



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



JOSÉ MARCELO LOPES JÚNIOR

**PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA
ATMOSFÉRICA E BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS DURANTE A
ESTAÇÃO CHUVOSA EM ÁREA DE MATA ATLÂNTICA NO ESTADO DE
ALAGOAS**

MACEIÓ – AL
MAIODE 2019

JOSÉ MARCELO LOPES JÚNIOR

**PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA
ATMOSFÉRICA E BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS DURANTE A
ESTAÇÃO CHUVOSA EM ÁREA DE MATA ATLÂNTICA NO ESTADO DE
ALAGOAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Ciências Atmosféricas, da Universidade Federal de Alagoas, como parte dos requisitos para a obtenção do título de mestre em meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura

MACEIÓ – AL
MAIO DE 2019

**Catálogo na fonte Universidade Federal
de Alagoas Biblioteca Central**
Bibliotecário: Marcelino de Carvalho

L864p Lopes Júnior, José Marcelo.

Parametrização de modelos de radiação de onda longa atmosférica e balanço de radiação de ondas longas durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas / José Marcelo Lopes Júnior. – 2019.
83 f. : il.

Orientador: Marcos Antônio Lima Moura.
Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas.
Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2019.

Bibliografia: f. 73-83.

1. Radiação solar. 2. Balanço energético (Geofísica). 3. Micrometeorologia. 4. Hotspot de biodiversidade. 5. Energia renovável. I. Título


CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-160

JOSÉ MARCELO LOPES JÚNIOR

PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA E BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA EM ÁREA DE MATA ATLÂNTICA NO ESTADO DE ALAGOAS

Dissertação de mestrado apresentada à banca examinadora no dia 03 de maio de 2019 como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de mestre em Meteorologia e aprovado pela banca examinadora composta por:



Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura
(Orientador)



Prof. Dr. Rosiberto Salustiano da Silva Junior
(Membro Interno)



Prof. Dr. André Luiz de Carvalho
(Membro Interno)



Prof. Dr. Carlos Alexandre Santos Querino
(Membro Externo)

MACEIÓ-AL
MAIO - 2019

"Dedico este trabalho primeiramente a Deus, por ser fonte de toda a sabedoria, aos meus pais José Marcelo Lopes e Cátia Barreto de Lima Lopes, a todos os professores, as minhas amigas Lorrany e Nayara e demais amigos que contribuíram direta ou indiretamente para este trabalho e também para a minha formação pessoal e científica".

AGRADECIMENTOS

A Deus, por ser a fonte de toda a minha vitória, por me tornar o que sou hoje e por me dar forças em todos os momentos difíceis e por ajudar a todos aqueles que me ajudaram.

Ao meu orientador, professor Marcos Antônio Lima Moura, pelos importantes ensinamentos acadêmicos e pela sua paciência e compreensão durante minha formação e desenvolvimento da minha pesquisa.

Aos membros da banca examinadora, Carlos Alexandre Santos Querino, André Luiz de Carvalho e Rosiberto Salustiano da Silva Júnior pelas considerações e revisão científica do trabalho, possibilitando a sua melhoria.

A todos os meus professores, que passaram todos os conhecimentos e apoio essenciais à minha formação.

Aos meus companheiros do grupo de pesquisa do Laboratório de Micrometeorologia de Hotspot.

Aos meus colegas e amigos do mestrado, por me ajudarem no decorrer do curso.

A UFAL e a CAPES, pela estruturação educacional geral e concessão de bolsas, que contribuíram para a minha manutenção pessoal e por consequência para a realização deste trabalho.

Aos meus pais, José Marcelo Lopes e Cátia Barreto de Lima Lopes, por me motivarem a alcançar meus objetivos, por sempre me ensinarem as coisas boas da vida e por me ajudarem a chegar aonde cheguei.

As minhas primas e amigas Lorrany e Nayara, por estarem sempre ao meu lado fornecendo ajuda e motivação que me trouxeram bons frutos e me levaram a nunca desistir dos meus sonhos dentro e fora da universidade.

E a todos os outros membros da minha família, por comporem um dos fatores primordiais para o meu desenvolvimento.

RESUMO

A análise do saldo de radiação em florestas é de fundamental importância, pois através dele torna-se possível demonstrar como o ecossistema interage com a atmosfera e quais os possíveis impactos devido à substituição da vegetação original, por áreas urbanas, pastos, áreas cultivadas, entre outros. Além disso, estudos do balanço de radiação de ondas longas em ecossistemas florestados não são comumente realizados e para o seu estudo acaba sendo necessário a sua estimativa por modelos físicos e empíricos. O objetivo deste trabalho foi estimar a radiação de onda longa atmosférica e o balanço de radiação de ondas longas por meio da parametrização de modelos de estimativa sob diferentes condições de nebulosidade durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas. Os dados foram obtidos entre 07 de abril de 2017 a 12 de julho de 2017 através de sensores instalados em uma torre micrometeorológica instalada dentro de um fragmento da Mata Atlântica localizado no município de Coruripe, Alagoas. As variáveis estimadas foram calculadas com base em equações e modelos empíricos já existentes. Os dados foram separados em diferentes condições de nebulosidade e posteriormente processados em médias horárias, diárias e mensais. A estimativa da radiação de onda longa atmosférica foi realizada através dos modelos empíricos de Brunt (1932), Idso e Jackson (1969), Idso (1981) e Prata (1996) os quais foram avaliados e parametrizados para a região de estudo. Para a estimativa do balanço de radiação de ondas longas foi utilizado o modelo de Penman-Brunt qual também passou por um processo de avaliação e parametrização. A avaliação dos modelos foi baseada na análise do erro médio absoluto, raiz do erro quadrático médio, erro percentual absoluto médio, coeficiente de correlação de Pearson e índice de concordância de Willmott. Antes da parametrização o modelo de Idso (1981) foi o que teve erros estatísticos menores e maiores coeficiente de correlação e índice de concordância. Após a parametrização todos os modelos apresentaram melhorias, sem grande diferença quando comparados entre cada condição de nebulosidade. O modelo de Idso (1981) teve melhor desempenho na condição geral, de céu parcialmente nublado e nublado e o de Idso e Jackson (1969) na condição de céu claro. Na estimativa do balanço de radiação de ondas longas antes da parametrização, o modelo de Penman-Brunt apresentou um desempenho moderado sem haver uma diferença significativa entre condições de nebulosidade. Após a parametrização o modelo apresentou uma leve melhora em seu desempenho para todas as condições. Portanto, conclui-se que, o modelo de Idso (1981) pode ser aplicado em qualquer condição antes da parametrização. O modelo de Idso e Jackson (1969) pode ser aplicados, após a parametrização, para condições de céu claro. Acredita-se que o modelo de Penman-Brunt pode ser utilizado sem a necessidade de classificação quanto à nebulosidade, quando em períodos chuvosos.

Palavras-chave: Radiação solar, Balanço de energia, Micrometeorologia, Hotspot de biodiversidade, Energia Renovável

ABSTRACT

The analysis of the balance of radiation in forests is of fundamental importance, because through it it becomes possible to demonstrate how the ecosystem interacts with the atmosphere and what the possible impacts due to the replacement of the original vegetation, by urban areas, pastures, cultivated areas, etc. In addition, studies of the long-wave radiation balance in forested ecosystems are not commonly performed and for their study it is necessary to estimate them by physical and empirical models. The objective of this work was to estimate the longwave atmospheric radiation and the longwave radiation balance by means of the parameterization of estimation models under different cloud conditions during the rainy season in the Atlantic Forest area in the State of Alagoas. The data were obtained between April 7, 2017 and July 12, 2017 through sensors installed in a micrometeorological tower installed inside a fragment of the Atlantic Forest located in the municipality of Coruripe, Alagoas. The data of the estimated variables were calculated on the basis of equations and existing empirical models. The data were separated in different cloud conditions and later processed in hourly, daily and monthly averages. The estimation of the downward long-wave radiation was carried out using the empirical models of Brunt (1932), Idso & Jackson (1969), Idso (1981) and Prata (1996) which were evaluated and parametrized for the study region. For the estimation of longwave radiation balance, the Penman-Brunt model was used, model which also underwent a process of evaluation and parameterization. The evaluation of the models was based on the analysis of mean absolute error, root mean square error, mean absolute percentage error, Pearson correlation coefficient and Willmott index of agreement. Before parameterization, the model of Idso (1981) was the one that had smaller statistical errors and higher correlation coefficient and concordance index. After the parameterization all the models presented improvements, without great difference when compared between each cloud condition. The Idso (1981) model had better performance in the general, partly cloudy sky condition and cloudy condition and the Idso & Jackson (1969) model in the condition of clear sky. In estimating the longwave radiation balance, before parameterization, the Penman-Brunt model presented a moderate performance without a significant difference between cloud conditions. After parameterization the model showed a slight improvement in its performance for all conditions. Therefore, it is concluded that the Idso model (1981) can be applied in any condition before parameterization. The model of Idso and Jackson (1969) can be applied, after parameterization, to clear sky conditions. It is believed that the Penman-Brunt model can be used without the need to be classified as cloudiness when in rainy periods.

