

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

ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA  
ATMOSFÉRICA HORÁRIA NO ESTADO DE MATO GROSSO

CARLOS ALEXANDRE SANTOS QUERINO

MARCELO SACARDI BIUDES

Cuiabá, MT  
Dezembro de 2016

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

ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA  
ATMOSFÉRICA HORÁRIA NO ESTADO DE MATO GROSSO

CARLOS ALEXANDRE SANTOS QUERINO

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

ORIENTADOR: Prof. Dr. MARCELO SACARDI BIUDES

Cuiabá, MT  
Dezembro de 2016

Q4e Querino, Carlos Alexandre Santos.  
Estimativa da radiação de onda longa atmosférica horária no estado de  
Mato Grosso / Carlos Alexandre Santos Querino. -- 2016  
xv, 56 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Marcelo Sacardi Biudes.  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de  
Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2016.  
Inclui bibliografia.

1. Energia. 2. Atmosfera. 3. Modelos. 4. Pantanal. 5. Amazônia. I.  
Título.

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

**FOLHA DE APROVAÇÃO**

**TÍTULO: ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA  
ATMOSFÉRICA HORÁRIA NO ESTADO DE MATO GROSSO**

**AUTOR: CARLOS ALEXANDRE SANTOS QUERINO**

Tese de Doutorado defendida e aprovada em 05 de dezembro de 2016, pela comissão julgadora:

  
Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes  
Orientador

Instituto de Física - UFMT

  
Prof. Dra. Nadja Gomes Machado  
Examinadora Interna

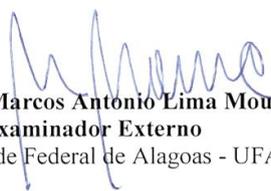
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia  
de Mato Grosso – IFMT

  
Prof. Dr. Leone Francisco Amorim Curado  
Examinador Interno

Instituto de Física - UFMT

  
Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva  
Examinador Externo

Universidade Federal de Campina Grande - UFCG

  
Prof. Dr. Marcos Antonio Lima Moura  
Examinador Externo  
Universidade Federal de Alagoas - UFAL

## DEDICATÓRIA

Dedico aos meus pais, irmão e irmã, e minha tia Vera (*in memoriam*) que sempre me incentivaram a seguir em frente e não desistir dos meus sonhos. A minha esposa Juliane Querino e meus filhos Bernardo e Cauã pela compreensão e amor em todos os momentos.

## **AGRADECIMENTOS**

- Ao professor Dr. Marcelo Biudes que além de sua dedicação e empenho em me ajudar em todas as etapas do doutorado, abriu as portas de sua residência sempre que foi necessário.
- A professora Dra. Nadja Machado, pelas valiosas dicas e discussões.
- Aos Profs. Drs. José Nogueira (Paraná) e Milton Campos e demais colegas da UFAM, que de forma direta e indireta contribuíram para a celebração do convênio DINTER UFAM/UFMT.
- Ao colega Prof. Dr. José Maurício pelo empenho na parte burocrática do convênio DINTER UFAM/UFMT.
- Aos colegas e amigos de sala do SIPAM, Luiz Alves e Marcelo Gama, pelas discussões sobre os mais diversos temas da Meteorologia, pelas brincadeiras que nos descontraem, bem como por cobrirem minhas saídas quando necessárias para as viagens até Cuiabá.
- Aos demais colegas e amigos do SIPAM pelos momentos de descontração e boas risadas.
- Aos membros da banca, professores Dr. Marcos Moura, Dr. Bernardo Barbosa, Nadja Gomes e Dr. Leone Curado, pelas valiosas contribuições para melhoria deste trabalho.
- A chefia imediata do SIPAM que em momento algum se opôs as minhas saídas para o desenvolvimento deste doutorado.
- A minha cunhada Fernanda Karla que se dispôs a cuidar dos meus filhos nos momentos em que estive atarefado com o doutorado.
- A CAPES, por possibilitar o financiamento do programa DINTER UFAM/UFMT.

*A Estrada*

*... "Você não sabe o quanto eu caminhei  
Para chegar até aqui  
Percorri milhas e milhas antes de dormir  
Eu nem cochilei  
Os mais belos montes escalei  
Nas noites escuras de frio chorei  
A vida ensina e o tempo traz o tom  
Para nascer uma canção  
Com a fé do dia a dia encontro a solução  
Encontro a solução  
Quando bate a saudade eu vou para o mar"...*

*Bino, Lazão, da Gama e Toni Garrido*

# SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS .....	ix
LISTA DE TABELAS .....	xi
LISTA DE ABREVIACÕES E SÍMBOLOS.....	xii
RESUMO .....	xiv
ABSTRACT .....	xv
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1. PROBLEMÁTICA .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2. JUSTIFICATIVA .....</b>	<b>1</b>
<b>1.3. OBJETIVOS .....</b>	<b>2</b>
<b>1.3.1. Objetivo Geral .....</b>	<b>2</b>
<b>1.3.2. Objetivos Específicos .....</b>	<b>2</b>
<b>1.4. HIPÓTESE.....</b>	<b>3</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>4</b>
<b>2.1. RADIAÇÃO SOLAR .....</b>	<b>4</b>
<b>2.1.1. O Sol .....</b>	<b>4</b>
<b>2.1.2. Espectro da Radiação Solar .....</b>	<b>6</b>
<b>2.1.3. Interação da Radiação Solar com a Atmosfera Terrestre.....</b>	<b>7</b>
<b>2.2. RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA DE ONDA LONGA (OL<sub>Atm</sub>).....</b>	<b>9</b>
<b>2.2.1. Origem e Medida da OL<sub>Atm</sub>.....</b>	<b>9</b>
<b>2.2.2. Modelos de Estimativa da OL<sub>Atm</sub>.....</b>	<b>10</b>
<b>2.3. SISTEMAS METEOROLÓGICOS QUE ATUAM SOBRE O MATO GROSSO .....</b>	<b>15</b>
<b>2.3.1. Alta da Bolívia (AB).....</b>	<b>15</b>
<b>2.3.2. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) .....</b>	<b>17</b>
<b>2.3.3. Sistemas Frontais (Friagens).....</b>	<b>18</b>
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>21</b>
<b>3.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>21</b>
<b>3.2. AQUISIÇÃO DOS DADOS METEOROLÓGICOS .....</b>	<b>22</b>
<b>3.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS .....</b>	<b>24</b>

3.4.	ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA	
	25	
3.5.	ANÁLISE ESTATÍSTICA .....	26
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	28
4.1.	NORTE DO MATO GROSSO - FAZENDA SÃO NICOLAU (FSN)..	28
4.1.1.	Variáveis Meteorológicas.....	28
4.1.2.	Estimativas da Radiação de Onda Longa Atmosférica (OL <sub>Atm</sub> )....	32
4.2.	SUL DO MATO GROSSO - BAÍA DAS PEDRAS .....	37
4.2.1.	Variáveis Meteorológicas.....	37
4.2.2.	Estimativas da Radiação de Onda Longa Atmosférica (OL <sub>Atm</sub> )....	42
5.	CONCLUSÃO .....	48
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	49

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Imagem ilustrativa da estrutura física do Sol. .... 5
- Figura 2** - Limites aproximados das faixas espectrais da radiação emitida pelo Sol em nm. Em destaque, o range do espectro visível. .... 6
- Figura 3** - Curva de absorção do espectro da radiação solar pelos gases da atmosfera terrestre..... 8
- Figura 4** - Linhas de corrente em 250 hPa mostrando o posicionamento médio da Alta da Bolívia (AB) sobre a América do Sul..... 16
- Figura 5** – Campo de pressão, a esquerda, e imagem, de satélite, Ilustração do fenômeno de ZCAS sobre parte do Brasil..... 17
- Figura 6** - Anomalia de temperatura (a esquerda) e isóbaras em baixos níveis da atmosfera, demonstrando um evento friagem ocorrido em agosto de 2016. .... 19
- Figura 7** - Localização do município de Poconé, Pantanal mato-grossense e Cotriguaçu, noroeste do Mato Grosso, onde se encontram instaladas as torres de medidas meteorológica na Estancia Ecológica do Parque Baía das Pedras - BDP, SESC – Pantanal e nas dependências da Fazenda São Nicolau – FSN, respectivamente..... 22
- Figura 8** – Fluxograma de processamento e separação dos dados utilizados em ambos os sítios experimentais..... 25
- Figura 9** - Precipitação medida e normal climatológica provisória (a), Radiação Solar Global (b), Onda longa (c), Saldo de Radiação (d), Temperatura do Ar medida e normal climatológica provisória (e) e Umidade Relativa do Ar medida e normal climatológica provisória (f) para o sítio experimental Fazenda São Nicolau (FSN), entre 2002-2003. .... 29
- Figura 10** - Dia médio da radiação de onda longa atmosférica OLA<sub>tm</sub> medida e estimada pelos 5 modelos parametrizados, nas condições de dados geral (a), de dias Claros (C) e Parcialmente Nublado (PN) com dados gerais (b), dias Claro e Parcialmente Nublado (PN) na estação chuvosa (c) e dias Claro e Parcialmente Nublado (PN) na estação seca (d) ..... 36
- Figura 11** - Precipitação medida e normal climatológica (a), Radiação Solar Global (b), Onda longa (c), Saldo de Radiação (d), Temperatura do Ar medida e normal

climatológica (e) e Umidade Relativa do Ar (f) medida e normal climatológica para o sítio Baía das Pedras, entre 2014-2015 ..... 39

**Figura 12** - Dia médio da radiação de onda longa atmosférica  $OL_{Atm}$  medida e estimada pelos 5 modelos parametrizados, nas condições geral (a), de dias Claros (C) e Parcialmente Nublado (PN) com dados gerais (b), dias Claros (C) e Parcialmente Nublado (PN) na estação chuvosa (c) e dias Claros (C) e Parcialmente Nublado (PN) na estação seca (d)..... 46

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** - Variáveis medidas, modelo e altura dos equipamentos instalados nos sítios Fazenda São Nicolau e Baía das Pedras. .... 23
- Tabela 2** - Métodos e respectivos modelos propostos para estimativa da emissividade atmosférica sem a parametrização para o local de estudo..... 26
- Tabela 3** - Coeficiente de correlação de Pearson (r) com nível de significância de 95%, das médias mensais, no sítio experimental Fazenda São Nicolau – FSN..... 32
- Tabela 4** - Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (PMRE), e os respectivos coeficientes de estimativa d de Willmott e r de Pearson para modelos simulados em diferentes condições, antes da parametrização, para o sítio experimental Fazenda São Nicolau- FSN. .... 34
- Tabela 5** - Equações parametrizadas, Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (PMRE) coeficientes de estimativa d de Willmott, r de Pearson e diferença entre as médias diárias dos valores medidos ( $OL_{Atm}$ ) e estimados (Modelos) após a parametrização, para o sítio experimental Fazenda São Nicolau FSN..... 35
- Tabela 6** - Coeficiente de correlação de Pearson (r) com nível de significância de 95%, das médias mensais, no sítio experimental Baía das Pedras – BDP. .... 41
- Tabela 7** - Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (PMRE) e os respectivos coeficientes de correlação d de Willmott e r de Pearson para modelos simulados em diferentes condições, antes da parametrização, para o sítio experimental de Baía das Pedras - BDP..... 44
- Tabela 8** - Equações parametrizadas, Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (PMRE), coeficientes de estimativa d de Willmott, r de Pearson e diferença entre as médias diárias dos valores medidos ( $OL_{Atm}$ ) e estimados (Modelos) para modelos simulados em diferentes condições, após a parametrização, para o sítio experimental de Baía das Pedras - BDP. .... 45

## LISTA DE ABREVIÇÕES E SÍMBOLOS

<b>OL</b>	–	Radiação de Onda Longa
<b>OC</b>	–	Radiação de Onda Curta
<b>OL<sub>Atm</sub></b>	–	Radiação de Onda Longa Atmosférica
<b>OL<sub>Sup</sub></b>	–	Radiação de Onda Longa Superficial
<b><math>\varepsilon</math></b>	–	Emissividade
<b>UA</b>	–	Unidade Astronômica
<b>H</b>	–	Hidrogênio
<b>He</b>	–	Hélio
<b>N</b>	–	Nitrogênio
<b>Ne</b>	–	Neon
<b>Fe</b>	–	Ferro
<b>Si</b>	–	Silício
<b>Mg</b>	–	Magnésio
<b>S</b>	–	Enxofre
<b>Ca</b>	–	Cálcio
<b>O<sub>3</sub></b>	–	Composição Química do Ozônio
<b>CO<sub>2</sub></b>	–	Composição Química do Dióxido de Carbono
<b>H<sub>2</sub>O</b>	–	Composição Química da molécula de Água
<b>O<sub>2</sub></b>	–	Composição Química do Oxigênio
<b>R<sub>g</sub></b>	–	Radiação Solar Global
<b>OMM</b>	–	Organização Mundial de Meteorologia
<b>WMO</b>	–	World Meteorological Organization
<b>AB</b>	–	Alta da Bolívia
<b>ZCAS</b>	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
<b>BCH</b>	–	Baixa do Chaco
<b>EN</b>	–	El Niño
<b>LN</b>	–	La Niña
<b>INPE</b>	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

<b>CPTEC</b>	–	Centro de Previsão de Tempo e Clima
<b>GPT</b>	–	Grupo de Previsão do Tempo
<b>BDP</b>	–	Baía das Pedras
<b>FSN</b>	–	Fazenda São Nicolau
<b><math>R_{g\_Ref}</math></b>	–	Radiação Solar Refletida
<b>Ppt</b>	–	Precipitação
<b><math>T_{ar}</math></b>	–	Temperatura do Ar
<b>UR</b>	–	Umidade Relativa do AR
<b>C</b>	–	Dias Claros
<b>PN</b>	–	Dia Parcialmente Nublado
<b><math>K_t</math></b>	–	Transmissividade Atmosférica
<b><math>R_o</math></b>	–	Radiação Solar no Topo da Atmosfera
<b><math>d_r</math></b>	–	Distância Média Terra Sol
<b><math>\delta</math></b>	–	Declinação Solar
<b>h</b>	–	Ângulo Horário
<b><math>\varphi</math></b>	–	Latitude Local
<b><math>e_a</math></b>	–	Pressão de Vapor D'água
<b>CLA</b>	–	Camada Limite Atmosférica
<b>MAE</b>	–	Erro Médio Absoluto
<b>RMSE</b>	–	Raiz do Erro Médio Quadrático
<b>PMRE</b>	–	Erro Percentual Médio Relativo
<b><math>d</math></b>	–	Coefficiente de Correlação de Willmott
<b><math>r</math></b>	–	Coefficiente de Correlação de Spearman
<b><math>R_{net}</math></b>	–	Saldo de Radiação Superficial

## RESUMO

QUERINO, C. A. S. **Estimativa da radiação de onda longa atmosférica horária no estado de Mato Grosso**. Cuiabá, 2016, 85f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

A radiação de onda longa atmosférica é essencial para estudos de balanços energéticos na interação biosfera-atmosfera. A disponibilidade dessas medidas ainda é precária, devido ao alto custo dos equipamentos que fazem essas medidas. Assim, faz-se necessário o emprego de modelos que estimam a radiação de onda longa atmosférica a partir de dados normalmente coletados em estações meteorológicas e torres micrometeorológicas. O objetivo dessa pesquisa foi avaliar alguns modelos de estimativa da radiação de onda longa da atmosfera na região norte e sul de Mato Grosso. Os dados foram coletados nos sítios experimentais Baía das Pedras (2014 – 2015), localizado no pantanal mato-grossense, e na Fazenda São Nicolau (2002 – 2003), localizada no noroeste do Mato Grosso. Os dados foram processados em médias horária, diária e mensal, sazonais (estações seca e chuvosa) e em dias claro e parcialmente nublado. Os modelos de Swinbank (1962), Idso & Jackson (1969), Idso (1981), Prata (1996) e Duarte et al. (1996) foram testados e parametrizados para as regiões estudadas. A avaliação dos modelos foi baseada na análise do erro médio, raiz quadrada do erro quadrado médio, erro médio absoluto, coeficiente de Pearson ( $r$ ) e coeficiente de Willmott ( $d$ ). Todos os modelos de estimativa da radiação de onda longa na região do Pantanal, com exceção do Idso (1981), apresentaram erros elevados antes da parametrização sem classificação quanto à nebulosidade ou estação do ano. Após a parametrização, o modelo de Swinbank (1963) continuou apresentando o pior desempenho, enquanto todos os demais apresentaram menores erros e maiores coeficientes de correlação e de Willmott. Em relação à separação em dias de céu claro e parcialmente nublado, todos os modelos apresentaram melhoras, exceto o modelo de Swinbank (1963). Ao separar os dados de acordo com nebulosidade e a sazonalidade, todos os modelos pioraram seus desempenhos. Na região da Fazenda São Nicolau, sem exceção, os modelos necessitaram de parametrização, pois apresentaram erros elevados e baixos coeficientes de correlação e de Willmott. Depois de reparametrizados, todos os modelos diminuíram seus erros e aumentaram os coeficientes de correlação e de Willmott. Os modelos de Idso (1981) e Swinbank (1962) apresentaram melhor e pior desempenho, respectivamente, na região da Fazenda São Nicolau. Não foi verificada melhora no desempenho dos modelos ao se classificar quanto à nebulosidade e sazonalidade na região da Fazenda São Nicolau. Então, conclui-se que os modelos de Idso & Jackson (1969), Idso (1981), Prata (1996) e Duarte et al. (2006), podem ser aplicados sem a necessidade de classificação quanto à nebulosidade e sazonalidade em ambos os sítios. O modelo de Idso apresentou pouca diferença entre os erros pós parametrização, podendo o mesmo ser aplicado sem a reparametrização em ambas regiões estudadas.

