

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

**EFEITO DAS PROPRIEDADES MICROCLIMATICAS
NA EMISSÃO DE ONDA LONGA PELA ATMOSFERA
EM ÁREA DE CERRADO CAMPO SUJO**

JONH BILLY DA SILVA

PROF. DR. THIAGO RANGEL RODRIGUES
Orientador

**Cuiabá, MT
JULHO/2018**

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

**EFEITO DAS PROPRIEDADES MICROCLIMÁTICAS
NA EMISSÃO DE ONDA LONGA PELA ATMOSFERA
EM ÁREA DE CERRADO CAMPO SUJO**

JONH BILLY DA SILVA

*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. THIAGO RANGEL RODRIGUES
Orientador

**Cuiabá, MT
JULHO/2018**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

D111e da Silva, Jonh Billy.
EFEITO DAS PROPRIEDADES MICROCLIMÁTICAS NA EMISSÃO DE
ONDA LONGA PELA ATMOSFERA EM ÁREA DE CERRADO CAMPO SUJO /
Jonh Billy da Silva. -- 2018
75 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Thiago Rangel Rodrigues.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2018.
Inclui bibliografia.

1. Emissividade. 2. Temperatura do ar. 3. Pressão de vapor d'água. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

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

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

FOLHA DE APROVAÇÃO

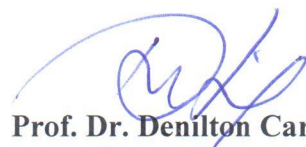
TÍTULO: EFEITO DAS PROPRIEDADES MICROCLIMÁTICAS NA
EMIÇÃO DE ONDA LONGA PELA ATMOSFERA EM ÁREA DE
CERRADO CAMPO SUJO

AUTOR: JONH BILLY DA SILVA

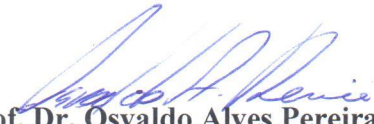
Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em 06 de julho de 2018, pela
comissão julgadora:



Prof. Dr. Thiago Rangel Rodrigues
Orientador
Instituto de Física - UFMS



Prof. Dr. Denilton Carlos Gaio
Examinador Interno
Instituto de Física – UFMT



Prof. Dr. Osvaldo Alves Pereira
Examinador Externo
Universidade de Cuiabá - UNIC

DEDICATÓRIA

A minha maravilhosa mãe Erismar da Silva Mendes
pelo seu grandioso exemplo de vida, amor e confiança.

A minha querida tia Erionete da Silva Mendes pela
ajuda ao ingresso na universidade.

AGRADECIMENTOS

- ❖ Primeiramente, agradeço a Deus pelo dom da vida, pela saúde e pela maravilhosa família que tenho;
- ❖ A minha maravilhosa e querida mãe, Erismar da Silva Mendes pelo seu grandioso exemplo de vida, pela sua força e por nunca ter desistido ou se deixada a abater com as dificuldades da vida;
- ❖ A minha irmã Priscila Klizia da Silva (Jhene) e ao meu irmão João Pedro da Silva pelo carinho;
- ❖ A meu querido e amado sobrinho, Jhemes Kauann da Silva, que sempre será meu “neném” e meu maior motivo de tentar ser cada dia uma pessoa melhor, para ser seu exemplo;
- ❖ A minha tia querida, Erionete da Silva Mendes, que me ajudou a mudar para Cuiabá e que sem ele não poderia ter chegado até aqui e realizado meu sonho de graduação;
- ❖ Ao meu orientador, Prof. Dr. Thiago Rangel Rodrigues, pela orientação, apoio e confiança que possibilitaram o desenvolvimento desta dissertação;
- ❖ A Prof. Dr. Iramaia Jorge Cabral de Paulo, Diretora do Instituto de Física, pelo seu grande exemplo e inspiração.
- ❖ Ao Prof. Dr. Denilton Carlos Gaio, pelas contribuições nos trabalhos desenvolvidos no PGFA e pelo ser um exemplo de docente a se seguir;
- ❖ Ao Prof. Dr. Osvaldo Alves Pereira, por compor a banca e pelas suas contribuições a este trabalho;
- ❖ Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, Coordenador do Curso de Pós-Graduação, pelo empenho na criação e andamento do curso, bem como, pelos conselhos e incentivo;
- ❖ Aos amigos e colegas da Pós-Graduação em Física Ambiental, pelo carinho, apoio e companheirismo, em especial a Admilson Junior Leite (Dimmy), Ana Clara Alves Justi, Ana Cristina Xavier de Carvalho, Anísio Alfredo da Silva Júnior, Kelly Sousa Romera, Leilane Duarte Gomes, Luiz Eduardo Barros da Guia, Marlus Sabino e Rayanna Costa Oliveira;

- ❖ A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso por compartilharem seus conhecimentos, contribuindo para escrita desta pesquisa;
- ❖ A Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro concedido durante toda pesquisa;
- ❖ E a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	IX
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	X
RESUMO	XI
ABSTRACT	XII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 PROBLEMÁTICA	1
1.2 JUSTIFICATIVA	2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 RADIAÇÃO SOLAR	4
2.2 RADIAÇÃO DE ONDA LONGA	7
2.3 EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA	12
2.4 CERRADO	14
3. MATERIAL E METODOS	20
3.1 LOCAL DE ESTUDO	20
3.2 INSTRUMENTOS	22
3.3 MÉTODOS	24
3.3.1 Estimativa da radiação de onda longa atmosférica	24
3.3.1.1 Equação proposta por Brunt (1932)	24
3.3.1.2 Equação proposta por Swinbank (1963)	25
3.3.1.3 Equação proposta por Idso & Jackson (1969)	25
3.3.1.4 Equação proposta por Brutsaert (1975)	25
3.3.1.5 Equação proposta por Idso (1981)	25
3.3.1.6 Equação proposta por Bignami et al. (1995)	26
3.3.2 Estimativa da emissividade atmosférica	26
3.3.3 Índice de claridade (Kt)	27
3.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA	29
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	32
4.1 Análise das variações sazonais da temperatura do ar, umidade relativa do ar e do déficit da pressão de vapor d'água	32
4.2 Análise do comportamento da emissividade atmosférica	34
4.3 Estimativa da emissividade atmosférica	36
4.4 Análise e estimativa da radiação de onda longa atmosférica	41

5. CONCLUSÕES	50
6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	53
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	54

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: Esquema da Estrutura do Sol evidenciando o núcleo, as zonas radioativas e convectiva e a coroa	5
FIGURA 2: Limites aproximados das faixas espectrais da radiação emitida pelo Sol em nm. Em destaque, o range do espectro visível	6
FIGURA 10: Valores médios mensais da emissividade atmosférica nos períodos seco e úmido/chuvoso, estimados pelos métodos do Balanço de Energia (BE), Brutsaert (BT), Bignami (BG), Brunt (BR), Idso (ID), Idso & Jackson (IJ) e Swinbank (SW) para o cerrado campo sujo na Fazenda Miranda.	35
FIGURA 11: Valores de média diária da emissividade atmosférica no período seco calculado pela equação do Balanço de Energia (BE) e estimados pelos métodos Brutsaert (BT), Brunt (BR), Bignami (BG), Idso (ID), Idso & Jackson (IJ) e Swinbank (SW) para o cerrado campo sujo na Fazenda Miranda.	39
FIGURA 12: Valores de média diária da emissividade atmosférica no período chuvoso calculado pela equação do Balanço de Energia (BE) e estimados pelos métodos Brutsaert (BT), Brunt (BR), Bignami (BG), Idso (ID), Idso & Jackson (IJ) e Swinbank (SW) para o cerrado campo sujo na Fazenda Miranda.	40
FIGURA 13: Comparação entre os valores medidos de ROL e os valores estimados pelos modelos de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) para os meses de maio a julho para Fazenda Miranda	45
FIGURA 14: Comparação entre os valores medidos de ROL e os valores estimados pelos modelos de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) para os meses de outubro a dezembro para Fazenda Miranda.	46
FIGURA 15: Ciclo médio diário da radiação de onda longa atmosférica calculada e estimada pelas equações de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) para os meses de maio a julho para Fazenda Miranda.	48
FIGURA 16: Ciclo médio diário da radiação de onda longa atmosférica calculada e estimada pelas equações de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) para os meses de outubro a dezembro para Fazenda Miranda.	48

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: Equações utilizadas para estimar a emissividade atmosférica (ϵ), em que σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,6697 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), ea a pressão de vapor d'água (hPa), Tar a temperatura do ar (K) próximo a superfície	27
TABELA 2: Classificação dos valores do coeficiente de correlação de Pearson (r)	30
TABELA 3: Critérios de interpretação do coeficiente (c) de Camargo & Sentelhas	30
TABELA 4: Valores mínimos, médios e máximos mensais da emissividade atmosférica calculadas pela equação do balanço de energia (BE) e estimados pelas equações de Brunt (BR), Swinbank (SW), Idso & Jackson (IJ), Brutsaert (BT), Idso (ID) e Bignami (BG) para o cerrado campo sujo na Fazenda Miranda.	36
TABELA 5: Estatísticas relacionando os valores da emissividade atmosférica calculadas pela equação do balanço de energia e estimados pelas equações descritas acima.	37
TABELA 6: Contagem de dias de céu nublado, parcialmente nublados e céu limpo e média de radiação de ondas longa atmosférica pelos métodos de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995). (-) significa que não houve estimativa de radiação de ondas longa atmosféricas.	41
TABELA 7: Estatísticas relacionando os valores da radiação de onda longa atmosférica (ROL) calculadas pela Lei de Stefan-Boltzmann e estimados pelas equações descritas acima.....	43

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

ε – Emissividade atmosférica

ROL – Radiação de Onda Longa atmosférica

T_{ar} – Temperatura do ar

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

UR – Umidade relativa do ar

e_a – Pressão do vapor de água

e_s – Pressão de saturação do vapor d'água atmosférico

DPV – Déficit de pressão de vapor d'água

R_n – Saldo de radiação

R_g – Radiação global incidente

T_s – Temperatura do solo

K_t – Índice de claridade

R_o – Radiação solar que atinge o topo da atmosfera

ϕ – Latitude

δ – Declinação solar

DMA – Desvio Médio Absoluto

DMQ – Desvio Médio Quadrático

R^2 – Coeficiente de determinação

d – Índice de concordância de Willmott

r – Coeficiente de correlação de Pearson

c – Índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas

RESUMO

SILVA, J.B. **Efeito das propriedades microclimáticas na emissão de Onda Longa pela atmosfera em área de Cerrado Campo Sujo.** 75p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2018.

Este trabalho analisou o desempenho dos métodos de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami et al. (1995) para estimativa da emissividade atmosférica e radiação de onda longa para dados obtidos na região do Cerrado Campo Sujo, na baixada cuiabana. As estimativas foram comparadas com dados calculados pelas equações de balanço de radiação e energia para dois períodos estudados, seco (maio a agosto) e chuvoso (setembro a dezembro) de 2009. Os métodos de Swinbank e Idso & Jackson, que levam em consideração apenas a Temperatura do ar, obtiveram melhor desempenho durante o período chuvoso. Em contrapartida, os métodos que levam em consideração a pressão de vapor d'água e a temperatura do ar (Brunt, Brutsaert, Bignami e Idso) tiveram melhor desempenho durante a estação seca, sendo as equações de Idso e Brutsaert que apresentaram melhor desempenho para o local e período estudado, obtendo os maiores índices de concordância, provavelmente devido a ocorrência de menores amplitudes térmicas e a variação da quantidade de vapor d'água atmosfera durante o dia, demonstrando assim sensibilidade dessas equações à variação da temperatura do ar e principalmente as condições do céu.

Palavras-chave: emissividade, temperatura do ar, pressão de vapor d'água.

ABSTRACT

SILVA, J.B. **Effect of microclimatic properties on the Long Wave emission by the atmosphere in Cerrado Campo Sujo area.** 75p. Dissertation (Master's Degree in Environmental Physics) – Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2018.

In this study we analyzed the performance of the Brunt (1932), Swinbank, (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981), and Bignami et al. (1995) methods to estimate atmospheric emissivity and long wave radiation under grass-dominated savannas (known as *Campo Sujo Cerrado*), in the region of Baixada Cuiabana. The estimates were compared with data obtained by the radiation and energy balance equations in two seasons, dry season (May to August), and wet season (September to December) of 2009. The Swinbank and Idso & Jackson methods, that consider only air temperature, show better performances for wet season. However, methods that consider water vapor pressure and air temperature (Brunt, Brutsaert, Bignami and Idso) show good performances for dry season. Idso and Brutsaert methods show the highest index of agreement for the place and period studied, obtaining the highest indexes of agreement, probably due to the occurrence of lower thermal amplitudes and the variation of the amount of vapor of the atmosphere during the day, thus demonstrating the sensitivity of these equations to the variation of the air temperature and especially the sky conditions.

Keywords: emissivity, air temperature, water vapor pressure.

1. INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

O cerrado brasileiro é considerado uma das savanas mais diversas do planeta, abrigando um rico patrimônio de recursos naturais renováveis adaptados às condições climáticas e ambientais que determinam a sua existência.

Em Mato Grosso, a área ocupada por esse bioma é aproximadamente 300 mil quilômetros quadrados (Km²), o equivalente a 34% do território estadual, rico em biodiversidade.

A partir da década de 60, foi iniciado um processo de antropização da região, devido à mudança da capital federal para a região Centro-Oeste, e a concessão de incentivos fiscais para a implantação de projetos agropecuários. Com isso, a ocupação da região do Cerrado tem levado a problemas ambientais e tem causado fortes mudanças em sua configuração, afetando diretamente o relevo, assim como no ecossistema desse bioma. O avanço do manejo desordenado, plantações de grãos, pastagens e queimadas vem modificando o microclima, aumentando a temperatura do ar, a poluição hídrica e atmosférica e o prolongamento do período seco desse local.

O Cerrado brasileiro tem registrado altas taxas de desmatamento, convertendo suas áreas em pastos e grandes áreas de plantações, apresentando taxas de atividade antrópica maiores até que as áreas de florestas úmidas na Bacia Amazônica. No entanto, tem recebido menos atenção dos pesquisadores em comparação com trabalhos realizados nas áreas de Floresta Amazônica.

Como a estrutura do Cerrado é complexa, variando de florestas altas e densas (Cerradão), estruturas um pouco menos densa (Stricto Sensu) e ecossistemas com dominância de gramíneas com (Campo Sujo) e sem (Campo Limpo) a presença de arbustos, generalizações não podem ser realizadas para esse bioma tão grande e rico em biodiversidade.

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, permitem conhecer as possíveis variações do tempo e do microclima da região, bem como, identificar as prováveis alterações do ambiente local gerado pela ação antrópica.

Dentre as parcelas do balanço de radiação, a que apresenta maior dificuldade para medição é a parcela de radiação correspondente a emissão da atmosfera que chega à superfície, seja por ineficácia dos aparelhos de medidas, seja pela variação da emissividade atmosférica para cada local e época do ano. Assim, estimar a emissividade atmosférica torna-se fundamental para o maior conhecimento do comportamento do balanço de radiação na região do Cerrado.

Devido a essa dificuldade, muitos métodos empíricos são utilizados a fim de estimar essa radiação, assim como o valor da emissividade atmosférica, pois esses valores contribuem para um maior conhecimento do comportamento da atmosfera e do entendimento dos eventos micrometeorológicos que são influenciados de maneira temporal e espacial. Logo, por meio desses métodos, a concepção da emissividade e da radiação de onda longa pode ajudar a caracterizar as mudanças no microclima, bem como identificar as mudanças causadas pela ação antrópica.

Portanto, estudos sobre o Cerrado são muito importantes para o entendimento dos processos físicos, químicos e biológicos, que ocorrem no sistema biosfera-atmosfera, que estão diretamente ligados a outros elementos meteorológicos como a temperatura, umidade relativa entre outras. Principalmente, o entendimento de cerrado tipo Campo Sujo, sendo esse muito comum no estado de Mato Grosso e ainda muito pouco compreendido no que se refere à emissividade e à emissão de radiação de onda longa atmosférica.

1.2 JUSTIFICATIVA

O balanço de radiação tem sido um dos principais assuntos estudados na área ambiental, principalmente por revelar as contribuições energéticas de cada parcela, tais como as emissões superficiais e da atmosfera, cujas emissividades dos meios caracterizam a energia disponível para aos processos ecofisiológicos.

Devido ao fato dos gases atmosféricos absorverem e emitirem radiação, a emissividade da atmosfera pode ser apresentada como função de variáveis meteorológicos como temperatura do ar, umidade relativa do ar, precipitação e também de fatores meteorológicos como a altitude.

Muitos modelos foram desenvolvidos a fim de contribuir para a estimativa da radiação de onda longa atmosférica, e por consequência da emissividade atmosférica.

Métodos teóricos e empíricos estimam a radiação a partir de valores de temperatura do ar e da pressão de vapor ou do ponto de orvalho, medidos ao nível do abrigo meteorológico. A principal diferença entre os métodos teóricos e empíricos está no fato dos primeiros terem sido derivados a partir de uma base física, enquanto os últimos são obtidos a partir de correlações empíricas. No entanto, a maioria dos métodos empíricos foram modelados para dias de céu limpo e a sua aplicação em condições de alta nebulosidade pode causar erros de estimativas.

Assim, como na Floresta Amazônica e no Pantanal, no Cerrado Matogrossense praticamente não existem medidas regulares de radiação de onda longa da atmosfera, mesmo sendo uma variável importante no cálculo do balanço de radiação à superfície, pois representa a contribuição da atmosfera e engloba informações de nebulosidade e concentração de vapor d'água.

Neste contexto, o objetivo deste trabalho foi estimar e avaliar os valores de emissividade atmosférica (ϵ) e radiação de onda longa atmosférica (ROL) para área do Cerrado Campo Sujo a partir dos métodos de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) verificando se somente a temperatura do ar é eficaz para descrever a emissividade do local estudado ou se a influência do conteúdo de vapor d'água na atmosfera é um fator indispensável à estimativa da emissividade e radiação de onda longa atmosférica do local.