Keywords: Solar radiation, Energy budget, Micrometeorology, Hotspot of biodiversity, Renewable Energy

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Área original de abrangência da Mata Atlântica pela lei 11.428/06 (a) e área atual (b)..... 19
- Figura 2.**Localização geográfica do Nordeste Brasileiro (em cinza escuro), do estado de Alagoas e do município de Coruripe (em preto) com a localização da área de estudo (ponto amarelo) Fonte: Google Maps, 2018. 366
- Figura 3.** Precipitação média mensal do município de Coruripe-AL durante 66 anos entre 1937-2013. Dados provenientes de registros da Agencia Nacional de Águas (ANA). 388
- Figura 4.** Torre micrometeorológica instalada no fragmento de Mata Atlântica da RPPN na fazenda Lula Lobo pertencente à usina Coruripe Açúcar e Álcool S/A, situada na cidade de Coruripe-AL (10°4'12" S e 36°17'31" W) com instrumentos de medição colocados no topo da torre 39
- Figura 5.** Variação média diária da temperatura do ar (a), umidade relativa do ar (b), soma diária de precipitação (c), radiação solar global (R_G) (d), radiação de onda longa atmosférica (R_A) e radiação terrestre (R_S) (e) e saldo de energia e balanço de ondas longas (R_n e BOL) (f) durante o período de abril/2017 a julho/2017. Obs.: Dia do ano representa o dia sequencial do ano ou dia Juliano (1 a 366), onde 80 representa o dia 21 de março num ano não bissexto. **Error! Bookmark not defined.**
- Figura 6.** Variação média horária da radiação de onda longa atmosférica medida e estimada pelos modelos propostos sem parametrização para os dados gerais (a), condição de céu limpo (CL) (b), condição de céu parcialmente nublado (PN) (c) e condição de céu nublado (NB) (d) para o local de estudo 59
- Figura 7.** Variação média horária da radiação de onda longa atmosférica medida e estimada pelos modelos propostos parametrizados para os dados gerais (a), condição de céu limpo (CL) (b), condição de céu parcialmente nublado (PN) (c) e condição de céu nublado (NB) (d) para o local de estudo 63
- Figura 8.** Variação dos totais diários do balanço de radiação de ondas longas (BOL) medido e estimado pelo modelo de Penman-Brunt antes da parametrização (a) e depois da parametrização (b) para o local de estudo. Obs.: A linha violeta representa a reta do BOL medido e a vermelha a reta do BOL estimado. 69

Figura 9. Variação dos totais diários do saldo de radiação (R_n) medido para a área de estudo.

..... 69

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1.** Variáveis medidas, modelo e altura dos instrumentos instalados na Fazenda Lula Lobo, Coruripe-AL 39
- Tabela 2.** Intervalos de transmitância atmosférica global, porcentagem de cobertura do céu por nuvens e condição de nebulosidade para cada intervalo. 40
- Tabela 3.** Autores, modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica sem parametrização para o local de estudo e emissividade da atmosfera com suas respectivas variáveis dependentes. 422
- Tabela 4.** Médias horárias diurnas de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa (%), precipitação (mm), radiação solar global (W m^{-2}), radiação de onda longa atmosférica (W m^{-2}), radiação terrestre (W m^{-2}), balanço de radiação de ondas longas (W m^{-2}) e saldo de radiação (W m^{-2}) medidos durante o período de estudo. **Error! Bookmark not defined.**
- Tabela 5.** Médias horárias noturnas de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa (%), precipitação (mm), radiação de onda longa atmosférica (W m^{-2}), radiação terrestre (W m^{-2}), balanço de radiação de ondas longas (W m^{-2}) e saldo de radiação (W m^{-2}) medidos durante o período de estudo. 55
- Tabela 6.** Modelos e seus correspondentes avaliadores de desempenho: Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (MAPE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para as condições de dados gerais; céu limpo (CL), céu parcialmente nublado (PN) e céu nublado (NB) antes da parametrização. 57
- Tabela 7.** Equações parametrizadas dos modelos e seus correspondentes avaliadores de desempenho: Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (MAPE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para as condições de dados gerais; céu limpo (CL), céu parcialmente nublado (PN) e céu nublado (NB) antes da parametrização. 62
- Tabela 8.** Equação de Penman-Brunt para o cálculo do BOL e avaliadores de desempenho: Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para as

condições de dados gerais; céu limpo (CL), céu parcialmente nublado (PN) e céu nublado (NB) antes da parametrização.....65

Tabela 9. Equação parametrizada de Penman-Brunt para o cálculo do BOL com seus respectivos avaliadores de desempenho: Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para as condições de dados gerais; céu limpo (CL), céu parcialmente nublado (PN) e céu nublado (NB) antes da parametrização.....66

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Al	Albedo
ANA	Agência Nacional de Águas
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
BOL	Balço de radiação de ondas longas ($W m^{-2}$; $MJ m^{-2}$)
CL	Céu Claro
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
d	Índice de concordância de Willmott
DD	Direção do Vento
dn	Dia Juliano
e	Pressão de vapor de água (hPa; kPa; mb)
E_o	Raio Vetor da Órbita Terrestre
e_s	Pressão de saturação de vapor de água (hPa; kPa; mb)
FCS	Fluxo de Calor no Solo
h	Ângulo horário solar ($^{\circ}$)
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
Kt	Transmitância atmosférica global
l_l	Longitude local ($^{\circ}$)
l_p	Longitude padrão no meridiano de 45° ($^{\circ}$)
M	Meio-dia local
MAE	Erro Médio Absoluto
MAPE	Erro Percentual Absoluto Médio
MBE	Erro Médio
N	Fotoperíodo (h)
n	Insolação (h)
NB	Céu Nublado
NEB	Nordeste Brasileiro
OC \uparrow	Radiação de ondas curtas refletida
OLA	Ondas de Leste Africanas

OMM	Organização Mundial de Meteorologia
P	Precipitação (mm)
PAR	Radiação Fotossinteticamente Ativa
PAR↑	Radiação Fotossinteticamente Ativa refletida
PN	Céu Parcialmente Nublado
r	Coefficiente de correlação de Pearson
R _A	Radiação de onda longa atmosférica (W m ⁻²)
RBMA	Reserva da Biosfera da Mata Atlântica
R _d	Radiação solar difusa (W m ⁻²)
R _D	Radiação solar direta (W m ⁻²)
R _G	Radiação solar global (W m ⁻²)
RMSE	Raiz do Erro Quadrático Médio
R _n	Saldo de radiação (W m ⁻² ; MJ m ⁻²)
R _o	Radiação solar no topo da atmosfera (W m ⁻²)
RPPN	Reserva Particular do Patrimônio Natural
R _S	Radiação terrestre (W m ⁻²)
R _{so}	Radiação solar incidente para um dia de céu claro (MJ m ⁻² d ⁻¹)
SEMARH	Secretaria do Estado do Meio Ambiente e Recursos hídricos de Alagoas
S _o	Constante solar (W m ⁻²)
T	Temperatura (°C; K)
t	Hora local padrão
T _a	Temperatura do ar (°C; K)
T _s	Temperatura da superfície (°C; K)
TS	Temperatura do Solo
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFAL	Universidade Federal de Alagoas
UR	Umidade relativa (%)
VV	Velocidade do Vento
WMO	World Meteorological Organization
WS	Wetness Grid
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
δ	Declinação solar (°)
ε	Emissividade
ε _{atm}	Emissividade atmosférica

ε_{spf}	Emissividade da superfície
θ_z	Ângulo zenital (°)
λ	Comprimento de onda (μm)
λ_{max}	Comprimento de onda de máxima emitância (μm)
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$)
φ	Latitude local (°)

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	16
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	18
2.1 Mata Atlântica	18
2.2 Radiação solar e espectro eletromagnético.....	20
2.3 Radiação de Ondas Longas	21
2.3.1 Radiação Terrestre (R_s).....	22
2.3.1.1 Medição e estimativa.....	22
2.3.2 Radiação de onda longa atmosférica (R_A).....	23
2.3.2.1 Medição e estimativa.....	24
2.3.2.1.1 Modelos de estimativa.....	26
2.4 Saldo de Radiação (R_n).....	31
2.4.1 Balanço de radiação de ondas longas (BOL)	31
2.4.1.1 Medição e Estimativa	32
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	35
3.1 Localização e caracterização da área de estudo	35
3.1.1 Climatologia da região	36
3.2 Obtenção dos dados.....	38
3.3 Métodos e análise realizada.....	39
3.3.1 Organização dos dados	39
3.3.2 Cálculo da irradiância solar no topo da atmosfera	41
3.3.3 Estimativa da R_A e BOL	42
3.3.4 Análise Estatística	44
3.3.4.1 Erro Médio Absoluto (MAE)	44
3.3.4.2 Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE).....	45
3.3.4.3 Erro Percentual Absoluto Médio (MAPE)	45

3.3.4.4 Coeficiente de Correlação de Pearson (r)	46
3.3.4.5 Índice de Concordância de Willmott (d)	47
4.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO	47
4.1 Variáveis meteorológicas	48
4.2 Estimativa da radiação de onda longa atmosférica (R_A)	56
4.2.1 Modelos não parametrizados	56
4.2.2 Modelos parametrizados	59
4.3 Estimativa do balanço de radiação de ondas longas (BOL)	63
4.3.1 Modelo não parametrizado	63
4.3.2 Modelo parametrizado	65
4.3.3 Variação diária do BOL medido e estimado	67
5. CONCLUSÃO	70
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71

1. INTRODUÇÃO

A Mata Atlântica é um dos mais importantes ecossistemas brasileiros, devido sua grande extensão territorial que abrange as regiões Nordeste, Sudeste, Centro-Oeste e Sul e biodiversidade que engloba diversos tipos de espécies de plantas e animais. Originalmente a área de abrangência da Mata Atlântica é estimada em aproximadamente 1.310.000 km², porém, atualmente restam apenas 12,4% da floresta original (FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA; INPE, 2018; PRADO MOURA, 2006).