**Palavras chave:** Energia, atmosfera, modelos, Pantanal e Amazônia.

## ABSTRACT

QUERINO, C. A. S. **Hourly atmospheric longwave radiation estimate in Mato Grosso state.** Cuiabá, 2016, 85f. Thesis (Doctorate in Environmental Physics) – Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

The atmospheric long-wave radiation is essential for studies of energy balances in the biosphere-atmosphere interaction. However, the availability of these measurements still is precarious due to the high cost of the equipment that carries out these measures. Thus, it is necessary to use models that estimate long-wave atmospheric radiation from the most common data found in meteorological stations. The main aim of this thesis was to evaluate some models to estimate the atmospheric long-wave radiation in the north and south region of the Mato Grosso state. The data were collected at the Baía das Pedras (2014 - 2015) experimental site, located in the Mato Grosso Pantanal, and at Fazenda São Nicolau (2002 - 2003), located in northwestern of Mato Grosso. Data were processed in hourly, daily, monthly, seasonal (dry and rainy seasons) and on clear and partly cloudy days averaged. The models of Swinbank (1962), Idso & Jackson (1969), Idso (1981), Prata (1996) and Duarte et al. (1996) were tested and parameterized for the studied regions. The evaluation of the models was based on the analysis of the mean error, square root of mean square error, absolute mean error, Pearson's coefficient ( $r$ ) and Willmott's coefficient ( $d$ ). All atmospheric of long-wave radiation models in the Pantanal region, excepted of Idso (1981), presented high errors before parametrization without classification for cloudiness or season of the year. After parameterization, the Swinbank model (1963) kept presenting the worst performance, while all the others presented lower errors and higher Pearson's correlation and Willmott's coefficient. Regarding the separation on clear and partly cloudy days, all models had showed improvements, except the Swinbank model (1963). By separating the data according to cloudiness and seasonality, all models have showed worst performance. All models applied in the region of São Nicolau Farm, with no exception, required parameterization, as they presented high errors and low correlation coefficients ( $r$ ) and Willmott ( $d$ ). After parameterizing, all models reduced their errors and increased the correlation coefficients ( $r$ ) and Willmott ( $d$ ). The models of Idso (1981) and Swinbank (1962) had presented better and worse performance, respectively, in that region of Fazenda São Nicolau. There was no improvement in the performance of the models when classifying themselves in terms of cloudiness and seasonality in that region. Then, we conclude that the models of Idso & Jackson (1981), Idso (1981), Prata (1996) and Duarte et al. (2006), can be applied without the need to be classified as cloudiness and seasonality in the Pantanal region; And the Idso model (1981) in the region of Fazenda São Nicolau. The Idso's model have presented low difference among the post-parameterization errors, implying that it could be applied without reparameterization in both studied regions.

**Keywords:** Energy, Atmosphere, models, Pantanal and Amazonia.

## **1. INTRODUÇÃO**

### **1.1. PROBLEMÁTICA**

A  $OL_{Atm}$  está ligada ao montante de gases atmosféricos e, conseqüentemente, à temperatura do ar, sendo assim, elemento fundamental em estudos relacionados ao aquecimento global. Por ser um componente crítico no fluxo de energia global, alteração no comportamento médio da radiação de onda longa atmosférica sobre diferentes biomas como floresta amazônica e o Pantanal, pode estar atrelada a mudanças de clima. Assim, a compreensão da emissão da  $OL_{Atm}$  é crucial para estudos climáticos, pois seu fluxo é um importante componente da troca radiativa no nível da superfície.

Entretanto, medida de  $OL_{Atm}$  é bastante onerosa e difícil de ser encontrada e realizada. Então, faz-se necessário encontrar alternativas menos dispendiosas como a estimativa com maior precisão dessa componente. Por isso, diversos modelos, baseados em ajustes estatísticos entre a radiação atmosférica e parâmetros de superfície, como temperatura do ar e pressão de vapor d'água, vêm sendo empregados na tentativa de se conseguir uma melhor acurácia na estimativa da  $OL_{Atm}$ . A estimativa da  $OL_{Atm}$  é resultante da equação de Stefan-Boltzmann que considera a emissividade ( $\epsilon$ ) e a temperatura da superfície de um corpo, como por exemplo da atmosfera onde a temperatura e a pressão de vapor d'água não são constantes, o que torna imperativo a parametrização dos modelos em diferentes condições meteorológicas, uma vez que quase todos esses modelos foram desenvolvidos para uma região ou zona climática específica.

### **1.2. JUSTIFICATIVA**

O Mato Grosso desponta como um dos maiores estados brasileiros produtores de grãos, ocupando a segunda posição com 24% da produção brasileira. Entre as culturas com maior destaque estão a soja (24,7%), a cana-de-açúcar (19,8%) e o

milho (13,2%). Para atingir esse nível de produção, aproximadamente 60% do estado encontra-se desmatado, seja para a implementação das áreas agrícolas ou para abertura de pastos para criação de gado. Esse desmatamento altera o clima em escala regional devido à alteração no balanço de radiação e, conseqüentemente, energético superficial.

O clima no Mato Grosso se caracteriza por elevada precipitação, com totais pluviométricos maiores que 1800 mm na região norte e em torno de 1400 mm na região sul do estado. Esse padrão pluviométrico é governado principalmente por sistemas de larga escala, mas também influenciado por fenômenos de escala regional. Assim, alterações na cobertura do solo podem modificar o padrão de transporte de vapor d'água para a atmosfera e, conseqüentemente, modifica o padrão de variação da radiação de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície. Nesse sentido, fica evidente a real necessidade de estudos a respeito do padrão da radiação de onda longa atmosférica e de modelos de estimativa desta variável nas regiões norte e sul do Mato Grosso.

### **1.3. OBJETIVOS**

#### **1.3.1. Objetivo Geral**

Avaliar alguns modelos de estimativa da radiação de onda longa da atmosfera na região norte e sul de Mato Grosso.

#### **1.3.2. Objetivos Específicos**

- Analisar a sazonalidade de variáveis micrometeorológicas nas duas áreas de estudo;
- Avaliar o desempenho de modelos de estimativa de radiação de onda longa sob diferentes condições de nebulosidade e sazonalidade nas duas áreas de estudo;
- Parametrizar os modelos estudados sob diferentes condições de nebulosidade e sazonalidade nas duas áreas de estudo.

#### **1.4. HIPÓTESE**

A hipótese deste trabalho é que os modelos de  $OL_{Atm}$  horária reparametrizados apresentam melhor desempenho que os originais.

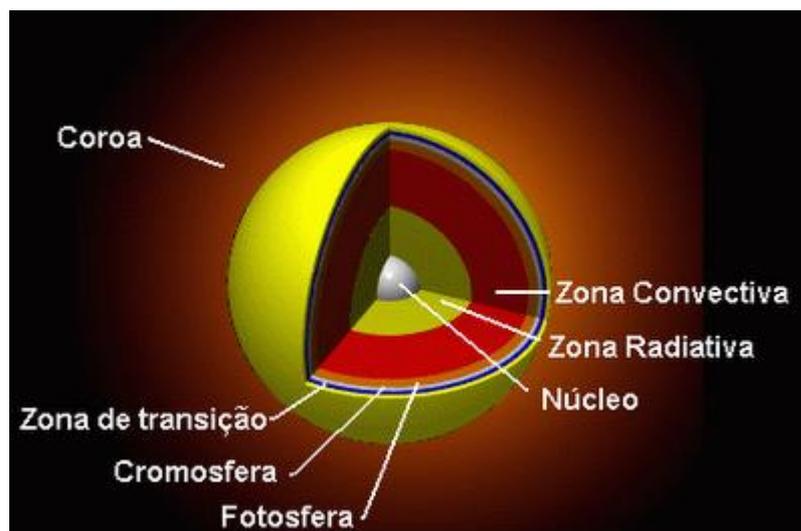
## **2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **2.1. RADIAÇÃO SOLAR**

#### **2.1.1. O Sol**

O Sol, que é uma das 100 bilhões de estrelas de nossa galáxia, 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 modesta 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). O Sol é considerado a principal fonte de energia para a vida terrestre, pois é a estrela que se encontra mais próxima da Terra (a distância média Terra – Sol, uma Unidade Astronômica – 1 U.A ou  $1,5 \times 10^8$  km), 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 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 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).



**FONTE:** [https://www.google.com.br/search?q=estrutura+f%C3%ADsica+do+sol&client=firefox-b&source=lnms&tbn=isch&sa=X&ved=0ahUKEwiJ0bjF763PAhWJjZAKHbSeC7QQ\\_AUICCgB&biw=1920&bih=1103#imgrc=Pep6PbvH2AklGM%3A](https://www.google.com.br/search?q=estrutura+f%C3%ADsica+do+sol&client=firefox-b&source=lnms&tbn=isch&sa=X&ved=0ahUKEwiJ0bjF763PAhWJjZAKHbSeC7QQ_AUICCgB&biw=1920&bih=1103#imgrc=Pep6PbvH2AklGM%3A)  
 Acessada: 26/09/2016 às 16:25hs.

**Figura 1** - Imagem ilustrativa da estrutura física do Sol.

A energia que o Sol produz é emitida continuamente e se origina basicamente devido a fusão entre 4 átomos de hidrogênio e um átomo de hélio ocorrida no núcleo solar (SAKURAI, 1984). Essa energia é transportada para as camadas mais externas através de irradiação e posteriormente por processos convectivos turbulentos ocorridos na zona de convecção, e a partir daí lançada para o espaço em forma de radiação eletromagnética (IQBAL, 1983; SOTIROVSKI, 1988).

A variação na quantidade de energia produzida pelo Sol está atrelada a atividade solar, que reflete processos nucleares em seu interior (RUSIN & ZVERKO, 1990). A atividade solar tende a variar em ciclos de aproximadamente 11 anos e é observada de acordo com o número, tamanho e duração de manchas na superfície do Sol (SOTIROVSKI, 1988). “Quando o número de manchas aumenta além do normal, o Sol é dito ativo, uma vez que elas intensificam o fluxo de partícula liberada para o espaço; caso contrário o Sol é considerado calmo” (VAREJÃO – SILVA, 2001, p. 204).

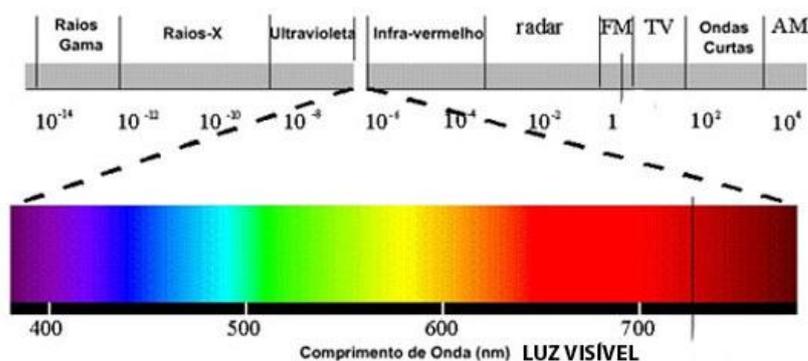
Outro indicador de atividade solar são os “*flares*”, que são explosões na superfície do Sol caracterizadas por liberar, de forma abrupta e em larga escala, grandes quantidades de energia da superfície solar (SUN & WU, 2005). Os “*flares*” injetam e emitem radiação para o espaço em todo o espectro, possuem tempo de vida por volta de 2 horas e atingem a Terra em algumas horas ou dias (SOTIROVSKI,

1988). A intensa presença de manchas solar e de “*flares*” emanam para o espaço um contínuo fluxo de partículas subatômicas devido a intensificação do vento solar que causa tempestades magnéticas e perturbam a ionosfera terrestre, gerando as auroras e provocando transtornos nas comunicações radiofônicas (VAREJÃO – SILVA, 2001, p. 204).

### 2.1.2. Espectro da Radiação Solar

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 comprimento de onda (VAULIN et al., 1978; VIANELO & ALVES, 2000).

O Sol emite desde raios gama até as ondas de rádio, sendo que 99% encontram-se no comprimento de ondas curtas, que vão desde os raios gama até o infravermelho próximo (Figura 2) (LIOU, 1980; RABELLO, 2016). Dentro do comprimento de ondas curtas, o Sol emite aproximadamente 9% no espectro ultravioleta, 45% no visível e 46% 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).



FONTE: (PROTECT, 2016)

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

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 (OC) e radiação de onda longa (OL), respectivamente (LIOU, 1980; VIANELO & ALVES, 2000).

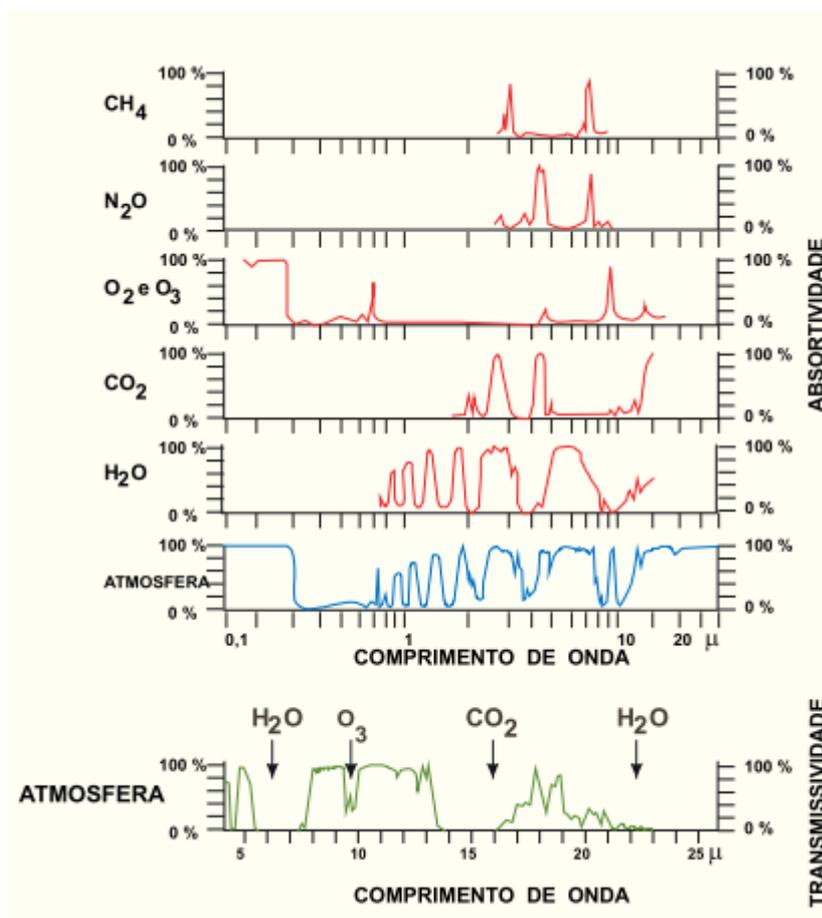
O comprimento de onda no infravermelho caracteriza-se por apresentar duas subdivisões; o infravermelho próximo, compreendido entre 0,77 – 25  $\mu\text{m}$  e o infravermelho longínquo entre 25 – 1000  $\mu\text{m}$  (VIANELO & ALVES, 2000). O infravermelho próximo estende-se do limite com o visível até aproximadamente 4  $\mu\text{m}$  e por isso ainda é denominado de radiação solar e a partir daí, é considerada radiação terrestre, ou seja, emitida pela Terra (WALLACE & HOBBS, 2006)

### **2.1.3. Interação da Radiação Solar com a Atmosfera Terrestre**

A radiação eletromagnética emitida pelo Sol e que atinge a Terra é denominada Radiação Solar no Topo da Atmosfera ( $R_o$ ) (LIOU, 1980). A  $R_o$  varia com a latitude e época do ano, além de ser fortemente dependente da obliquidade do eixo terrestre e do movimento de translação da Terra ao redor do Sol (VAN HEMELRIJCK, 1982; 1988). O conhecimento da distribuição da  $R_o$  é indispensável para estudos climáticos, de balanço de radiação e de comportamento dinâmico da atmosfera terrestre (VAN HEMELRIJCK & VERCHEVAL, 1981). A  $R_o$  é elemento importante nos vários métodos empíricos de estimativa da radiação global na superfície (QUERINO et al., 2011).

Ao atingir o topo da atmosfera terrestre, a radiação solar irá penetrar entre as mais diversas camadas até chegar à superfície. No entanto, a energia solar que incide no topo da atmosfera e atinge a superfície terrestre é modulada primordialmente pelas nuvens, sendo o processo de interação nuvens-radiação um dos mais importantes no controle climático (LI, BARKER & MOREAU, 1995). Além das nuvens, a presença de aerossóis, que irá espalhar a radiação, bem como os gases que naturalmente compõem a atmosfera terrestre, atenuam a radiação e fazem com que

uma quantidade inferior do que a que incidiu no topo da atmosfera atinja a superfície (ESCOBEDO et al., 2009). A absorção dentro de cada banda espectral da radiação solar, pelos gases da atmosfera terrestre, pode ser observada na Figura 3.



FONTE: (VAREJÃO – SILVA, 2001).

**Figura 3** - Curva de absorção do espectro da radiação solar pelos gases da atmosfera terrestre.

Aproximadamente 51% da radiação que atinge o topo da atmosfera irá atingir a superfície (OMETTO, 1981). A radiação que atinge a superfície da Terra por unidade de área e tempo é chamada de Radiação Solar Global ( $R_g$ ) (VIANELO & ALVES, 2000; VAREJÃO-SILVA, 2001). A  $R_g$  é composta basicamente por duas componentes, uma é a radiação solar que é espalhada ao atravessar a atmosfera terrestre denominada de radiação solar difusa. A segunda componente é aquela porção que atinge diretamente a superfície, sofrendo apenas a refração em seu caminho devido à mudança de densidade entre as camadas atmosféricas, chamada de radiação direta (QUERINO et al., 2011).

A  $R_g$  é considerada uma das principais variáveis nas mais diversas áreas de

atividades humanas, tais como agricultura, climatologia, energias renováveis, além de ser a principal fonte de energia para todos os fluxos energéticos no sistema solo-planta-atmosfera (DOS SANTOS et al., 2014). Dentre os exemplos mencionados, a  $R_g$  é considerada a principal fonte de energia que deve ser estudada para aplicação em designer e construção de sistemas de energia solar, projetos arquitetônicos, evaporação e evapotranspiração das águas superficiais, fotossíntese das plantas, entre outros (DUZEN & AYDIN, 2012).

Atualmente, diversos estudos sobre  $R_g$  têm sido empregados no mundo, pois é considerada a forma de energia ambientalmente mais amigável e fonte inesgotável para as futuras gerações (SEN, 2007). Nos últimos anos, devido ao rápido crescimento econômico de algumas regiões mundiais, houve um aumento da demanda por energia, forçando a busca por fontes alternativas de energia. Assim, o conhecimento do comportamento de  $R_g$  ao longo do ano tem se tornado crucial na decisão de instalação ou não de usinas elétricas solar em determinadas regiões (HASHUA et al., 2011).

No entanto, medidas de  $R_g$  bem como de suas componentes, são difíceis de serem encontradas em um grande número de estações; então, diversos modelos têm sido utilizados para suas estimativas (CHANDEL & AGGARWAL, 2011). O primeiro modelo empírico utilizado para se estimar a quantidade diária de radiação solar que atinge uma determinada superfície foi proposto por Angström em 1924, utilizando o brilho solar, que sugeriu uma relação linear, mas era apenas aplicável a dias claros (HASHUA et al., 2011). Contudo, as principais estações meteorológicas medem parâmetros como brilho solar, temperatura e umidade relativa do ar e precipitação, e por isso têm sido usado em vários modelos de estimativa de  $R_g$ , os quais levam em consideração essas variáveis em suas estimativas (DUZEN & AYDIN, 2012).

