744, 1975.

NIEMELÄ, S. RÄISÄNEN, P.; SAVIJÄIRVI, H. Comparison of surface radiative flux parameterizations Part I: Longwave radiation. **Department of Meteorology, University of Helsinki**, 2001.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia vegetal**. Editora Agronômica Ceres LTDA. São Paulo, 1981.

SWINBANK, W. C. Longwave radiation from clear skies. **Quarterly Journal Royal Meteorology Society**, v. 89, p. 339-348, 1963.

VAREJÃO SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital 2, 2006.

8. ANEXOS

As regressões das parametrizações dos modelos que foram estudados neste trabalho.