Para alcançar o objetivo descrito acima foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- a) Calcular a emissividade atmosférica pela equação do balanço de energia;
- b) Calcular a irradiância de onda longa com base na equação do balanço de radiação;
- c) Verificar quais valores de emissividade e de radiação de onda longa atmosférica aproximam-se significativamente com os valores obtidos pela equação do balanço de energia e pela equação do balanço de radiação, respectivamente;
- d) Averiguar a importância da quantidade de vapor d'água da atmosfera para estimativas da emissividade e radiação de onda longa atmosférica;
- e) Verificar o comportamento sazonal da emissividade e da radiação de onda longa atmosférica do Cerrado Campo Sujo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 RADIAÇÃO SOLAR

O Sol sempre foi objeto de estudos, observações e até adoração pelos povos antigos, que entendiam sua importância nos processos de vida na Terra e atribuíam-lhe a característica de um Deus. Os Incas, por exemplo, por possuírem considerável conhecimento em astronomia, construíram um relógio solar que descrevia o percurso do Sol ao longo do ano. Isso garantiu-lhes o desenvolvimento de calendários para melhoria nas práticas agrícolas e representação de datas comemorativas (COLOMBO JUNIOR, 2011). Na China antiga (Século XIII a. C.), o Sol também era adorado, e a ele eram oferecidos rituais de sacrifícios diários de boas-vindas e de despedidas (ZHENTAO, 1990). Essa adoração levou os chineses a observar e a registrar, com pioneirismo, manchas escuras no disco solar e, também, os eclipses (VASQUEZ, 2009).

O Sol é a estrela mais próxima da Terra e, por isso, assume um papel central, não só na preservação dos seres vivos e pela sua contribuição diária de energia, mas também ligado a alterações geomagnéticas e climáticas sentidas na superfície terrestre (COUTO RODRIGUES, 2000). É uma das 100 bilhões de estrelas de nossa galáxia, e é uma esfera gasosa com um raio visível de aproximadamente $6,96 \times 10^5$ km e massa de $1,99 \times 10^{30}$ kg formada a aproximadamente 4,7 bilhões de anos (LIOU, 1980; SOTIROVSKI, 1988). Essa estrela é classificada como sendo de segunda ordem G2, pois sua temperatura média varia entre 6000 K na superfície até aproximadamente 20 000 000 K em seu núcleo (VIANELO & ALVES, 2000).

Se encontra a uma distância média de 150 milhões de quilômetros da Terra, o que define a Unidade Astronômica (UA). Essa distância equivale a cerca de 8 minutos e 20 segundos-luz. O Sol encontra-se no centro geométrico e gravitacional do sistema solar e é em torno dele que orbitam todos os outros corpos celestes, como planetas, asteroides e cometas, além de responsável pelos movimentos oceânicos e atmosféricos (IQBAL, 1983; SUN & WU, 2005).

O Sol é composto basicamente por 90% de Hidrogênio (H), aproximadamente 10% de Hélio (He), além de uma pequena quantidade de elementos pesados em termo de massa atômica, como Oxigênio (O), Carbono (C), Nitrogênio (N), Neon (Ne), Ferro (Fe), Silício (Si), Magnésio (Mg), Enxofre (S) e Cálcio (Ca) (LIOU, 1980). A sua

estrutura física é dividida em camadas a partir de seu interior chamadas de Núcleo, seguido pela Zona de Radiação, Zona de Convecção, Fotosfera, Cromosfera e Coroa (SOTIROVSKI, 1988) (Figura 1). O Núcleo se caracteriza por concentrar a maior parte da massa solar e por ser o local onde ocorrem as reações termonucleares; a Zona de Convecção destaca-se por transportar a energia produzida no núcleo para a superfície solar; a Fotosfera é a região visível e de onde vem a maior parte da energia radiante que chega à Terra; a Cromosfera é a camada avermelhada de espessura estimada entre 6000 e 15000 km e que só pode ser observada durante eventos de eclipse solar e a Coroa, a camada mais externa do Sol, tem sua espessura dependente do nível de atividade solar (VIANELO & ALVES, 2000).



FIGURA 1: Esquema da Estrutura do Sol evidenciando o núcleo, as zonas radioativas e convectiva e a coroa

FONTE: OBSERVATÓRIO NACIONAL, 2013

A energia que o Sol produz é emitida continuamente e se origina basicamente devido a fusão entre 4 átomos de hidrogênio dando energia a um átomo de hélio ocorrida no núcleo solar (SAKURAI, 1984).

A radiação solar propaga-se pelo espaço, mesmo vazio, na forma de radiação eletromagnética, a uma velocidade de $300.000 \text{ km s}^{-1}$ (IQBAL, 1983). O espectro da radiação solar é um importante fator na determinação de parâmetros físicos da atmosfera solar e é definido como o conjunto de radiação emitida pelo Sol e ordenada de acordo com a frequência e o comprimento de onda (VAULIN et al., 1978; VIANELO & ALVES, 2000).

O Sol emite desde raios gama até as ondas de rádio (LIOU, 1980; RABELLO, 2016, em que aproximadamente 9% estão no espectro ultravioleta, 45% no visível e 46% no infravermelho, e sua máxima emitância ocorre para o comprimento de onda de $0,5\mu\text{m}$ (SELLERS, 1965). O comprimento de onda dentro da região denominada visível, de $0,39$ até $0,77 \mu\text{m}$, é assim definido por ser a faixa que os olhos humanos são sensíveis e, com isso, capazes de identificar as cores, sendo o violeta o menor e o vermelho o maior comprimento de onda dentro do espectro visível (WALLACE & HOBBS, 2006).

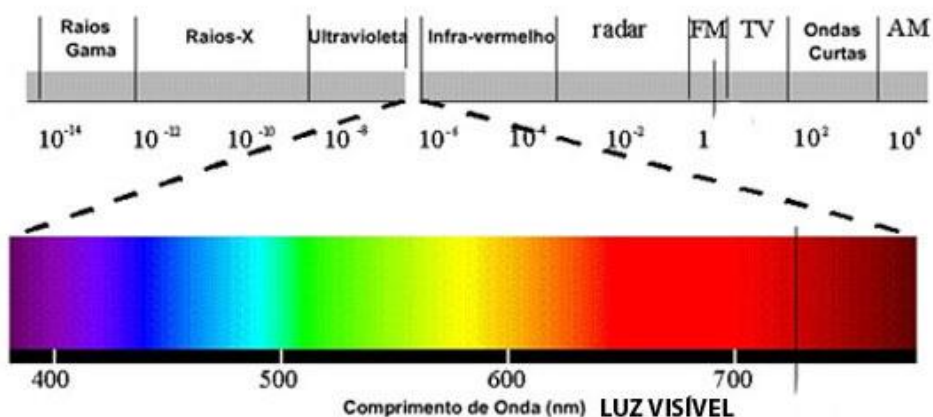


FIGURA 2: Limites aproximados das faixas espectrais da radiação emitida pelo Sol em nm. Em destaque, o range do espectro visível

FONTE: PROTECT, 2016

O Sol e a Terra emitem radiação praticamente como corpos negros a temperaturas aproximadas de 5770 K e 300 K, respectivamente (VAREJÃO SILVA, 2001). Assim, ao aplicar a Lei de Wien, que define que a máxima emitância espectral de um corpo negro é inversamente proporcional a sua temperatura absoluta, pode-se

observar que a radiação emitida pelo Sol tem um pico em torno de $0,5\ \mu\text{m}$, enquanto aquela emitida pela Terra em torno de $10\ \mu\text{m}$ e, por isso, são denominadas de Radiação de Onda Curta (ROC) e Radiação de Onda Longa (ROL), respectivamente (LIOU, 1980; VIANELO; ALVES, 2000).

2.2 RADIAÇÃO DE ONDA LONGA

A radiação de onda longa (ROL) é o fluxo radiante de energia resultante da emissão dos gases atmosféricos e de superfícies líquidas e sólidas da Terra (GALVÃO; FISCH, 2000). Essa radiação é oriunda da absorção e reemissão da radiação de ondas curtas na atmosfera, bem como da onda longa superficial, pelos gases que compõem a atmosfera terrestre, tendo como principal absorvedor o vapor d'água (IDSO & JACKSON, 1969; DAI; FANG, 2014).

Essa radiação emitida pela superfície e pela atmosfera terrestre está contida no intervalo de 4 a $100\ \mu\text{m}$ e, por isto, também é chamada de radiação termal, em comparação com o espectro da radiação solar que está contido no intervalo de 0,1 a $4,0\ \mu\text{m}$ (BRUTSAERT, 1982).

Os materiais sobre a Terra possuem temperatura mais baixa que a da superfície do Sol, tal que eles emitem radiação em comprimentos de ondas maiores que o da radiação solar. Logo, de conformidade com a Lei de Wien pode-se verificar que a emissão de energia radiante, tanto pela superfície, como pela atmosfera da Terra, situa-se na faixa espectral do infravermelho.

A emissão de energia radiante infravermelha pela atmosfera depende da concentração instantânea dos constituintes radiativamente mais ativos, destacando-se a água em suas três fases, o dióxido de carbono e o ozônio.

É evidente que, sendo a concentração dos dois últimos praticamente inalteráveis, as variações mais acentuadas na emissão e absorção atmosféricas são causadas por mudanças na umidade específica do ar e na distribuição de gotículas de água e de cristais de gelo em suspensão (nuvens, nevoeiros e névoa úmida). Eventualmente, a presença anormal de poeira pode causar mudança acentuada no comportamento radiativo da atmosfera (CARRILHO SOBRINHO, 2011).

A atmosfera e a superfície terrestre emitem esta radiação, comportando-se, aproximadamente, como um corpo negro às respectivas temperaturas. Assim,

conhecidas essas temperaturas, as densidades dos fluxos emitidos podem ser estimadas por meio da equação de Stefan-Boltzman.

O fluxo de ROL proveniente da atmosfera é uma importante componente da troca radiativa ao nível da superfície, e esta, por sua vez, é uma importante componente do balanço de energia (VON RANDOW e ALVALÁ, 2006).

Suas estimativas são importantes para calcular a radiação líquida de superfície, que determina a magnitude dos termos na equação do balanço de energia superficial (por exemplo, fluxo de calor do solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente) (CHENG & LIANG 2016; WANG et al., 2013; GUO et al., 2018).

Embora haja instrumentos para medidas de ROL, esses emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis aos da suposta medida (SILVA et al., 2002; VON RANDOW e ALVALÁ, 2006), necessitando assim, de correções a partir da temperatura desses instrumentos, tornando-a a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida (VON RANDOW e ALVALÁ, 2006; CURADO et al., 2011).

Uma inconveniência na estimativa da ROL é que a maioria dessas equações apenas estima a radiação de onda longa atmosférica para dias de céu limpo, onde essa radiação é bem simulada em função da temperatura e umidade do ar, de modo que as mudanças nos perfis atmosféricos de umidade do dia para o período noturno envolvem diferentes coeficientes otimizados para dados horários e diários. A emissão dessa radiação pelas nuvens pode aumentar a emissividade de céu limpo em até 55%, com uma média de 20% (MOELG, CULLEN e KASER, 2009; SICART, 2010). Além disso, estimativas horárias, frequentemente exigidas em modelos de balanço de energia à superfície, são mais sujeitas a erros, apresentando melhor desempenho quando se consideram bases diárias ou médias de longo prazo (VON RANDOW e ALVALÁ, 2006; AGUIAR, et al., 2011).

Entretanto, em muitas situações práticas em meteorologia, ainda é eficiente estimá-la, baseando-se em observações de variáveis mais facilmente medidas (Brutsaert, 1982), ou por diferença e/ou resíduos, por meio da equação do balanço de radiação como nos trabalhos de Manzi et al. (1986), Viswanadham et al. (1990), Bastable et al. (1993), Ribeiro (1994), Feitosa (1996), Reschke (1996), Silva Correia (2001), Von Randow e Alvalá (2006), Aguiar et al. (2011), Carrilho Sobrinho et al.

(2013), entre outros, ou estimadas por várias equações, como por exemplo as equações de Brunt (1932), Brutsaert (1975), Idso e Jackson (1969), Satterlund (1979) e Swinbank (1963).

Diferentes formulações têm sido propostas para estimar a radiação de onda longa da atmosfera à superfície terrestre. Métodos teóricos e empíricos estimam a radiação a partir de valores de temperatura do ar e da pressão de vapor ou ponto de orvalho, medidas a nível do abrigo (PRATA, 1996). Métodos detalhados utilizam perfis específicos dos constituintes atmosféricos e incluem o conhecimento de suas propriedades radiativas, para derivar a emissão atmosférica.

A equação geral para a estimativa da ROL é a de Stefan-Boltzmann (Equação 1) (KRUK, 2010; HERRERO, 2012).

$$ROL = \sigma \epsilon T_{ar}^4 \quad \text{(Equação 1)}$$

em que $\sigma = 5,67051 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzmann, T_{ar} em Kelvin (K) é a temperatura do ar e ϵ é a emissividade efetiva atmosférica sob condições de céu limpo, que pode ser modelada em função da temperatura do ar (T_{ar}), da pressão do vapor de água (ea) ou de ambos.

Diferentes estratégias de representação de ϵ sob condição de céu limpo constituem vários métodos de parametrização. Entre esses métodos, alguns são baseados empiricamente, enquanto outros têm uma base física sólida.

As duas primeiras obras significativas sobre o cálculo de ROL, utilizando a abordagem empírica, foi conduzida por Ångström (1918) e Brunt (1932). Cada um desenvolveu uma equação simples para o cálculo de ROL que dependia apenas da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (ea) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}).

Swinbank, em 1963, utilizando dados da Austrália, Oceano Índico, Inglaterra e França, apresentou um modelo com alta exatidão para estimativa da radiação de onda longa para dias de céu limpo, baseado apenas na temperatura do ar (SWINBANK, 1963). Essa equação foi proposta com um ajuste dos coeficientes da equação de Brunt (1932).

A investigação de um novo modelo para estimativa de ROL foi limitada a estações de superfície, devido ao forte espectro de absorção do vapor d'água e do

dióxido de carbono que se originam imediatamente acima da superfície e decaem com a altitude, podendo implicar em uma menor absorção e uma maior perda radiativa na atmosfera (SWINBANK, 1963)

No entanto, não levar em consideração na estimativa de ROL o vapor d'água pode induzir a erros que impliquem em péssimas estimativas. Em estudo para determinar o melhor modelo para estimativa de ROL sobre a região de Ponto Grossa, Paraná, Duarte et al. (2006) observaram que as piores estimativas ocorreram quando aplicado o modelo proposto por Swinbank e atribuíram a esse resultado a não aplicação do parâmetro vapor d'água no modelo.

Vilani et al. (2010), utilizando 6 modelos, estimaram e compararam a radiação de onda longa incidente na região central do Mato Grosso. Mesmo sem ter medidas de radiação de onda longa como referência, os autores concluíram que o modelo de Swinbank foi o que melhor se correlacionou com a temperatura, o que não necessariamente implicaria em uma melhor estimativa da onda longa através da aplicação deste modelo sobre a área que eles estudaram. Formetta et al. (2014) testaram 10 modelos parametrizados para condições de céu claro, na região da bacia do Rocky Ford, Colorado, EUA e os confrontaram com medidas superficiais. Os autores constaram que o modelo de Swinbank (1963) tende a superestimar os valores medidos.

Carrilho Sobrinho et al. (2013) testou o modelo de Swinbank (1963) e comparou a estimativa com dados de onda longa atmosférica oriunda do saldo radiômetro. O autor observou que sobre a região do cerrado mato-grossense o modelo de Swinbank (1963) apresentou um ótimo desempenho em condições de céu limpo, mas não aplicável para situação de céu parcialmente nublado ou nublado.

Idso & Jackson (1969) teorizaram que a emissividade efetiva da atmosfera é mínima na temperatura de 273 K, e aumenta simetricamente ao se aproximar exponencialmente de temperaturas mais altas e mais baixas. Eles desenvolveram uma nova fórmula que atende a esses padrões e derivaram o coeficiente da fórmula usando dados experimentais do Alasca, Arizona, Austrália e do Oceano Índico (GUO et al., 2018). Então, propuseram um modelo que estima a radiação de onda longa atmosférica para dias de céu claro que leva em conta apenas a temperatura do ar próximo da superfície e que se aplica em qualquer latitude e temperatura.

Em estudo realizado no cerrado mato-grossense, Sobrinho (2011) constatou que o modelo de Idso & Jackson, em sua formação original, foi um dos que melhor se adaptou para as condições de céu claro, parcialmente nublado e nublado, mas não se apresentou como uma das melhores opções após a parametrização.

Aplicando o modelo de Idso & Jackson (1969) na região central do Mato Grosso, Vilani et al (2010) concluíram que este seria um dos modelos com menores erros para a região e com melhor correlação entre a temperatura e a umidade relativa do ar.

Sedlar e Hock (2009), testaram diversos modelos para estimativa da radiação de onda longa em Storglaciären, norte da Suécia. Os autores confirmaram que os modelos que levam em consideração além da temperatura do ar o vapor d'água, tendem a se sobressair quando comparados com aqueles que consideram apenas a temperatura, como é o caso do modelo de Idso & Jackson (1969).

Com base em uma solução analítica da equação de Schwarzschild, Brutsaert (1975) derivou um método de parametrização mais física onde apresentava um novo método ao assumir que a absorção no espectro de ondas longas pode ser representada por um simples modelo exponencial.

Idso (1981) afirmou que a emissividade do ar deve ser não-linearmente dependente de T_{ar} e e_a e derivou uma nova fórmula usando observações feitas em Phoenix (Arizona - EUA), onde T_{ar} varia de -10 °C a 45 °C. O autor concluiu que a inserção do vapor d'água na estimativa fornece resultados satisfatórios para modelar a estimativa da ROL com dados de superfície.