Por abranger praticamente todo o litoral brasileiro, desde regiões tropicais até subtropicais, a Mata Atlântica tem um clima bem dinâmico que varia de acordo com cada região. Em praticamente toda a sua área são encontrados altos índices de umidade e forte presença de chuvas, causadas pela proximidade com o mar, e os ventos que sopram do oceano em direção ao continente. Essas características meteorológicas e geográficas favorecem a alta diversidade e endemismo, os quais dão à Mata Atlântica uma fauna e flora que pode incluir de 1 a 8% do total de espécies do mundo (SILVA; CASTELETTI, 2003). Contudo, tanta riqueza passa despercebida aos olhos de exploradores e a região vem sofrendo com ações antrópicas, principalmente o desmatamento, levando a diversas mudanças nas características ambientais e meteorológicas.

Diversos autores (Ex: Salis; Shepher; Joly, 1995; Torres; Martins; Kinoshita, 1997; Scudeller, 2002) têm demonstrado que a distribuição de espécies arbóreas de Mata Atlântica está diretamente correlacionada com características climáticas, especialmente a temperatura e a precipitação. Contudo, a radiação solar também se configura como um importante fator que influencia a biodiversidade, contribuindo também para o processo de regeneração natural da Mata Atlântica (CORRÊA, 2008). Dessa forma, o estudo da radiação solar é essencial para se entender os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na biosfera, em particular em ecossistemas florestais (MOURA et al., 2001).

A análise do balanço de radiação nesses ecossistemas é de fundamental importância, pois através dele torna-se possível demonstrar como a floresta interage com a atmosfera e quais os possíveis impactos devido à substituição da vegetação original, por áreas urbanas, pastos, áreas cultivadas, entre outros (GALVÃO; FISCH, 2000). Tratando-se do balanço de radiação de ondas longas esta é uma componente importante no cálculo do balanço de radiação à superfície, pois representa a contribuição da atmosfera e engloba informações de nebulosidade e concentração de vapor d'água (GALVÃO; FISCH, 2000). Em florestas

tropicais, o balanço de radiação de ondas longas é necessário e contribui para a manutenção da biodiversidade, visto que através dos processos de interceptação, transferência e absorção da radiação solar tanto acima quanto abaixo do dossel das árvores, é possível determinar a quantidade de energia que está saindo e entrando no ecossistema.

Estudos do balanço de radiação de ondas longas em áreas de Mata Atlântica são praticamente inexistentes, porém, é importante destacar que diversos autores têm contribuído nesta área com estudos em outros tipos de ecossistemas, como é o caso de Aguiar (2007) e Galvão (1999) que analisaram o balanço de radiação em área de floresta e pastagem na Amazônia; Souza Filho et al. (2006) que elaborou uma pesquisa acerca do balanço de radiação de ondas longas em área de floresta na Amazônia e An, Hemmati e Cui, (2017) que avaliaram diversos modelos de estimativa para o cálculo do balanço de radiação em área urbana no nordeste da França.

Devido à grande dificuldade encontrada para a obtenção de dados de radiação de ondas longas em áreas de Mata Atlântica, medidas regulares do balanço de radiação de ondas longas na maioria das vezes são estimados ou obtidos como resíduo a partir da equação do balanço de radiação (AGUIAR, 2007). Neste aspecto, a utilização de equações empíricas, ou seja, modelos para estimativa tornou-se um modo alternativo amplamente utilizado (AGUIAR et al., 2011).

A radiação de onda longa atmosférica (componente do balanço de radiação de ondas longas) é a variável mais difícil de ser obtida, pois, sem os instrumentos apropriados que, porventura, são de alto custo e difícil acesso e manutenção, podendo ser obtida através de modelos de estimativa que utilizam a emissividade atmosférica como um dos principais parâmetros de cálculo. Sua estimativa é demasiadamente complicada, uma vez que a emissividade atmosférica dependerá das condições atmosféricas locais e a maioria destes modelos somente possui bom desempenho em dias de céu claro, ou seja, sem nebulosidade (VON RANDOW E ALVALÁ, 2006). Essa situação dificulta a estimativa do balanço de radiação de ondas longas que depende das condições de nebulosidade locais, sendo necessária a parametrização de modelos de estimativa para o local de estudo com a finalidade de se obter valores de radiação de onda longa atmosférica e do balanço de radiação de ondas longas mais próximos dos reais, ajudando a compreender a interação do ecossistema estudado com a atmosfera.

1.1 Objetivo

1.1.1 Objetivo geral

Estimar a radiação de onda longa atmosférica e o balanço de radiação de ondas longas por meio da parametrização de modelos de estimativa sob diferentes condições de nebulosidade durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas.

1.1.2 Objetivos específicos

ANALISAR o comportamento das variáveis meteorológicas que contribuem para o balanço de radiação de ondas longas;

AVALIAR o desempenho dos modelos de estimativa da radiação de onda longa atmosférica e do balanço de radiação de ondas longas através de uma análise estatística;

COMPARAR os dados estimados através dos modelos de estimativa com dados medidos no local de estudo;

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

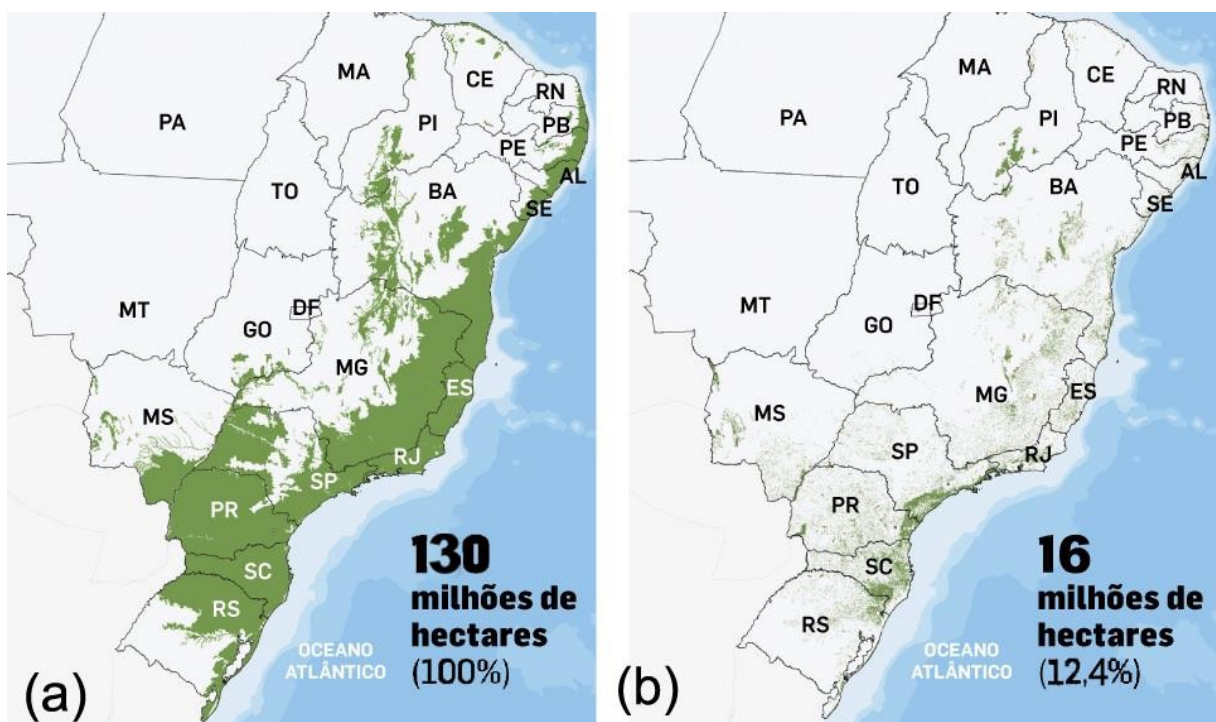
2.1 Mata Atlântica

A Mata Atlântica é caracterizada como um complexo vegetacional com área originalmente ocupada por diversas formações florestais e ecossistemas associados como: floresta ombrófila densa, floresta ombrófila mista, floresta ombrófila aberta, floresta estacional semidecidual, floresta estacional decidual, campos de altitude, áreas das formações pioneiras, conhecidas como manguezais, restingas, campos salinos e áreas aluviais, refúgios vegetacionais, áreas de tensão ecológica, brejos interioranos e encraves florestais, representados por disjunções de floresta ombrófila densa, floresta ombrófila aberta, floresta estacional semidecidual e floresta estacional decidual, áreas de estepe, savana e savana-estépica e vegetação nativa das ilhas costeiras e oceânicas (FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA; INPE, 2018).

O domínio da Mata Atlântica segundo a Lei 11.428 de 2006 e Decreto nº 6.660, de 21 de novembro de 2008 vai desde 3° S a 33°S e 34° W a 60° W e diminuiu gradualmente até chegar a 12,4% da floresta original, como pode ser visto na Figura 1. A Mata Atlântica possui mais de 20.000 espécies de plantas, 263 espécies de mamíferos, 936 espécies de aves, 306 espécies de répteis, 475 espécies de anfíbios e 350 espécies de peixes (GOERCK, 1997; MITTERMEIER et al., 2004). O alto grau de endemismo associado ao risco de extinção faz com que a Mata Atlântica seja incluída na lista dos 25 *hotspots* de biodiversidade do planeta

(PRADO MOURA, 2006; MYERS et al., 2000). Apesar de atualmente existirem apenas fragmentos pequenos da mata, a sua grande extensão territorial (de baixas a médias latitudes e do extremo leste ao extremo oeste do Brasil) abrange diversos tipos de climas e biodiversidade, apresentando um conjunto diversificado de ecossistemas florestais que possuem efeitos regionais que alteram alguns parâmetros meteorológicos como é o caso da umidade do ar, velocidade do vento, temperatura, incidência de radiação, etc (PRADO MOURA, 2006).