## **2.2. RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA DE ONDA LONGA ( $OL_{Atm}$ )**

### **2.2.1. Origem e Medida da $OL_{Atm}$**

A Radiação de Onda Longa Atmosférica -  $OL_{Atm}$  é oriunda absorção e emissão 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; GALVÃO & FISCH, 2000; DAI & FANG, 2014). O vapor d'água é peça fundamental no balanço radiativo devido a sua abundância na atmosfera, sensibilidade a mudança de temperatura e conseqüentemente, na absorção e emissão de  $OL_{Atm}$  (RÄDEL et al., 2015). A  $OL_{Atm}$  é de extrema importância para estudo envolvendo mudanças climáticas por estar atrelada a mudanças na temperatura do ar (AGUILAR et al., 2015).

Assim, a  $OL_{Atm}$  é essencial para o entendimento do balanço energético superficial e para as trocas de calor na interface superfície-atmosfera, uma vez que é necessária para se calcular a energia disponível para o ambiente (AGUIAR et al., 2011). O entendimento dos fluxos radiativos de onda longa é um elemento fundamental em pesquisas relacionadas a mudanças climáticas, bem como, um importante parâmetro nos modelos de previsão de tempo (AGUILAR et al., 2015).

Por conta do alto custo dos equipamentos utilizados para se medir OL, esse tipo de medida não é comum em estações meteorológicas, pois de acordo com a OMM, essas estações devem reunir, basicamente, observações de pressão atmosférica, direção e velocidade do vento, temperatura e umidade relativa do ar e precipitação (WMO, 2003; DUARTE et al., 2006; AGUILAR et al., 2015).

Há uma crescente necessidade em várias áreas da pesquisa para se ter medidas contínuas de  $OL_{Atm}$  (AGUILAR et al., 2015). A  $OL_{Atm}$  medida é normalmente utilizada em estudos nas áreas de agricultura, ciências biológicas e engenharias, sendo determinada em estudos que envolvam previsão de tempo e clima, crescimento de plantas, planejamento do uso de recursos hídricos, etc, por meio de modelos empíricos (KJAERGAARD et al., 2007).

### **2.2.2. Modelos de Estimativa da $OL_{Atm}$**

Medidas de  $OL_{Atm}$  são bastante onerosas e difíceis de ser encontradas e, por isso, diversos modelos, oriundos da equação de Stefan-Boltzmann, vêm sendo empregados para se estimar a  $OL_{Atm}$  (DUARTE et al., 2006). Ainda segundo os autores, como a atmosfera não possui temperatura constante, torna-se necessário a parametrização local da emissividade, que depende da temperatura do ar.

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).

No entanto, apesar de toda essa importância, estudos envolvendo modelos  $OL_{Atm}$  ainda são limitados devido a magnitude das incertezas de suas estimativas (IZIOMON & MAYER, 2002). Essas incertezas das modelagens são, por vezes, devido à parametrização dos modelos terem sido feitas utilizando medidas indiretas da radiação de onda longa, que no geral, é estimada a partir de saldo de radiômetros (SOBRINHO, 2011).

#### **2.2.2.1. Modelo de Swinbank (1963)**

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 claro, baseado apenas na temperatura do ar (SWINBANK, 1963). Segundo o autor, sua investigação 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.

No entanto, não levar em consideração em sua estimativa o vapor d'água pode induzir erros que impliquem em péssimas estimativas. Em estudo para determinar o melhor modelo para estimativa da  $OL_{Atm}$  sobre a região de Ponto Grosso, 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.

Vilanni et al. (2011), 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.

Sobrinho (2011) 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 claro, mas não sendo aplicável para situação de céu parcialmente nublado ou nublado.

#### **2.2.2.2. Modelo de Idso & Jackson (1969)**

Idso & Jackson apresentaram considerações teóricas para demonstrar que a emitância efetiva da atmosfera é dependente da temperatura, mas não da maneira proposta por Swinbank em 1963 (IDSO & JACKSON, 1969). Os autores desenvolveram uma equação, que leva em consideração a relação entre água precipitável, pressão de vapor de saturação e temperatura do ar. 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 (2011) 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.

Em estudo proposto para parametrizar cinco modelos de estimativa de onda longa atmosférica e compará-los com dados medidos na região de Tabernas, Almería, Espanha, Alados et al. (2012) verificaram que após a parametrização da equação para o local de estudo, todos os modelos, exceto o de Idso & Jackson (1969), apresentaram erros negligenciáveis e atribuíram esse resultado a

consideração da pressão de vapor dos demais modelos.

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).

Outro estudo conduzido no norte da Ásia, buscou parametrizar 5 modelos e concluiu que, no geral, foi observada uma boa correlação entre os valores estimados e medidos em superfícies, mas que o modelo de Idso & Jackson (1969) foi o que obteve pior desempenho dentre todos testados (Sur et al., 2014).

### **2.2.2.3. Modelo de 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 da  $OL_{Atm}$ , além de ser aplicável para qualquer região que se encontre numa faixa de temperatura entre  $-10$  e  $+45^{\circ}C$  (IDSO, 1981). O autor concluiu que a inserção do vapor d'água na estimativa fornece resultados satisfatórios para modelar a estimativa da  $OL_{Atm}$  com dados de superfície.

Em estudos realizados, em áreas de pastagem e florestas no sul de Mato Grosso e Rondônia também se detectou que os melhores modelos foram aqueles que levaram em consideração o vapor d'água (GALVAÃO & FISH, 2000; AGUIAR et al., 2011).

No entanto, 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. Em experimento realizado em Ponta Grossa, Paraná, Duarte et al. (2006) parametrizaram e testaram vários modelos, incluindo o modelo de Idso (1981), para estimar a radiação de onda longa atmosférica sobre a região. Os autores concluíram que o modelo de Idso tende a superestimar quando aplicado em condição de céu claro. Ao avaliarem o desempenho de 9 equações para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Nordeste do Brasil, em condição de céu claro, Santos et al. (2011), observou que o modelo de Idso tende a subestimar os valores medidos.

#### **2.2.2.4. Modelo de Prata (1996)**

Prata (1996) propôs um novo modelo no qual leva em consideração temperatura do ar e pressão de vapor d'água para dias de céu claro, utilizando dados de sondagem na Austrália e ao redor do mundo. Posteriormente, o autor realizou testes usando dados observados, tanto em regiões polares, o que possibilitou testar o modelo sob condições de temperaturas abaixo de zero e baixa pressão de vapor d'água, bem como em regiões de deserto, o que possibilitou avaliar a performance do novo modelo considerando altas temperaturas e elevada concentração de aerossóis. O autor concluiu que estimativa da  $OL_{Atm}$  pode ser estimada utilizando um simples modelo exponencial e que a equação pode ser aplicada em atmosferas de latitudes polar, temperadas e tropical.

Estudo realizado no antepiano Andino acima de 3700 m entre duas cordilheiras localizadas no Peru e na Bolívia, testou 7 modelos para estimativa de onda longa atmosférica em condição de céu claro, incluindo o de Prata (1996), e mostrou que para essas condições todos os modelos superestimam a radiação de onda longa em relação aos dados medidos (LHOMME et al., 2007). Os autores atribuíram a esses resultados ao fator altitude, que não é considerado em nenhum dos modelos testados.

Ao comparar modelos de estimativa de radiação de onda longa atmosférica no período diurno e em condição de céu claro, com 32 anos de dados coletados no leste da Dinamarca, Kjaersgaard et al. (2007) concluíram que o modelo de Prata (1996) é um dos 4 recomendados para serem utilizados no cálculo de radiação de onda longa atmosférica em regiões de clima temperado.

#### **2.2.2.5. Modelo de Duarte et al. (2006)**

Duarte et al. (1996) investigaram diversos modelos tanto para situação de céu claro como para de céu nublado, na região de Ponta Grossa, Paraná, e realizaram a parametrização para os que apresentaram melhor performance. Os autores concluíram que o melhor modelo para a região, em situação de céu claro, no qual implicou na calibração para o local, foi o proposto por Brutsaert em 1975, e acreditam que esse resultado tenha sido obtido por que ele leva em consideração temperatura e pressão de vapor d'água superficial.

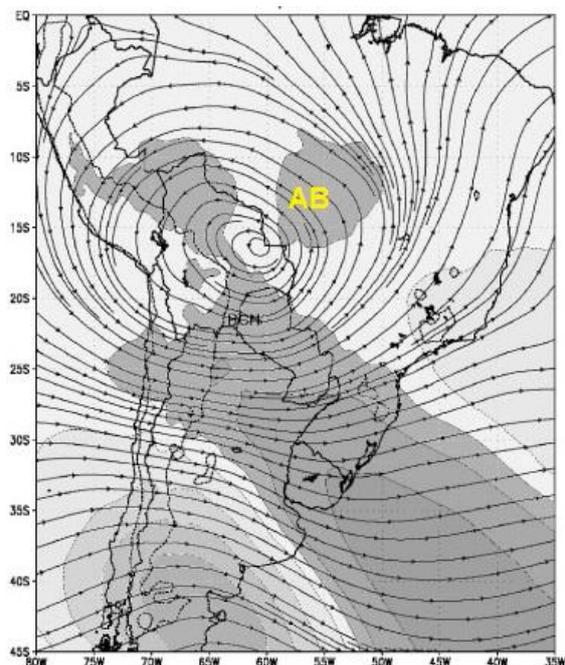
Santos et al. (2011), estudando a parametrização de modelos de estimativa de onda longa na região do Nordeste do Brasil, observaram que o modelo de Duarte et al. (2006) subestimou os resultados quando comparados com dados medidos em superfície. Sobrinho (2011) analisou 100 modelos de estimativa da radiação de onda longa no cerrado mato-grossense e concluiu que o modelo de Duarte et al. (2006) apresenta um péssimo desempenho quando analisada a classificação de acordo com o índice de Camargo & Sentelhas.

### **2.3. SISTEMAS METEOROLÓGICOS QUE ATUAM SOBRE O MATO GROSSO**

O regime pluviométrico da região é governado por sistemas meteorológicos de larga escala, como a atuação da Alta da Bolívia (AB), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Sistemas Frontais (ALVES, 2009; MACHADO et al., 2015).

#### **2.3.1. Alta da Bolívia (AB)**

A AB é defendida como um anticiclone em altos níveis da atmosfera originado devido ao forte aquecimento convectivo superficial (liberação de calor latente) sobre a região amazônica durante o verão, ocasionando dessa forma, a formação de nuvens convectivas geradoras de tempestades (ALVES, 2009). A AB é responsável pelas chuvas que ocorrem nas regiões Norte, Centro-oeste e parte do Nordeste brasileiro atingindo sua máxima intensidade entre os meses de dezembro e fevereiro e enfraquecendo entre abril e maio (FERREIRA et al., 2009).



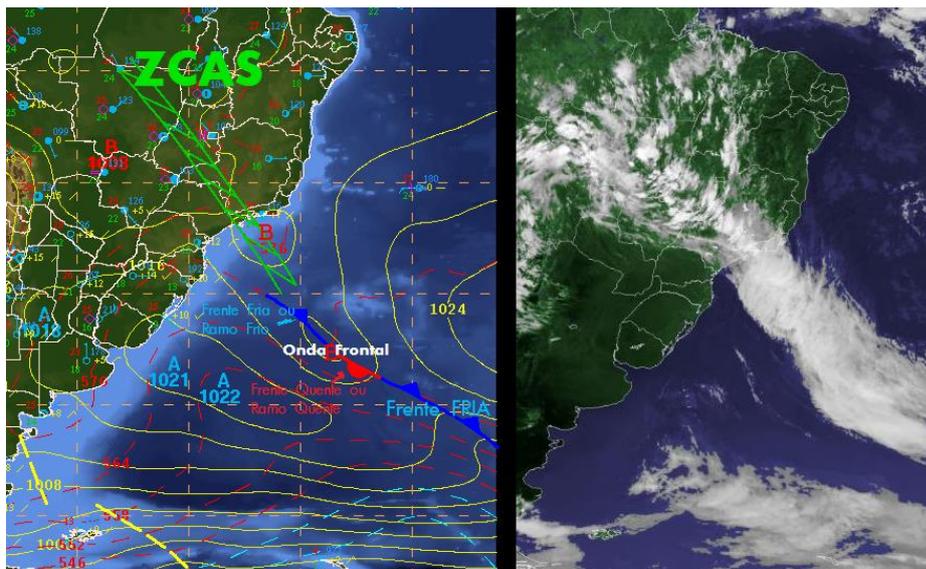
**FONTE:** (SELUCHI & GARREAUD, 2012) adaptada pelo autor.

**Figura 4** - Linhas de corrente em 250 hPa mostrando o posicionamento médio da Alta da Bolívia (AB) sobre a América do Sul.

Climatologicamente o centro da AB localiza-se entre 15°S e 67,5°W mas pode apresentar deslocamento mais para o norte, em meados do mês de dezembro, ou mais para o sul de sua posição após dezembro (JONES & HOREL, 1990) (Figura 4). A AB está associada a outro sistema denominado Baixa do Chaco (BCH) que é caracterizada como uma extensa e fraca depressão atmosférica localizada na região do Chaco entre a Bolívia e o Paraguai. Essa pequena depressão em baixos níveis (BCH), bem como o anticiclone em altos níveis (AB) estão associados a liberação de calor latente pela convecção devido ao aquecimento superficial (SELUCHI & GARREAUD, 2012). Ainda segundo os autores os mecanismos físicos diretamente responsáveis pela intensificação da BCH também estão vinculados à aproximação de perturbações frontais, que identificam a precipitação do tipo convectiva (que provoca liberação de calor latente), enquanto que os processos físicos atuantes durante o período de dissipação estão associados à aproximação de um sistema de alta pressão com características pós-frontais.

### 2.3.2. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é um sistema típico de verão da América do Sul e caracteriza-se pela formação de nebulosidade intensa, orientada no sentido noroeste-sudeste, estendendo-se da Amazônia até o sudoeste do Oceano Atlântico (ESCOBAR, 2014). A ZCAS está associada a uma zona de convergência de fluxo de umidade na baixa troposfera e influencia no regime pluviométrico desde o centro-sul da Região Norte até o norte do Paraná (FERREIRA et al., 2009) (Figura 5). Variações na organização espacial-temporal das ZCAS podem ser responsáveis pela ocorrência de eventos severos, como alagamento e deslizamentos de terra, ao passo que a ausência ou a supressão das chuvas oriundas desses sistemas, pode resultar em secas ou má distribuição das chuvas sobre regiões do território brasileiro (CARVALHO & JONES, 2009).



FONTE: CPTEC/INPE

**Figura 5** – Campo de pressão, a esquerda, e imagem, de satélite, Ilustração do fenômeno de ZCAS sobre parte do Brasil.

No entanto, esses sistemas podem ter sua atuação inibida devido à ocorrência de fenômenos de larga escala, como os bloqueios atmosférico, bem como devido à ocorrência de fenômenos climáticos de larga escala, como El Niño (EN) e La Niña (LN). Em escala de tempo interanuais, o fenômeno EN exerce um papel importantíssimo na variabilidade da ZCAS na América do Sul, pois tende a enfraquecer a atuação de frentes frias no Brasil, ao passo que o LN fortalece a

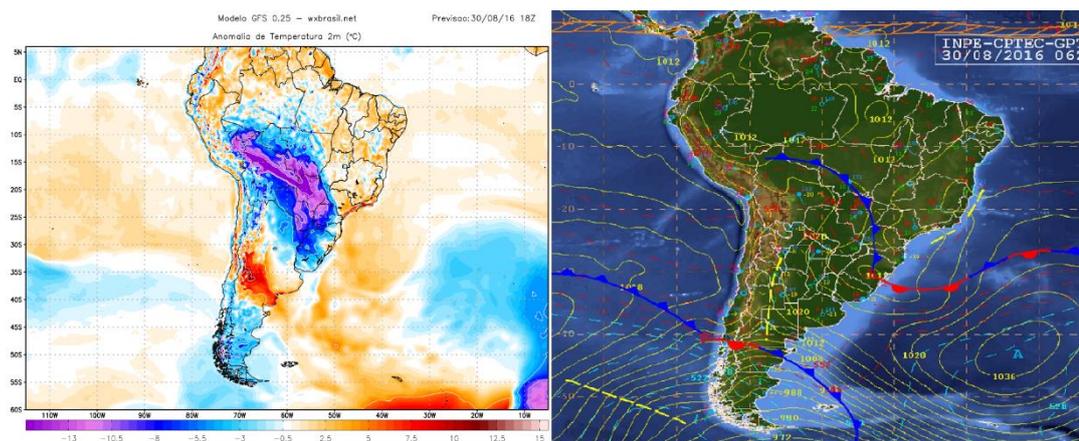
atuação desses sistemas frontais. Ambos os eventos provocam mudanças dos padrões de circulação atmosférica de grande escala, o que também pode influenciar em uma maior ou menor ocorrência de ZCAS (CARVALHO & JONES, 2009; BERLATO & FONTANA, 2003; PEREIRA et al., 2011). Outra situação de inibição da atuação das ZCAS seriam as condições de bloqueio atmosférico.

### **2.3.3. Sistemas Frontais (Friagens)**

As friagens são incursões de massas polares que, além de atingir o sul e sudeste do Brasil, avançam sobre o continente sul-americano e atinge a região central e por vezes o norte do país (MARENGO et al., 1997). As regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil e sul da Amazônia são anualmente afetadas por eventos de friagens entre os meses de outono e inverno (MATTOS, 2003).

O padrão sinótico das friagens é bem definido e caracteriza-se por apresentar um profundo cavado sobre o oceano Atlântico e uma crista sobre o oceano Pacífico em altos e médios níveis, indicando a presença de um anticiclone migratório frio, em superfície, e de um ciclone extratropical em latitudes subtropicais ou extratropicais sobre o oceano Atlântico (Figura 6). A massa de ar frio associada ao anticiclone migratório, é responsável pela friagem e por quedas de até 8°C/dia na temperatura do ar (MATTOS, 2003; SELLUCHI, 2009). Outras observações importantes são a de que ocorre uma mudança de direção do vento (de Norte para Sul), a cobertura de nuvens é total e o evento se estende até 700 hPa (aproximadamente 3000 m), prolongando-se por 3 dias (SELLUCHI, 2009).

As friagens provocam brusca alteração nas variáveis meteorológicas, como quedas bruscas da temperatura e aumento e diminuição de umidade relativa do ar, alterando assim, as características ambientais (OLIVEIRA et al., 2004). As friagens ocorrem, em média, com frequência de 7 casos por ano, compreendido entre os meses de maio a agosto (FISCH, 1996).



**Figura 6** - Anomalia de temperatura (a esquerda) e isóbaras em baixos níveis da atmosfera, demonstrando um evento friagem ocorrido em agosto de 2016.

Um evento de friagem pode reduzir em até 35% o valor da temperatura máxima do ar, bem como redução no total de radiação solar incidente na superfície por conta do aumento de nebulosidade e, por consequência, modificação em todo o fluxo de calor de uma determinada região (OLIVEIRA et al., 2004).