Em estudos realizados, em áreas de pastagem e florestas no sul de Mato Grosso e Rondônia foi detectado que os melhores modelos foram aqueles que levaram em consideração o vapor d'água (GALVAÃO & FISH, 2000; AGUIAR et al., 2011), como os métodos de Idso (1981) e Brutsaert (1975). Fometta et al. (2014) observaram que na região da bacia do Rocky Ford, Colorado, EUA a parametrização da equação de Idso (1981) melhorou a simulação e proporcionou um melhor resultado seja no ponto de vista qualitativo ou quantitativo.

2.3 EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA

Em meados do século XVIII, os físicos encontraram um problema: como descrever matematicamente como um corpo aquecido irradia energia, isto é, quanto ele emite em cada comprimento de onda.

Para abordar o problema, começaram por examinar um caso teórico simplificado, o corpo negro, definido por Gustav Robert Kirchhoff (1824 - 1887), como um objeto que absorve toda a luz que incide sobre ele, sem refletir nada da radiação incidente.

Um corpo com essa propriedade, em princípio, não pode ser visto e, portanto, é negro. Para tal corpo estar em equilíbrio termodinâmico, ele deve irradiar energia na mesma taxa em que a absorve, do contrário ele esquentaria ou esfriaria, e sua temperatura variaria. Portanto, um corpo negro, além de ser um absorvedor perfeito, é também um emissor perfeito. Desde então muitos experimentos tentaram medir seu espectro, isto é, como sua intensidade varia com a frequência (ou com o comprimento de onda).

No final do século XIX, 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”.

Segundo a Lei de Stefan-Boltzmann, todo corpo emite energia radiante, a qual depende de sua temperatura e de suas emissividades, sendo essa última, calculada através da razão entre a energia irradiada por esse corpo e a energia irradiada por um corpo negro para um mesmo comprimento de onda. Qualquer objeto que não seja um verdadeiro corpo negro tem emissividade menor que 1 e superior a zero.

Corpos com emissividade constante e menor que 1 são denominados corpos cinza. A determinação de sua emissividade não depende do comprimento de onda. A emissividade dos corpos reais, no entanto, varia com o comprimento de onda.

Wien em 1893 descobriu que a intensidade máxima da radiação de corpo negro desloca-se para comprimentos de onda menores (e frequências maiores) à medida que o corpo é aquecido. Essa relação foi chamada de Lei de deslocamento de Wien (Equação 2).

$$\lambda_m \cdot T = 0,00289 \quad (\text{Equação 2})$$

Onde λ_m é o comprimento de onda máximo em que um corpo negro tem o pico da radiação e T é a temperatura absoluta em Kelvin.

Esta relação mostra que à medida que a temperatura aumenta λ_m diminui. Desta maneira se explica porque, quando se aquece uma barra de ferro, ela torna-se primeiro vermelha, depois esbranquiçada e finalmente azulada.

Assim por meio dessa lei é possível estimar a temperatura de uma fonte a partir do conhecimento de seu espectro de emissão.

A Equação 1 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 emitida por um corpo negro à mesma temperatura tem-se a emissividade da superfície, conforme Equação 3.

$$\varepsilon = \frac{ROL}{\sigma T_{ar}^4} \quad (\text{Equação 3})$$

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 emitida por um corpo negro à mesma temperatura (HEITOR et al., 1991). Com condições de céu limpo, a emissividade atmosférica é uma função da temperatura do ar e, em menor extensão, do conteúdo de vapor d'água do ar.

As nuvens são corpos de duas ou três fases, constituídas de vapor d'água, gotículas e cristais de gelo, as quais absorvem muito fortemente radiação solar e termal, e irradiam similarmente, como um corpo negro, no intervalo de bandas do infravermelho. Logo, a emissividade atmosférica aumenta consideravelmente com a nebulosidade; com condições de céu nublado, a radiação atmosférica é fortemente influenciada pela nebulosidade e também pela temperatura do ar (CARILLHO SOBRINHO, 2011).

Com o objetivo de determinar a emissividade da atmosfera em dias de céu limpo 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 & Jackson (1969) e Brutsaert (1975). Usando os coeficientes

locais, a emissividade estimada por meio 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).

Rizou e Nnadi (2007) observaram que tipos heterogêneos de cobertura da terra podem afetar a emissividade atmosférica, bem como a temperatura do ar e o vapor de água.

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 e MEYERS, 1998). Sendo que em intervalos maiores essas grandezas também são usadas em modelos climáticos globais resultantes das interações biosfera-atmosfera.

2.4 CERRADO

As savanas tropicais cobrem cerca de 12% da superfície terrestre global (SCHOLLES e ARCHER, 1997) e são caracterizadas pela alta diversidade de espécies de plantas (GIAMBELLUCA et al., 2009). Apresentam uma longa história de uso humano e abrigam cerca de 20% da população mundial. Um fator determinante é o seu padrão de distribuição das chuvas, com duas estações bem definidas: chuvosa e seca (SILVA, 2009). A grande maioria das savanas está situada entre os trópicos de Câncer e Capricórnio e, por isso são denominadas de savanas tropicais (GOEDERT et al., 2008).

Considerado a savana tropical mais diversa do mundo, o cerrado brasileiro abriga um rico patrimônio de recursos naturais renováveis adaptados às condições climáticas e ambientais que determinam a sua existência. Localizado na porção central do país, este bioma ocupa uma área de aproximadamente dois milhões de km², cobrindo cerca de 24% do país e é dominante em áreas sujeitas a uma estação de seca prolongada (LASCANO, 1991; SAN JOSÉ et al., 1998; RODRIGUES et al., 2011, 2013). É o segundo maior bioma do país em área, atrás apenas do bioma Amazônia. Abrange dez estados brasileiros: Bahia, Goiás, Maranhão, Mato Grosso, Mato Grosso

do Sul, Minas Gerais, Paraná, Piauí, São Paulo e Tocantins, e também o Distrito Federal. Esta grande extensão territorial explica as variações dos tipos de vegetação dentro de seus limites (MUELLER e MARTHA JÚNIOR, 2008), conforme a Figura 3.



FIGURA 3: Mapa da distribuição geográfica do cerrado nos estados brasileiros.
FONTE: IBGE, 2004

A vegetação do bioma Cerrado apresenta fisionomias que englobam formações florestais, savânicas e campestres. Em sentido fisionômico, floresta representa áreas com predominância de espécies arbóreas, onde há formação de dossel, contínuo ou descontínuo. O termo savana¹ refere-se a áreas com árvores e arbustos espalhados sobre um estrato graminoso, se a formação de dossel contínuo. Já o termo campo

¹ A definição de savana apresentada não é universal, existindo diferentes acepções do termo pelo mundo. Estas podem englobar significados fisionômicos, florísticos ou ecológicos (EITEN, 1972; ALLEM & VALIS, 1987).

designa áreas com predomínio de espécies herbáceas e algumas arbustivas, faltando árvores na paisagem (RIBEIRO e WALTER, 1998).

Já a flora do Cerrado é característica e diferenciada dos biomas adjacentes, embora muitas fisionomias compartilhem espécies com outros biomas (HERINGER et al., 1977; PRADO & GIBBS, 1993). Além do clima, que segundo Eiten (1994) tem efeitos indiretos sobre a vegetação (o clima agiria sobre o solo), das características química e física do solo, da disponibilidade de água e nutrientes, e da geomorfologia e topografia, a distribuição da flora é condicionada pela latitude, frequência de queimadas, profundidade do lençol freático, pastejo e inúmeros ações antrópicos (abertura de áreas para atividades agropecuárias, retirada seletiva de madeira, queimadas como manejo de pastagens, etc.) (RIBEIRO e WALTER, 1998).

De acordo com a classificação feita por Ribeiro e Walter (1998), o Cerrado pode ser dividido em cinco variações fisionômicas, Campo Limpo, Campo Sujo, Campo Cerrado, Stricto Sensu e Cerradão.

O Campo Sujo é um tipo fisionômico exclusivamente herbáceo-arbustivo, com arbustos e subarbustos esparsos cujas plantas, muitas vezes, são constituídas por indivíduos menos desenvolvidos das espécies arbóreas do Cerrado Stricto Sensu. (RIBEIRO e WALTER, 1998). Ainda segundo os autores, a fisionomia do Cerrado Campo Sujo é encontrada em solos rasos como os Litólicos, Cambissolos ou Plintossolos Pétricos, eventualmente com pequenos afloramentos rochosos de pouca extensão, ou ainda em solos profundos e de baixa fertilidade (állico ou distrófico).

O Cerrado Stricto Sensu caracteriza-se pela presença de árvores baixas, inclinadas, tortuosas, com ramificações irregulares e retorcidas, e geralmente com evidências de queimadas (RIBEIRO e WALTER, 1998). Os arbustos e subarbustos encontram-se espalhados, com algumas espécies apresentando órgãos subterrâneos perenes (xilopódios), que permitem a rebrota após queima ou corte. Na época chuvosa os estratos subarbustivo e herbáceo tornam-se exuberantes devido ao seu rápido crescimento.

O Campo Cerrado é um subtipo de vegetação arbóreo-arbustiva, com cobertura arbórea na faixa de 5 a 20% e altura média de 2 a 3 m, e o Cerrado Stricto Sensu caracteriza-se pela presença de árvores baixas, tortuosas e com ramificações

irregulares e retorcidas. Os arbustos são esparsos, apresentando dossel descontínuo com uma vegetação predominantemente arbustiva, cobertura arbórea de 20 a 50% e altura média de 3 a 6 m.

Já o Cerradão é uma formação florestal com aspectos xeromórficos. Caracteriza-se pela presença de espécies que ocorrem no Cerrado Stricto Sensu e também nas Florestas Tropicais. A copa das árvores é predominantemente contínua e a cobertura arbórea varia de 50 a 90%. A altura média do estrato arbóreo varia de 8 a 15 m, possibilitando condições de iluminação que promovem a formação de estratos arbóreos e herbáceos diferenciados. Uma representação das diferentes fisionomias da vegetação do Cerrado é apresentada na Figura 4.



FIGURA 4: Representação das fisionomias de vegetação mais comuns no Cerrado

FONTE: EMBRAPA, 2008

Nas últimas décadas, a ação antrópica sobre o cerrado tem causado fortes mudanças nesse bioma, em particular, na sua conversão para pastagens de gado e na produção de soja e cana-de-açúcar (KLINK e MOREIRA, 2002; GIAMBELLUCA et al., 2009; RODRIGUES et al., 2014), além das elevadas taxas de desmatamentos nas últimas décadas, causando um mosaico de florestas naturais e manejadas e terras agrícolas (JASINSKI et. al., 2005). Esse mosaico, implica em transformações na cobertura do solo, desencadeando mudanças na distribuição de energia solar disponível ao ambiente (NOVAIS et al., 2015; FARIA et al., 2018), que afeta

diretamente os processos biofísicos que estão diretamente ligados com o balanço de energia dessa região (RODRIGUES et al., 2016).

Nesse mesmo período, o Brasil tornou-se uma potência agrícola mundial e o Cerrado vem tendo papel importante no crescimento da agricultura brasileira. A atividade agropastoril insere-se nos termos do desenvolvimento sustentável, devido à maior preocupação com a expansão e descontrole dos processos produtivos nela inseridos, como por exemplo, insumos agrícolas e demanda cada vez maior por água (SILVA, 2009).

A conversão de áreas de Cerrado para pastagem pode trazer profundas modificações no funcionamento do ecossistema, sendo a quantidade de biomassa subterrânea e sua distribuição, em conjunto com as alterações do índice de área foliar dos ecossistemas, o albedo, a rugosidade da superfície e a interceptação direta da precipitação pela vegetação, importantes fatores atingidos por tais modificações (HOFFMAN & JACKSON, 2000; JACKSON et al., 2000, CARRILHO SOBRINHO, 2011).

Durante a estação úmida, há uma grande produção de biomassa, especialmente por gramíneas. Na estação seca, a maior parte da vegetação gramínea está inativa e a maior parte da sua biomassa aérea morre e seca (KLINK & SOLBRIG, 1996; CARRILHO SOBRINHO), favorecendo a ocorrência de incêndios.

Atualmente, a principal causa de queimadas no Cerrado está associada a práticas agrícolas ou de pastagens, ou seja, ao corte raso de áreas extensas para promover o crescimento de culturas, especialmente a soja (ALHO & MARTINS, 1995) e para o gerenciamento de pastagens naturais ou plantadas (COUTINHO, 1990). A recorrência das queimadas no Cerrado depende da forma fisionômica e do tipo de manejo praticado na área (WYREPKOWSKI, 2007; CARRILHO SOBRINHO, 2011).

Em Mato Grosso, a área ocupada por este bioma é de aproximadamente 300 mil km², o equivalente a 34% do território estadual, e onde se encontra as nascentes de duas, das três maiores bacias hidrográficas da América do Sul (Amazônica e Tocantins), o que resulta em um elevado potencial aquífero que favorece a sua biodiversidade (PEREIRA, 1997; MAROUELLI, 2003; SANO et al. 2007)

Segundo Silva (2009), o Estado de Mato Grosso ocupa posição de destaque na produção agrícola nacional, principalmente devido à cultura de soja. A expansão da agricultura, resultado do processo de ocupação do Centro-Oeste brasileiro incentivada pelo Governo Federal no início da década de 70, do século passado, pode ser considerada como um dos principais motivos da transformação da paisagem do Estado do Mato Grosso.

3. MATERIAL E METODOS

3.1 LOCAL DE ESTUDO

O estudo foi conduzido na Baixada Cuiabana, no município de Santo Antônio de Leverger, especificamente na Fazenda Miranda, localizado a 15 km de Cuiabá (15°43' Sul e 56°04' Oeste) com altitude média de 157 m.

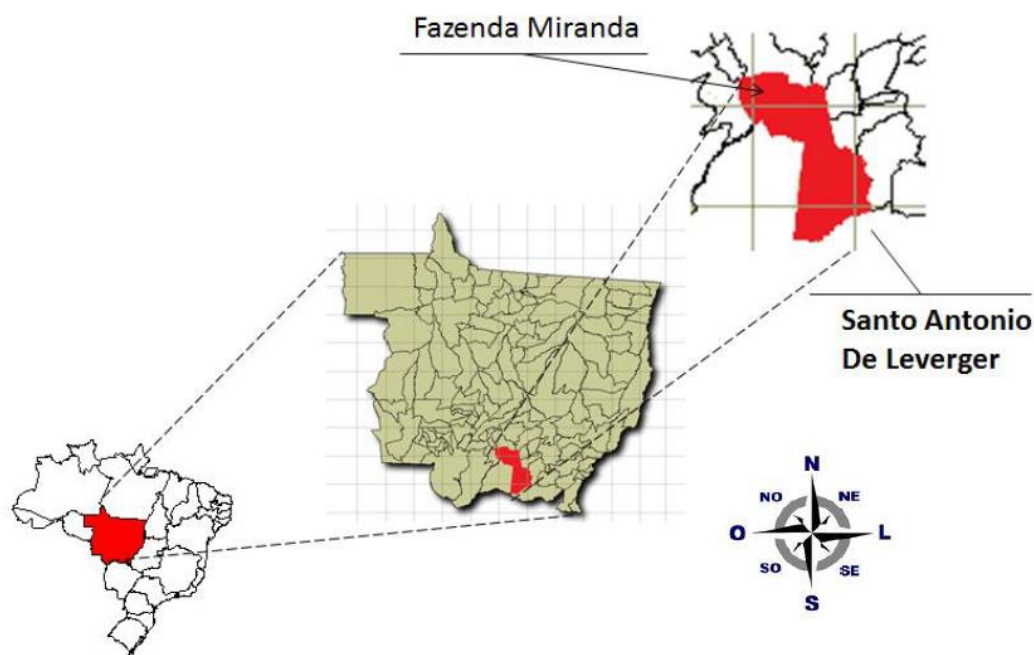


FIGURA 5: Mapa do Brasil, Mato Grosso com a localização da área de estudo

FONTE: Adaptado de Carrilho Sobrinho (2011)

O município de Santo Antônio do Leverger possui uma área de 11.753,58 km². A cidade limita-se pelos municípios de Chapada dos Guimarães, Campo Verde, Jaciara, Juscimeira, Rondonópolis, Itiquira, Barão de Melgaço, Nossa Senhora do Livramento, Várzea Grande e Cuiabá.

A área do estudo apresenta dominância de gramíneas *Brachiaria humidicola* com alguns fragmentos de arbustos. O local do estudo era uma pastagem florestal mista (conhecida localmente como campo sujo) que foi parcialmente desmatada há aproximadamente 35 anos (RODRIGUES et al., 2014).

A vegetação consiste predominantemente em gramíneas e em espécies arbóreas como *C. americana* e *Diospyros hispida* A. DC (RODRIGUES et al., 2013; RODRIGUES et al., 2014). De acordo com a classificação climática de Köppen, o clima da região é caracterizado com Aw, tropical semi-úmido, com invernos secos e verões chuvosos. A média anual térmica e pluviométrica é de aproximadamente

26,5°C e 1420 mm, respectivamente, com regime de chuva sazonal e o período seco com duração de maio a setembro. A variação das médias mensais é relativamente alta se comparado com florestas de transição e amazônicas, com mínima de 23,5°C em junho e máximas de 28,6°C em setembro (VOURLITIS e da ROCHA, 2011).