Figura 1. Área original de abrangência da Mata Atlântica pela lei 11.428/06 (a) e área no ano de 2017 (b).



Fonte: Adaptado de Jornal Estadão, 2017.

No estado de Alagoas a Mata Atlântica tem uma área de aproximadamente 1500 km² (FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA; INPE, 2018) disposta em pequenos fragmentos remanescentes. A maior importância da Mata Atlântica no estado é devido à conservação da biodiversidade local, seguida da proteção contra deslizamentos e manutenção dos recursos hídricos. Em segundo lugar, devido a seus efeitos no tempo e clima da região, os quais vão desde alterações no saldo de radiação e de umidade até alterações nos padrões de vento, por conta do aumento da rugosidade da superfície principalmente nas áreas mais distantes do oceano.

Diversos estudos foram realizados com o intuito de caracterizar e avaliar espacial e biologicamente a Mata Atlântica em várias localidades do Brasil. Ribeiro et al. (2009)

quantificou os remanescentes existentes de Mata Atlântica no Brasil, analisando suas distribuições espaciais com o intuito de demonstrar suas implicações para a futura conservação da mata no Brasil. Joly, Metzger e Tabarelli (2014) analisando a área remanescente da Mata Atlântica e sua degradação criaram modelos conceituais para descrever como esse bioma é afetado em escalas locais pela ação do homem e o que pode ser feito para a conservação do mesmo. Kozera (2003) realizou um estudo de uma área remanescente de Mata Atlântica no estado do Paraná com o objetivo de conhecer e caracterizar a florística e a estrutura de dois trechos da mata, do tipo floresta ombrófila densa, importantes para a classificação ou determinação de sub-formações dentro desse tipo de floresta. Guimarães, Braga e Oliveira (2012) realizaram estudos em fragmentos da Mata Atlântica em Recife através de comparações espaciais e temporais do índice de área foliar gerado a partir de imagens do satélite TM Landsat5 em períodos de 18 e 21 anos com a finalidade de analisar a evolução da condição ambiental dos remanescentes.

2.2 Radiação solar e espectro eletromagnético

A radiação solar é a principal fonte de energia da Terra, proveniente do Sol, estrela anã amarela com um raio aproximado de $6,96 \times 10^5$ km e uma massa de aproximadamente $1,99 \times 10^{30}$ kg, sendo composto principalmente por hidrogênio (71%), hélio (26,5%) e outros constituintes minoritários (2,5%). A camada visível do Sol é a fotosfera, de onde é originada praticamente toda a radiação solar que atinge a Terra (MAVI; TUPPER, 2004; LOPES JÚNIOR, 2017; LIOU, 2002) e em sua superfície a temperatura média é aproximadamente 5.700 °C (ECHER et al., 2003; LIOU, 2002). A radiação solar é a base para todas as atividades terrestres, responsável por alterar os padrões do clima e por aquecer a superfície e a atmosfera da Terra (LOPES JÚNIOR, 2017).

A quantidade de radiação solar que atinge a Terra, sem interferência da atmosfera, é denominada radiação solar no topo da atmosfera (R_0) e é afetada pela emissão solar, distância média Terra-Sol, elevação solar e comprimento de onda. A R_0 é muito importante para os estudos de balanço de radiação, clima e circulação geral da atmosfera e, além disso, tem aplicação em vários modelos empíricos que estimam a radiação solar que chega a superfície, ou seja, a radiação solar global (R_G) (VAN HEMELRIJCK; VERCHEVAL, 1981; QUERINO et al., 2011). Através de estudos desenvolvidos acerca da quantificação da radiação solar que atinge o topo da atmosfera terrestre, foi determinado que a quantidade média dessa energia

equivale à constante solar (S_0), que possui valor médio de 1367 W m^{-2} (LOPES JÚNIOR, 2017).

A R_0 ao atingir a atmosfera passa por processos de atenuação antes de chegar à superfície. Os processos físicos de absorção e espalhamento ocorrem devido à existência de constituintes atmosféricos, como gases, aerossóis, nuvens e outros tipos de partículas (LOPES JÚNIOR, 2017). O processo de absorção atmosférico é seletivo, ou seja, geralmente ocorre, principalmente, devido alguns gases, como é o caso do vapor de água, dióxido de carbono (CO_2), ozônio (O_3), monóxido de carbono (CO), oxigênio (O_2) e metano (CH_4). O processo de espalhamento na atmosfera ocorre devido a difusão da radiação por partículas atmosféricas, assim, quando um feixe de radiação atinge uma determinada partícula atmosférica, irá se espalhar para todas as direções, sendo chamada de radiação solar difusa (R_d). Existe ainda aquela que não sofre atenuação atmosférica, ou seja, a qual atinge diretamente a superfície da terra, que é denominada radiação solar direta (R_D). A soma dessas radiações equivale a R_G que é a radiação solar global que chega a superfície cujo comprimento de onda encontra-se no intervalo de $0,120 - 2,80 \mu\text{m}$ (ESCOBEDO et al., 2011).

O espectro eletromagnético é a distribuição da radiação em função do seu comprimento de onda. Ele pode ser dividido em ondas de rádio, microondas, infravermelho, visível, ultravioleta, raios-x e raios gama (IQBAL, 1983). No topo da atmosfera, o espectro eletromagnético é contínuo e semelhante ao de um corpo negro (PORFÍRIO, 2010). Com base no espectro eletromagnético, aproximadamente 99% da radiação eletromagnética proveniente do Sol está no comprimento de ondas curtas, que vai de $0,15$ a $4 \mu\text{m}$. Desse total, 9% é ultravioleta ($\lambda < 0,4 \mu\text{m}$), 45% visível ($0,4 \leq \lambda \leq 0,74 \mu\text{m}$) e 46% infravermelha ($\lambda > 0,74 \mu\text{m}$). A máxima emitância solar pela lei de Wien é no comprimento de onda $0,5 \mu\text{m}$ pertencente ao espectro visível da radiação, ou seja, radiação de ondas curtas (OC). O comprimento de onda de máxima emitância (λ_{max}) da Terra, levando-se em consideração uma temperatura média de 300K , fica em torno de $10 \mu\text{m}$, sendo denominada radiação de ondas longas (OL) (SELLERS, 1965; VIANELLO; ALVES, 2000).

2.3 Radiação de Ondas Longas

A radiação de ondas longas é a radiação cujo comprimento de onda ultrapassa os $4 \mu\text{m}$, essa radiação geralmente é atribuída à radiação emitida pela superfície terrestre (radiação terrestre) e radiação emitida pela atmosfera à superfície (radiação de onda longa atmosférica ou contra-radiação atmosférica). Para as radiações emitidas tanto pela superfície quanto pela

atmosfera o seu comprimento de onda encaixa-se na faixa espectral do infravermelho, por conta de suas baixas temperaturas (VAREJÃO SILVA, 2006; PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002).

2.3.1 Radiação Terrestre (R_s)

Tudo que se encontra na superfície terrestre emite energia e como o planeta Terra não emite luz própria, o que ocorre é a reflexão ou a absorção da energia recebida pelo Sol que aquece a superfície e emite radiação em comprimentos de ondas maiores. Assim, a superfície como um todo estará emitindo e refletindo radiação de ondas longas em direção à atmosfera e ao espaço, pois sua temperatura é pequena e sua emitância máxima encontra-se em comprimentos de ondas maiores que $4\mu\text{m}$, sendo assim denominada radiação terrestre (R_s) ou emitância radiante da superfície, que depende de sua temperatura e emissividade (ϵ) (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002; AL- RIAHI; AL-JUMAILY; KAMIES, 2003).

A temperatura média da superfície da terra é em torno de 15°C , devido essa temperatura, aproximadamente 99% da radiação terrestre é emitida no espectro infravermelho, caracterizando o seu λ_{max} (NASA, 2019; MAVI; TUPPER, 2004). Porém, de toda a radiação emitida pela superfície da Terra, somente cerca de 10% consegue sair ao espaço, ou seja, a atmosfera absorve 90% dessa radiação, devido principalmente ao vapor de água, dióxido de carbono e ozônio, e grande parte dessa radiação volta à superfície (radiação de onda longa atmosférica). Desses 10% que consegue atravessar a atmosfera, boa parte encontra-se na faixa de comprimento de onda entre 8 e $11,5\ \mu\text{m}$. Nesse intervalo, excetuando-se o ozônio, não há praticamente nenhuma absorção pela atmosfera sendo esse intervalo chamado de janela atmosférica (MAVI; TUPPER, 2004; VAREJÃO SILVA, 2006).

2.3.1.1 Medição e estimativa

Dados de R_s são de grande importância para o desenvolvimento de diversas áreas do conhecimento humano como principais exemplos podemos citar a agricultura, meteorologia, geografia, hidrologia, arquitetura, entre outras (SALEM; TRABEA; AWWAD, 1992). Porém, uma das principais aplicações e uso dessa radiação é para o cálculo do balanço de radiação (R_n). A R_s pode ser medida diretamente através de satélites espaciais e por alguns instrumentos, cujos mais comuns são saldo radiômetro, pirgeômetro e pirradiômetro.