Na região central do país e na Amazônia, esses fenômenos tendem a acontecer durante os meses de inverno e duram em média de 5 a 6 dias, alterando de maneira considerável as condições meteorológicas da região (FISCHER et al., 2013). Ainda segundo os autores, além de provocar mudanças meteorológica na região a friagem ocasiona redução na absorção de CO<sub>2</sub> nas regiões da floresta amazônica atingidas por esse fenômeno. Em outro estudo sobre a Amazônia, também foi constatado uma redução no saldo de radiação, e nos fluxos de calor sensível e latente no qual foi atribuída a uma maior eficiência nas trocas turbulentas em dias de friagem (OLIVEIRA et al., 2004).

Alguns autores investigaram casos específicos de friagem na região central do país e na Amazônia. No caso de Cuiabá diversos eventos vêm ocorrendo ao longo dos anos, mas a penetração de uma intensa frente fria em 1972 provocou um forte decréscimo na temperatura do ar de 13°C (HAMILTON & TARIFA, 1978). A passagem de uma friagem provoca modificações na estrutura vertical da atmosfera como um aumento intenso da velocidade do vento (principalmente na componente meridional), no qual associa-se com um forte resfriamento da camada limite atmosférica (~ 15°C) (FISCH, 1996).

Contudo, nas regiões central e oeste da Amazônia (Manaus - AM e Marabá - PA, respectivamente), ao observar duas friagens moderadas ocorridas em 1994, notou-se um decréscimo da temperatura do ar, mas que o mesmo não foi tão grande. No entanto, verificou-se que a quantidade de umidade atmosférica também tinha diminuído, o que indica que ocorreu a invasão de ar polar (frio e seco).

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

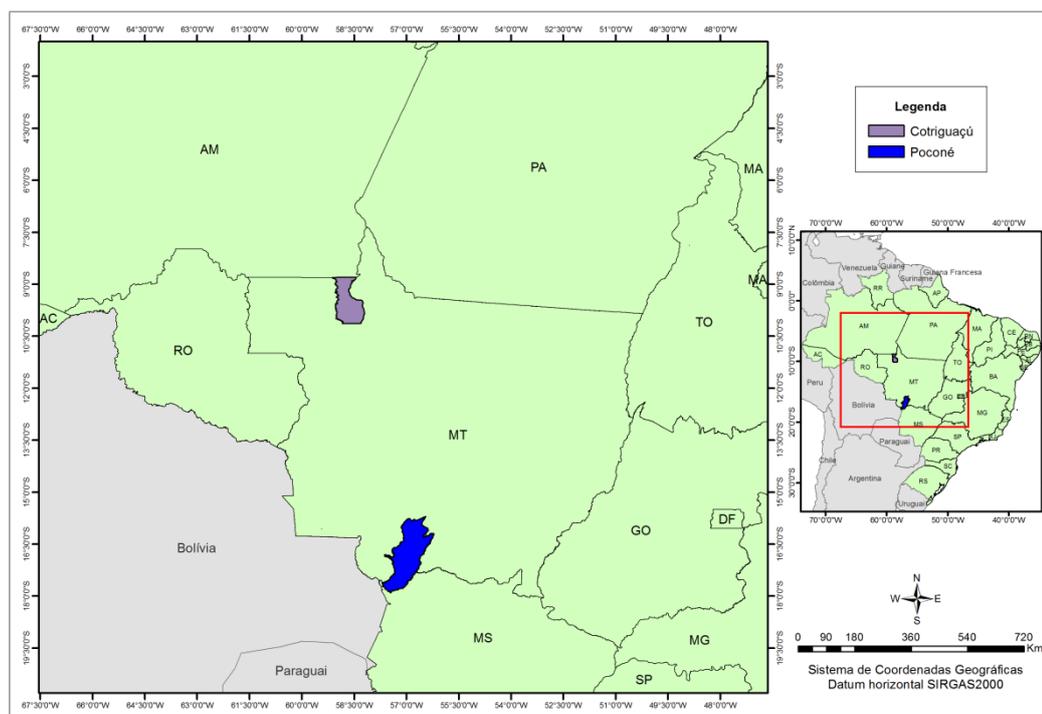
Este estudo foi realizado com dados coletados em dois sítios experimentais. Um dos sítios experimentais do estudo é a Fazenda São Nicolau (FSN) situada no município de Cotriguaçu, noroeste do estado do Mato Grosso, e teve os dados coletado entre maio de 2002 a abril de 2003. A FSN está localizada entre as coordenadas geográficas 09° 47' 51,32" e 09° 53' 28,06" Sul, e 58° 13' 25,94" e 58° 19' 37,69" Oeste entre as altitudes de 190 e 200 m (Figura 7) (DA SILVA, 2008). A FSN possui uma área de aproximadamente 10 mil ha dos quais, 2500 ha são de áreas de pastagem com reflorestamento para fixação de carbono (DA SILVA, 2008). De acordo com a classificação de Köppen, a região possui um clima tropical chuvoso tipo "Am", caracterizado por elevadas temperaturas (média variando entre 23 e 25 °C) e umidade relativa do ar (IZZO & PETINI-BENELLI, 2011).

O segundo sítio experimental teve os dados coletados de maio de 2014 a abril de 2015 em uma torre micrometeorológica (16°29' S e 56°25' O) situada dentro de uma área de preservação pertencente ao Centro Avançado de Pesquisas da Universidade Federal do Mato Grosso, no Parque Baía das Pedras (BDP) da Estância Ecológica SESC – Pantanal, localizado no município de Poconé, pantanal mato-grossense, e distante aproximadamente 160 km da capital Cuiabá (Figura 7) (MACHADO et al., 2016). A região caracteriza-se por ser uma área plana onde ocorre inundação. A vegetação predominante é a *Combretum lanceolatum* Pohl, localmente chamada de pombeiral que é marcada por pequenas árvores e pequenos arbustos (BIUDES et al., 2015).

A área caracteriza-se por apresentar uma complexa variabilidade climática, principalmente nas temperatura e precipitação (ALVES, 2009). De acordo com a classificação de Köppen, o clima local é Aw, ou seja, quente e úmido, com precipitação elevada no verão, déficit pluviométrico no inverno e um total anual da

ordem de 1400 mm (MACHADO et al., 2015). As médias da temperatura máxima anual variam entre 29 e 32°C, enquanto que as médias da temperatura mínima anual oscilam entre 17 e 20°C (BIUDES et al., 2014). Maiores detalhes sobre a climatologia local e os principais sistemas atmosféricos que agem sobre a região podem ser encontrados em (ALVES, 2006; MACHADO et al., 2015;2016).

Ressalta-se que os dois períodos pluviométricos bem definidos em ambos os sítios dividem-se em: chuvoso, compreendido entre os meses de outubro a abril, e seco entre os meses de maio a setembro com totais pluviométricos anual de 1849 mm e 1342 mm no sítio FSN e BDP respectivamente.



**Figura 7** - Localização do município de Poconé, Pantanal mato-grossense e Cotriguaçu, noroeste do Mato Grosso, onde se encontram instaladas as torres de medidas meteorológica na Estancia Ecológica do Parque Baía das Pedras - BDP, SESC – Pantanal e nas dependências da Fazenda São Nicolau – FSN, respectivamente.

### 3.2. AQUISIÇÃO DOS DADOS METEOROLÓGICOS

Em ambos os sítios os dados foram coletados de maneira contínua a cada 10 segundos e tiveram suas médias calculadas e armazenados a cada 30 min pelos equipamentos descritos na Tabela (1). Na FSN, os registros foram feitos no período de maio de 2002 a abril de 2003 e na BDP de maio de 2014 a abril de 2015, o que

permitiu analisar as estações seca e chuvosa dentro de um mesmo ano hidrológico. Ressalte-se, ainda, que todos os sensores foram previamente calibrados antes de serem colocados em campo.

**Tabela 1** - Variáveis medidas, modelo e altura dos equipamentos instalados nos sítios Fazenda São Nicolau e Baía das Pedras.

Sítios	Variáveis	Modelo	Altura (m)
<b>Fazenda São Nicolau</b>	$R_g$	CNR1, Kipp & Zonen, Delft, Nehterlands	5
	$R_{g\_Ref}$	CNR1, Kipp & Zonen, Delft, Nehterlands	5
	$OL_{Atm}$	CNR1, Kipp & Zonen, Delft, Nehterlands	5
	$OL_{Sup}$	CNR1, Kipp & Zonen, Delft, Nehterlands	5
	Ppt	TB4 Campbell Sci., Logan, UT, USA	10
	$T_{ar/UR}$	HMP45C, Vaisala Inc., Woburn, MA, USA	8
	Datalogger	CR10, Cambpell Scientific Inc., Logan, UT, USA	-
<b>Baía das Pedras</b>	$R_g$	LI200X, LI-COR, Lincoln, NE, USA	20
	$R_{g\_Ref}$	LI200X, LI-COR, Lincoln, NE, USA	20
	$OL_{Atm}$	CNR4, Kipp & Zonen, Delft, Netherlands	20
	$OL_{Sup}$	CNR4, Kipp & Zonen, Delft, Netherlands	20
	Ppt	TB4 Campbell Sci., Logan, UT, USA	22
	$T_{ar/UR}$	HMP-45AC, Vaisala Inc., Woburn, MA, USA	28
	Datalogger	CR1000, Cambpell Scientific Inc., Logan, UT, USA	-

Com o intuito de comparar o ano em estudo com a climatologia da região, utilizou-se, no sítio BDP dados das normais climatológicas para o município de Cuiabá, fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. Na região da FSN, que não possui série histórica, buscou-se determinar a normal climatológica provisória utilizando 23 anos de dados de Temperatura e Umidade Relativa do ar e precipitação do município de Alta Floresta (09° 52' S e 56,06' W, 284m), distante aproximadamente 300 km da FSN. Os dados pertencem ao Banco de Dados

Climatológico do Comando da Aeronáutica.

Salienta-se que o critério de utilizar dados de estações próximas para ambos os sítios, foi definido de acordo com o manual da Organização Meteorológica Mundial (OMM) n.º 544, 2003, no qual estabelece que o intervalo horizontal entre estações, em geral, não deve exceder 250 km, ou 300 km em regiões pouco povoadas, além de possuir um mínimo de 10 anos de dados para se gerar a normal climatológica provisória (WMO, 2003).

### 3.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os dados medidos foram processados e separados conforme mostra o fluxograma (Figura 8). 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 Claros (C), mas devido à baixa ocorrência de dias nesta situação, juntou-se a essa classificação, os dias Parcialmente Nublados (PN).

Para classificação de nebulosidade, utilizou-se a Equação (1) que permite o cálculo do índice de transmitância atmosférica -  $k_t$  onde:  $k_t < 0,3$  é considerado dia nublado - N, entre 0,3 e 0,65 - PN e  $k_t > 0,65$  dia de céu claro - C (IQBAL, 1983).

$$k_t = \frac{R_g}{R_o} \quad (1)$$

em que  $R_g$  é a radiação solar global, e  $R_o$  é radiação solar que atinge o topo da atmosfera, sendo estimada pela Equação (2) que depende da latitude ( $\varphi$ ), da correção da excentricidade da órbita terrestre ( $dr$ ) (Equação 3), da declinação solar ( $\delta$ ) (Equação 4) e do ângulo horário ( $h$ ) (Equação 5).

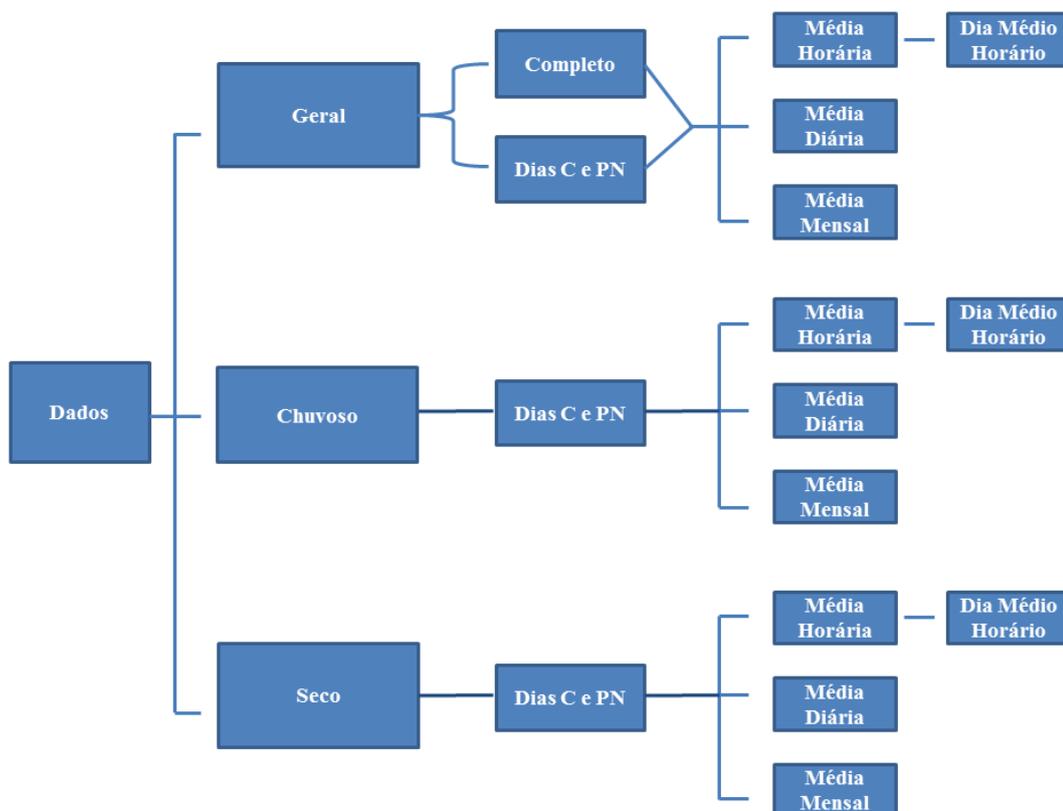
$$R_o = 37,6 * dr * \left( \frac{\pi}{180} * h * \sin \varphi * \sin \delta + \cos \varphi * \cos \delta * \sin h \right) \quad (2)$$

$$dr = 1 + 0,033 * \left( \frac{360 * dn}{365} \right) \quad (3)$$

$$\delta = 23,45 * \sin \left( \frac{360}{365} * (dn + 284) \right) \quad (4)$$

$$h = \cos^{-1}(-\tan \varphi * \tan \delta) \quad (5)$$

em que  $dn$  é o dia de acordo com o calendário Juliano e  $R_o$  em MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>.



**Figura 8** – Fluxograma de processamento e separação dos dados utilizados em ambos os sítios experimentais.

### 3.4. ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA

A equação geral para a estimativa da OL é a de Stefan-Boltzmann (Equação 6) que considera a emissividade ( $\epsilon$ ) do ar (DUARTE et al., 2006).

$$OL_{Atm} = \sigma * \epsilon * T_{ar}^4 \quad (6)$$

em que  $\sigma = 5,67051 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$  é a constante de Stefan-Boltzmann e  $T_{ar}^4$  é a temperatura absoluta do ar.

Neste estudo foram testados cinco modelos, que se aplicam na faixa de temperatura dos locais estudados (Tabela 2). Os dois primeiros modelos utilizados para estimativa da  $\epsilon$ , e conseqüentemente da densidade de fluxo correspondente à  $OL_{Atm}$ , foram os propostos por Swinbank (1963) e Idso & Jackson (1969). Ambos foram escolhidos por levar em consideração em suas estimativas apenas  $T_{ar}$  (K) dentro de uma faixa de 2 – 29°C e -29 a 37°C, respectivamente. Ainda na Tabela 2, têm-se os modelos propostos por Idso, Prata e Duarte, escolhidos por atuarem na faixa de temperatura entre -40 e 45°C e levarem em consideração a pressão de vapor

d'água ( $e_a$ ) em hPa (Equação 7) (IDSO, 1981; PRATA, 1996; DUARTE et al., 2006). Como a atmosfera é um sistema complexo e ao mesmo tempo dinâmico, o vapor d'água, que é considerado um dos principais gases absorvedores e emissores de OL atmosférica, torna-se peça fundamental no balanço radiativo da Terra, devendo, assim, ser levado em consideração na estimativa da  $OL_{Atm}$  (RÄDEL et al., 2015).

$$e_a = \frac{UR * e_s}{100} \quad (7)$$

em que  $e_s$  é a pressão de saturação do vapor d'água atmosférico determinada pela Equação (8) de Tetens (TETENS, 1930). Já no modelo de Prata, a  $e_a$  está embutida em  $\xi$  determinado pela Equação (9),

$$e_s = 0,61078 * \exp \left[ \frac{17,269 * T_{ar}}{(237,3 + T_{ar})} \right] \quad (8)$$

$$\xi = 0,465 * \left( \frac{e_a}{T_{ar}} \right) \quad (9)$$

**Tabela 2** - Métodos e respectivos modelos propostos para estimativa da emissividade atmosférica sem a parametrização para o local de estudo.

Método	Modelos
SWINBANK (1963)	$\varepsilon = 9,365 * 10^{-6} * T_{ar}^2$
IDSO & JACKSON (1969)	$\varepsilon = 1 - 0,261 \exp[-7,77 * 10^{-4} * (273 - T_{ar})^2]$
IDSO (1981)	$\varepsilon = 0,70 + 5,95 * 10^{-7} * e_a * \exp \left( \frac{1500}{T_{ar}} \right)$
PRATA (1996)	$\varepsilon = \{1 - (1 + \xi) * \exp[-(1,2 + 3 * \xi)^{1/2}]\}$
DUARTE et al. (2006)	$\varepsilon = 0,625 * \left( \frac{e_a}{T_{ar}} \right)^{0,131}$

### 3.5. ANÁLISE ESTATÍSTICA

A parametrização (determinação dos novos coeficientes das equações), em ambos os sítios experimentais, foi feita utilizando a ferramenta solver do Microsoft Excel, fazendo com o RMSE tendesse ao menor valor possível. Após isso, as médias horária, diária e mensal com intervalo de confiança de  $\pm 95\%$  da estimativa da  $OL_{Atm}$ , foram calculadas através das séries temporais reamostradas sobre 1000 interações de bootstrapping (EFRON & TIBSHIRANI, 1994), antes e após a parametrização, usando o software Package Boot to R. Foram calculados o Erro Médio Absoluto –

MAE (Equação 10), a Raiz do Erro Médio Quadrático – RMSE (Equação 11) e o Erro Percentual Relativo Médio – PMRE (Equação 12) para avaliar a performance dos modelos de estimativa da  $OL_{Atm}$ .

$$MAE = \sum \frac{|P_i - O_i|}{n} \quad (10)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (11)$$

$$PMRE = \frac{100}{n} \sum \left| \frac{P_i - O_i}{O_i} \right| \quad (12)$$

em que  $P_i$  são os valores estimados,  $O_i$  são os valores medidos  $n$  o número total de amostras.