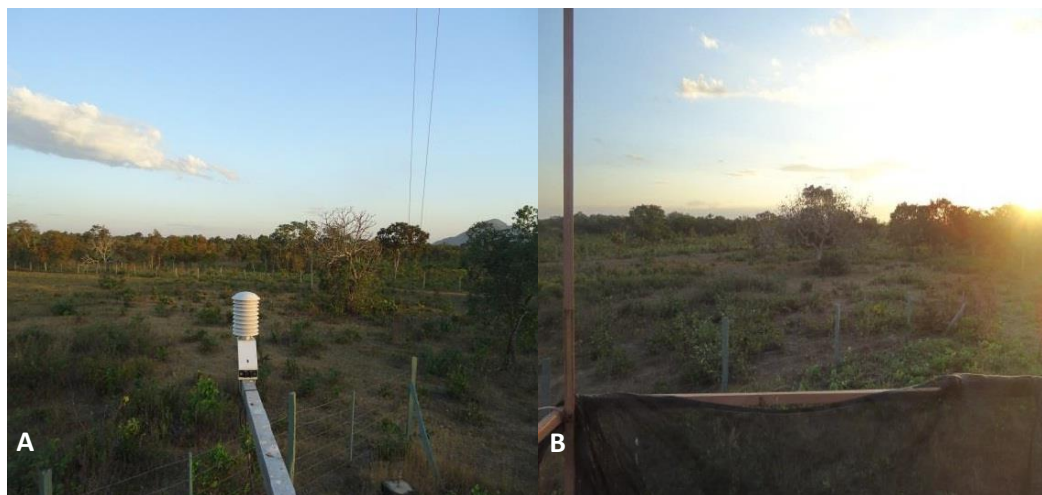


FIGURA 6: Vegetação com características de Cerrado, após a derrubada da vegetação natural que havia no local para o plantio de pastagem. A) Imagem do termohigrômetro montado na torre de instrumentos. B) Imagem do local de estudo, cerrado Campo Sujo

FONTE: RODRIGUÊS, 2014

Por se localizar na porção centro-sul do estado de Mato Grosso, a atuação predominante durante a estação seca é do sistema de circulação estável do Anticiclone do Atlântico Sul e também pelo sistema de correntes perturbadas de Sul e Sudoeste do Anticiclone Polar, responsável pelo fenômeno de “friagem” na região (MAITELLI, 1994).

Enquanto que, na estação chuvosa atua o sistema de correntes perturbadas de Oeste e Noroeste (linhas de instabilidades das Frentes Intertropicais) causando chuvas e temperaturas elevadas. Outro fator importante é a influência da continentalidade, que causa elevadas amplitudes térmicas mensais (diferença entre a temperatura máxima e mínima registrada), sobretudo nos meses de seca, sendo registradas amplitudes de até 15°C nos meses de julho e agosto entre os anos de 1970 a 1992 (MAITELLI, 1994).

O solo da área em que a pesquisa foi desenvolvida 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).

3.2 INSTRUMENTOS

Para essa pesquisa, os dados foram coletados através dos equipamentos descritos a seguir, instalados em uma torre em estrutura metálica de 19 m de altura, que permitiram a coleta e registros de dados, durante 24 horas por dia.

As medidas de saldo de radiação (R_n) sobre a vegetação foram obtidas por meio de um saldo radiômetro NR LITE (Kipp e Zonen Delft, Inc., The Netherlands) instalado a 4 m de altura. A radiação global incidente (R_g) e a radiação global refletida (rR_g) foram medidas por meio de piranômetros LI-200X-L (Campbell Scientific, Inc., USA) instalados a 4 metros de altura, um com a face voltada para cima e o outro para baixo. A temperatura do ar (T_{ar}) e a Umidade Relativa do ar (UR) foram medidas por três termohigrômetros modelo HMP45AC (Vaisala, Inc., Woburn, MA, USA) instalados em três alturas, a 5 m, a 10 m e a 18 m em relação ao nível do terreno.

Também foram utilizadas duas placas de fluxo de calor no solo modelo HFP01-L20 (Hukseflux Thermal Sensors B.V., Delft, The Netherlands) instaladas a 1,0 cm de profundidade, uma delas colocada no solo tipo Arenoso, e a outra colocada no solo tipo Laterita, e posteriormente calculada uma média dos fluxos. Uma placa de fluxo de calor HFP01 (Hukseflux, Inc., The Netherlands), um pluviômetro de balança modelo TR-525M (Texas Electronics, Inc., Dallas, TX, USA) instalado a 5 m de altura do solo e um anemômetro de conchas 03101-L Wind Sentry Anemometer (RM Young, Inc., USA).

Os dados micrometeorológicos foram coletados por meio de sensores de aquisição de dados, ligado a um datalogger CR 1000 (Campbell Scientific, Inc., USA), com intervalo de leitura de 30 segundos e registro das médias a cada 30 minutos



FIGURA 7: Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda em uma região com vegetação de pastagem com características de Cerrado

FONTE: RODRIGUÊS, 2014

Para realização deste estudo, foram utilizados os dados micrometeorológicos coletados nos meses de maio a dezembro de 2009 por representar as duas estações definidas para o local de estudo, em que a estação seca teve a precipitação menor que 100 mm (maio a agosto), e estação chuvosa (setembro a dezembro), quando a precipitação obteve valor superior a 100 mm.

Os dados foram coletados pelos professores doutores Francisco de Almeida Lobo e Thiago Rangel Rodrigues.

3.3 MÉTODOS

3.3.1 Estimativa da radiação de onda longa atmosférica

Levando-se em conta que medidas de radiação de onda longa atmosférica (ROL) são raras, bastante onerosas e difíceis de serem encontradas na literatura, diversos modelos, oriundos da equação de Stefan-Boltzmann, vêm sendo empregados para as estimar (DUARTE et al., 2006), logo, este parâmetro quase sempre é obtido de forma indireta, por meio de vários modelos disponíveis na literatura, alguns dos quais têm validade somente para dias de céu limpo. Para dias com nuvens devem ser efetuados ajustes para incluir os seus efeitos (BRUTSAERT, 1982).

Muitos desses modelos são empíricos e foram baseados em ajuste estatístico entre a radiação atmosférica e parâmetros de superfície, como temperatura do ar, pressão de vapor d'água, dentre outros (SWINBANK, 1963; IDSO & JACKSON, 1969; IDSO, 1981; PRATA, 1996; DUARTE et al., 2006). No entanto, quase todos esses modelos foram desenvolvidos para uma região ou zona climática específica, sendo necessária uma parametrização local para uma melhor aplicabilidade dos modelos (DUARTE et al., 2006).

A estimativa de ROL pode ser realizada por meio da equação de Stefan-Boltzmann (Equação 1) (DUARTE et al., 2006; HERRERO, 2012), da emissividade efetiva da atmosfera em dias sem nuvens, que representa a diferença entre a emissividade da atmosfera e a da superfície, e de um fator de correção para a presença de nuvens, determinado de medidas de insolação ou de nebulosidade (KRUK, 2010).

3.3.1.1 Equação proposta por Brunt (1932)

A equação proposta por Brunt (1932) relaciona a radiação de onda longa incidente da atmosfera com a temperatura do ar (T_{ar}) em Kelvin (K) e a pressão de vapor d'água (ea) em milibar (mb), onde UR é a umidade relativa do ar.

$$ROL = \left(0,52 + 0,065 \cdot \sqrt{\frac{UR \cdot 6,1078 \cdot 10^{\frac{(7,5 \cdot T_{ar})}{(237,3 + T_{ar})}}}{100}} \right) \sigma T_{ar}^4 \quad (\text{Equação 4})$$

3.3.1.2 Equação proposta por Swinbank (1963)

Swinbank (1963) propôs um ajuste dos coeficientes da equação de Brunt (1932) para estimar a irradiância de onda longa ao céu limpo em função apenas da temperatura do ar (T_{ar}) em Kelvin (K).

$$ROL = (0,92 \cdot 10^{-5} \cdot T_{ar}^2) \sigma T_{ar}^4 \quad (\text{Equação 4})$$

3.3.1.3 Equação proposta por Idso & Jackson (1969)

A equação proposta por Idso & Jackson (1969) para estimativa da irradiância de onda longa para céu nublado integra todos os comprimentos de onda e é função apenas da temperatura do ar (T_{ar}) em Kelvin (K).

$$ROL = \left(1 - 0,261 \cdot \exp[-7,77 \cdot 10^{-4} \cdot (273 - T_{ar})^2]\right) \sigma T_{ar}^4 \quad (\text{Equação 6})$$

3.3.1.4 Equação proposta por Brutsaert (1975)

Brutsaert (1975) deduziu uma equação para estimar a irradiância de onda longa da atmosfera em dias de céu limpo e condições atmosféricas próximas à atmosfera padrão, a partir da integração da equação de Schwarzschild sobre todas as direções e todos os comprimentos de onda.

$$ROL = \left[1,24 \cdot \left(\frac{UR \cdot 0,61078 \cdot \exp\left(\frac{(17,269 \cdot T_{ar})}{(237,3 + T_{ar})}\right)}{100 \cdot T_{ar}} \right)^{\frac{1}{7}} \right] \sigma T_{ar}^4 \quad (\text{Equação 7})$$

3.3.1.5 Equação proposta por Idso (1981)

Idso, em 1981, destacou a necessidade de se considerar moléculas de água na atmosfera e propôs um modelo baseado em dados coletados em Phoenix, Arizona, que leva em consideração vapor d'água na estimativa de ROL, além de ser aplicável para qualquer região que se encontre numa faixa de temperatura entre -10 e +45°C (IDSO, 1981).

$$ROL = \left(0,70 + 5,95 \cdot 10^{-5} \cdot \frac{UR \cdot 6,1078 \cdot 10^{\frac{(7,5 \cdot T_{ar})}{(237,3 + T_{ar})}}}{100} \cdot \exp\left(\frac{1500}{T_{ar}}\right) \right) \sigma T_{ar}^4$$

(Equação 8)

3.3.1.6 Equação proposta por Bignami et al. (1995)

Bignami et al. (1995) propôs um modelo para a estimativa de onda longa atmosférica para céu nublado dependente da pressão de vapor d'água no ar próximo a superfície (ea) e da temperatura do ar próximo à superfície (T_{ar}).

$$ROL = \left[0,684 + 0,0065 \cdot \left(\frac{UR \cdot 6,1078 \cdot 10^{\frac{(7,5 \cdot T_{ar})}{(237,3 + T_{ar})}}}{100} \right) \right] \sigma T_{ar}^4 \quad (\text{Equação 9})$$

3.3.2 Estimativa da emissividade atmosférica

Segundo Duarte et al. (2006), como a atmosfera não possui temperatura constante, torna-se necessária a parametrização local da emissividade atmosférica (ϵ), que depende da temperatura do ar.

Neste trabalho foram testados seis modelos, que se aplicam na faixa de temperatura dos locais estudados (Tabela 1). Os dois primeiros modelos utilizados para estimativa de ϵ foram os propostos por Swinbank (1963) e Idso & Jackson (1969). Ambos foram escolhidos por levar em consideração em suas estimativas apenas T_{ar} dentro de uma faixa de 2 a 29°C e -29 a 37°C, respectivamente. Ainda na Tabela 1, têm-se os modelos propostos por Brutsaert (1975), Brunt (1932), Bignami (1995) e Idso (1981) escolhidos por atuarem na faixa de temperatura entre -40 e 45°C e levarem em consideração a pressão de vapor d'água (ea) em hPa (Equação 9) (IDSO, 1981; PRATA, 1996; DUARTE et al., 2006).

Como a atmosfera é um sistema dinâmico, o vapor d'água que é considerado um dos principais gases absorvedores e emissores de ROL, torna-se peça fundamental no balanço radiativo da Terra, devendo, assim, ser levado em consideração na estimativa de ROL (RÄDEL et al., 2015) e também de ϵ . A pressão de vapor d'água (ea) é descrita como:

$$e_a = \frac{e_s \cdot UR}{100} \quad (\text{Equação 10})$$

em que e_s é a pressão de saturação do vapor d'água atmosférico determinada pela Equação de Tetens (TETENS, 1930) (Equação 11).

$$e_s = 6,1078 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot T_{ar}}{273,3 + T_{ar}}} \quad (\text{Equação 11})$$

A diferença entre a pressão exercida pela quantidade de vapor d'água existente no ar e a pressão máxima que pode ser alcançada é denominada de déficit de pressão de saturação de vapor d'água no ar (DVP). Essa diferença é uma medida do poder evaporante do ar, tendo relação direta com os processos de evaporação, uma vez que depende do gradiente de pressão de vapor entre a superfície evaporante e o ar (VIEIRA, 2009).

$$DVP = e_s - e_a \quad (\text{Equação 12})$$

TABELA 1: Equações utilizadas para estimar a emissividade atmosférica (ε), em que σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,6697 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), e_a a pressão de vapor d'água (hPa), T_{ar} a temperatura do ar (K) próximo a superfície

Modelo	Equação
Brunt (1932)	$\varepsilon = 0,52 + 0,065 \sqrt{e_a}$
Swinbank (1963)	$\varepsilon = 9,2 \cdot 10^{-6} T_{ar}^2$
Idso & Jackson (1969)	$\varepsilon = 1 - 0,26 \exp[-7,77 \cdot 10^{-4} (273 - T_{ar})]$
Brutsaert (1975)	$\varepsilon = 1,24 (e_a/T_{ar})^{1/7}$
Idso (1981)	$\varepsilon = 0,7 + 5,95 \cdot 10^{-5} e_a \exp(1500/T_{ar})$
Bignami et al. (1995)	$\varepsilon = 0,684 + 0,0056 e_a$

Os resultados estimados pelas equações de Idso & Jackson (1969), Swinbank (1932), Brutsaert (1975), Bignami (1995), Brunt (1963) e Idso (1981) foram comparados com os valores da emissividade, calculada com base na equação do balanço de energia, com dados coletados durante o ano de 2009. Pela equação do balanço de energia, tem-se:

$$\varepsilon = \frac{Rn - Rg + rRg + \sigma Ts^4}{\sigma Tar^4} \quad (\text{Equação 13})$$

em que Rn (W m^{-2}) é o saldo de radiação, Rg (W m^{-2}) é a radiação global incidente, rRg (W m^{-2}) é a porção refletida pela superfície da radiação global incidente, σTar^4 (K^4) é a energia emitida pela atmosfera, σTs^4 (K^4) é a energia emitida pelo solo e ε é a emissividade atmosférica.

3.3.3 Índice de claridade (Kt)

Como todos os modelos testados foram desenvolvidos para situação de céu sem nebulosidade, para se tentar atingir uma melhor performance, buscou-se separar os

dados em dias limpos, mas devido à baixa ocorrência de dias nesta situação, juntou-se a essa classificação, os dias parcialmente nublados e nublado.

O índice de claridade (K_t) normalmente utilizado em modelos de estimativa dos componentes de radiação solar pode também ser utilizado como variável independente em modelos de estimativa da irradiância da radiação solar de ondas longas, uma vez que K_t é inversamente proporcional à umidade atmosférica (VILANI, 2010). Ele pode ser definido pela razão entre a irradiação global que atinge a superfície terrestre e a irradiação que incide no topo da atmosfera e determina a fração da irradiação global transmitida na atmosfera (Equação 14).

Há diversos estudos para determinar com maior precisão os índices de claridade em diversas regiões do Brasil (DALLACORT et al., 2004), podendo ser estimado por métodos estatísticos e por técnicas de rede neural artificial. Baseado no índice de claridade, Ricieri (1998) determinou uma metodologia para obtenção do tipo de cobertura do céu classificando em função do índice de claridade (K_t).

O intervalo de $K_t \leq 0,3$ é considerado céu nublado, entre $0,3 < K_t < 0,65$ céu parcialmente nublado e entre $0,65 < K_t < 1,0$ céu limpo (VILANI, 2010; IQBAL, 2012).

$$K_t = \frac{R_g}{R_o} \quad (\text{Equação 14})$$

em que R_g é a radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), e R_o é radiação solar que atinge o topo da atmosfera em $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, sendo estimada pela Equação (15) que depende da latitude (ϕ), da correção da excentricidade da órbita terrestre (dr) (Equação 16), da declinação solar (δ) (Equação 17) e do ângulo horário (H) (Equação 18) (CONCEIÇÃO, 2006).

$$R_o = 37,6 \cdot dr \cdot \left(\frac{\pi}{180} \cdot H \cdot \sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \sin H \right) \quad (\text{Equação 15})$$

$$dr = 1 + 0,033 \cdot \cos \left(\frac{360 \cdot DJ}{365} \right) \quad (\text{Equação 16})$$

$$\delta = 23,45 \cdot \sin \left[\frac{360}{365} (DJ + 284) \right] \quad (\text{Equação 17})$$

$$H = \cos^{-1}(-\tan \phi \cdot \tan \delta) \quad (\text{Equação 18})$$

3.4 ANÁLISE ESTATÍSTICA

O desempenho das equações utilizadas para estimar a Radiação de onda longa atmosférica (ROL) e emissividade atmosférica (ϵ) foram avaliados estatisticamente através do Desvio Médio Absoluto (DMA) (Equação 19), Desvio Médio Quadrático (DMQ) (Equação 20). Para ROL foi calculado o coeficiente de determinação (R^2) (Equação 21) pela regressão linear com intercepto, e para ϵ , a regressão linear sem intercepto (Equação 22).

$$DMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i) \quad (\text{Equação 19})$$

$$DMQ = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{Equação 20})$$

$$R^2 = \left[\frac{[\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})]^2}{[\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2][\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2]} \right] \quad (\text{Equação 21})$$

em que, N é o número de dados da amostra, y_i refere-se aos valores estimados, x_i aos valores calculados e a barra acima da variável corresponde ao valor médio da variável.

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

$$R^2 = 1 - \frac{SQR}{SQTnc} \quad (\text{Equação 22})$$

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:

$$SQR = \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2 \quad (\text{Equação 23})$$

E a Soma dos Quadrados Total não corrigida pela média (SQTnc) foi dada por:

$$SQTnc = \sum_{i=1}^n (y_i)^2 \quad (\text{Equação 24})$$

Também foram utilizados o índice de concordância de Willmott (d) (Equação 25), que indica o grau de concordância da estimativa quando comparados com os valores medidos (WILLMOTT et al., 1985), o coeficiente de correlação de Pearson (r) que indica o grau de correlação entre os valores medidos e estimados (Equação 26) e o produto entre os dois índices, definido como índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas (c) (Equação 27).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|x_i - \bar{y}| + |y_i - \bar{y}|)^2} \right] \quad (\text{Equação 25})$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{Equação 26})$$

$$c = d \cdot r \quad (\text{Equação 27})$$

O valor de d deve variar entre 0 a 1, indicando não concordância e concordância perfeita (Tabela 2), respectivamente (MACHADO et al., 2015) e o de r também indicando nenhuma (0) ou forte relação entre os dados (1) (Tabela 3).