Pela absorção da radiação solar incidente, a Terra se aquece similar a um corpo negro e a temperatura da superfície aumenta de acordo com essa quantidade de radiação solar. Assim, pela lei de Stefan-Boltzman pode-se dizer que todos os corpos com temperatura acima de 0 K emitem energia radiativa, proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta (T, em K) de acordo com a equação 1 (COLUMBIA UNIVERSITY, 2017; PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002). Então, a radiação terrestre é geralmente estimada através da equação 1 para um corpo cinza, sendo importante conhecimentos prévios sobre a emissividade da superfície e temperatura da mesma:

$$E = \varepsilon_{spf} \sigma T_s^4 \quad (1)$$

em que E é a radiação terrestre emitida para corpo cinza ($W m^{-2}$), ε_{spf} é o poder emissivo da superfície (emissividade); σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($= 5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}K$).

2.3.2 Radiação de onda longa atmosférica (R_A)

Grande parte da radiação terrestre emitida em direção ao espaço é absorvida e reemitida de volta para a superfície pela atmosfera. Essa radiação emitida especialmente em comprimento de ondas infravermelhas (ondas longas) é denominada radiação de onda longa atmosférica (R_A) (VAREJÃO SILVA, 2006; QUERINO, 2016). A camada atmosférica até 4 km de altura é responsável por reemitir, em média, aproximadamente 98 % de toda a radiação absorvida na atmosfera, ou seja, 98% da R_A é originada nos primeiros 4 km de altura (SELLERS, 1965). A R_A tem como principais absorvedores e, portanto, dependerá da concentração instantânea de alguns gases o vapor de água, dióxido de carbono, ozônio, metano, óxido nitroso e alguns clorofluorcarbonetos (CFCs) (LIOU, 2002; PASHIARDIS; KALOGIROU; PELENGARIS, 2017). Entretanto, a R_A também pode ser afetada pela concentração de partículas de poeira e aerossóis, como também pela temperatura do ar.

Zhou e Savijärvi (2014) num estudo sobre o efeito dos aerossóis sobre a radiação de onda longa e aquecimento global mostraram que uma camada de aerossóis na atmosfera tem efeito semelhante na radiação de ondas longas ao de uma nuvem fina, absorvendo-a e reemitindo de volta à superfície. Seus resultados mostraram que esses aerossóis contribuíram para o aumento da R_A e diminuição da R_S .

Assim, pode-se supor que, quanto maior a nebulosidade, umidade do ar, quantidade de partículas ou gases, menor será a perda radiativa para níveis elevados da atmosfera que em boa parte acabam voltando à superfície, esse fenômeno é conhecido como efeito estufa que é responsável por aquecer a superfície da terra durante a noite, fazendo com que não resfrie demasiadamente, como ocorre em planetas que não possuem atmosfera ou possuem atmosfera muito rarefeita, como é o caso de Marte (VAREJÃO SILVA, 2006; ESA, 2003). Portanto, as nuvens por si só, são responsáveis por absorver e reemitir boa parte da radiação de volta para superfície. Locais com menos nebulosidade terão menor quantidade de radiação de ondas longas incidindo sobre a superfície, enquanto que locais com mais nuvens terão o efeito oposto.

2.3.2.1 Medição e estimativa

Medições da R_A são essenciais, uma vez que, possuem aplicações em várias áreas de pesquisa, com destaque para a meteorologia (ex: para estudos de previsão do tempo e clima), agricultura (ex: crescimento de plantas) e engenharias (ex: planejamento de recursos hídricos), etc (QUERINO, 2016).

Entretanto, a radiação de onda longa atmosférica é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida. Visto que, apesar da existência de instrumentos capazes de realizar sua medição, como o saldo radiômetro, pirgeômetro e pirradiômetro estes são de alto custo e de difícil acesso e, além da dificuldade em efetuar algumas correções essenciais aos seus funcionamentos, necessita-se de locais apropriados para serem instalados (BERTRAND; VANDERVEKEN; JOURNÉE, 2015; AGUIAR et al., 2011). Devido a essa problemática torna-se necessário e de extrema importância a estimativa dessa radiação, visto que são dados valiosos e muito escassos sendo cada vez mais procurados por pesquisadores e desenvolvedores.

Atualmente, existem diversos modelos de estimativa da R_A que variam em complexidade e aperfeiçoamento. Alguns são baseados somente na temperatura e radiação de ondas longas da atmosfera, oriundos da equação de Stefan-Boltzmann (Ex: Swinbank, 1963; Idso e Jackson, 1969; Kneizy et al. 1988; Snell et al. 1995 e Key e Schweiger 1998). Porém, como a atmosfera se comporta como um corpo cinza, logo não possuirá temperatura constante, então torna-se necessário a parametrização local da emissividade, que depende da temperatura do ar, umidade, propriedade das nuvens e aerossóis (DUARTE; DIAS; MAGGIOTTO, 2006). Assim, foram desenvolvidos novos modelos empíricos baseados em ajustes estatísticos entre variáveis necessárias para as estimativas (radiação solar global,

temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, umidade relativa, pressão de vapor de água e razão de mistura) (LEE, JIANG, COIMBRA, 2017). Os principais modelos são: Brunt (1932); Swinbak (1963); Idso e Jackson (1969); Brutsaert (1975); Idso (1981); Salem; Trabea; Awwad (1992); Prata (1996); Duarte; Dias; Maggiotto (2006); Von Randow; Alvalá (2006); Aguiar et al. (2011); Sobrinho, et al. (2013); Querino (2016); Li; Jiang; Coimbra (2017). Entretanto, praticamente todos esses modelos possuem validação apenas para a região de estudo ou zona climática específica, tornando-se necessária uma parametrização local para um melhor desempenho (DUARTE; DIAS; MAGGIOTTO, 2006).

A maioria dos modelos existentes de cálculo da R_A atualmente são empíricos ou semi-empíricos ou até derivados de outros modelos mais antigos e são ajustados normalmente para dias com céu claro ou sem nebulosidade. Além disso, são modelos que apresentam melhor desempenho quando se considera uma base diária ou média de longo prazo. Por consequência, estimativas horárias são mais suscetíveis a erros e em casos que necessite de seu uso é necessário ajustá-las de acordo com a hora do dia (VON RANDOW; ALVALÁ, 2006).

Apesar da maioria destes modelos apresentarem parametrização somente para suas regiões de estudo (Ex: Salem; Trabea; Awwad, 1992, Von Randow; Alvalá, 2006, Aguiar et al., 2011; Sobrinho, et al., 2013, Querino, 2016; Li;Jiang; Coimbra, 2017) outros são propostos especialmente para o cálculo da R_A e podem ser parametrizados para qualquer local (Ex: Brunt, 1932; Swinbak, 1963; Idso e Jackson, 1969; Brutsaert, 1975; Idso, 1981; Prata, 1996; Duarte; Dias; Maggiotto, 2006).

Dentro dos modelos de cálculo da R_A , a ϵ_{atm} é a principal variável que se deseja encontrar, principalmente naqueles que levam em consideração os constituintes atmosféricos. Geralmente, para o cálculo da R_A em dias de céu claro é utilizada a equação adaptada de Stefan-Boltzmann para a radiação emitida de um corpo cinza com temperatura uniforme assim,

$$R_A = \epsilon_{atm} \sigma T_a^4 \quad (2)$$

em que, ϵ_{atm} é a emissividade efetiva da atmosfera com céu claro, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($= 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e T_a é a temperatura do ar próxima da superfície (em Kelvin).

Quando se considera a não uniformidade da temperatura e o vapor de água presente na atmosfera, a sua emissividade efetiva passa a ser em função da temperatura ou da umidade do ar próximas a superfície (DUARTE; DIAS; MAGGIOTTO, 2006).

2.3.2.1.1 Modelos de estimativa

a) Modelo de Brunt (1932)

Um dos primeiros e significantes trabalhos para o cálculo mais eficiente da R_A foi desenvolvido por Brunt (1932). Brunt analisou detalhadamente o poder de absorção do vapor de água para a radiação de ondas longas em diferentes comprimentos de onda. O autor teve como base trabalhos de diversos outros autores, os quais retratavam acerca da absorção do vapor d'água em diversos níveis atmosféricos pela R_A e quais as suas características durante o dia e a noite. Com isso, Brunt desenvolveu uma equação simples para estimar a R_A em dias de céu claro, considerando a pressão de vapor d'água na atmosfera (e) no cálculo da ϵ_{atm} , assim:

$$R_A = \epsilon_{atm} \sigma T_a^4 (e \text{ em mb}) \quad (3)$$

sendo, $\epsilon_{atm} = a + b \sqrt{e}$, a e b coeficientes empíricos dependentes das condições locais, cujos valores encontrados por Brunt foram 0,52 e 0,065, respectivamente, e e é a pressão de vapor de água na atmosfera (\sqrt{e} é utilizado por conta da atenuação da R_A até atingir níveis mais baixos da atmosfera).