Ainda para avaliar o desempenho dos modelos aplicaram-se também o  $d$  de Willmott (Equação 13) que indica o grau de concordância da estimativa quando comparados com os valores medidos (WILLMOTT et al., 1985) e o coeficiente de correlação de Pearson –  $r$  que indica o grau de correlação entre os valores medidos e estimados. O valor de  $d$  deve variar entre 0 a 1 indicando não concordância e concordância perfeita, respectivamente (MACHADO et al., 2015) e o de o  $r$  também indicando nenhuma (0) ou forte relação entre os dados (1).

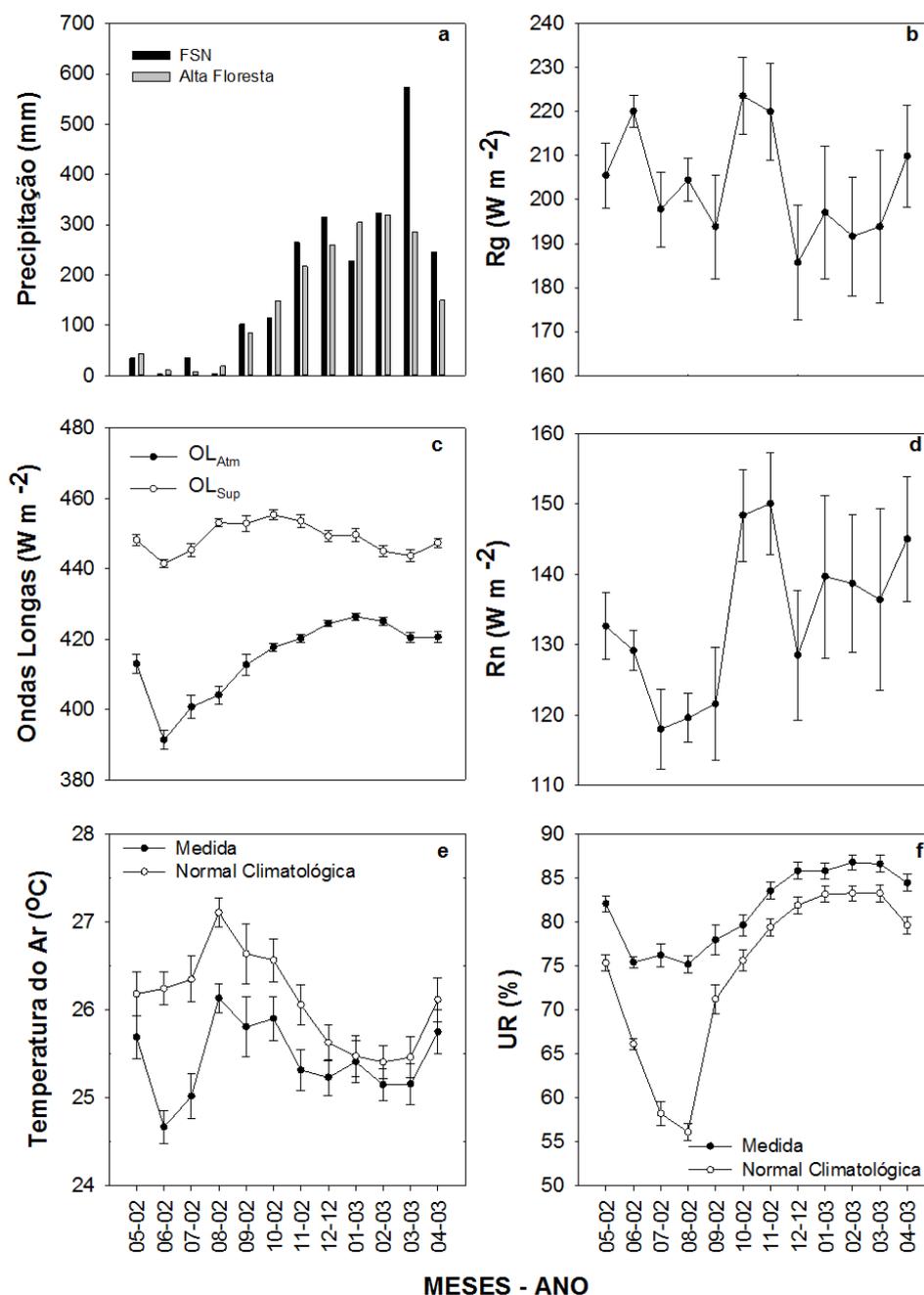
$$d = 1 - \left[ \frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (|P_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad (13)$$

## **4. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **4.1. NORTE DO MATO GROSSO - FAZENDA SÃO NICOLAU (FSN)**

#### **4.1.1. Variáveis Meteorológicas**

Ao comparar os valores medidos na FSN com os 23 anos de dados da região de Alta Floresta (Figura 9a), nota-se que a precipitação total no período em questão (2244 mm) foi 394,60 mm acima da média histórica (1849,40 mm). No entanto, esse valor anômalo de precipitação ocorreu principalmente devido as chuvas durante a estação chuvosa que registrou 380 mm a mais do que o esperado (1684 mm esperados e 2065 mm registrados), dos quais 573 mm ocorreram no mês de março. Essa anomalia de precipitação pode estar relacionada a dois fatores que estão diretamente interligados; O primeiro seria a influência do fenômeno El Niño, considerado para o ano em questão, de categoria moderada (CLIMANÁLISE, 2003). A atuação do El Niño altera os padrões de circulação atmosférica provocando chuvas intensas em determinadas regiões e secas severas em outras (MARENGO & NOBRE, 2009). Nesse caso específico, nos períodos de 10 a 12 e 19 a 21 do mês de março foi observado que a Alta da Bolívia (AB) atuou um pouco mais deslocada para o centro do país e mais posicionada sobre o Mato Grosso como consequência do El Niño (CLIMANÁLISE, 2003). Assim, a AB contribuiu para o aumento das chuvas nesta região registrando nesses seis dias praticamente 40% do total pluviométrico esperado para o mês de março. A AB é um dos principais mecanismos causadores de precipitação na região centro oeste do Brasil e é definida como um anticiclone forte em altos níveis da atmosfera formado principalmente pelo aquecimento convectivo superficial (ALVES, 2009). Durante a estação seca, que na região é provocado pela inibição da atuação da AB, a média pluviométrica ficou dentro da normalidade, quando se era esperado 164 mm, mas registrado 178 mm.



**Figura 9** - Precipitação medida e normal climatológica provisória (a), Radiação Solar Global (b), Onda longa (c), Saldo de Radiação (d), Temperatura do Ar medida e normal climatológica provisória (e) e Umidade Relativa do Ar medida e normal climatológica provisória (f) para o sítio experimental Fazenda São Nicolau (FSN), entre 2002-2003.

As médias anual, estação seca e chuvosa da  $R_g$  foi de 203, 207 e 203  $W m^{-2}$ , respectivamente. Observa-se que as maiores médias mensais foram registradas nos meses de junho (220  $W m^{-2}$ ), outubro (223  $W m^{-2}$ ) e novembro (219  $W m^{-2}$ ) (Figura

9b). O mês de junho destaca-se por ser o mês de solstício de inverno no hemisfério sul e deveria ser um mês com baixo registro de  $R_g$ . No entanto, o ano em questão, o mês de julho foi extremamente seco, com nenhum registro de chuvas e, conseqüentemente, pouca cobertura de nuvens, o que pode ter contribuído para uma maior incidência de  $R_g$ . O mês de outubro é considerado o início da estação chuvosa, mas em 2002 registrou valores de chuva abaixo da média, o que pode ter contribuído para uma menor cobertura de nuvens além do fato de ser o mês em que o Sol culmina zenitalmente sobre a região. Quando o Sol culmina zenitalmente os raios incidem mais perpendicularmente, devido a um menor ângulo zenital, diminuindo o caminho óptico na atmosfera, espalhando menos radiação e fazendo com o que o feixe de luz solar incida mais diretamente sobre a superfície (QUERINO et al., 2006).

Nota-se que durante todo o período de estudo as médias das temperaturas ( $T_{ar}$ ) mensais se comportaram abaixo dos registros históricos, mas com um padrão similar (Figura 9e). As maiores médias foram registradas no final da estação seca ( $\sim 26^\circ\text{C}$  para o mês de agosto) e a menor no mês de junho ( $\sim 24^\circ\text{C}$ ). Quando comparadas entre as estações, verifica-se que não houve variação com a temperatura média em ambas as estações ( $\sim 25^\circ\text{C}$ ). Esses resultados para a  $T_{ar}$  refletem no comportamento da curva de UR, uma vez que essa variável se comporta de forma inversa a temperatura. Dessa forma, o período com as menores médias de UR (estação seca  $\sim 77\%$ ) estão associados aos maiores valores de  $T_{ar}$ , ao passo que durante a estação chuvosa foram registradas as maiores médias de UR  $\sim 84\%$  e as menores  $T_{ar}$ .

No comportamento anual a UR foi durante todo o período de estudo superior aos dados histórico (UR  $\sim 81\%$ ). O fato da  $T_{ar}$  e UR serem respectivamente menores e maiores do que os dados históricos, pode estar associado as condições microclimática da região. Especificamente sobre estas duas variáveis, pequenas mudanças no ambiente podem acarretar em alterações dos valores medidos. A estação da FSN encontra-se instalada em uma região circundada por florestas, ao passo que os dados históricos foram registrados pela estação do aeroporto de Alta Floresta, área mais urbanizada. As inserções das estações meteorológica à malha urbana têm registrado estes efeitos microclimáticos e tendências, por exemplo, de registrar temperaturas mais altas pela soma do calor das ações antrópicas

(TEODORO & AMORIM, 2008). Essa elevação da  $T_{ar}$  e redução da UR ocorrem principalmente devido à alteração na partição de calor no solo, pois maior parte da energia incidente passa a ser utilizada como fonte de calor sensível (BIUDES et al., 2015).

A média anual da  $OL_{Atm}$  durante a estação seca e chuvosa foi de 414, 406 e 422  $W m^{-2}$ , respectivamente. O menor registro deu-se no mês de junho (391  $W m^{-2}$ ), e a maior média ocorreu em janeiro (426  $W m^{-2}$ ) (Figura 9c). A componente superficial ( $OL_{Sup}$ ) registrou como média anual 448  $W m^{-2}$ , enquanto que tanto a estação seca como a chuvosa registraram médias idênticas (449  $W m^{-2}$ ).

A oscilação da componente atmosférica ao longo do ano justifica-se por efeitos da sazonalidade da região. Os meses considerados secos apresentam baixos índices de UR (Figura 8f) 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  $OL_{Atm}$  (RÄDEL et al., 2015). Esta relação fica evidenciada ao observar o índice de correlação de Pearson ( $r$ ) e o nível de significância  $p$  Valor entre a  $OL_{Atm}$  e as variáveis  $T_{ar}$ , UR e  $e_a$ . Na FSN observou-se uma forte correlação e alto nível de significância quando relacionado  $OL_{Atm}$  com a UR e a  $e_a$  (Tabela 3) Já pouca oscilação  $OL_{Sup}$  está relacionada ao tipo de cobertura do solo que por sua vez irá influência na temperatura da superfície.

A região onde está instalada a torre na FSN é uma área de pastagem cercada por florestas não alagável. Para o ano em questão, não foram observadas grandes variações no albedo médio superficial entre as estações seca (0,20) e chuvosa (0,19). Assim, espera-se que o montante de radiação de ondas curtas incidente que fica retida no sistema não varie muito ao longo do ano, disponibilizando o mesmo montante de energia para ser transformada em radiação térmica e emitida para a atmosfera (IZIOMON & MAYER, 2002).

O  $R_n$  apresentou média anual de 134  $W m^{-2}$ , com oscilação média sazonal de 13  $W m^{-2}$ , 141  $W m^{-2}$  na estação chuvosa e 128  $W m^{-2}$  na estação seca (Figura 9d). O comportamento padrão da curva de  $R_n$  seguiu o de  $R_g$ , provavelmente por ser essa a principal fonte de energia do sistema terra-atmosfera (DAI & FANG, 2014).

**Tabela 3** - Coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ) com nível de significância de 95%, das médias mensais, no sítio experimental Fazenda São Nicolau – FSN.

	$T_{Ar}$	$e_a$
$OL_{Atm}$	0,213812	<b>0,956174</b>
<b>p-valor</b>	0,504603	<b>0,000001</b>

#### 4.1.2. Estimativas da Radiação de Onda Longa Atmosférica ( $OL_{Atm}$ )

Foram testados 5 modelos: Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Idso (1981), Prata (1996) e Duarte et al. (2006), para a estimativa de radiação de onda longa atmosférica ( $OL_{Atm}$ ) na região da FSN (Tabelas 4 e 5). Nota-se, ao comparar as Tabelas 4 e 5, antes e após a parametrização respectivamente, que todos os erros estatísticos apresentaram melhora quando foram utilizados os dados sem classifica-los em dias claros e parcialmente nublado ou por estações seca ou chuvosa. Os modelos de Idso & Jackson (1969) e Idso (1981) apresentaram erros médios absoluto de zero. No entanto, o modelo de Idso (1981) se destaca dos demais por não apresentar grandes diferenças entre os erros e os valores de  $r$  e  $d$  antes e após a parametrização. O modelo de Swinbank destaca-se como o pior modelo após a parametrização para as situações de análise de dados gerais, pois apresentou, dentre os modelos testados, os piores EMA, REMQ EMP e menor valor de correlação  $r$ .

Na tentativa de um melhor ajuste de todos os modelos, buscou-se separar os dados de acordo com a classificação de nebulosidade e a estação do ano. Nas tabelas 4 e 5 observa-se os valores antes e após a parametrização para condição de céu parcialmente nublado ao longo do ano, ou seja, sem distinção entre estações seca e chuvosa. Verifica-se na Tabela 5, pós parametrização, que todos os erros para todos os modelos, apresentaram melhoras consideráveis quando comparados com os valores da Tabela 4, antes da parametrização, com leve melhora no  $d$  de Willmott, mas sem grandes variações nos  $r$ . Ao comparar as tabelas parametrizadas com dados gerais e com os dados gerais separados por nebulosidade (Tabela 5) verifica-se que tanto os erros praticamente como o  $d$  de Willmott e o coeficiente de correlação  $r$  não apresentam alteração

Nota-se que, assim como em todas as situações anteriores, todos os modelos apresentaram melhora tanto nos erros como no  $d$  de Willmott e no coeficiente de

correlação  $r$  também na estação chuvosa (Tabelas 4 e 5). No entanto, ao comparar os valores na Tabela 4, percebe-se que todos os erros ou se mantiveram constante ou apresentaram uma ligeira melhora. Por outro lado, os valores de  $d$  e  $r$  mostraram leve piora em seus resultados. Por fim, observaram-se os resultados estatísticos para condição de céu claro a parcialmente nublado durante a estação seca (Tabela 5). Notou-se também para esta condição que todos os erros também apresentam melhoras após a parametrização (Tabela 5). Contudo, ao compara os resultados da parametrização para esta condição com as parametrizações anteriores, verifica-se que, no geral, a condição de céu CL a PN durante a estação seca apresentou os piores erros. O  $d$  e o  $r$  apesar de ter apresentado uma pequena melhora, quando comparados com a estação chuvosa, manteve-se praticamente constante, quando comparados com as situações de céu CL e PN sem separação por estações seca ou chuvosa (Tabela 4).

Entre todos os modelos testados os que apresentaram o pior desempenho em relação ao  $d$  e o  $r$ , para todas as situações, foram os modelos de Swinbank e Idso & Jackson. O baixo desempenho desses modelos pode ser atribuído ao fato deles assumirem que a umidade do ar é uma função implícita da temperatura ambiente e, portanto, não expressam explicitamente o vapor d'água em suas formulações (IZIOMON et al., 2003). Como os demais modelos levam em consideração o  $e_a$  (pressão de vapor d'água) justifica-se dessa maneira, a melhor performance dos mesmos, pois o vapor d'água é considerado um dos principais emissores de  $OL_{Atm}$  (RÄDEL et al., 2015).

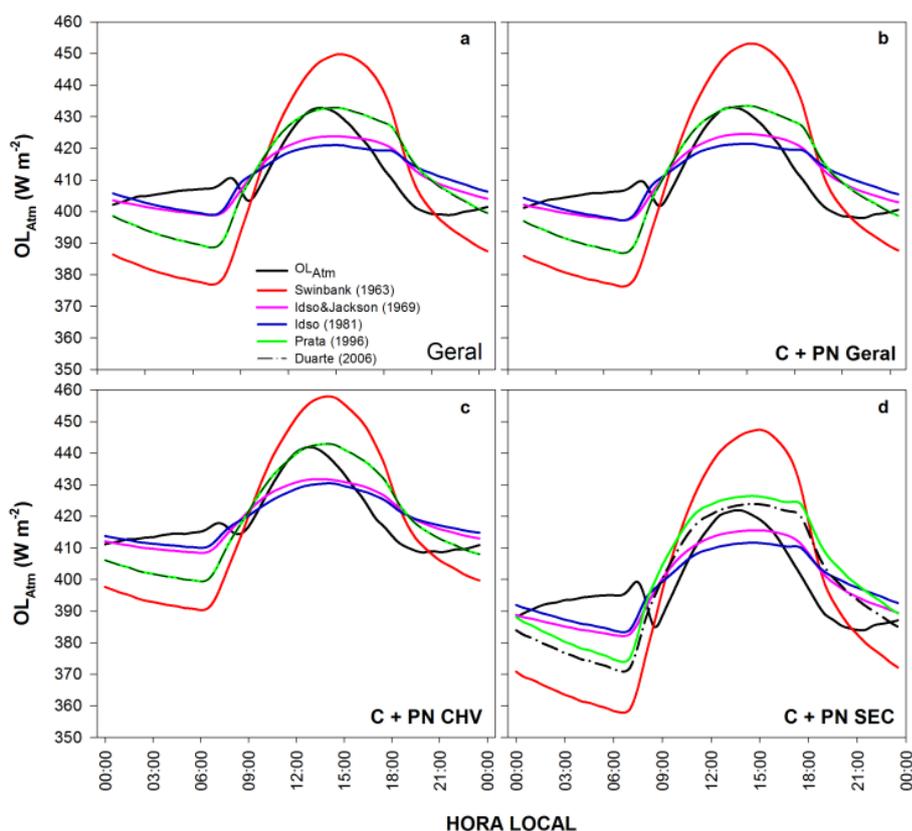
**Tabela 4** - Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (PMRE), e os respectivos coeficientes de estimativa  $d$  de Willmott e  $r$  de Pearson para modelos simulados em diferentes condições, antes da parametrização, para o sítio experimental Fazenda São Nicolau-FSN.