TABELA 2: Classificação dos valores do coeficiente de correlação de Pearson (r)

Coeficiente de correlação (r)	Classificação
0,9 a 1,0	Quase Perfeita
0,7 a 0,9	Muito Alta
0,5 a 0,7	Alta
0,3 a 0,5	Moderada
0,1 a 0,3	Baixa
0,0 a 0,1	Muito Baixa

Fonte: Hopkins (2000)

TABELA 3: Critérios de interpretação do coeficiente (c) de Camargo & Sentelhas

Valores de c	Desempenho
> 0,85	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito Bom

0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediante
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
≤0,40	Péssimo

Fonte: CAMARGO & SENTELHAS (1997)

Esses testes estatísticos foram utilizados para descrever as correlações entre os valores estimados pelas equações e os valores calculados.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Análise das variações sazonais da temperatura do ar, umidade relativa do ar e do déficit da pressão de vapor d'água

As condições de cobertura do céu estão diretamente relacionadas com a precipitação devido à formação de nuvens, que influenciam na refletância e transmitância da atmosfera (VILANI et al., 2010), assim como possuem relação direta com a emissividade atmosférica e, logo, faz-se necessário um estudo das variações sazonais da temperatura do ar (*T_{ar}*) e da umidade relativa do ar (UR), visto que as condições da atmosfera, bem como seus constituintes, principalmente o vapor d'água, influenciam fortemente na quantidade de radiação de onda longa atmosférica que é emitida para a superfície da Terra.

A temperatura média mensal do ar para o período seco estudado variou entre 11,22°C e 31,95°C, com média de 26,03°C. Já no período chuvoso esses valores oscilaram entre 17,58°C e 34,22°C com média de 28,33°C (Figura 8).

A ocorrência de temperaturas mínimas mais baixas no período seco deve-se tanto à influência de eventos de “friagens”, em que massas de ar frio que alcançam o centro-oeste brasileiro, quanto o aumento da cobertura de nuvens nesse período.

A umidade relativa oscilou entre 31,56% e 94,31% no período seco e entre 35,21% e 94,75% para período chuvoso com médias de 60,59% e 64,99% respectivamente, não apresentando um padrão definido durante o ano, sendo que, na estação seca, seu valor decaiu em comparação com a estação chuvosa. Isso é devido à regularidade de chuvas dessa época durante os meses de setembro a março e ausência de chuvas nos meses de maio a agosto.

Assim, como no período chuvoso, houve valores maiores da umidade relativa e de temperatura, se comparados com o período seco, espera-se que a emissividade atmosférica seja maior no período chuvoso do que no seco.

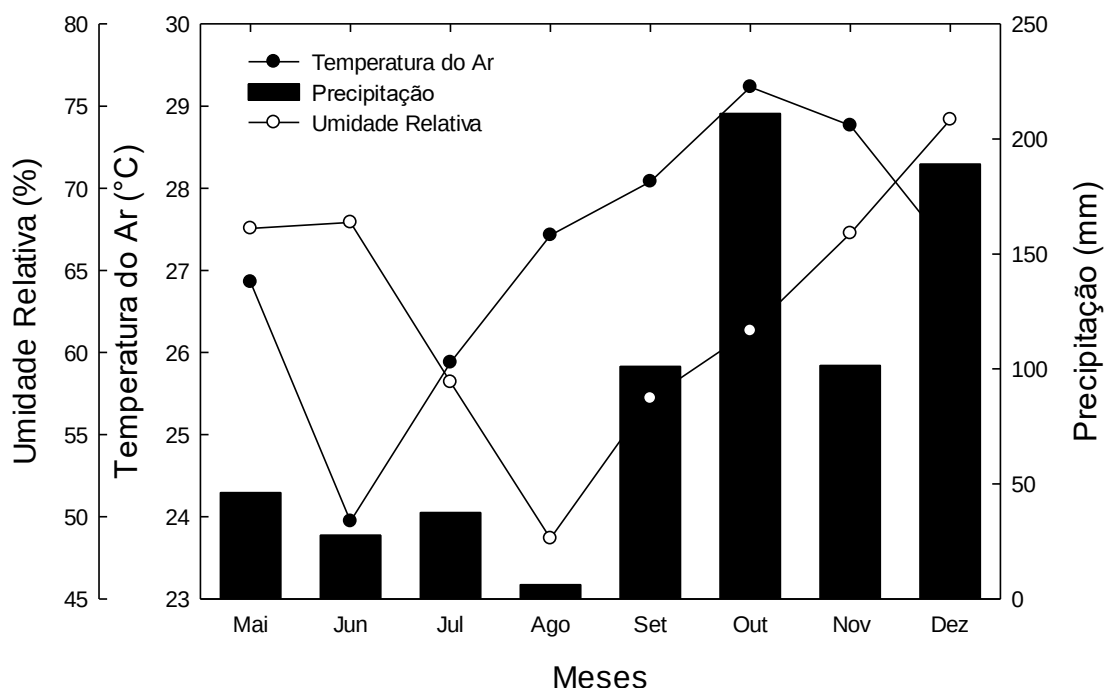


FIGURA 8: Valores médios mensais da temperatura do ar, umidade relativa do ar e precipitação média acumulada em 2009. A área sombreada no gráfico representa a estação chuvosa, ou os meses consecutivos, quando a precipitação é > 100 mm.

A precipitação obteve valores médios de 29,38 mm de valor acumulado para o período seco e 149,08 mm de valor acumulado para o período chuvoso. O mês de agosto teve o menor valor médio de precipitação, apenas 6,20 mm de chuva acumulada, e o mês de outubro foi o de maior valor de chuva acumulada, 211 mm. Esses valores são bem próximos ao encontrado por Sobrinho et al. (2013) para a mesma área em estudo considerando apenas os meses de junho, julho, outubro e novembro.

O maior déficit de pressão de vapor d'água (DPV) ocorreu no mês de outubro (16,66 hPa), início do período úmido. Já o menor valor para o DPV foi encontrado no mês de dezembro (9,65 hPa) (Figura 9).

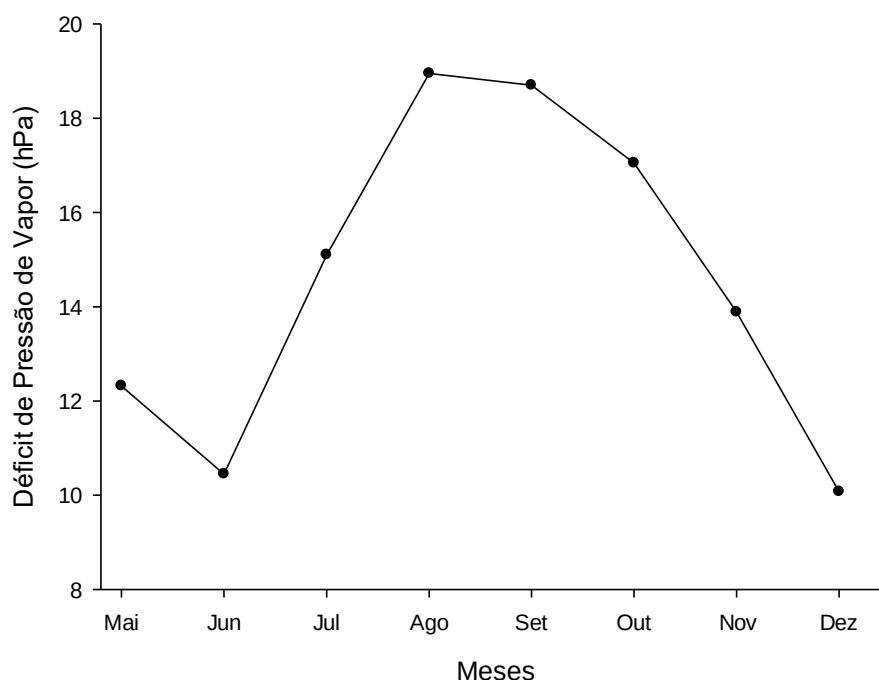


FIGURA 9: Valores médios mensais do déficit de pressão de vapor d'água (DPV) para Fazenda Miranda nos meses de maio a julho e outubro a dezembro.

Esses valores estão bem próximos aos valores encontrado por Aguiar et al. (2011), 16,66 hPa para pastagem e 15,31 hPa para floresta amazônica no período entre junho a agosto. Von Randow et al. (2004) relatam que mesmo após um longo período de seca, a floresta pode manter uma grande retirada de água do solo. Por outro lado, as gramíneas sofrem mais com grandes períodos sem precipitação, uma vez que seu sistema radicular é mais curto (AGUIAR et al., 2011), similar a vegetação do cerrado estudado.

4.2 Análise do comportamento da emissividade atmosférica

Durante o período de estudo, os valores médios diários da emissividade atmosférica (ϵ) variaram bastante, assumindo valor máximo de 1,00, que teoricamente apenas um corpo negro emite, a valores de 0,88 pelo método do balanço de energia durante a estação seca. Já para os métodos de estimativa, como o de Brutsaert (1969), esses valores oscilaram desde 0,80 até 0,91, ou entre 0,76 a 0,98 por Brunt (1932), mostrando que esses métodos estimam a variação da emissividade dentro da faixa que o balanço de energia oferece (Figura 10).

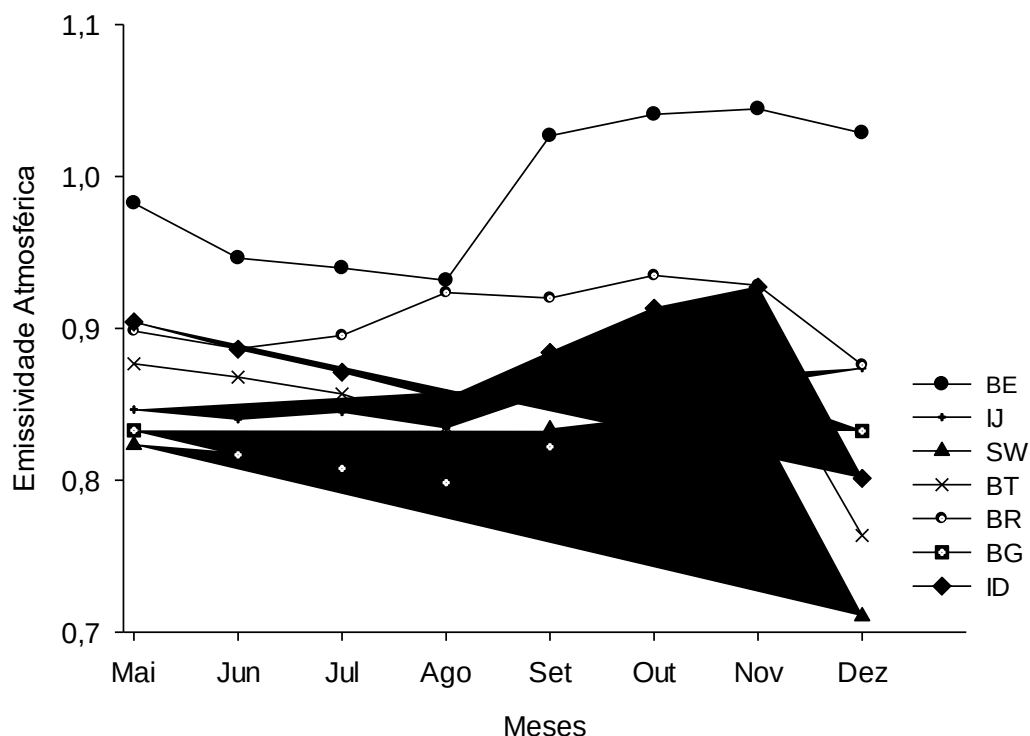


FIGURA 3: Valores médios mensais da emissividade atmosférica nos períodos seco e úmido/chuvoso, estimados pelos métodos do Balanço de Energia (BE), Brutsaert (BT), Bignami (BG), Brunt (BR), Idso (ID), Idso & Jackson (IJ) e Swinbank (SW) para o cerrado campo sujo na Fazenda Miranda.

Isso também acontece durante a estação chuvosa. A variação dos valores de emissividade segundo o balanço de energia é de 0,85 a valor superior a 1,00. Já para métodos como o de Bignami (1995) e Idso (1981), a variação foi de 0,78 a 0,87 e 0,84 a 1,00, respectivamente. Os valores mínimos, médios e máximos mensais da emissividade atmosférica são mostrados na Tabela 3.

Em relação ao valor de 1,00, para a emissividade atmosférica, o método adotado como referência neste estudo, balanço de energia, apresentam erros dos instrumentos que ocasionam valores superiores ao dado teórico. Esse método foi adotado devido à ausência na literatura de valores da emissividade atmosférica para o cerrado Mato-grossense, especificamente para o campo sujo, que pudessem ser adotados como referência. Já em relação aos outros seis métodos, além dos erros dos instrumentos, também há o erro associado ao método, visto que cada método apresenta parâmetros locais onde a equação foi proposta inicialmente.

Esses parâmetros de cada equação, assim como as constantes locais, são de suma importância na análise de qual método é a melhor opção de estimativa para o cerrado estudado. Equações como a de Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969) apenas levam em consideração a Temperatura do ar (Tar), enquanto as equações de Brunt (1932), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995), além de Tar , levam em consideração a umidade relativa do ar (UR) que é consequência da quantidade de vapor d'água na atmosfera. Se espera que as equações que só levam em consideração a Tar estimem melhor a emissividade durante o período de seca, visto que esse período a média de precipitação é nula ou baixa. Já para as outras equações é esperado que estimem melhor a emissividade durante o período de chuva, pois a quantidade de água presente na atmosfera aumenta significativamente, modificando os valores de UR .

TABELA 4: Valores mínimos, médios e máximos mensais da emissividade atmosférica calculadas pela equação do balanço de energia (BE) e estimados pelas equações de Brunt (BR), Swinbank (SW), Idso & Jackson (IJ), Brutsaert (BT), Idso (ID) e Bignami (BG) para o cerrado campo sujo na Fazenda Miranda.

Período seco

	Maio			Junho			Julho			Agosto		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
BE	0,93	0,98	1,06	0,88	0,95	1,05	0,88	0,94	1,00	0,86	0,93	1,08
IJ	0,79	0,85	0,87	0,80	0,84	0,86	0,76	0,84	0,87	0,74	0,83	0,89
SW	0,77	0,82	0,84	0,78	0,82	0,84	0,74	0,82	0,84	0,69	0,80	0,86
BT	0,84	0,88	0,91	0,82	0,87	0,91	0,82	0,86	0,91	0,80	0,83	0,89
BR	0,80	0,90	0,94	0,82	0,89	0,93	0,76	0,90	0,94	0,81	0,92	0,98
BG	0,77	0,83	0,85	0,78	0,82	0,85	0,76	0,81	0,84	0,77	0,80	0,84
ID	0,83	0,90	0,94	0,84	0,89	0,94	0,84	0,87	0,92	0,82	0,85	0,93

Período chuvoso

	Setembro			Outubro			Novembro			Dezembro		
	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max
BE	0,89	1,03	1,11	0,97	1,04	1,09	0,92	1,04	1,12	0,85	1,03	1,09
IJ	0,80	0,86	0,90	0,85	0,87	0,89	0,83	0,86	0,88	0,83	0,87	1,00
SW	0,82	0,83	0,87	0,84	0,84	0,86	0,87	0,84	0,85	0,88	0,71	0,84
BT	0,81	0,86	0,90	0,90	0,87	0,89	0,86	0,88	0,91	0,69	0,76	0,91
BR	0,78	0,92	1,00	0,83	0,93	0,98	0,84	0,93	0,96	0,68	0,88	0,94
BG	0,78	0,82	0,85	0,82	0,85	0,87	0,82	0,86	0,87	0,82	0,83	0,87
ID	0,84	0,88	0,90	0,88	0,91	0,89	0,91	0,93	0,88	0,92	0,80	1,00

4.3 Estimativa da emissividade atmosférica

Para avaliar o desempenho das equações propostas por Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995), na estimativa da emissividade atmosférica (ϵ), foram utilizados valores médios diários de

ε nos meses de maio a dezembro, considerado um período seco, e dos meses de setembro a dezembro, considerado um período chuvoso.

Após as estimativas, os valores de ε foram separados por período e calculou-se o Desvio Médio Absoluto (DMA), Desvio Médio Quadrático (DMQ), o coeficiente de determinação (R^2) pela regressão linear sem intercepto, além do índice de concordância de Willmott (d), o coeficiente de correlação de Pearson (r) e o índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas (c) como mostrado na Tabela 5.

Pequenos erros nos meses referentes à estação chuvosa (setembro a dezembro) demonstram que essas equações se ajustam bem ao local de estudo, em que a variação de DMA (-0,07 a -0,13), DMQ (0,19 a 0,22), R^2 (0,93 a 0,95) foi menor do que a variação no período seco, para DMA (-0,09 a -0,12), DMQ (0,18 a 0,27) e R^2 (0,89 a 0,96).

Através do DMA, em que valores negativos indicam subestimativa e valores positivos superestimava, nota-se que há uma tendência das equações a subestimar a emissividade atmosférica.

TABELA 5: Estatísticas relacionando os valores da emissividade atmosférica calculadas pela equação do balanço de energia e estimados pelas equações descritas acima.