A equação de Brunt possui boa estimativa para todas as séries de dados disponíveis com dias de céu claro (MENDONÇA, 1995; VON RANDOW; ALVALÁ, 2006; AGUIAR et al., 2011; SOBRINHO et al., 2013). A equação também pode ser utilizada para estimativas em diferentes alturas acima do nível do mar, indicando assim que a radiação líquida em locais altos é a mesma que da superfície nas mesmas condições de temperatura e pressão de vapor (BRUNT, 1932).

b) Modelo de Swinbank (1963)

Swinbank (1963), acreditava que a R_A não dependia tão fortemente da pressão de vapor d'água em baixos níveis da atmosfera e que a suposição proposta por Brunt (1932) era exagerada. Então, na tentativa de elaborar um modelo global que superasse as especificidades existentes, Swinbank estabeleceu uma relação entre R_A e σT^4 excluindo a pressão de vapor d'água para o cálculo da emissividade atmosférica. O autor utilizou dados medidos no Reino Unido juntamente com dados de observações realizadas na Austrália e Oceano Índico. Ele apresentou um modelo que gera melhores estimativas da radiação de onda longa atmosférica

em dias de céu claro, utilizando apenas a temperatura do ar próximo à superfície, baseado nas equações de Brunt (1932) e Angstrom (1915, 1936) (IDSO; JACKSON, 1969; SWINBANK, 1963):

$$R_A = 5,31 \times 10^{-15} T^6 \text{ (W m}^{-2}\text{; T em K)} \quad (4)$$

Conseqüentemente, a emissividade efetiva da atmosfera será,

$$\epsilon_{\text{atm}} = 9,365 \times 10^{-6} T^2 \text{ (T em K)} \quad (5)$$

Segundo o autor, sua investigação foi limitada as 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, o que pode implicar em uma menor absorção e maior perda radiativa na atmosfera. Sem considerar a estimativa do vapor de água na atmosfera o modelo de Swinbank possivelmente pode retornar estimativas ruins da R_A como observado por Duarte, Dias e Maggiotto (2006).

c) Modelo de Idso e Jackson (1969)

Idso e Jackson propuseram um novo modelo para o cálculo da R_A e através de uma análise teórica revelaram que a equação proposta por Swinbank (1963), que utiliza apenas a temperatura do ar próximo à superfície para o cálculo da R_A , não possui uma aplicabilidade universal. Segundo os autores a ϵ_{atm} depende de vários outros fatores, por conta disso desenvolveram a equação 6 de R_A relacionada com o conteúdo de água precipitável, pressão de vapor saturado e a temperatura do ar (no intervalo de -45°C e 45°C). Através da equação mostram que a ϵ_{atm} é mínima em 273 K e que aumenta simetricamente para aproximação exponencial da unidade em temperaturas mais altas e mais baixas, ou seja, à medida que a temperatura do ar aumenta acima de 273 K, R_A aumenta como resultado da relação entre T e e. Quando abaixo de 273 K, R_A aumenta novamente (em relação a σT^4) de forma semelhante, porém, dessa vez como resultado da maior conversão de vapor de água para gelo (IDSO; JACKSON, 1969).

$$R_A = \sigma T^4 \{1 - c \exp[-d(273 - T)^2]\} \quad (6)$$

em que, c e d são coeficientes empíricos propostos pelos autores, com valores respectivos de 0,261 e $7,77 \times 10^{-4}$, T a temperatura do ar na superfície (K) e o_1 está relacionado com a radiação máxima do corpo negro.

Em estudo realizado no cerrado mato-grossense, Sobrinho (2013) constatou que o modelo de Idso e 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.

Querino (2016) num estudo realizado no estado de Mato Grosso demonstrou que o modelo de Idso e Jackson, dentre alguns outros, possui aplicabilidade em sua região sem a necessidade de classificação quanto à nebulosidade e sazonalidade, porém, o modelo teve de ser parametrizado.

d) Modelo de Brutsaert (1975)

Brutsaert (1975) desenvolveu uma nova equação física para o cálculo da R_A baseada na pressão de vapor de água e temperatura, podendo ser aplicada em todas as latitudes sob condições de céu claro e de atmosfera padrão. Através desta equação física, Brutsaert formulou uma nova equação empírica para aplicabilidade sob as condições climáticas e atmosféricas necessárias, a qual leva em consideração as variações verticais de temperatura e pressão de vapor d'água. A equação é simples e funcional, baseada nos fundamentos físicos de sua equação inicial. Apesar disso, esta equação se compara favoravelmente com algumas outras equações empíricas, como a de Brunt e Swinbank (BRUTSAERT, 1975).

$$R_A = [1,24 (e / T)^{\frac{1}{7}}] \sigma T^4 \quad (7)$$

onde, T é a temperatura do ar (K) na superfície e e , pressão de vapor de água na atmosfera (hPa).

Uma das principais vantagens do uso dessa equação sobre as equações totalmente empíricas é que através dela é possível determinar com mais simplicidade os ajustes locais da emissividade efetiva da atmosfera resultante das mudanças nos parâmetros atmosféricos (BRUTSAERT, 1975).

Como a equação somente foi construída para condições de céu claro, dificilmente pode-se esperar uma boa estimativa da R_A pelo seu uso em dias de céu nublado. Como é o

caso do trabalho de Aguiar (2011) que encontrou valores do coeficiente de determinação e índice de concordância abaixo de 0,5 com e sem a parametrização em dias de céu com maior nebulosidade, demonstrando que para Rondônia a equação possui boa estimativa em dias de céu claro e péssima para dias de céu parcialmente nublado e nublado, refletindo assim a característica do modelo. Von Randow e Alvalá (2006) também encontraram boas estimativas utilizando a equação de Brutsaert para o estado de Mato-Grosso do Sul no período seco e para dias de céu claro, seja com a equação parametrizada ou não.

e) Modelo de Idso (1981)

Através de um experimento conduzido na cidade de Phoenix, no estado americano do Arizona, Idso monitorou todo o espectro da R_A e algumas de suas partes (8 - 14 μ m e 10,5 - 12,5 μ m) com o objetivo de encontrar as principais fontes de variação do vapor de água na atmosfera e sua relação com a ε_{atm} , em dias de céu claro, com a finalidade de melhorar as estimativas da R_A . Levando em consideração o número de moléculas de água na atmosfera o autor concluiu que o fenômeno chamado de “*waterdimers*”, fenômeno causado pela junção de moléculas de vapor d’água idênticas, está relacionado com a variação do vapor de água na atmosfera, uma vez que, segundo o autor os chamados “*dimers*” absorvem mais radiação de ondas longas em faixas do espectro próximas a da janela atmosférica. A ε_{atm} dependeria então do número de *waterdimers* e moléculas totais de vapor d’água presentes na atmosfera, assim como da temperatura e criou uma equação empírica (equação 8) que leva em consideração esses parâmetros, mostrando resultados satisfatórios quanto à estimativa da R_A (IDSO, 1981).

$$R_A = \left[0,7 + 5,95 \times 10^{-5} e \exp \frac{1500}{T} \sigma T^4 \right] \quad (8)$$

em que e , é a pressão de vapor de água (mb), T a temperatura do ar na superfície (K) e 0,7 e 5,95 são os coeficientes empíricos encontrados para as condições locais.

Aguiar et al. (2011) e Von Randow e Alvalá (2006) determinaram através de seus estudos realizados, respectivamente, em áreas de pastagem e florestas na Amazônia e no pantanal sul mato-grossense que os melhores modelos foram aqueles que levaram em consideração o vapor d’água, como é o caso do modelo de Idso (1981).

Sobrinho et al. (2013) analisando vários modelos de estimativa da R_A para o cerrado mato-grossense mostrou que o modelo de Idso somente possui validade quando parametrizado para a região em dias de céu claro (SOBRINHO et al., 2013).

Em um experimento realizado numa fazenda próxima à cidade de Ponta Grossa - Paraná, Duarte, Dias e Maggiotto (2006) parametrizaram e testaram vários modelos e concluíram que o modelo de Idso (1981) tende a superestimar os valores quando aplicado em condição de céu claro e subestimar quando em condições de céu nublado.

f) Modelo de Prata (1996)

Prata (1996) propôs um novo modelo (equação 9), o qual leva em consideração a temperatura do ar próximo à superfície (de -40 °C a 40 °C) e pressão de vapor d'água também próximo à superfície para dias de céu claro, utilizando radiossondagem e um modelo preciso de transferência radiativa (Lowtran – 7) na Austrália e ao redor do mundo. O autor também utilizou dados de temperatura, umidade e ozônio de 40 níveis atmosféricos (da superfície até 10 hPa). Ele comparou e testou sua equação com outras e, em todos os casos, ela tem desempenho igual ou superior as demais com uma diferença da raiz do erro quadrático médio de $\pm 6\text{ Wm}^{-2}$. Prata conclui que a estimativa da R_A pode ser realizada utilizando um simples modelo exponencial baseado nas aproximações propostas por Brutsaert (1975) quanto à transferência radiativa na atmosfera e que a equação pode ser aplicada em atmosferas de latitudes polar, temperadas e tropical (PRATA, 1996).

$$R_A = [1 - (1 + \xi) \exp \{ - (1,2 + 3,0\xi)^{0,5} \}] \sigma T^4 \quad (\text{e em hPa}) \quad (9)$$

em que, T é a temperatura do ar na superfície (K), 1,2, 3,0 e 0,5 são constantes empíricas encontradas para as condições locais e $\xi = 46,5 \left(\frac{e}{T}\right)$ (g cm^{-2}).

Aguiar et al. (2011) realizando um experimento no sudoeste da Amazônia, concluiu que o modelo de Prata, juntamente com os modelos de Idso (1981) e Brutsaert (1975), foram os que apresentaram melhor desempenho, obtendo os maiores índices de concordância, sendo assim, as equações mais indicadas para a estimativa da radiação de onda longa atmosférica no sudoeste da Amazônia, para dias de céu claro.

A partir de dados de radiação de onda longa atmosférica da região do pantanal sul mato-grossense Von Randow e Alvalá (2006) determinaram que o modelo de Prata por possuir emissividade dependente da pressão de vapor e da temperatura foi um dos quais

apresentou melhor estimativa com coeficiente de determinação de 0,97. Além disso, segundo os autores, o modelo de Prata deve ser preferencialmente utilizado em condições de queimadas, de solo seco e na presença de aerossóis.