<b>Condição</b>	<b>Modelos</b>	<b>MAE (W.m<sup>-2</sup>)</b>	<b>RMSE (W.m<sup>-2</sup>)</b>	<b>PRME (%)</b>	<b>d</b>	<b>r</b>
<b>Dados Gerais</b>	<b>Swinbank</b>	34.6	42.9	8.93	0.51	0.51
	<b>Idso&amp;Jackson</b>	31.4	40.8	8.43	0.54	0.51
	<b>Idso</b>	7.1	17.1	3.40	0.82	0.71
	<b>Prata</b>	17.7	26.4	5.22	0.65	0.57
	<b>Duarte</b>	39.1	42.6	9.43	0.51	0.65
<b>Dados Gerais e dias claro/ parcialmente nublado</b>	<b>Swinbank</b>	33.2	41.7	8.65	0.53	0.53
	<b>Idso&amp;Jackson</b>	30.0	39.7	8.16	0.56	0.53
	<b>Idso</b>	7.7	17.3	3.44	0.82	0.73
	<b>Prata</b>	18.8	27.1	5.39	0.65	0.59
	<b>Duarte</b>	38.2	41.7	9.23	0.52	0.67
<b>Período chuvoso e dias claros/parcialmente nublado</b>	<b>Swinbank</b>	40.6	46.0	9.79	0.42	0.54
	<b>Idso&amp;Jackson</b>	37.3	43.5	9.12	0.44	0.54
	<b>Idso</b>	5.4	15.9	3.01	0.75	0.59
	<b>Prata</b>	12.3	20.9	4.01	0.67	0.56
	<b>Duarte</b>	43.1	45.7	10.24	0.41	0.59
<b>Período seco e dias claros/parcialmente nublado</b>	<b>Swinbank</b>	23.5	35.4	7.16	0.62	0.59
	<b>Idso&amp;Jackson</b>	20.4	34.1	6.91	0.64	0.59
	<b>Idso</b>	10.6	18.9	3.99	0.80	0.73
	<b>Prata</b>	27.3	33.5	7.20	0.60	0.64
	<b>Duarte</b>	31.7	35.7	7.91	0.57	0.70

**Tabela 5** - Equações parametrizadas, Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (PMRE) coeficientes de estimativa  $d$  de Willmott,  $r$  de Pearson e diferença entre as médias diárias dos valores medidos ( $OL_{Atm}$ ) e estimados (Modelos) após a parametrização, para o sítio experimental Fazenda São Nicolau FSN.

Condição	Modelos	Equações	MAE (W.m <sup>-2</sup> )	RMSE (W.m <sup>-2</sup> )	PRME (%)	d	r	$OL_{Atm} - \text{Modelo}$ (W m <sup>-2</sup> )
Dados Gerais	Swinbank	$\varepsilon = 1,014 * 10^{-5} * T_{ar}^2$	3.3	27.2	5.65	0.69	0.51	3.187
	Idso&Jackson	$\varepsilon = 1 - 0,03821 \exp[1,209 * 10^{-3} * (273 - T_{ar})^2]$	0.0	17.9	3.65	0.64	0.52	-0.038
	Idso	$\varepsilon = 0,727 + 1,098 * 10^{-9} * e_a * \exp\left(\frac{3317}{T_{ar}}\right)$	0.0	14.5	2.96	0.81	0.72	-0.018
	Prata	$\varepsilon = \{0,474 - (1 + \xi) * \exp[-(2,185 + 0,3652 * \xi)^{1,644}]\}$	0.4	17.1	3.57	0.83	0.69	0.327
	Duarte	$\varepsilon = 0,604 * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{0,193}$	0.4	17.3	3.61	0.82	0.69	0.393
Dados Gerais e dias claro/ parcialmente nublado	Swinbank	$\varepsilon = 1,015 * 10^{-5} * T_{ar}^2$	1.5	27.1	5.62	0.70	0.53	1.545
	Idso&Jackson	$\varepsilon = 1 - 0,04122 \exp[1,132 * 10^{-3} * (273 - T_{ar})^2]$	0.0	17.9	3.66	0.67	0.54	-0.029
	Idso	$\varepsilon = 0,727 + 1,430 * 10^{-9} * e_a * \exp\left(\frac{3234}{T_{ar}}\right)$	0.0	14.5	2.96	0.82	0.73	-0.001
	Prata	$\varepsilon = \{6,822 - (1 + \xi) * \exp[-(4,249 + 0,03652 * \xi)^{1,407}]\}$	0.4	17.0	3.55	0.84	0.71	0.385
	Duarte	$\varepsilon = 0,608 * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{0,189}$	0.4	17.1	3.59	0.83	0.70	0.439
Período chuvoso e dias claros/parcialmente nublado	Swinbank	$\varepsilon = 1,034 * 10^{-5} * T_{ar}^2$	1.3	23.7	4.81	0.68	0.54	1.287
	Idso&Jackson	$\varepsilon = 1 - 0,02722 \exp[1,412 * 10^{-3} * (273 - T_{ar})^2]$	0.1	14.1	2.78	0.68	0.54	-0.016
	Idso	$\varepsilon = 0,808 + 2,779 * 10^{-13} * e_a * \exp\left(\frac{5644}{T_{ar}}\right)$	0.0	13.1	2.59	0.72	0.61	0.085
	Prata	$\varepsilon = \{55,146 - (1 + \xi) * \exp[-(2,728 + 0,1347 * \xi)^{0,431}]\}$	0.4	16.2	3.27	0.77	0.60	0.416
	Duarte	$\varepsilon = 0,695 * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{0,132}$	0.4	16.2	3.29	0.77	0.59	0.412
Período seco e dias claros/parcialmente nublado	Swinbank	$\varepsilon = 9,903 * 10^{-6} * T_{ar}^2$	1.9	28.0	5.91	0.72	0.59	1.950
	Idso&Jackson	$\varepsilon = 1 - 0,06308 \exp[8,565 * 10^{-4} * (273 - T_{ar})^2]$	0.1	17.0	3.62	0.72	0.59	0.078
	Idso	$\varepsilon = 0,750 + 7,264 * 10^{-11} * e_a * \exp\left(\frac{4056}{T_{ar}}\right)$	0.0	13.9	2.97	0.83	0.75	-0.048
	Prata	$\varepsilon = \{6,822 - (1 + \xi) * \exp[-(4,249 + 0,0308 * \xi)^{1,407}]\}$	3.2	17.6	3.85	0.84	0.73	-3.198
	Duarte	$\varepsilon = 0,641 * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{0,159}$	0.5	17.1	3.71	0.84	0.71	0.525

O dia médio da  $OL_{Atm}$  medido e estimada com os dados gerais está disposto na Figura 10a. Todos os modelos apresentaram pior desempenho no período da tarde, a partir do meio dia e madrugada. A mesma situação é observada após a separação entre dias claros (C) e parcialmente nublado (PN) com os dados geral (Figura 10b) e na estação chuvosa (Figura 10c). De fato o comportamento entre o dia médio geral e geral separados entre C e PN são bastante semelhantes. Destaca-se que nas Figuras (10a, 10b e 10c) os modelos de Prata (1996) e Duarte et al (2006) apresentam um comportamento semelhante e suas curvas se sobrepõem em todos os horários do dia, mas subestimam o valor medido em mais de  $10 \text{ W m}^{-2}$  durante a madrugada e superestimam durante a tarde. Os modelos de Idso & Jackson (1969) e Idso (1981) também apresentam a mesma tendência de superestimar à tarde e subestimar na madrugada, mas com menor diferença em relação ao valor estimado.



**Figura 10** - Dia médio da radiação de onda longa atmosférica  $OL_{Atm}$  medida e estimada pelos 5 modelos parametrizados, nas condições de dados: geral (a), de dias Claros (C) e Parcialmente Nublados (PN) para os dados gerais (b), dias Claros e Parcialmente Nublados (PN) na estação chuvosa (c) e dias Claros e Parcialmente Nublados (PN) na estação seca (d), no sítio experimental FSN.

Os modelos se comportam próximo aos valores medidos apenas no início da manhã durante a estação seca (Figura 10d). Durante esta estação foi observado um incremento dos erros (Tabela 4), o que refletiu também em uma maior discrepância entre os valores dos dias médios medidos e dias médios estimados pelos modelos. O aumento dos erros na estação seca, implicou também e um aumento na diferença entre os modelos de Prata (1996) e Duarte et al. (2006), os mesmos que se sobrepuseram nas 3 situações anteriores. O modelo de Swinbank (1963) apresentou o pior desempenho entre todos os modelos testados em todas as situações de análise. A Diferença entre as médias do dia médio medido e simulado pelos modelos encontra-se disponível na Tabela (4). A variação dos modelos de Idso & Jackson (1969) e Idso (1981), em todas as situações é praticamente nula, ocorrendo apenas a partir da 2ª casa decimal.

## **4.2. SUL DO MATO GROSSO - BAÍA DAS PEDRAS**

### **4.2.1. Variáveis Meteorológicas**

No período de maio de 2014 até abril de 2015 foram registrados 1356 mm dos 1342 mm esperados pela média, o que indica um ano com ocorrência de chuvas dentro dos padrões normais em termos anuais. A estação chuvosa registrou déficit pluviométrico de 108,1 mm enquanto a estação seca apresentou um superávit de 121,8 mm em relação à normal climatológica (Figura 11a).

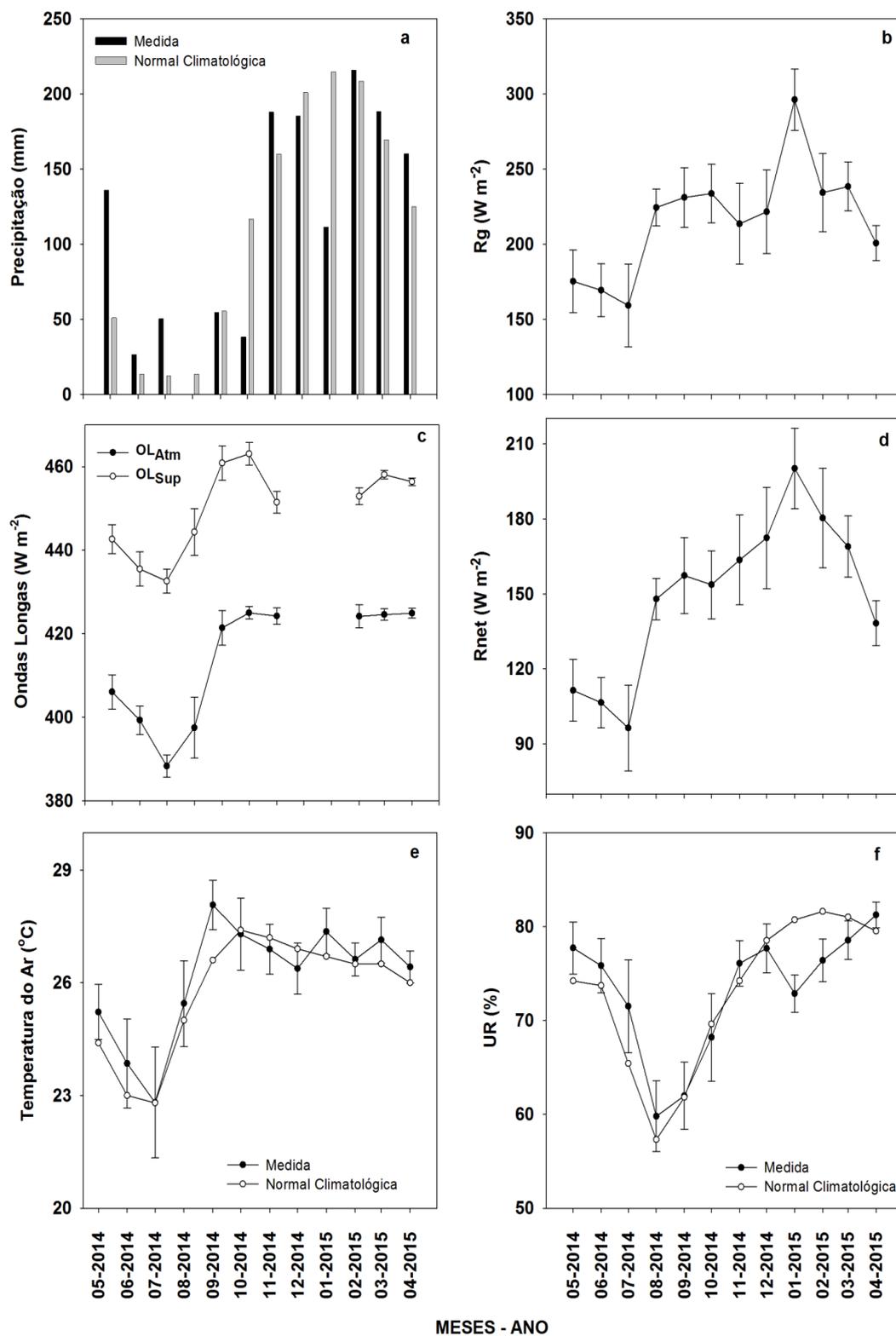
Essa anomalia positiva de precipitação durante a estação seca deu-se, principalmente, devido aos totais pluviométricos dos 3 primeiros meses (maio, junho e julho), que juntos excederam em 2,7 vezes o total pluviométrico esperado para esses meses (213,4 mm registrado e 77,1 mm esperados pela normal). No entanto, verificou-se uma anomalia negativa de 13 mm durante o mês de agosto. No mês de setembro o comportamento apresentado foi de acordo com a normal com aproximadamente 55 mm de chuvas registradas. Dessa forma, os valores entre os 3 primeiros meses de início da estação seca foram fundamentais para caracteriza-la como chuvosa.

O motivo para esse déficit pluviométrico na estação chuvosa pode estar relacionado a atuação de bloqueio atmosférico. No final de 2014 e início de 2015 foi observada uma condição de bloqueio bastante intensa no sul da América do Sul que

inibiu o avanço de frente frias, e reduziu a ocorrência de ZCAS (MARENGO et al., 2015). Ainda segundo Marengo et al. (2015) esse bloqueio além de alterar os padrões de circulação atmosférica, possivelmente reforçou o anticiclone em médios níveis da atmosfera (500 hPa), que ao ocorrer durante a estação seca, reforçou os movimentos descendentes do ar atmosférico inibindo, ainda mais, a formação de nuvens e conseqüentemente de precipitação, deixando o ar mais seco além de bloquear a passagem dos sistemas frontais, reduzindo a ocorrência das ZCAS, e o transporte do fluxo de umidade oriundo da Amazônia.

A média anual de  $R_g$  foi de  $216,3 \pm 5,2 \text{ W m}^{-2}$ . Ao comparar as médias entre as estações seca e chuvosa, nota-se que a maior média foi a chuvosa ( $234,2 \pm 6,4 \text{ W m}^{-2}$ ) enquanto a seca foi de  $191,98 \pm 7,9 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 11b). Isso indica que, apesar da estação chuvosa normalmente apresentar maior cobertura de nuvens e conseqüentemente maior atenuação da radiação, os fatores astronômicos, no geral, governam a incidência local de  $R_g$ , uma vez que a época chuvosa ocorre durante todo o verão austral do hemisfério sul (MACHADO et al., 2016).

Tanto na estação seca como na chuvosa foram observados meses que se destacaram por quedas e subidas abruptas das médias da  $R_g$ . Na estação chuvosa, o mês de janeiro apresenta um incremento acentuado quando comparado com os meses de dezembro e fevereiro. Este fato também foi observado em agosto quando comparado com os meses iniciais da estação seca (maio, junho e julho). Essa oscilação da curva de  $R_g$  está associado as precipitações anômalas que aconteceram nos referidos meses. O mês de janeiro caracterizou-se por ser excessivamente seco, ao passo que o trimestre inicial da época seca registrou precipitação bem acima de suas médias climatológicas (Figura 11a).



**Figura 11** - Precipitação medida e normal climatológica (a), Radiação Solar Global (b), Onda longa (c), Saldo de Radiação (d), Temperatura do Ar medida e normal climatológica (e) e Umidade Relativa do Ar (f) medida e normal climatológica para o sítio Baía das Pedras, entre 2014-2015

Possivelmente, a falta de chuvas em janeiro está associada com uma menor cobertura de nuvens e, conseqüentemente, maior incidência de  $R_g$ . As nuvens funcionam como um dos principais moduladores do total de radiação que atinge a superfície, pois são responsáveis pelas reflexões múltiplas além da absorção da radiação solar na atmosfera (GU et al., 2001; QUERINO et al., 2011; SANCHES et al., 2011). No entanto, na estação seca a situação foi oposta, uma vez que a ocorrência de maior precipitação, favoreceu a atenuação da  $R_g$  devido a uma maior ocorrência de nebulosidade e de ser inverno no Hemisfério Sul.

Na Figura (11e) nota-se que, em relação à temperatura, o ano em questão foi dentro da média quando comparados os valores medidos  $26.0 \pm 0.2$  °C, com o padrão climatológico da região 25,8 °C. Sazonalmente, verifica-se que a estação seca foi mais fria do que a normal ( $\sim 1,5$  °C) e a estação chuvosa dentro da normalidade. Esse padrão da temperatura do ar refletiu-se também nos valores médios sazonais da UR (Figura 11f). A média anual foi de 73,1% apontou que o ano foi dentro da normalidade, com um período seco mais úmido (aproximadamente 4 pontos percentuais a mais do que a média) e um período chuvoso mais seco aproximadamente 2 pontos percentuais em relação à normal.

As radiações de onda longa emitidas pela atmosfera ( $OL_{Atm}$ ) e pela superfície terrestre ( $OL_{Sup}$ ) (Figura 11c) apresentaram comportamento similares ao da  $R_g$ . As médias anuais foram de  $413.5 \pm 1.7$  W m<sup>-2</sup> e  $449.8 \pm 1.4$  W m<sup>-2</sup> para  $OL_{Atm}$  e  $OL_{Sup}$ , respectivamente. As maiores médias de  $OL_{Atm}$  ( $424.6 \pm 0.9$  W m<sup>-2</sup>) e  $OL_{Sup}$  ( $454.7 \pm 1.1$  W m<sup>-2</sup>) foram registradas na estação chuvosa, enquanto os menores valores médios durante a estação seca sendo  $402.5 \pm 2.4$  W m<sup>-2</sup>  $OL_{Atm}$  e  $443.1 \pm 2.3$  W m<sup>-2</sup>  $OL_{Sup}$ .