Período seco								
Equação	DMA (Wm⁻²)	DMQ (Wm⁻²)	R²	d	r	Interpretação de r	c	Interpretação de c
Idso e Jackson	-0,07	0,22	0,93	0,32	0,33	Moderada	0,11	Péssimo
Swinbank	-0,09	0,22	0,93	0,38	0,41	Moderada	0,15	Péssimo
Brutsaert	-0,09	0,20	0,94	0,72	0,59	Alta	0,42	Mau
Brunt	-0,05	0,20	0,95	0,71	0,55	Alta	0,39	Péssimo
Bignami	-0,13	0,22	0,93	0,68	0,59	Alta	0,40	Péssimo
Idso	-0,07	0,19	0,95	0,73	0,59	Alta	0,43	Mau
Período chuvoso								
Equação	DMA (Wm⁻²)	DMQ (Wm⁻²)	R²	d	r	Interpretação de r	c	Interpretação de c
Idso e Jackson	-0,09	0,18	0,96	0,31	0,31	Moderada	0,09	Péssimo
Swinbank	-0,12	0,27	0,89	0,18	-0,12	Baixa	-0,02	Péssimo
Brutsaert	-0,10	0,24	0,92	0,16	-0,17	Baixa	-0,03	Péssimo
Brunt	-0,10	0,24	0,92	0,16	-0,17	Baixa	-0,03	Péssimo
Bignami	-0,10	0,20	0,94	0,26	-0,07	Baixa	-0,02	Péssimo
Idso	-0,08	0,22	0,94	0,16	-0,16	Baixa	-0,02	Péssimo

É possível observar na Tabela 4 que, na avaliação pelo coeficiente de correlação de Pearson (r), para o período seco, todos os métodos apresentaram valores acima de 0,3, o que pelo sistema de classificação as enquadra em uma correlação moderada e alta, indicando boa precisão apresentada pelas mesmas no que se refere a média mensal. O método de Idso & Jackson (1969) obteve o menor valor (0,33), e os métodos de Brutsaert (1975), Bignami (1995) e Idso (1981) obtiveram os melhores índices, com valor de 0,59.

Em contrapartida no período chuvoso a avaliação pelo coeficiente de correlação de Pearson (r) apresentou valores variados com a interpretação de baixa e moderada. O método de Idso & Jackson (1969) obteve o melhor desempenho com valor de 0,31. Os demais métodos obtiveram valores menores que 0,30 e foram interpretados como baixa correlação.

Já, em relação a interpretação dada ao índice de confiança ou de desempenho de Camargo & Sentelhas (c), no período chuvoso, todos os métodos tiveram péssimo desempenho, não atingindo o valor de 0,40 para serem classificados como “mau”. No período seco, os melhores desempenhos foram para os métodos de Brutsaert (1975) e Idso (1981), classificados como mau, e os demais métodos como péssimo.

Complementarmente a estas análises, observa-se que o índice de concordância (d), estimado por todos os métodos de estimativa variaram de 0,32 a 0,73 para o período seco e de 0,16 a 0,31 para o período chuvoso, mostrando o afastamento dos valores estimados em relação aos observados, principalmente nos meses chuvosos.

A equação de Idso (1981) obteve os maiores índices de concordância nos meses referentes à seca (R^2 de 0,95) e obteve também desempenho razoável na estação chuvosa, com R^2 de 0,94, evidenciando menores erros em relação aos dados estimados, tendo os melhores coeficientes de determinação, os quais retratam os erros em relação a equação de regressão.

Nos meses referentes à estação chuvosa, a equação de melhor desempenho foi a de Idso & Jackson (1969), sendo o único método com correlação positiva para o desempenho de Camargo & Sentelhas e com maior valor de R^2 , 0,96.

As equações de Brutsaert (1975), Brunt (1932) e Bignami (1995) apresentaram resultados bem semelhantes entre si. Por sua vez, a equação de Swinbank (1963), que

considera apenas a temperatura do ar (T_{ar}), teve no período seco comportamento semelhante ao método de Idso & Jackson, que também considera apenas a T_{ar} .

Ao analisar os ciclos médios diários da emissividade atmosférica estimadas pelos métodos, nota-se que as equações subestimam os valores da emissividade calculada pelo balanço de energia ao longo do dia (Figuras 11 e 12).

No período seco (maio a agosto) as equações de Idso (1981) e Brutsaert (1975) obtiveram os melhores desempenhos. Por sua vez, a equação de Idso & Jackson (1969) se mostrou mais eficiente nos meses mais úmidos, quando ocorrem menores amplitudes térmicas, demonstrando a sensibilidade dessa equação à variação da temperatura do ar, uma vez que a pressão de vapor d'água praticamente não varia ao longo do dia.

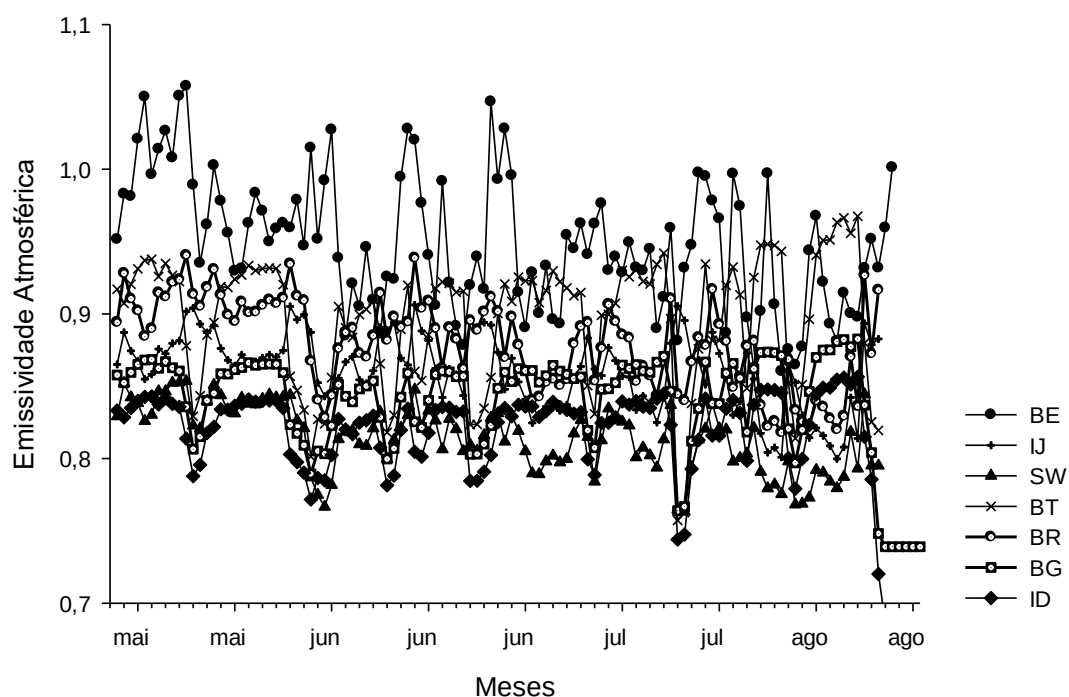


FIGURA 4: Valores de média diária da emissividade atmosférica no período seco calculado pela equação do Balanço de Energia (BE) e estimados pelos métodos Brutsaert (BT), Brunt (BR), Bignami (BG), Idso (ID), Idso & Jackson (IJ) e Swinbank (SW) para o cerrado campo sujo na Fazenda Miranda.

Nota-se na Figura 12 as variações da emissividade atmosférica no período seco, dentre os fatores que puderam ser observados é que os valores estimados pelas equações de Idso (1981), Brutsaert (1975) e Bignami (1995) seguiram o mesmo padrão dos valores obtidos com a emissividade calculada pela do balanço de energia,

o que permite inferir que as estimativas realizadas por essas equações conferem uma reprodução aproximada dos valores calculados. Esse fato torna-se importante por essas equações utilizarem para estimar os valores da emissividade atmosférica apenas duas variáveis micrometeorológicas (temperatura do ar e umidade relativa) e, portanto, com maior aplicabilidade para o local estudado.

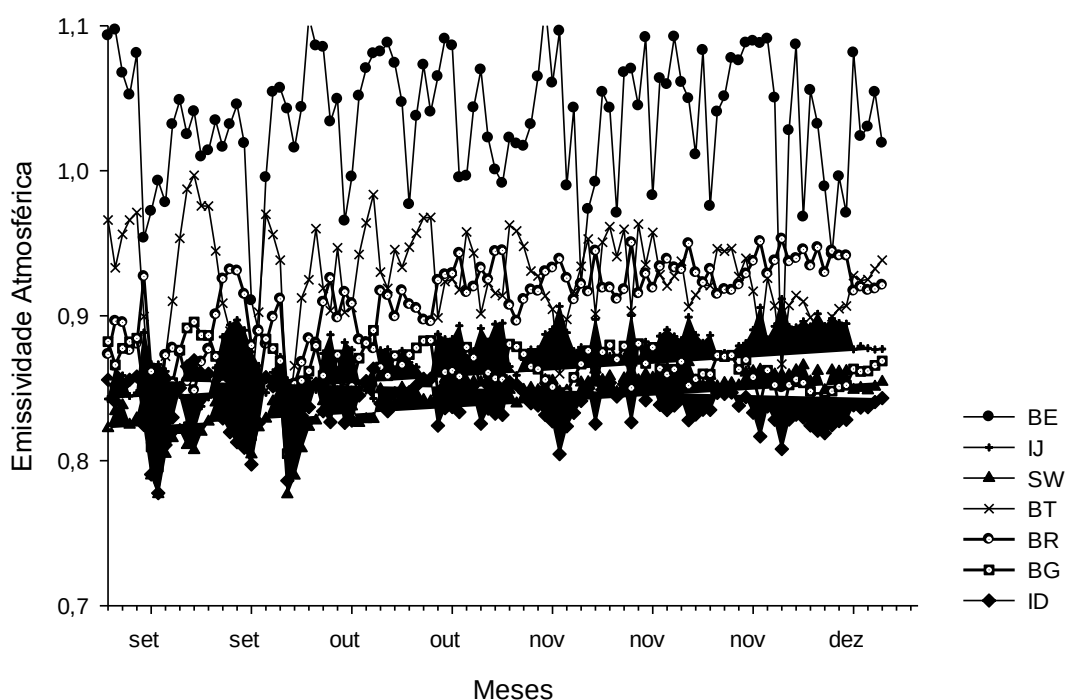


FIGURA 5: Valores de média diária da emissividade atmosférica no período chuvoso calculado pela equação do Balanço de Energia (BE) e estimados pelos métodos Brutsaert (BT), Brunt (BR), Bignami (BG), Idso (ID), Idso & Jackson (IJ) e Swinbank (SW) para o cerrado campo sujo na Fazenda Miranda.

Ainda sobre a Figura 13, nota-se uma maior variação nos valores de emissividade estimada pelas seis equações, que obtiveram valores entre 0,9 e 1,0, o que revela uma emissividade significativa durante esse período, ou seja, o comportamento da atmosfera do Cerrado Campo sujo 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, pois 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.

4.4 Análise e estimativa da radiação de onda longa atmosférica

Durante o período estudado (235 dias), houve maior percentual para os dias de céu limpo (45,10%), seguido por dias de céu parcialmente nublado (41,28%) e dias de céu nublados (13,62%). Os dias de céu limpo se concentraram no período seco. Já no período úmido a maioria dos dias foram parcialmente nublado.

Os valores das médias mensais de ROL estimados variaram desde 270,43 W m^{-2} até 489,14 W m^{-2} , onde entre os métodos o de Idso (1981) obteve o maior valor e do método de Idso & Jackson (1969) o de menor valor. A maior média mensal ROL foi estimada pelo método de Idso (448,46 W m^{-2}) seguida de Brutsaert (423,98 W m^{-2}), Brunt (415,10 W m^{-2}), Swinbank (407,94 W m^{-2}) e Idso & Jackson (353,09 W m^{-2}) (Tabela 6).

Espera-se obter valores mais elevados de ROL em dias nublados, já que as nuvens são as maiores contribuidoras de ROL para a superfície, pois irradiam como corpo negro ($\epsilon \approx 1$) a partir da base das nuvens (ARYA, 2001; VILANI et al., 2010), o que concorda com nossos dados, pois os maiores valores observados foram para o período úmido, que teve a maioria dos dias parcialmente nublados.

TABELA 6: Contagem de dias de céu nublado, parcialmente nublados e céu limpo e média de radiação de ondas longa atmosférica pelos métodos de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995). (-) significa que não houve estimativa de radiação de ondas longa atmosféricas.

Radiação de Onda Longa Atmosférica (Wm^{-2})									
Mês	Cobertura do Céu	Dias	Balanco de Radiação	Idso & Jackson (1969)	Swinbank (1963)	Brutsaert (1975)	Brunt (1932)	Bignami (1995)	Idso (1981)
Maio	Céu Limpo	23	452,46	346,52	396,30	409,95	398,82	388,98	431,15
	Par. Nublado	6	426,96	327,39	363,45	388,90	378,07	368,63	416,22
	Nublado	2	405,95	311,61	336,78	363,08	349,92	342,33	388,42
Junho	Céu Limpo	21	437,11	335,01	376,44	386,69	373,07	365,91	404,75
	Par. Nublado	5	404,67	310,64	335,27	357,70	343,71	337,35	380,39
	Nublado	4	404,06	310,19	334,48	359,27	345,80	338,97	383,71
Julho	Céu Limpo	26	444,74	340,73	386,30	392,16	378,16	371,05	408,28

Agosto	Par. Nublado	3	416,72	319,67	351,40	363,68	349,51	344,59	382,25
	Nublado	2	385,83	296,45	312,63	332,44	317,42	314,36	353,10
	Céu Limpo	27	425,97	326,56	364,71	368,95	353,78	349,06	386,10
	Par. Nublado	2	351,38	270,43	273,15	308,17	293,71	289,21	339,21
	Nublado	2	366,19	281,56	291,79	330,70	318,55	311,36	365,66
	Céu Limpo	9	489,14	359,38	419,28	416,12	402,70	394,38	429,12
Setembro	Par. Nublado	17	472,56	347,45	398,30	406,26	394,04	385,35	424,44
	Nublado	4	429,55	316,46	344,98	363,47	349,77	343,91	385,30
	Céu Limpo	0	–	–	–	–	–	–	–
Outubro	Par. Nublado	28	480,40	353,09	407,94	419,22	408,75	398,50	440,14
	Nublado	3	463,45	340,90	386,46	407,04	397,00	386,68	432,58
	Céu Limpo	0	–	–	–	–	–	–	–
Novembro	Par. Nublado	24	480,14	352,91	407,56	423,98	415,10	404,03	448,46
	Nublado	6	458,35	337,23	380,17	405,16	395,94	385,41	433,94
	Céu Limpo	0	–	–	–	–	–	–	–
Dezembro	Par. Nublado	12	473,24	347,95	398,79	418,01	409,00	398,09	443,81
	Nublado	9	456,82	336,12	378,23	405,20	396,44	385,76	435,59
	Céu Limpo	0	–	–	–	–	–	–	–

Após as estimativas, os valores de ROL foram separados por período e calculou-se a Desvio Médio Absoluto (DMA), Desvio Médio Quadrático (DMQ), o coeficiente de determinação (R^2), além do índice de concordância de Willmott (d) e o coeficiente de correlação de Pearson (r) como mostrado na Tabela 7.

Na Tabela 7, observa-se que os erros são elevados em todas as situações quando se aplicam os modelos em suas formas originais aos dados gerais. Maiores erros nos meses referentes à estação úmida (setembro a dezembro) demonstram que essas equações se ajustam bem ao local de estudo, em que a variação de DMA (-125,44 a -37,55) e DMQ (39,85 a 125,55) no período chuvoso foi maior do que a variação no período seco, para DMA (-100,83 a -30,01) e DMQ (34,17 a 101,27).

TABELA 7: Estatísticas relacionando os valores da radiação de onda longa atmosférica (ROL) calculadas pela Lei de Stefan-Boltzmann e estimados pelas equações descritas acima.

Período seco								
Equação	DMA (Wm ⁻²)	DMQ (Wm ⁻²)	R ²	d	r	Interpretação de <i>r</i>	<i>c</i>	Interpretação de <i>c</i>
Idso e Jackson	-100,83	101,27	0,99	0,46	0,99	Quase Perfeita	0,46	Mau
Swinbank	-61,23	61,83	0,99	0,70	0,99	Quase Perfeita	0,69	Bom
Brutsaert	-49,55	50,47	0,94	0,73	0,97	Quase Perfeita	0,70	Bom
Brunt	-63,02	64,02	0,91	0,65	0,95	Quase Perfeita	0,62	Mediante
Bignami	-70,05	70,68	0,94	0,61	0,97	Quase Perfeita	0,59	Sofrível
Idso	-30,01	34,17	0,82	0,82	0,90	Quase Perfeita	0,74	Bom
Período chuvoso								
Equação	DMA (Wm ⁻²)	DMQ (Wm ⁻²)	R ²	d	r	Interpretação de <i>r</i>	<i>c</i>	Interpretação de <i>c</i>
Idso e Jackson	-125,44	125,55	0,99	0,21	0,99	Quase Perfeita	0,21	Péssimo
Swinbank	-74,12	74,27	0,99	0,36	0,99	Quase Perfeita	0,36	Péssimo
Brutsaert	-60,04	60,54	0,84	0,41	0,91	Quase Perfeita	0,38	Péssimo
Brunt	-70,42	71,08	0,76	0,37	0,87	Muito Alta	0,32	Péssimo
Bignami	-80,42	80,85	0,81	0,32	0,90	Quase Perfeita	0,29	Péssimo
Idso	-37,55	39,85	0,56	0,54	0,75	Muito Alta	0,41	Mau

Assim, como os valores de emissividade, os valores de DMA para ROL apresentaram valores negativos, indicando subestimativa. Essa tendência de subestimativa pela maioria das equações também foi encontrada nos trabalhos de Von Randow e Alvalá (2006) e Aguiar et al. (2011), que indicaram que o problema poderia estar relacionado aos coeficientes utilizados nas equações, os quais foram ajustados para outras regiões.

Uma parametrização das equações de estimativas pode melhorar o desempenho dessas estimativas, por ajustarem seus coeficientes aos dados do local de estudos, assim como esses autores fizeram em seus trabalhos, cada qual para sua área de pesquisa.

Os valores do desvio médio quadrático (DMQ) obtidos foram elevados, variando de 34,17 Wm⁻² a 125,55 Wm⁻². Esses valores de DMA e de DMQ encontrados foram maiores que aqueles encontrados por Galvão e Fisch (2000), para

a área de pastagem, Correia (2000) em uma região de policultivo na Amazônia, Von Randow e Alvalá (2006), para o Pantanal Sul Mato-grossense e Aguiar et al. (2011) para floresta e pastagem no sudoeste amazônico, o que mostra que os coeficientes ajustam-se menos às condições do local de estudo, o que pode estar relacionado com o fato de os locais, onde os estudos citados, estarem situado em latitude mais próxima daquelas para as quais os modelos foram originalmente desenvolvidos. A melhor adequação em função da latitude é uma consequência da temperatura da região e, mais fortemente, da umidade do ar, que na Amazônia é muito alta, diferentemente do cerrado campo sujo na estação seca.