2.4 Saldo de Radiação (Rn)

O balanço de radiação ou saldo de radiação é uma variável essencial a vida na Terra, sendo um parâmetro fundamental, pois atua modificando diretamente o tempo e o clima na baixa atmosfera, ou seja, próximo a superfície terrestre (IZIOMON; MAYER; MATZARAKIS, 2000). Seu estudo é fundamental para a meteorologia, visto que, através dele é possível determinar o total de energia disponível para processos físicos e biológicos, como a evapotranspiração e o aquecimento do ar e do solo. Particularmente, dados de Rn são utilizados em modelos de troca de massa e energia entre o sistema solo-atmosfera (AYOOLA et al. 2014; IZIOMON; MAYER; MATZARAKIS, 2000).

O Rn é o expresso através da soma entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa na superfície ou próximo dela, ou seja, é o resultado da diferença entre a irradiância solar global e a irradiância solar refletida (albedo) compondo assim o balanço de radiação de ondas curtas, e pela diferença entre a radiação de onda longa atmosférica e a radiação terrestre que compõem o balanço de radiação de ondas longas (AN; HEMMATI; CUI, 2017; AGUIAR, 2007).

2.4.1 Balanço de radiação de ondas longas (BOL)

O balanço de radiação de ondas longas (BOL) é essencial para a manutenção e análise das interações que ocorrem no sistema solo-planta-atmosfera, sendo extremamente importante para diversos ramos científicos. Algumas das interações físicas, químicas e biológicas que ocorrem tanto na superfície quanto na atmosfera terrestre são dependentes das condições do BOL, pois através dele é possível determinar o quanto de radiação de ondas longas a Terra está emitindo e o quanto dessa radiação a atmosfera está transmitindo de volta para a superfície, representando parte da energia fornecida pelo Sol necessária ao aquecimento da superfície e do ar, principalmente nos períodos noturnos (AN; HEMMATI; CUI, 2017). Seu estudo e caracterização são indispensáveis para a determinação e previsão do tempo e clima, pois é um dos principais fatores que contribuem para a configuração das variáveis meteorológicas.

Um dos efeitos importantes no sistema solo-planta-atmosfera causados pelo BOL é em relação ao seu impacto na variação da temperatura do solo. De acordo com Li et al. (2016) num estudo realizado no Platô de Qinghai-Tibetano localizado na China, o BOL afeta a formação e a duração do índice de congelamento da superfície na camada superficial do solo durante o período de congelamento. Segundo os autores o índice de congelamento da superfície aumenta significativamente enquanto o BOL diminui durante o período de congelamento.

Assim, o BOL nada mais é que a diferença entre a radiação de onda longa atmosférica (R_A) e a radiação emitida pela superfície terrestre (R_S), matematicamente, tem-se:

$$BOL = R_A - R_S \quad (W \ m^{-2}) \quad (10)$$

2.4.1.1 Medição e Estimativa

Existem dois métodos de obtenção do BOL que envolve medição direta ou através de estimativas. Diretamente, o BOL pode ser medido através de instrumentos meteorológicos, o mais comumente utilizado é o pirgeômetro. Indiretamente, o BOL pode ser obtido através do cálculo de estimativas. Existem duas formas de estimativas mais comumente utilizadas para o cálculo do BOL, uma delas é pela equação de Stefan-Boltzmann para um corpo cinza (Eq. 1) aplicada à equação do BOL (Eq. 10) resultando na seguinte equação:

$$BOL = \varepsilon_{atm} \sigma T_a^4 - \varepsilon_{spf} \sigma T_s^4 \quad (11)$$

em que, ε_{atm} é a emissividade efetiva da atmosfera, T_a é a temperatura do ar próximo à superfície, ε_{spf} é a emissividade da superfície e T_s é a temperatura da superfície. Geralmente, para o cálculo da R_S é considerado que superfície se comporta como um corpo negro, levando o valor de ε_{spf} ser igual a 1. Entretanto, segundo An, Hemmati e Cui (2017) a emissividade da superfície do solo é controlada principalmente pelo tipo de solo e propriedades da superfície do solo. Não é uma tarefa fácil determinar este parâmetro com precisão e pode ser determinado utilizando valores de referências pré-determinados.

Outra forma de cálculo do BOL, a mais utilizada atualmente, é realizada através de equações empíricas da R_A aplicadas a do BOL. Uma delas é a equação parametrizada proposta por Allen et al. (1998) (Eq. 12) baseada nas equações de Brunt (Eq. 3) e de Penman

(1948). Porém, levando em consideração temperaturas máxima e mínima, a radiação solar global (R_G) e a radiação solar incidente para um dia de céu totalmente limpo:

$$BOL = \sigma \left[\frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2} \right] (0,34 - 0,14 \sqrt{e}) \left(1,35 \frac{R_g}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (12)$$

onde, BOL é dado em $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($= 4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ dia}^{-1}$), T_{\max} é a temperatura máxima do dia (K), T_{\min} é a temperatura mínima do dia (K), e é a pressão de vapor de água (kPa), R_G é a radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e $R_{so} = [(a_s + b_s) R_o]$ é a radiação solar incidente para um dia de céu claro ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) calculada a partir da equação de Angstrom-Prescott (ANGSTROM, 1924; PRESCOTT, 1940; IQBAL, 1983) com o valor do número de horas de brilho solar ou insolação (n) igual ao fotoperíodo (N) (ALLEN et al., 1998).

An, Hemmati e Cui (2017) realizando uma comparação entre dois métodos diferentes de cálculo do BOL, incluindo o de Allen et al. (1998) em escalas de tempo de meia-hora, horária e diária, demonstraram que o método de Allen et al. (1998) é mais viável por ser mais simples e seu uso é mais apropriado para estudos que envolvam escalas de tempo menores, pois segundo os autores, o modelo prevê com mais exatidão, nessas escalas de tempo, as variações do fluxo de radiação. Penman (1948) desenvolveu uma fórmula para o cálculo do BOL adaptada pela equação de Brunt (1932) com um fator de correção para a nebulosidade baseado na insolação e fotoperíodo desenvolvido por Angstrom (1924) e Prescott (1940). Essa equação proposta por Penman foi, então, adaptada por Doorenbos e Pruitt (1977) para (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2002):

Para climas úmidos:

$$BOL = -[4,903 \times 10^{-9} T_a^4 (0,56 - 0,25 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})] (T_a \text{ em K; } e \text{ em kPa}) \quad (13)$$

Para climas secos:

$$BOL = -[4,903 \times 10^{-9} T_a^4 (0,34 - 0,14 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})] (T_a \text{ em K; } e \text{ em kPa}) \quad (14)$$

em que, o BOL é dado em $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $(0,1 + 0,9 n / N)$ é o fator de correção para a nebulosidade, n é a insolação, N o fotoperíodo. 0,1 e 0,9 são coeficientes empíricos derivados da equação de Angstrom-Prescott para o cálculo da transmitância atmosférica global (Kt).

Para o cálculo do BOL, as equações desenvolvidas são baseadas nas condições ambientais e meteorológicas das regiões onde foram desenvolvidas ou estimadas para outras localidades, sendo necessária a realização de medições da R_S e R_A para o cálculo do BOL a fim de realizar-se a parametrização das equações para o local de estudo obtendo estimativas mais acuradas.

Souza Filho et al. (2006) realizando um estudo do saldo de radiação e suas relações com as condições meteorológicas em Melgaço-PA, compararam o BOL medido com o BOL estimado pelos modelos de Allen et al. (1998) e Penman-Brunt (1948) e observaram que durante o período chuvoso o modelo de Penman-Brunt (1948) para climas úmidos apresentou ajustes razoáveis quando comparados com os dados medidos, enquanto o modelo de Allen et al. (1998) subestimou os valores em relação aos dados medidos. Durante o período seco, aconteceu o inverso, o modelo de Allen et al. (1998) apresentou melhor ajuste, enquanto o de Doorenbos e Pruitt (1977) subestimaram os valores. Isso ocorre por conta das características de cada modelo e, principalmente, devido o fator de correção da nebulosidade que se encontra no modelo de Doorenbos e Pruitt (1977), tornando este, um modelo mais aceitável em situações com mais nebulosidade.

Wales Smith (1980) comparando o BOL obtido a partir da equação do saldo de radiação, admitindo-se um valor do albedo de 0,25 na Inglaterra, com a equação proposta por Penman-Brunt (1948) concluiu que, a equação de Penman-Brunt (1948) subestimou os valores do BOL, entretanto, segundo o autor, os resultados ainda foram aceitáveis e a equação retorna boas estimativas do BOL levando em consideração as mudanças que ocorrem na nebulosidade, umidade relativa e temperatura do ar.

2.5 Saldo de radiação na Mata Atlântica

Apesar de possuir apenas uma fração de sua área total, a Mata Atlântica ainda assim é importante, pois pode influenciar em alguns fatores e variáveis meteorológicas, como é o caso da radiação solar refletida e radiação de ondas longas. O estudo da radiação solar em áreas florestadas é de fundamental importância, pois através do saldo de radiação é possível demonstrar como a floresta interage com a atmosfera e sobre os possíveis impactos devido à substituição da vegetação original, por áreas urbanas, pastos, áreas cultivadas, entre outros. A substituição da superfície vegetada modifica diversas variáveis importantes para a biosfera e atmosfera. Essa alteração da superfície, se em grande escala, pode modificar os sistemas atmosféricos causando variações na dinâmica do clima da região e por consequência na

interação entre a biosfera (ecossistema) e a atmosfera (SILVA et al. 2018). A caracterização e o conhecimento das diferenças no saldo de radiação em diferentes tipos de superfície são importantes aos modelos regionais e de circulação geral da atmosfera que requerem parametrizações mais próximas do real de muitos processos atmosféricos e de superfície, além de serem responsáveis por influenciar na fotossíntese, no aquecimento superficial e nos campos de temperatura, vento, umidade e precipitação (GALVÃO; FISCH, 2000).