Quando se analisa a  $OL_{Atm}$  e a  $OL_{Sup}$  (Figura 11c) observa-se um comportamento sazonal semelhante aos da temperatura (Figura 11e). Essa relação fica evidente ao observar a correção com da  $OL_{Atm}$  com a  $T_{ar}$  e  $e_a$  na Tabela (6), onde nota-se elevado índice de correlação  $r$  e alto nível de significância  $p$  Valor. A temperatura do ar para a região em estudo tende a decrescer durante o inverno austral, o qual coincide com o início da época seca da região, que acarreta em menores temperaturas superficiais e redução na umidade relativa do ar. Esta redução na UR significa menos vapor d'água na atmosfera, um dos principais gases que

absorvem e emitem a  $OL_{Atm}$  (GALVÃO & FISCH, 2000; BETTS et al., 2009; DAI & FANG, 2014). A oscilação anual de temperatura da região está associada à penetração de sistemas frontais que provocam redução considerável na temperatura durante alguns dias, além de forte declínio das temperaturas durante o período noturno associado à perda radiativa devido a menor cobertura de nuvens (ALVES, 2009; BIUDES et al., 2015; MACHADO et al., 2015).

**Tabela 6** - Coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ) com nível de significância de 95%, das médias mensais, no sítio experimental Baía das Pedras – BDP.

	$T_{Ar}$	$e_a$
<b><math>OL_{Atm}</math></b>	<b>0,903962</b>	<b>0,858061</b>
<b>p valor</b>	<b>0,000331</b>	<b>0,001491</b>

O saldo de radiação superficial ( $R_{net}$ ) e a radiação de onda longa também tiveram um comportamento similar ao  $R_g$  (Figura 11d). A média anual do  $R_{net}$  foi de  $149.7 \pm 3.9 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto que na estação chuvosa e seca foi de  $168,1 \text{ W m}^{-2}$  e  $123,9 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Como houve uma variação sazonal entre as médias da  $R_g$  é de se esperar que as variáveis dependentes da incidência de  $R_g$  tendam a seguir o mesmo comportamento. Estudos envolvendo a camada limite atmosférica na Amazônia e a circulação de mesoescala constataram que o pico de emissão de radiação de  $OL_{Sup}$  ocorre durante a estação seca devido a um maior aquecimento superficial e menor cobertura de nuvens (BETTS et al., 2009), corroborando com os resultados aqui encontrados.

Pesquisas sobre o balanço de energia no Pantanal mato-grossense, também observou que o  $R_{net}$  tem um padrão semelhante ao do  $R_g$ . Provavelmente este fato está relacionado à variação do albedo em consequência das alterações no índice de área foliar durante a época seca devido ao estresse hídrico, que tendem a serem maiores por conta da redução da cobertura de área verde, elevando o albedo e alterando/diminuindo o balanço de ondas curtas superficiais (FAUSTO et al., 2014; BIUDES et al., 2016). No entanto, o albedo não apresentou variação para o ano específico e permaneceu em torno 0,17 (não apresentado) tanto na estação seca como na chuvosa. Isso pode estar relacionado a uma época seca com mais abundante em

água, acarretando em uma redução do stress hídrico e, possivelmente, em uma menor perda de cobertura foliar, e assim, gerando efeitos contrários aos descritos por Fausto et al. (2014), fazendo com o balanço radiativo superficial tenha sido governado primordialmente pelo  $R_g$  e o balanço de onda longa.

#### 4.2.2. Estimativas da Radiação de Onda Longa Atmosférica ( $OL_{Atm}$ )

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. No entanto, o modelo de Idso (1981) apresentou os melhores resultados com maiores valores de  $d$  e  $r$ . Após a determinação dos novos coeficientes das equações utilizando os dados locais (Tabela 8), observou-se que há uma redução dos erros em todos os modelos, sem grandes variações no de Idso (1981), pois já apresentara baixo erros. Apesar do EMA, RMSE e o PMRE terem reduzido e o  $d$  de Willmott aumentado para a maioria dos modelos, o modelo de Idso foi o que apresentou menor variação relativa em relação aos demais após a parametrização. Em todos os casos, o  $r$  não sofreu modificações

Ao comparar os dados gerais classificados por dias claros (C) e parcialmente nublado (PN) não parametrizados (Tabela 7) com os dados após a parametrização (Tabela 8), verifica-se que houve, para todos os modelos, uma melhora em todos os parâmetros estatísticos analisados. Constatou-se uma diminuição nos valores de todos os erros e aumento nos valores de  $d$  e  $r$ . Ao classificar em dias C e PN e também separá-los por sazonalidade, nota-se uma piora na estação chuvosa quando comparados as estatísticas com os dados gerais (Tabela 8). Os valores de  $r$  e  $d$  foram maiores durante a estação seca que na estação chuvosa (Tabelas 7 e 8), onde se percebe um aumento dos erros ao passo que  $r$  e  $d$  permanecem praticamente constantes.

As diferenças nas análises estatísticas dos modelos nas estações seca e chuvosa possivelmente ocorreram por dois motivos. O primeiro foi devido às máximas temperaturas da estação seca, enquanto o segundo foi influência da pressão de vapor nos modelos que a consideram na estimativa da emissividade, como por exemplo no modelo de Idso (1981). Ao considerar-se a razão de mistura que é definida com a razão entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco, sendo que

ambos estão relacionados com a pressão de vapor, que por sua vez varia com a temperatura, então espera-se que haja essa oscilação sazonal devido à variação dessas variáveis ao longo do ano (BETTS et al., 2009).

A CLA é responsável por efetuar transportes verticais de energia, momentum e propriedades escalares que, por sua vez, agem modificando a dinâmica e a termodinâmica da atmosfera e, de modo inverso, nos fluxos turbulentos de superfície (FISCH et al., 2004; NEVES & FISCH, 2011). Ainda, segundo Neves & Fisch (2011), a CLA possui processos de geração de turbulência térmica e mecânica. A produção ou destruição da turbulência térmica, representada pelo empuxo, provoca a supressão do aquecimento da superfície. Assim, a CLA deve também modificar os fluxos de superfície através da influência da temperatura e umidade do ambiente, resultado da partição de energia da superfície e por consequência em alteração nos fluxos de onda longa (FISCH et al., 2004).

Ao inserir mais variáveis que possam interferir no comportamento de onda longa sobre a superfície espera-se que os erros também sejam incrementados, conforme foi observado na análise sazonal das tabelas de 7 a 8. Em uma situação de atmosfera menos instável (calmaria), mas de céu claro, deveria proporcionar menos troca de energia entre a superfície e a atmosfera. No entanto, os efeitos radiativos de emissão de onda longa da superfície provocam um maior desenvolvimento e aprofundamento da camada de inversão, elevando a altura da camada limite (SANTOS et al., 2007).

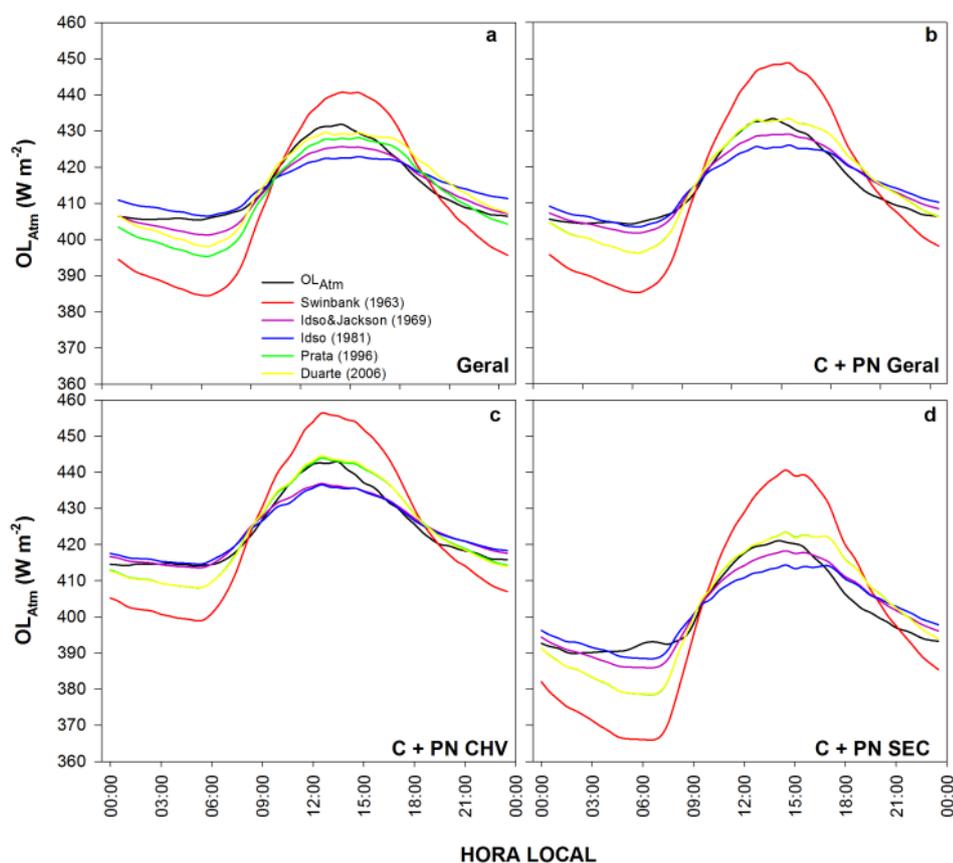
**Tabela 7** - Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (PMRE) e os respectivos coeficientes de correlação  $d$  de Willmott e  $r$  de Pearson para modelos simulados em diferentes condições, antes da parametrização, para o sítio experimental de Baía das Pedras - BDP.

<b>Condição</b>	<b>Modelos</b>	<b>MAE (W m<sup>-2</sup>)</b>	<b>RMSE (W m<sup>-2</sup>)</b>	<b>PRME (%)</b>	<b>d</b>	<b>r</b>
<b>Dados Gerais</b>	<b>Swinbank</b>	35.3	42.7	8.87	0.55	0.60
	<b>Idso&amp;Jackson</b>	32.0	40.5	8.28	0.58	0.60
	<b>Idso</b>	0.7	17.4	3.35	0.83	0.71
	<b>Prata</b>	15.3	24.2	4.97	0.72	0.65
	<b>Duarte</b>	43.0	46.2	10.32	0.51	0.70
<b>Dados Gerais e dias claro/ parcialmente nublado</b>	<b>Swinbank</b>	32.0	39.4	8.12	0.58	0.61
	<b>Idso&amp;Jackson</b>	28.6	37.1	7.53	0.61	0.61
	<b>Idso</b>	3.0	16.1	3.14	0.85	0.73
	<b>Prata</b>	17.9	25.2	5.21	0.70	0.67
	<b>Duarte</b>	40.7	43.5	9.73	0.53	0.73
<b>Período chuvoso e dias claros/parcialmente nublado</b>	<b>Swinbank</b>	37.8	42.4	8.99	0.45	0.62
	<b>Idso&amp;Jackson</b>	34.2	39.6	8.23	0.48	0.62
	<b>Idso</b>	2.3	15.6	2.91	0.70	0.50
	<b>Prata</b>	12.8	19.5	3.91	0.69	0.62
	<b>Duarte</b>	44.1	46.3	10.37	0.39	0.60
<b>Período seco e dias claros/parcialmente nublado</b>	<b>Swinbank</b>	23.9	34.8	6.90	0.67	0.64
	<b>Idso&amp;Jackson</b>	20.6	33.3	6.55	0.69	0.64
	<b>Idso</b>	4.0	16.8	3.47	0.85	0.74
	<b>Prata</b>	25.1	31.4	7.04	0.65	0.69
	<b>Duarte</b>	35.8	39.3	8.85	0.58	0.73

**Tabela 8** - Equações parametrizadas, Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (PMRE), coeficientes de estimativa d de Willmott, r de Pearson e diferença entre as médias diárias dos valores medidos ( $OL_{Atm}$ ) e estimados (Modelos) para modelos simulados em diferentes condições, após a parametrização, para o sítio experimental de Baía das Pedras - BDP.

Condição	Modelos	Equações	MAE (W m <sup>-2</sup> )	RMSE (W m <sup>-2</sup> )	PRME (%)	d	r	$OL_{Atm} -$ Modelo (W m <sup>-2</sup> )
Dados Gerais	Swinbank	$\varepsilon = 1,012 * 10^{-5} * T_{ar}^2$	4.9	26.2	5.11	0.74	0.60	4.79
	Idso&Jackson	$\varepsilon = 1 - 0,04883exp[8,382 * 10^{-4} * (273 - T_{ar})^2]$	1.7	17.5	3.55	0.74	0.60	0.03
	Idso	$\varepsilon = 0,790 + 5,221 * 10^{-12} * e_a * exp\left(\frac{4814}{T_{ar}}\right)$	0.0	15.2	3.07	0.81	0.72	1.77
	Prata	$\varepsilon = \{1,262 - (1 + \xi) * exp[-(2,974 + 0,1531 * \xi)^{1,371}]\}$	3.0	18.0	3.48	0.83	0.70	2.98
	Duarte	$\varepsilon = 0,616 * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{0,190}$	0.4	18.6	3.58	0.83	0.71	0.37
Dados Gerais e dias claro/ parcialmente nublado	Swinbank	$\varepsilon = 1,012 * 10^{-5} * T_{ar}^2$	1.3	24.6	4.74	0.76	0.61	1.10
	Idso&Jackson	$\varepsilon = 1 - 0,04883exp[8,382 * 10^{-4} * (273 - T_{ar})^2]$	0.0	17.2	3.44	0.74	0.62	0.06
	Idso	$\varepsilon = 0,775 + 5,995 * 10^{-10} * e_a * exp\left(\frac{3424}{T_{ar}}\right)$	0.0	14.6	2.91	0.84	0.74	0.05
	Prata	$\varepsilon = \{7,668 - (1 + \xi) * exp[-(4,552 + 0,02789 * \xi)^{1,286}]\}$	0.3	16.1	3.15	0.85	0.73	0.29
	Duarte	$\varepsilon = 0,681 * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{0,139}$	0.3	16.2	3.16	0.85	0.73	0.30
Período chuvoso e dias claros/parcialmente nublado	Swinbank	$\varepsilon = 1,025 * 10^{-5} * T_{ar}^2$	1.1	21.1	4.02	0.73	0.62	0.85
	Idso&Jackson	$\varepsilon = 1 - 0,0352exp[1,085 * 10^{-3} * (273 - T_{ar})^2]$	0.1	12.6	2.47	0.75	0.60	0.13
	Idso	$\varepsilon = 0,846 + 7,883 * 10^{-14} * e_a * exp\left(\frac{5921}{T_{ar}}\right)$	0.0	12.5	2.43	0.76	0.61	0.18
	Prata	$\varepsilon = \{7,234 - (1 + \xi) * exp[-(5,860 + 0,1502 * \xi)^{2,507}]\}$	0.3	14.3	2.83	0.79	0.63	0.29
	Duarte	$\varepsilon = 0,816 * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{0,058}$	0.3	14.5	2.85	0.78	0.62	0.27
Período seco e dias claros/parcialmente nublado	Swinbank	$\varepsilon = 9,906 * 10^{-6} * T_{ar}^2$	2.0	26.8	5.23	0.76	0.64	1.85
	Idso&Jackson	$\varepsilon = 1 - 0,06831exp[6,892 * 10^{-4} * (273 - T_{ar})^2]$	0.1	17.5	3.64	0.76	0.63	0.09
	Idso	$\varepsilon = 0,768 + 5,33 * 10^{-11} * e_a * exp\left(\frac{4133}{T_{ar}}\right)$	0.0	14.8	3.01	0.84	0.76	-0.01
	Prata	$\varepsilon = \{9,376 - (1 + \xi) * exp[-(4,226 + 0,3273 * \xi)^{0,979}]\}$	0.5	17.0	3.30	0.86	0.74	0.41
	Duarte	$\varepsilon = 0,683 * \left(\frac{e_a}{T_{ar}}\right)^{0,133}$	0.5	17.1	3.32	0.85	0.73	0.41

Ao observarmos o comportamento do dia médio após a parametrização com os dados gerais, 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 (Figura 12a). Verifica-se ainda que a todos os modelos, exceto o de Idso (1981), tendem a subestimar durante a madrugada e início da manhã. Ao classificar os dados gerais parametrizados em dias claros e parcialmente nublados, observa-se que há uma redução na diferença entre os valores dos modelos estimados em relação ao medido durante a tarde, bem como durante a madrugada (Figura 12b), corroborando com a diminuição dos erros apresentados anteriormente na tabela (8).



**Figura 12** - Dia médio da radiação de onda longa atmosférica  $OL_{Atm}$  medida e estimada pelos 5 modelos parametrizados, nas condições geral (a), de dias Claros (C) e Parcialmente Nublado (PN) com dados gerais (b), dias Claros (C) e Parcialmente Nublado (PN) na estação chuvosa (c) e dias Claros (C) e Parcialmente Nublado (PN) na estação seca (d), no sítio experimental BDP.

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 (8). Salienta-se que em todas as situações analisadas o modelo de Swinbank (1963) foi o que apresentou pior desempenho com diferenças de aproximadamente  $20 \text{ W m}^{-2}$  no período da tarde. Ao comparar a diferença entre os valores médios diários estimados pelos modelos com média diária medida, verifica-se que na média diária, a diferença não ultrapassou os  $5 \text{ W m}^{-2}$ , com as maiores diferenças, mais uma vez, registradas pelos modelos de Swinbank (1963) (Tabela 8). Salienta-se que todos os modelos, na média, tendem a superestimar a média medida.

Todos os modelos foram desenvolvidos para condições de céu claro. Logo, o fato das diferenças entre as médias estimadas as medidas aumentarem durante o período vespertino pode estar associada ao desenvolvimento de nuvens convectivas, cúmulos ou cumulonimbus. Esses tipos de nuvens são comuns em áreas de intenso calor superficial que favorece o transporte vertical turbulento de umidade (ANJOS et al., 2013). Esse transporte vertical ocorre devido ao desenvolvimento da Camada Limite Atmosférica - CLA, que se caracteriza por ligar a superfície da terrestre com os altos níveis da atmosfera (NEVES & FISCH, 2011). No ciclo diário o desenvolvimento da camada limite atmosférica CLA passa por uma fase de aprofundamento em poucas horas, ocasionando a formação das primeiras nuvens cúmulos por volta do meio dia, gerando o desenvolvimento de precipitação convectiva no período da tarde (BETTS et al., 2009). Santos Neto et al. (2014) estudaram a distribuição horária da precipitação em Porto Velho e observaram uma grande predominância de frequências horárias de chuva durante a tarde, principalmente no meio do período (entre as 15 e as 17:00 horas). Os autores atribuíram o fato ao escoamento em baixos níveis da atmosfera (entre 925 e 700 hPa) oriundo do Oceano Atlântico e que favorece o transporte de umidade na região central da Amazônia garantindo assim condições necessárias para convecção local durante a tarde, incluindo durante a estação seca.