Ainda, comparando os resultados deste trabalho com os encontrados Aguiar et al. (2011), pode-se destacar que os valores de DMA e MDQ obtidos, para os dois períodos estudados, são, na maioria das vezes, maiores. Já, em comparação com o trabalho semelhante de Von Randow e Alvalá (2006), os valores são, na maioria das vezes, menores, indicando maior proximidade entre os valores estimados ROL.

Para o período seco, as duas equações que consideram apenas a temperatura do ar obtiveram melhores índices de concordância na estimativa de ROL. A equação de Swinbank (1963) obteve os melhores índices estatísticos ($R^2 = 0,99$; $d=0,70$; $r = 0,99$ e $c = 0,69$) seguido da equação de Idso & Jackson (1969) com índices semelhantes. Já, a equação de Idso (1981) obteve os menores índices de R^2 (0,56) e r (0,75), no entanto os maiores índices de d (0,54) e c (0,41) evidenciando maiores erros em relação os dados observados (calculados pela equação do balanço de radiação).

As Figuras 13 e 14 apresentam os valores de ROL calculados em cada modelo, a partir das equações originais versus os valores medidos em 2009 (médias diárias) para o período seco e chuvoso, respectivamente.

Nota-se na figura 13 que as equações, apesar de utilizarem coeficientes específicos às regiões para as quais foram desenvolvidas, estimam de maneira muito satisfatória os valores medidos ($0,99 \leq R^2 \leq 0,82$).

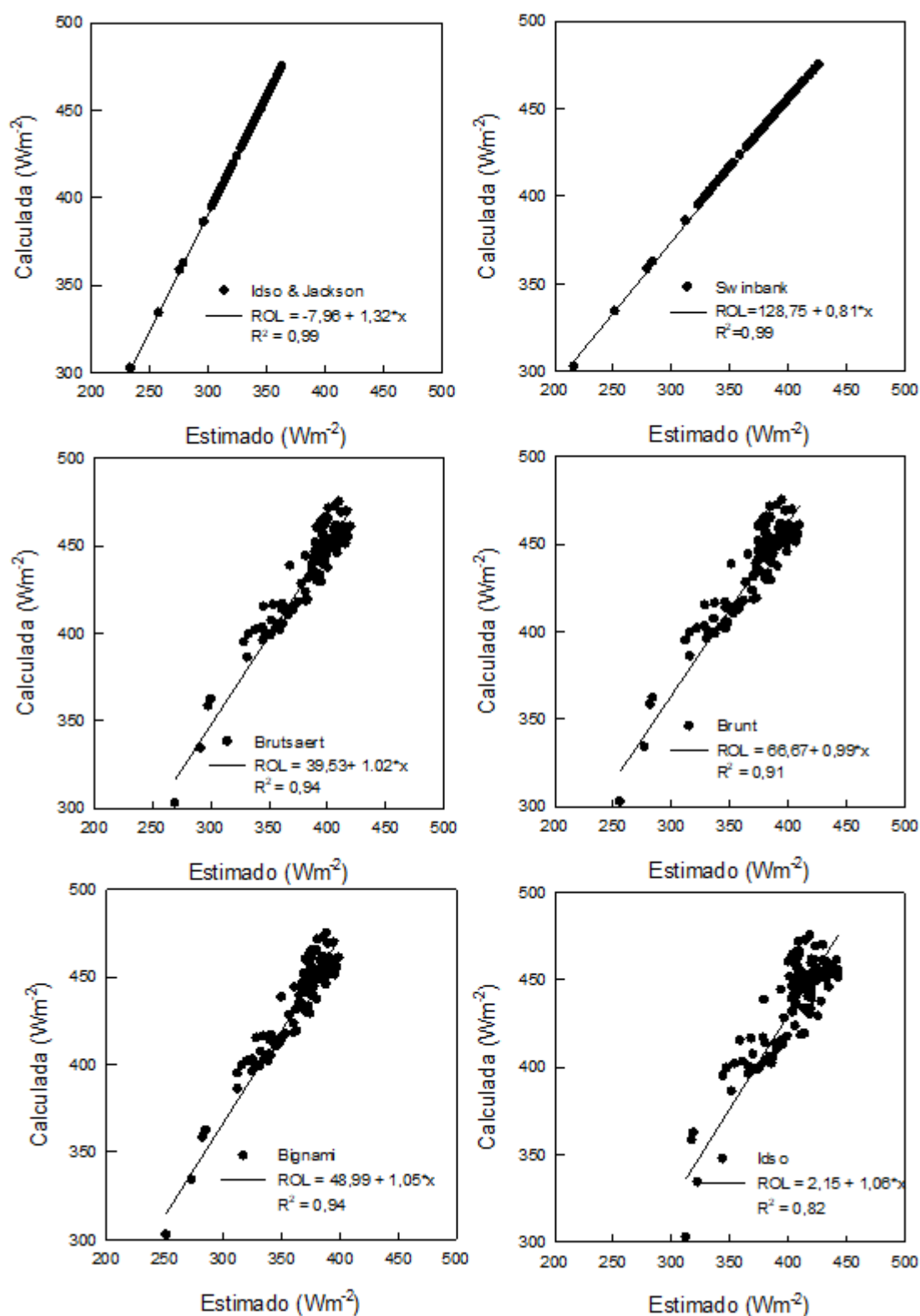


FIGURA 6: Comparação entre os valores medidos de ROL e os valores estimados pelos modelos de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) para os meses de maio a julho para Fazenda Miranda

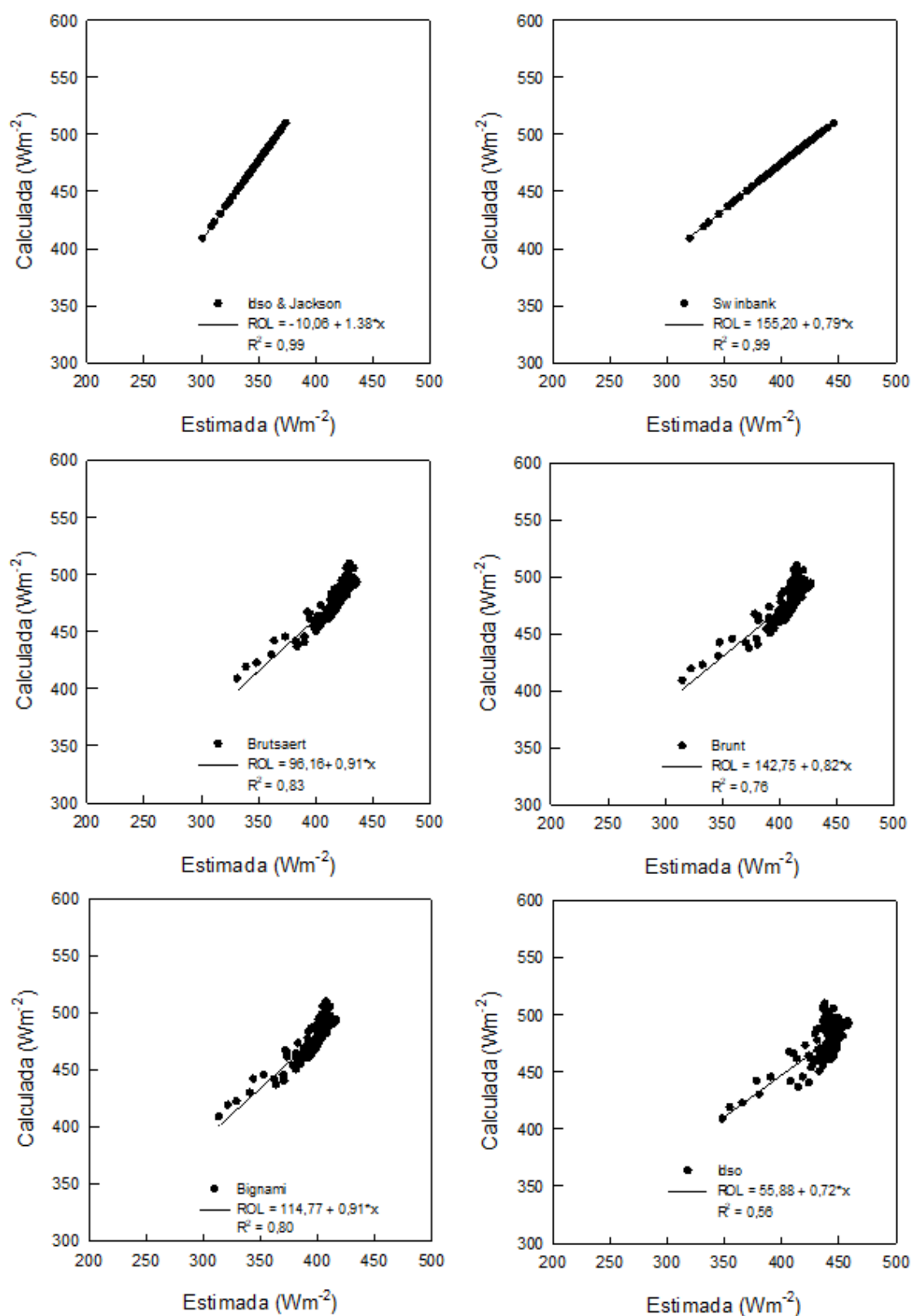


FIGURA 7: Comparação entre os valores medidos de ROL e os valores estimados pelos modelos de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) para os meses de outubro a dezembro para Fazenda Miranda.

No período chuvoso, as equações de Swinbank (1963) e de Idso & Jackson (1969) novamente foram as que apresentaram os melhores índices estatísticos, com valores de R^2 e r iguais a 0,99. Idso (1982) novamente obteve o menor valor de R^2 (0,56) (Figura 14).

Os resultados estimados nos dois períodos foram inferiores aos medidos, independentemente de cada equação levar em consideração a pressão de vapor e a temperatura do ar, ou somente a temperatura do ar. Isto pode estar relacionado com os coeficientes utilizados nas equações, os quais foram ajustados para outras regiões, diferentes daquela aqui estudada, como relatado anteriormente.

Ao analisar os ciclos médios diários da radiação de onda longa atmosférica calculada e estimada pelos modelos, nota-se que as equações subestimam a radiação de onda longa atmosférica ao longo do dia no período seco (Figura 15), concordando com Aguiar et al. (2011), em que os autores relatam que as equações que levam em consideração apenas a temperatura do ar, foram as que mais subestimaram a radiação de onda longa atmosférica, relacionadas com os altos valores do déficit de pressão de vapor d'água desse período.

Nota-se que a maioria dos modelos tende a apresentar uma discrepância maior a partir do meio dia e estendendo-se por todo o período da tarde. Verifica-se ainda que todos os modelos, exceto o de Idso (1981), tendem a subestimar durante a madrugada e início da manhã.

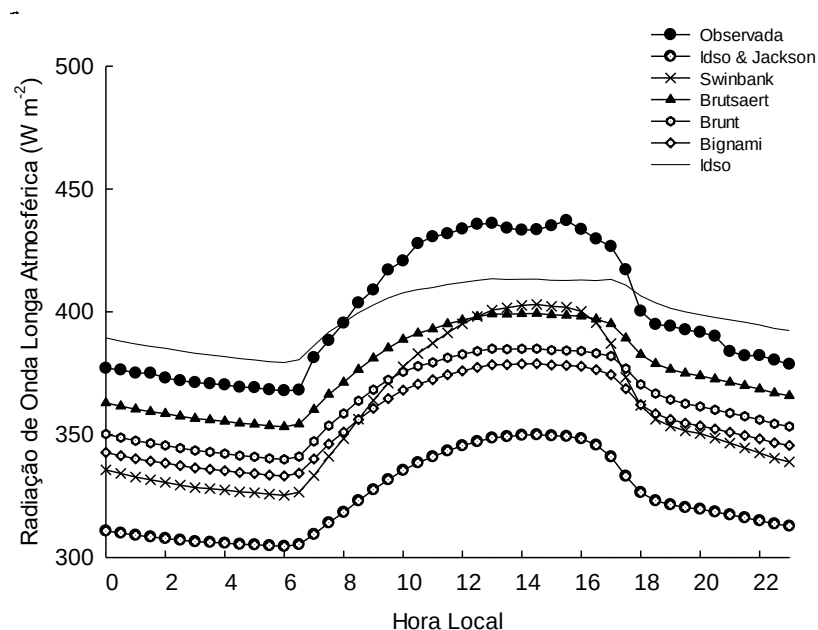


FIGURA 8: Ciclo médio diário da radiação de onda longa atmosférica calculada e estimada pelas equações de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) para os meses de maio a julho para Fazenda Miranda.

Por sua vez, essas mesmas equações que levam em consideração apenas a temperatura do ar, se mostraram mais eficientes nos meses mais úmidos (Figura 16), quando ocorrem menores amplitudes térmicas, enquanto que nos mais secos se percebe maiores erros nas estimativas.

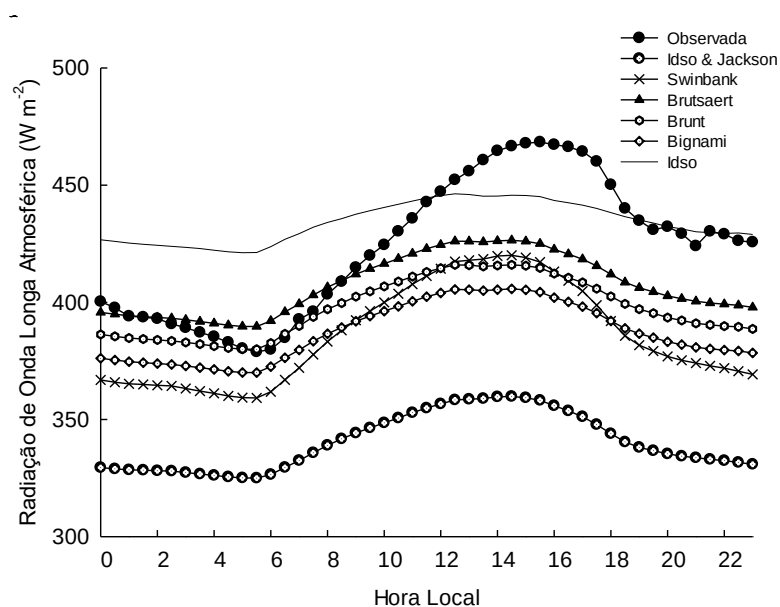


FIGURA 9: Ciclo médio diário da radiação de onda longa atmosférica calculada e estimada pelas equações de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Bignami (1995) para os meses de outubro a dezembro para Fazenda Miranda.

A maioria dos modelos apresentaram baixa diferença em relação ao dia médio medido, mas com pior desempenho na estação seca corroborando mais uma vez, com os valores dos erros apresentados na Tabela 7.

Como todos os modelos foram desenvolvidos para condições de céu limpo, o fato das diferenças entre as médias estimadas e as medidas aumentarem durante o período vespertino pode estar associado ao desenvolvimento de nuvens.

Deste modo, a oscilação dos valores de ROL ao longo dos períodos justifica-se por efeitos da sazonalidade da região. Os meses considerados secos apresentam baixos índices de UR, além de pouco registro pluviométrico, com menor concentração de nuvens e, por consequência, menos emissão de onda longa atmosféricas, uma vez que, o vapor d'água é o um dos principais gases absorvedores e emissores de ROL (RÄDEL et al., 2015). Esta relação fica evidenciada ao observar o índice de correlação de Pearson (r). Já os meses com valores altos de UR e registro pluviométrico, obtiveram maiores valores de ROL.

5. CONCLUSÕES

O desempenho dos seis modelos de estimativa para Radiação de onda Longa (ROL) e Emissividade Atmosférica (ϵ) para região do cerrado Campo Sujo, concordaram com os valores calculados por meio das equações de balanço de radiação e energia respectivamente, apesar de seus coeficientes serem específicos para as condições ambientais dos locais para os quais foram desenvolvidos.

Para ϵ , as equações que levam em consideração a pressão de vapor d'água e a temperatura do ar tiveram melhor desempenho durante a estação seca, do que as que utilizam apenas a temperatura do ar, como é o caso das equações de Swinbank (1963) e Idso e Jackson (1969). As equações de Idso (1981) e Brutsaert (1975) foram as que apresentaram melhor desempenho para o local estudado durante o ano de 2009, obtendo os maiores índices de concordância. Em contrapartida, durante a estação chuvosa, a equação de Idso & Jackson (1969) se mostrou mais eficiente para estimativa da emissividade atmosférica, demonstrando a sensibilidade dessa equação à variação da temperatura do ar,

Em relação as estimativas de ROL, os métodos de Swinbank (1963) e de Idso e Jackson (1969) tiveram os melhores índices de concordância para os dois períodos estudados. Em contrapartida a equação de Idso (1981) obteve os menores índices de concordância para o ano inteiro de 2009.

As equações que levam em consideração a pressão de vapor d'água e a temperatura do ar tiveram melhor desempenho quando aplicadas no período chuvoso, em comparação com suas próprias aplicações no período seco, provavelmente devido a ocorrência de menores amplitudes térmicas e a variação da quantidade de vapor d'água atmosfera durante o dia. Demonstrando assim sensibilidade dessas equações à variação da temperatura do ar e principalmente as condições do céu.

No entanto, o desempenho apenas satisfatório dessas equações avaliadas no período úmido, período esse com quantidade de precipitação média mensal acima de 100 mm, deixa claro a dificuldade da utilidade dessas equações que foram desenvolvidas para condições de céu limpo. E logo, torna-se evidente a necessidade

de novas parametrizações para estimar ROL que possam ser utilizadas para todas as condições de cobertura do céu.

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Levantamento e análise de um maior período de dados, levando a uma melhor caracterização do comportamento sazonal da região, bem como maior aprofundamento do estudo das variáveis emissividade e radiação de onda longa atmosférica.

Parametrizar as equações utilizadas, a fim de encontrar novos valores de coeficientes ajustados para o local e período estudado.

O aprofundamento do estudo das equações estudadas para a estimativa da emissividade atmosférica e da radiação de onda atmosférica, bem como, a aplicações de outros métodos de estimativa para essas variáveis.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, L. J. G.; FISCH, G. R.; FERREIRA, W. P. M.; COSTA, A. C. L. D.; COSTA, J. M. N. D.; AGUIAR, R. G. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em áreas de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia** São Paulo, v. 26, n. 2, p. 215-224, 2011.

ALLEM, A. C.; VALLS, J. F. M. **Recursos forrageiros nativos do Pantanal Mato-grossense**. Departamento de Difusão de Tecnologia, 1987.

ALHO, C.J.R. & MARTINS, E.S. **De Grão em Grão, o Cerrado Perde Espaço (Cerrado - Impactos do Processo de Ocupação)**. WWF- Fundo Mundial para a Natureza. Brasília. WWF, Brasília. 1995.

BIUDES, M. S.; VOURLITIS, G. L.; MACHADO, N. G.; ARRUDA, P. H. Z.; NEVES, G. A. R.; ALMEIDA L. F.; SOUZA. N. J. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 202, p. 112-124, 2015.

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. I, QJ Roy. Meteor. Soc., 58, 389–420. 1932.

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

CARMONA, F.; RIVAS, R.; CASELLES, V. Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. **Theoretical and applied climatology**, v. 115, n. 1-2, p. 281-295, 2014

CARRILHO SOBRINHO, F. J. **Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado mato-grossense**. 2011 (Tese de Doutorado em Física Ambiental) Cuiabá: Universidade Federal do Mato Grosso, Instituto de Física, PósGraduação em Física Ambiental, 151 p. 2011.

CARRILHO SOBRINHO, F. J.; CARRILHO, S. B.; NOGUERIA, J. S.; PINTO JÚNIOR, O. B. Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. **Revista Monografias Ambientais**, Santa Maria, RS, v.12, nº12, p. 2734-2748, ago. 2013.

CHENG, J.; LIANG, S. Global estimates for high-spatial-resolution clear-sky land surface upwelling longwave radiation from MODIS data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 54, n. 7, p. 4115-4129, 2016.

COLOMBO JUNIOR, P. D. **O Sol sob um Olhar Interdisciplinar – Relato de uma Experiência Didática com Ênfase na Física Solar** (The sun in an interdisciplinary look. Report of a teaching experience with emphasis on solar physics), 2011.

CONCEIÇÃO, M. A. F. Roteiro de cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO. **Embrapa Uva e Vinho. Circular Técnica**, 2006.

COUTINHO, L. M. O conceito de bioma. **Acta botanica brasílica**, v. 20, n. 1, p. 13-23, 2006.

COUTO RODRIGUES, O. M. A. O ciclo solar. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto - Departamento de Matemática Aplicada. Portugal. 2000.

CURADO, L. F. A.; RODRIGUES, T. R.; BIUDES, M. S.; DE PAULO, S. R.; PAULO, I. J. C.; NOGUEIRA, S. J. Estimativa sazonal da emissividade atmosférica através da Equação de Brutsaert no norte do Pantanal Mato-grossense. **Ciência e Natura**, v. 33, n. 2, p. 167, 2011.

CURADO, L. F. A. **Estimativa sazonal da emissividade atmosférica do pantanal mato-grossense**. 2011 (Dissertação de Mestrado em Física Ambiental) Cuiabá: Universidade Federal do Mato Grosso, Instituto de Física, PósGraduação em Física Ambiental, 72 p. 2011.

DAI, Q.; FANG, X. A simple model to predict solar radiation under clear sky conditions. **Advances in Space Research**, 53, n. 8, p. 1239 - 1245, 2014.

DALLACORT, R.; RICIERI, R.P.; SILVA, S. L.; PAULO, S.L. F.; SILVA, F.F; Análises do comportamento de um actinógrafo bimetalico (R. Fuess-Berlin-Steglitz) em diferentes tipos de cobertura do céu. **Acta Scientiarum Agronomy**, Maringá, vol.26, n 4, p.413-419, 2004.

DUARTE, H. F.; DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. **Agricultural and forest meteorology**, v. 139, n. 3-4, p. 171-181, 2006.

EITEN, G. The cerrado vegetation of Brazil. **The Botanical Review**, v. 38, n. 2, p. 201-341, 1972.

EITEN, G. Vegetação do cerrado. **Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas**, v. 2, p. 17-73, 1994.

GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Balanço de Radiação em Áreas de pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, 8, n. 1, p. 1 - 10, 2000.

GIAMBELLUCA, T. W.; SCHOLZ, F. G.; BUCCI, S. J.; MEINZER, F. C.; GOLDSTEIN, G.; HOFFMANN, W. A.; BUCHERT, M. P. Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density. **Agricultural and forest meteorology**, v. 149, n. 8, p. 1365-1376, 2009.

GOEDERT, W. J.; WAGNER, E.; BARCELLOS, A. O. Savanas tropicais: dimensão, histórico e perspectivas. **Savanas: desafios e estratégias para o equilíbrio entre sociedade, agronegócio e recursos naturais. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados**, p. 49-80, 2008.

GUO, Y.; CHENG, J.; LIANG, S. Comprehensive assessment of parameterization methods for estimating clear-sky surface downward longwave radiation. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-14, 2018.

HEITOR, A.; BIGA, A. J.; ROSA, R. Thermal radiation components of the energy balance at the ground. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 54, n. 1, p. 29-48, 1991.

HERINGER, E. P. et al. A flora do cerrado. **Ferri, Mário G.(ed.). Simpósio sobre o Cerrado (4, 1976, Brasília, Brasil). Bases para utilização agropecuária.** 1976.

HERRERO, J.; POLO, M. J. Parameterization of atmospheric longwave emissivity in a mountainous site for all sky conditions. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 9, p. 3139, 2012.

HOFFMAN W.A., JACKSON R.B., Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland. **Journal of Climate**, v. 13, 1593-1602, 2000.

IDSO, S. B. A set of equations for full spectrum and 8 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation from cloudless skies. **Water Resour. Res.**, v. 17, n. 2, p. 295-304, 1981.

IDSO, S. B., JACKSON, R. D. Thermal radiation from atmosphere. **Journal Geophysical Research**, Washington, v. 74, n. 23, p. 5397-5403, 1969.

IQBAL, Muhammad. An introduction to solar radiation. Elsevier, 2012.

JACKSON *et al.* Belowground Consequences Of Vegetation Change And Their Treatment In Models. **Ecological Applications**, Ecological Society of America v. 10, n. 2, p. 470–483, 2000.

JASINSKI, E.; MORTON, D.; DEFRIES, R.; SHIMABUKURO, Y.; ANDERSON, L.; HANSEN, M. Physical landscape correlates of the expansion of mechanized agriculture in Mato Grosso, Brazil. *Earth Interactions*, v. 9, n. 16, p. 1-18, 2005.

KJAERGAARD, J. H.; PLAUBORG, F. L.; HANSEN, Søren. Comparison of models for calculating daytime long-wave irradiance using long term data set. **Agricultural and forest Meteorology**, v. 143, n. 1-2, p. 49-63, 2007.

KLINK, C. A.; MOREIRA, A. G. Past and current human occupation, and land use. **The cerrados of Brazil: ecology and natural history of a neotropical savanna**, p. 69-88, 2002.

KLINK, C. A. & SOLBRIG, O. T. Biodiversidad y Funcionamiento de Pastizales y Sabanas e América Latina. **G. Sarmiento & M. Cabido Editions**. CYTED y CIELAT, Venezuela, 1996.

KRUK, N. S.; VENDRAME, Í. F.; ROCHA, H. R.; CHOU, S. C.; CABRAL, O. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, n. 1-2, p. 115-123, 2010.

LASCANO, R. J. Review of models for predicting soil water balance. **IAHS Publ**, v. 199, p. 443-458, 1991.

LIU, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. 2 (2002). ed. San Diego: Academic Press, v. 84, 583 p, 1980.

MACHADO, N. G.; VENTURA, T. M.; DANELICHEN, M. V. H.; QUERINO, C. A. S.; BIUDES, M. S. Estimation of rainfall by neural network over a neotropical region. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, 2015.

MAITELLI, G.T. Uma abordagem tridimensional de clima urbano em área tropical continental: o exemplo de Cuiabá-MT. 1994. 220f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

MAROUELLI, W. A.; SILVA, W. L. C.; MORETTI, C. L. Resposta do tomateiro para processamento a tensões de água no solo, sob irrigação por gotejamento. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, v. 23, n. 1, p. 1-8. 2003.

MENDONCA, E. del D. **Estimativa da Emissividade Atmosférica e Santo Antônio do Leverger-MT**. 1995. Tese de Doutorado. Dissertação de mestrado. Piracicaba, 1995.61p.

MOELG, T.; CULLEN, N. J.; KASER, G. Solar radiation, cloudiness and longwave radiation over low-latitude glaciers: implications for mass-balance modelling. **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 190, p. 292-302, 2009.

MOREIRA, Mauricio Alves. Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação. UFV, 2005

MUELLER, Charles C.; MARTHA JR, Geraldo B. A agropecuária e o desenvolvimento sócioeconômico recente do cerrado. **FG Faleiro, AL Farias-Neto Savanas: desafios e estratégias para o equilíbrio entre sociedade, agronegócio e recursos naturais. Embrapa Informação Tecnológica, Brasília-DF**, p. 104-169, 2008.

NOVAIS, J. W. Z.; SANCHES, L.; MACHADO, N. G. ; SILVA, L. B. ; AQUINO, A. M. ; RODRIGUES, T.R . Variação horária e sazonal da radiação solar incidida e refletida e suas relações com variáveis micrometeorológicas no Pantanal Norte Mato grossense. *Revista Brasileira de Ciências Ambientais (Online)*, v. 38, p. 96-108, 2015.

PEREIRA, P. S. F. S. **Plantio de Quatro Espécies Leguminosas Arbóreas em uma área de Cerrado no Distrito Federal, Brasil**. 68 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Brasília, Brasília, 1997.

PRADO, D. E.; GIBBS, P. E. Patterns of species distributions in the dry seasonal forests of South America. **Annals of the Missouri Botanical Garden**, p. 902-927, 1993.

PRATA, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, n. 533, p. 1127-1151, 1996.

RABELLO, J. C. <http://carlosrabello.org/geografia/climatologia/>. **Prof. José Carlos Rabello**, 2016. Disponível em: <<http://carlosrabello.org/geografia/climatologia/>>. Acesso em: 12 de junho de 2016.

RÄDEL, G.; SHINE, K. P.; PTASHNIK, I. V. Global Radiative and Climate Effect of the Water Vapour Continuum at Visible and Near-Infrared Wavelengths. **Q. J. R. Meteorol. Society**, 141, p. 727 - 738, 2015.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. Fitofisionomias do bioma Cerrado. Embrapa Cerrados-Capítulo em livro científico (ALICE), 1998.

RICIERI, R.P. Modelos de estimativa e avaliação dos métodos de medida da radiação solar difusa, UNESP, Botucatu, 1998. 81 p. Tese (Doutorado) – Programa de Pós Graduação em Energia na Agricultura - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agronômicas, Botucatu, 1998.

RIZOU, Maria; NNADI, Fidelia. Land use feedback on clear sky downward longwave radiation: a land use adapted model. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 11, p. 1479-1496, 2007.

RODRIGUES, T. R.; CURADO, L. F. A.; NOVAIS, J. W. Z.; OLIVEIRA, A. G.; ROBERTO, S.; PAULO, S. R.; BIUDES, M. S.; NOGUEIRA, J. D. S. Distribuição dos componentes do balanço de energia do Pantanal Mato-grossense. **Revista de Ciências Agro-Ambientais, Alta Floresta-MT**, v.9, n.2, p.165 - 175, 2011.

RODRIGUES, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. D. A.; OLIVEIRA, R. G.; NOGUEIRA, J. D. S. Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of south central Mato Grosso, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 119, n. 1, p. 1-13, 2014.

RODRIGUES, T. R.; PAULO, S. R.; NOVAIS, J. W.; CURADO, L. F.; NOGUEIRA, J. S.; OLIVEIRA, R. G.; VOURLITIS, G. L. Temporal patterns of energy balance for a Brazilian tropical savanna under contrasting seasonal conditions. **International Journal of Atmospheric Sciences**, v. 2013, 2013.

RODRIGUES, T. R.; CURADO, L. F.; PEREIRA, V. M.; SANCHES, L.; NOGUEIRA, J. S. Hourly interaction between wind speed and energy fluxes in Brazilian Wetlands-Mato Grosso-Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 88, n. 4, p. 2195-2209, 2016.

RODRIGUES, THIAGO RANGEL. **Análise de parâmetros biofísicos que controlam o fluxo de calor latente em área de cerrado Campo Sujo**. 2014. (Tese de Doutorado em Física Ambiental) Cuiabá: Universidade Federal do Mato Grosso, Instituto de Física, Pós Graduação em Física Ambiental, 94p. 2014.

SAKURAI, K. The Sun as an Inconstant Star. **Space Science Reviews**, 38, p. 243 - 279, 1984.

SAN JOSÉ, J. J.; NIKONOVA, N.; BRACHO, R. Comparison of factors affecting water transfer in a cultivated paleotropical grass (*Brachiaria decumbens* Stapf) field and a neotropical savanna during the dry season of the Orinoco lowlands. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 5, p. 509-522, 1998.

SANO, E. E.; FERREIRA, L. G.; ASNER, G. P.; STEINKE, E. T. Spatial and temporal probabilities of obtaining cloud-free Landsat images over the Brazilian tropical savanna. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, n. 12, p. 2739-2752, 2007.

SANTOS, C. A. C. D.; SILVA, B. B. D.; RAO, T. V. R.; SATYAMURTY, P.; MANZI, A. O. Downward longwave radiation estimates for clear-sky conditions over northeast Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 3, p. 443-450, 2011.

SCHOLES, R. J.; ARCHER, S. R. Tree-grass interactions in savannas. **Annual review of Ecology and Systematics**, v. 28, n. 1, p. 517-544, 1997.

SEDLAR, Joseph; HOCK, Regine. Testing longwave radiation parameterizations under clear and overcast skies at Storglaciären, Sweden. **The Cryosphere**, v. 3, n. 1, p. 75-84, 2009.

SELLERS, W. D. **Physical Climatology**. Chicago and London: University of Chicago Press, v. 8, 272 p. 1965.

SICART, J. E.; HOCK, R.; RIBSTEIN, P.; CHAZARIN, J. P. Sky longwave radiation on tropical Andean glaciers: parameterization and sensitivity to atmospheric variables. **Journal of Glaciology**, v. 56, n. 199, p. 854-860, 2010.

SILVA, G. B. S. **Dados MODIS para detecção de alterações antrópicas no Cerrado Matogrossense. 2009. 113p.** 2009. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

SILVA, R. C.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O.; SOUZA, A. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal Sul-Matogrossense durante o período seco de 1999. In: **XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR.** 2002.

SILVA CORREIA, F.W. Estudo do Balanço de Radiação em Área de Policultivo na Amazônia. São José dos Campos: INPE. 137p. (INPE-8176-TDI/758). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.

SNELL, H. E.; ANDERSON, G. P.; WANG, J.; MONCET, J. L.; CHETWYND, J. H.; ENGLISH, S. J. Validation of FASE (FASCODE for the environment) and MODTRAN3: Updates and comparisons with clear-sky measurements. In: **Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere III**. International Society for Optics and Photonics, 1995. p. 194-205.

SOTIROVSKI, P. The Sun as a Star. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, A271, p. 238 - 246, 1988.

SUGITA, Michiaki; BRUTSAERT, Wilfried. Cloud effect in the estimation of instantaneous downward longwave radiation. **Water Resources Research**, v. 29, n. 3, p. 599-605, 1993.

SUN, W. Y.; WU, J. A Study of the Bremsstrahlung of Plasma at About 1 A.U. in Times of Quiet Sun and Flare Activity. **Chinese Astronomy and Astrophysics**, Beijing, 29, p. 149 - 158, 2005.

SWINBANK, W. C. Long-Wave Radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 89, n. 381, p. 339-348, 1963.

VAREJÃO SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. 2. ed. Brasília: Pax Gráfica e Editora Ltda., 532 p. 2001.

VAULIN, N. A.; KAVERÍN, N. S.; KORSHUNOV, A. I.; PANFILOV, Y. D.; TIKHOMIROV, V. A.; KHOLODILOV, N. N. Radiospectrograph for Studying the Fine Structure of the Spectrum of the Solar Radiation S-Component Over 4.0 - 7.0 GHz. **Translated from Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedenii**, 21, n. 2, p. 289 - 294, 1978.

VÁZQUEZ, M.; VAQUERO, J. M. **The Sun Recorded Through History: Scientific Data Extracted from Historical Documents**. Springer-Verlag New York, 2009.

VIANELO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa: UFRV, 448 p., 2000.

VIEIRA, L. Meteorologia e climatologia agrícola: notas de aula. 2009. Disponível em: < <http://www.dea.uem.br/disciplinas/meteorologia/meteorologiaagricola.pdf> >. Acesso em 04 de junho de 2018

VILANI, M. T.; SANCHES, L.; PINHEIRO, M. R.; BORGES P. J. O. Estimativa da radiação de onda longa incidente em uma floresta semidecídua tropical da Bacia Amazônica. **Ciência e Natura**, v. 32, n. 1, 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.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. Elsevier, 2006.

WANG, Tianxing; YAN, Guangjian; CHEN, Ling. Consistent retrieval methods to estimate land surface shortwave and longwave radiative flux components under clear-sky conditions. **Remote sensing of environment**, v. 124, p. 61-71, 2012.

WYREPKOWSKI, Carlos César et al. Composição multielementar e fontes de emissão de aerossóis atmosféricos em Cuiabá de 1992 à 1995. **Ciência e Natura**, v. 29, n. 2, p. 27, 2007.