## 5. CONCLUSÃO

Baseado nos resultados obtidos, concluiu-se que:

- A precipitação apresentou-se dentro da média anual na BDP, porém com uma estação seca mais chuvosa e uma estação chuvosa mais seca. A precipitação na FSN foi acima da média, com a estação seca dentro da normalidade e a chuvosa com excesso de chuvas. A radiação solar global na BDP foi maior na estação chuvosa, enquanto que na FSN foi ligeiramente maior na estação seca. A temperatura e a umidade relativa do ar na BDP foram dentro da normalidade, mas houve uma estação seca mais fria e úmida e uma estação chuvosa mais seca que o normal. As médias de temperaturas na FSN foram abaixo e umidade relativa acima da normal climatológica durante todo o ano. A radiação de onda longa medida na BDP, tanto superficial quanto atmosférica, foram menores na estação seca e maiores no final da estação seca. Na FSN, a  $OL_{Atm}$  foi maior na estação chuvosa e menor na estação seca e a  $OL_{Sup}$  não diferenciou entre as estações. Por fim, o  $R_{net}$  acompanha o  $R_g$ , com maiores valores na estação chuvosa e menores na estação seca em ambos os sítios.
- Não foi verificada melhora no desempenho dos modelos ao se classificar quanto à nebulosidade e sazonalidade em ambos os sítios. Logo todos os modelos aqui testados podem ser aplicados sem a necessidade de classificação quanto à nebulosidade.
- Quando classificados quanto à nebulosidade e a sazonalidade, todos os modelos apresentaram uma leve diminuição nos seus desempenhos.
- O modelo de Idso apresentou os menores erros antes da parametrização, quando comparados com os outros modelos, e pouca diferença entre os erros pós parametrização, o que indica que o mesmo poderia ser aplicado mesmo sem a reparametrização.
- Dentre todas as estimativas testadas, o modelo que sempre apresentou um pior desempenho em qualquer situação testada foi o de Swinbank (1963).

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, L. J. G.; DA COSTA, J. M. N.; FISCHER, G. R.; AGUIAR, R. G.; DA COSTA, A. C. L.; FERREIRA, W. P. M. Estimativa da Radiação de Onda Longa Atmosférica em Áreas de Floresta e de Pastagem no Sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 26, n. 2, p. 215 - 224, 2011.

AGUILAR, J. L.C.; GENTLE, A. R.; SMITH, G. B.; CHEN, D. A method to measure total atmospheric long-wave down-welling radiation using a low cost infrared thermometer tilted to the vertical. **Energy**, 81, p. 233 - 244, 2015.

ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CAMARGO, J. R. H.; CASTRO, C. Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte 1 - estudos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 20, n. 3, p. 385 - 394, 2005.

ALVES, LINCOLN MUNIZ. Clima da região centro-oeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, Cap. 15, p. 463, 2009.

ANJOS, M. W. B.; GANHO, N.; ARAÚJO, H. M. Uma Análise dos contrastes Topoclimáticos no Espaço Urbano e Periurbano de Aracau/SE: Os Campos Térmicos e Higrométricos. **Revista Brasileira de Climatologia**, 13, p. 298 - 318, 2013.

BELO, M. S. S. P.; PIGNATI, W.; DORES, E. F. G.C.; MOREIRA, J. C.; PERES, F. Uso de agrotóxicos na produção de soja do Estado do Mato Grosso: um estudo preliminar de riscos ocupacionais e ambientais. **Revista Brasileira Saúde Ocup.**, 37, n. 125, p. 78 - 88, 2012.

BERLATO, M. A.; FONTANA, D. C. **El Niño e La Niña**: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul, aplicações de previsões climáticas na agricultura. Porto Alegre: UFRGS, 2003. 110 p.

BETTS, A. K. ; FISCH, G.; VON RANDOW, C.; SILVA DIAS, M. A. F.; COHEN, J. C. P.; DA SILVA, R.; FITZJARRALD, D. R. The amazonian boundary layer and mesoscale circulations. In: KELLER, M., et al. **Amazonia and Global Change**. Washington: American Geophysical Union, v. 186, Cap. 11, p. 565, 2009.

BIUDES, M. S.; VOURLITIS, G. L.; MACHADO, N. G.; DE ARRUDA, P. H. Z.; NEVES, G. A. R.; LOBO, F. DE A.; NEALE, C. M. U.; NOGUEIRA, J. DE S. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in

Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, 202, p. 112 - 124, 2015.

CARVALHO, L. M. V. D.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, Cap. 6, p. 463, 2009.

CHANDEL, S. S.; AGGARWAL, R. K. Estimation of Hourly Solar Radition on Horizontal and Inclined Surfaces in Weteren Himalayas. **Smart Grid and Renewable Energy**, 2, p. 45 - 55, 2011.

CLIMANÁLISE. **BOLETIM DE MONITORAMENTO E ANÁLISE CLIMÁTICA**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. Cachoeira Paulista, p. 43. 2003. (18 v. 03).

DA SILVA, M. **Classificação de áreas de reflorestamentos mistos usando análise multivariada, em Cotriguaçu-MT**. 2008. Dissertação - Faculdade de Engenharia Florestal, Universidade Federal do Mato Grosso. Cuiabá, p. 88. 2008.

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.

DE CARVALHO, L. G. GNE 109 AGROMETEOROLOGIA Características Espectrais da Radiação Solar. **GNE 109 AGROMETEOROLOGIA Características Espectrais da Radiação Solar**, 09 Setembro 2016. Disponível em: <<http://docplayer.com.br/6079496-Gne-109-agrometeorologia-caracteristicas-espectrais-da-radiacao-solar.html>>. Acesso em: 09 Setembro 2016.

DOS SANTOS, C. A. C.; DA SILVA, B. B.; RAO, T. V. R.; SATYAMURTY, P.; MANZI, A. O. Downward Longwave Radiation Estimates for Clear-Sky Conditions over Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 26, n. 3, p. 443 - 450, 2011.

DOS SANTOS, C. M.; DE SOUZA, J. L.; FERREIRA JUNIOR, R. A.; TIBA, C.; DE MELO, R. O.; LYRA, G. B.; TEODORO, I.; LYRA, G. B.; LEMES, M. A. M. On Modeling on Global Solar Radiation Using Air Temperature for Alagoas State, Northeastern Brazil. **Energy**, 71, p. 388 - 398, 2014.

DUARTE, F.; DIAS, L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates. **Agricultural and Forest Meteorology**, 139, p. 171 - 181, 2006.

DUZEN, H.; AYDIN, H. Sunshine-Based Estimation of Global Solar Radiation on Horizontal Surface at Lake Van Region (Turkey). **Energy Conservation and Management**, 58, p. 35 - 46, 2012.

EFRON, B.; TIBSHIRANI, R. **An introduction to the bootstrap**. Nova York: Chapman and Hall, 1994. 456 p.

ESCOBAR, G. C. J. Padrões de circulação em superfície e em 500 hpa na América do Sul e eventos de anomalias positivas de precipitação no estado de Minas Gerais durante o mês de dezembro de 2011. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 29, n. 1, p. 105 - 124, 2014.

ESCOBEDO, J. F.; GOMES, E. G.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. Modeling Hourly and Daily Fractions of UV, PAR and NIR to Global Solar Radiation Under Various Sky Conditions at Botucatu, Brazil. **Applied Energy**, 86, p. 299 - 309, 2009.

FAUSTO, M. A.; MACHADO, N. G.; NOGUEIRA, J. S.; BIUDES, M. S. Net radiation estimated by remote sensing in Cerrado areas in the Upper Paraguay river basin. **Journal of Applied Remote Sensing**, 8, p. 083541-1 - 083541-17, 2014.

FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ, V.; GAN, M. L. A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que Atuam na Vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, Cap. 3, p. 463, 2009.

FISCH, G. **Camada Limite Amazônica: Aspectos Observacionais e de Modelagem**. 1996 (Tese de Doutorado) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. São José dos Campos, p. 171. 1996.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; LYRA, R. F. F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, 78, n. 1-3, p. 47 - 59, 2004.

FISCHER, G. R.; AGUIAR, L. J. G.; OLIVEIRA, E. C.; AGUIAR, R. G. Influência da friagens nos Fluxos de Dióxido de Carbono de Carbono de uma Floresta Tropical no Sudoeste da Amazônia. **Revista Ciência e Natura**, Santa Maria, n. Edição Esp., p. 175 - 177, 2013.

FORMETTA, G.; DAVID, O.; RIGON, R. **Testing site-specific parameterizations of longwave radiation integrated in a GIS-based hydrological model**. 7th Intl. Congress on Env. Modelling and Software. San Diego, CA, EUA: [s.n.]. p. 1 - 9, 2014.

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.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South American monsoon indices. **Atmosphere Science Letter**, 4, p. 219 - 223, 2005.

GU, L.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; SILVA, J. T.; HEITZ, R.; SINGLER, J. Cloud modulation of surface solar irradiance at a pasture site in southern Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, 106, p. 117 - 129, 2001.

HAMILTON, M. G.; TARIFA, J. R. Synoptic Aspects of a Polar Outbreak Leading to Frost in Tropical Brazil, 106, n. 11, p. 1545 - 1556, 1978.

HASHUA, L.; WEIBIN, M.; YONGWANG, L.; XIALONG, W.; LIANG, Z. Global Solar Radiation Estimation with Sunshine Duration in Tibet, China. **Renewable Energy**, 36, p. 3141 - 3145, 2011.

IDSO, S. B. A Set of Equations for Full Spectrum and 8- to 14- $\mu\text{m}$  and 10.5 to 12.5  $\mu\text{m}$  Thermal Radiation From Cloudless Skies. **Water Resource Research**, 17, n. 2, p. 295 - 304, 1981.

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

IQBAL, M. **An Introduction to Solar Radiation**. Vancouver: AP., 1983. 389 p.

IZIOMON, M. G. ; MAYER, H. On the variability and modelling of surface albedo and long-wave radiation components. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 111, p. 141 - 152, 2002.

IZIOMON, M. G.; MAYER, H.; MATZARAKIS, A. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, 65, p. 1107 - 1116, 2003.

IZZO, T. J.; PETINI-BENELLI, A. Relação entre diferentes espécies de formigas e a mirmeecófita *Cordia nodosa* Lamarck (Boraginaceae) em áreas de mata ripária na Amazônia mato-grossense. **Acta Amazonica**, 41, n. 3, p. 355 - 360, 2011.

JONES, C.; HOREL, J. D. A Circulação da Alta da Bolívia e a Atividade Convectiva sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 5, n. 1, p. 379 - 387, 1990.

KJAERGAARD, J. H.; PLAUBORG, F. L.; HANSEN, S. Comparasion of Models for Calculating Daytime Long-Wave Irradiance Using Long Term Data Set. **Agricultural and Forest Meteorology**, 143, p. 49 - 63, 2007.

LHOMME, J. P.; VACHER, J. J.; ROCHETEAU, A. Estimating Downward long-wave radiation on the Andean Altiplano. **Agricultural and Forest Meteorology**, p. 139 - 148, 2007.

LI, Z.; BARKER, H. W.; MOREAU, L. The Variable Effect of Clouds on Atmospheric Absorption of Solar Radiation. **Nature**, 376, p. 486 - 490, 1995.

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

MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S.; ANGELINI, L. P.; MÜTZENBERG, D. M. S.; NASSARDEN, D. C. S.; BILIO, R. S.; DA SILVA, T. J. A.; NEVES, G. A. R.; ARRUDA, P. H. Z.; NOGUEIRA, J. S. Sazonalidade do balanço de energia e evapotranspiração em área arbustiva alagável no Pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 31, n. 1, p.82 - 91, 2016.

MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S.; QUERINO, C. A. S.; DANELICHEN, V. H. M.; VELASQUE, M. C. S. SEASONAL AND INTERANNUAL PATTERN OF METEOROLOGICAL VARIABLES IN CUIABÁ, BRAZIL. **Revista Brasileira de Geofísica**, 33(3), p.1-23, 2015.

MACHADO, N. G.; MEIRELLES, T.; DANELICHEN, V. H. M.; QUERINO, C. A. S. ; BIUDES, M. S. Estimation of Rainfall by neural network over a neotropical region. **Revista Brasileira de Climatologia**, 17, p. 44 - 54, 2015.

MARENGO , J. A.; NOBRE, A. Clima da Região Amazônica. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Texto, v. 1, Cap. 13, 463p, 2009.

MARENGO, J. A. ; NOBRE, C. A. ; SELUCHI, M. E. ; CUARTAS , A. ; ALVES , L. M. ; MENDIONDO, E. D. ; OBREGÓN, G. ; SAMPAIO , G. A seca e a crise hídrica de 2014 - 2015 em São Paulo. **Revista USP**, 116, 2015. 31 - 44.

MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SEA, W. Cold Surges in Tropical and Extratropical South America: The Strong Event in June 1994. **Monthly Weather Review**, 125, p. 2759 - 2786, 1997.

MATTOS, L. F. D. **Frontogênese na América do Sul e Precursores de Friagem no Estado de São Paulo**. 2003. (Tese de Doutorado) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. São José dos Campos, p. 213. 2003.

NEVES, T. T. D. A. T.; FISCH, G. Camada limite noturna sobre área de pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 26, n. 4, p. 619 - 628, 2011.

OLIVEIRA, F. N. M. **Climatologia de bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul: observações, simulações do Icima do século XX e cenários futuros de mudanças climáticas**. 2011. (Tese de Doutorado) São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 158 p., 2011.

OLIVEIRA, F. N. M.; CARVALHO, L. M. V.; AMBRIZZI, T. A New Climatology for Southern Hemisphere Blockings in the Winter and the Combined Effect of ENSO and SAM Phases. **International Journal of Climatology** , 34, n. 5, p.1676 - 1692, 2014.

OLIVEIRA, P. J.; DA ROCHA, E. J. P.; FISCH, G.; KRUIJT, B.; RIBEIRO, J. B. M. Efeitos de um Evento de Friagem nas Condições Meteorológicas na Amazônia: um Estudo de Caso. **Acta Amazônica**, 34, n. 4, p. 613 - 619, 2004.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1981. 413 p.

PEDROSO, D. **Bloqueios atmosféricos e sistemas frontais sobre a América do Sul em cenários de clima futuro**. 2014. (Dissertação de Mestrado) Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria - UFSM, 90p., 2014.

PEREIRA, N.; RIBEIRO, A. L.; D'INCAO, F. Influência dos fenômenos ENOS na ocorrência de frentes frias no litoral sul do Brasil. **Ciência e Natura**, 1, p. 91 - 99, 2011.

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

PROTECT, A. Art Protect. **Art Protect**, 2016. Disponível em: <<http://www.artprotect.com.br/agentes-degradacao-obras-arte.php>>. Acesso em: 29 Setembro 2016.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. F.; MARIANO, G. L. AVALIAÇÃO E COMPARAÇÃO DE RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL E ALBEDO COM ÂNGULO ZÊNITAL NA REGIÃO AMAZÔNICA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 21, n. 3a, p. 42 - 49, 2006.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; QUERINO, J. K. A. S.; VON RADOW, C.; MARQUES FILHO, A. O. Estudo da Radiação Solar Global e do Índice De Transmissividade (Kt), Externo e Interno, em uma Floresta de Mangue em Alagoas – Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 26, n. 2, p.204 - 214, 2011.

RABELLO, J. C. <http://carlosrabello.org/geografia/climatologia/>. **Prof. José Carlos Rabello**, 2016. Disponível em: <<http://carlosrabello.org/geografia/climatologia/>>. Acesso em: 27 Setembro 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.

RUSIN, V.; ZVERKO, J. Periodicities in the Green Corona for the Sun as a Star. **Solar Physics**, 128, p. 261 - 268, 1990.

SAKAY, S.; ITO, A.; UMETANI, K.; LIZAWA, I.; ONISHI, M. A practical pyrgeometer using a representative angle. **American Metteorological Society**, 26, p. 647 - 655, 2009.

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

SANCHES - ROMERO, A.; SANCHES - LORENZO, A.; CALBÓ, J.; CONZÁLES, J. A.; MOLINA - AZONIN, C. The signal of aerosol-induced changes in sunshine duration records: A review of the evidence. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 4657 - 4673, 2014.

SANTOS NETO, L. A.; MANIESI, V.; DA SILVA, M. J. G.; QUERINO, C. A. S.; LUCAS, E. W. M.; BRAGA, A. P.; ATAÍDE, K. R. P. Distribuição horária da precipitação em Porto Velho-RO no período de 1998 - 2013. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 14, n. 10, p. 213 - 228, 2014.

SANTOS, R. M. N.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. Modelagem da Camada Limite Noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 22, n. 3, p. 387 - 407, 2007.

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

SELLUCHI, M. E. Geadas e Friagens. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 463. ISBN 978-85-86238-92-5.

SELUCHI, E.; GARREAUD, R. D. Campos Médios e Processos Físicos Associados ao Ciclo de Vida da Baixa do Chaco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 27, n. 4, p. 447 - 462, 2012.

SEN, Z. Simple Nonlinear Solar Irradiation Estimation Model. **Renewable Energy**, 32, p. 342 - 350, 2007.

SMITH, G. B.; AGUILAR, J.L.C.; GENTLE, A. R.; CHEN, D. Multi-parameter sensitivity analysis: a design methodology applied to energy efficiency in temperate climate houses. **Energy Build**, 55, p. 668 - 673, 2012.

SOBRINHO, F. J. C. **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, Pós-Graduação em Física Ambiental, 151 p. 2011.

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

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**, 89, p. 339 - 348, 1963.

TEODORO, P. H. M.; AMORIM, M. C. D. C. T. Mudanças Climáticas: Algumas Reflexões. **Revista Brasileira de Climatologia**, p. 25-35, 2008.

TETENS, O. Über einige meteorologische Begriffe. **Z. Geophys.**, 6, p. 297 - 309, 1930.

VAN HEMELRIJCK, E. The Oblateness Effect on the Solar Radiation Incident at the Top of the Atmosphere of the Outer Planets. **ICarus**, 51, p. 39 - 50, 1982.

VAN HEMELRIJCK, E. The solar Radiation Incident At the Top of The Atmospheres of Uranus and Neptune. **Earth, Moon, and Planets**, 40, p. 149 - 164, 1988.

VAN HEMELRIJCK, E.; VERCHEVAL, J. Some Aspects of the Solar Radiation Incidente at the Top of the Atmospheres of Mercury and Venus. **Icarus**, 48, p. 167 - 179, 1981.

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.

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

VILANI, M. T.; SANCHES, L.; PINHEIRO, M. P.; PINTO JUNIOR, O. B. Estimativa da radiação de onda longa incidente em uma floresta semidecídua tropical da Bacia Amazônica. **Revista Ciência e Natura**, Santa Maria - RS, 32, n. 1, p. 65 - 91, 2010.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science - An Introductory Survey**. 2. ed. [S.l.]: Academic Press, v. 92, 2006. 483 p. ISBN 0-12-732951-X.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, J. J.; FEDDEMA, K. M.; KLINK, D. R. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, 90, p. 8995 - 9005, 1985.

WMO. **Manual on the Global Observing System**. World Meteorologica Organization. Geneva, p. 50. 2003. (ISBN 92-63-13544-4).