Apesar da importância do estudo da radiação solar sobre a Mata Atlântica, atualmente existem poucos trabalhos relacionados, um deles é o de Pezzopane et al. (2000) que analisaram e caracterizaram o saldo de radiação, a radiação solar global e a radiação fotossinteticamente ativa no interior de um fragmento de floresta secundária estacional semidecidual sob o domínio da Mata Atlântica em diferentes condições de cobertura vegetal e nebulosidade em Viçosa-MG. Outro estudo importante foi desenvolvido por Andrade et al. (2014) com enfoque na avaliação da evolução temporal da radiação fotossinteticamente ativa incidente e refletida em cima e abaixo do dossel de uma floresta de Mata Atlântica no município de Coruripe no estado de Alagoas.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localização e caracterização da área de estudo

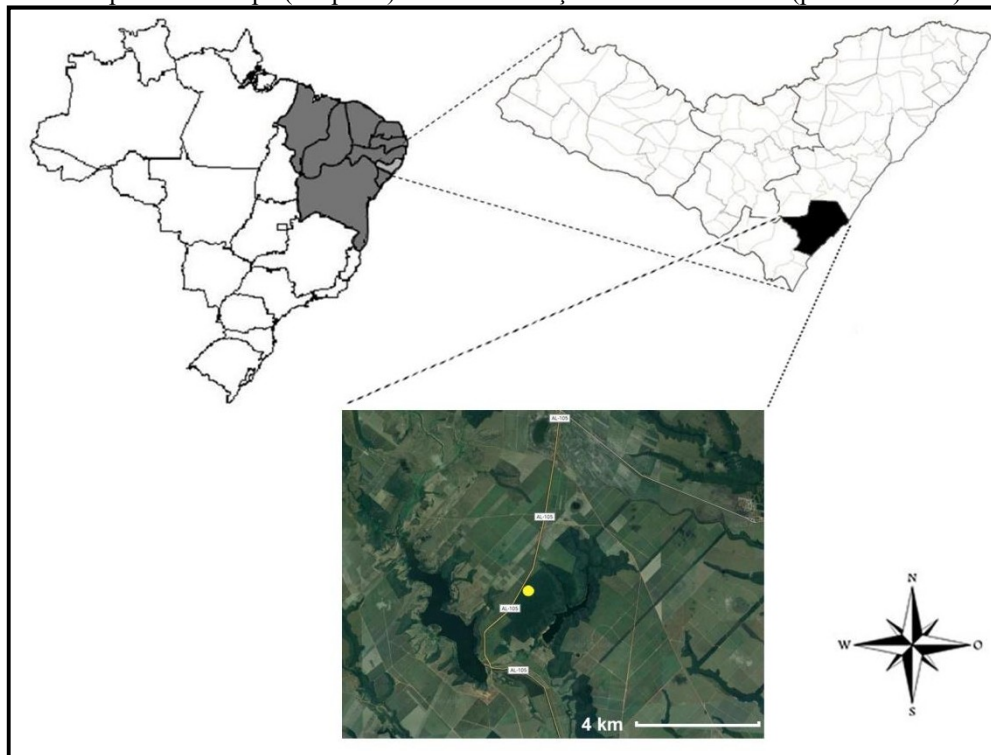
A área de estudo se localiza num fragmento de Mata Atlântica da Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) na fazenda Lula Lobo (10°4'12" S e 36°17'31" W), com uma área de 68,6 ha pertencente à usina Coruripe Açúcar e Álcool S/A, no município de Coruripe, Alagoas (Figura 2). Por sua vez, toda essa área pertence a Reserva da Biosfera da Mata Atlântica (RBMA) que se encontra localizada entre as coordenadas geográficas: 10° 30' S e 35° 00' S e 35° 00' W e 38° 00' W abrangendo a baixada litorânea, os tabuleiros costeiros e superfícies similares. Atualmente são 62 municípios do estado que apresentam vegetação da Mata Atlântica (MENEZES; CALVACANTE; AUTO, 2010).

Dentre estas áreas, encontram-se mais de 8.000 hectares destinados a preservação e ao reflorestamento da vegetação nativa na região sul da Mata alagoana. De acordo com Menezes, Calvacante e Auto (2010) no período colonial a estimativa é de que a Mata Atlântica cobria aproximadamente 17% do territorial estadual, porém, atualmente acredita-se que este valor seja próximo de 9% devido a ações de postos avançados, usinas e órgãos ambientais. Ainda

de acordo com os autores essa RPPN destina-se à coleta de sementes para a recuperação das áreas degradadas da usina, para programas de educação ambiental e para pesquisa científica.

Estima-se que nessas terras se encontre a maior concentração nativa do país de Pau-Brasil (*Caesalpiniaechinata*) e pau-falha (*Aspidospermasp*) ainda virgem, com árvores com mais de 400 anos. Dessa área, 288,56 ha foram transformados em duas Reservas Particulares do Patrimônio Natural - RPPN junto ao IBAMA, as quais foram classificadas por Machado (2003) como Floresta Ombrófila Aberta com transição para Floresta Estacional Semidecidual. Com isso, a proteção da biodiversidade local é assegurada pela contratação própria de guardas-campo, cujo desenvolvimento sustentável vem sendo garantido pela produção de mudas e o seu plantio além de estímulo ao artesanato local com palhas do Ouricuri (*Syagruscronata*) e do licuri (*Syagrushizophilla*).

Figura 2. Localização geográfica do Nordeste Brasileiro (em cinza escuro), do estado de Alagoas e do município de Coruripe (em preto) com a localização da área de estudo (ponto amarelo).



Fonte: Google Maps, 2018.

3.1.1 Climatologia da região

O estado de Alagoas está localizado ao leste da região Nordeste do Brasil, fazendo limites com os estados de Pernambuco (ao norte), Bahia e Sergipe (ao sul) e com o oceano Atlântico (ao Leste). Possui uma área de 27.933 km² e encontra-se subdividido em três

distintas mesorregiões geográficas sendo elas, Litoral (ou Zona da Mata), Agreste e Sertão que possuem, cada uma, diferentes tipos de clima.

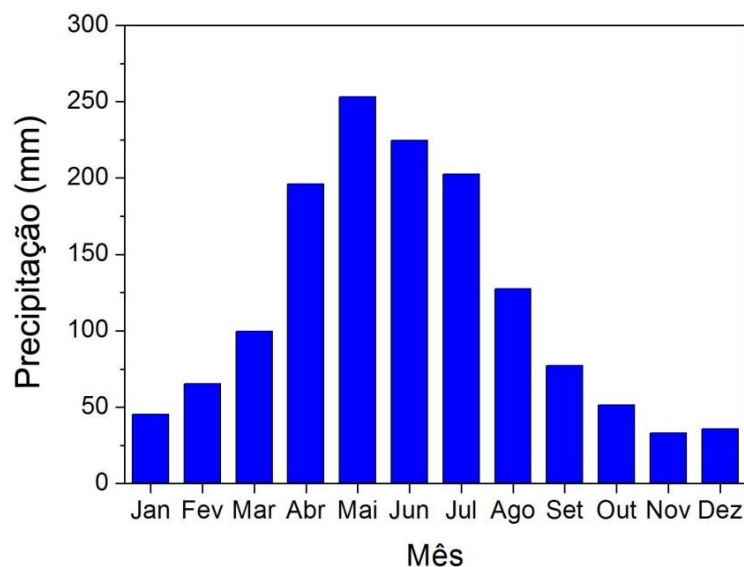
O município de Coruripe por sua vez encontra-se localizado na mesorregião do Litoral sul de Alagoas possuindo um clima tropical chuvoso com verão seco de acordo com a classificação de Köppen (SEMARH, 2014). De acordo com dados de estações pluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA), localizadas no município de Coruripe, a região tem um total pluviométrico médio anual de 1410,62 mm, com período seco compreendido entre outubro e janeiro equivalendo a aproximadamente 11,71% do total pluviométrico anual e período chuvoso entre abril – julho com 62,08 % do total pluviométrico anual (Figura 3) (ANA, 2016).

O regime de precipitação do estado de Alagoas está associado a diversos sistemas meteorológicos comuns em boa parte do nordeste brasileiro. Dentre os principais sistemas encontram-se as linhas de instabilidade costeira, variação sazonal dos ventos causada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical, Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis, Ondas de Leste, entre outros (SOUZA et al., 2003). De maneira geral, o Litoral do estado de Alagoas possui uma estação chuvosa ocorrente entre abril-julho, quando existe a máxima convergência dos alísios com a brisa terrestre, que deve ser mais forte durante as estações de outono e inverno quando o contraste de temperatura entre a terra e o mar é maior (KOUSKY, 1980), e uma estação seca entre outubro-janeiro, pois durante esse período há uma mudança na direção dos ventos alísios que desfavorecem a formação de nuvens na região.

Como não existem dados climatológicos (30 anos ou mais) de temperatura, umidade, vento e insolação disponíveis para Coruripe, foram utilizados dados das normais climatológicas de temperatura do ar, umidade relativa do ar, direção e velocidade do vento e insolação do INMET referente ao período de 1981 a 2010 da estação automática do município de Maceió, situada geograficamente a aproximadamente 80 km de distância do município de Coruripe (GOOGLE MAPS, 2018), pertencente também a mesorregião do Litoral alagoano. Os valores médios anuais destas variáveis são respectivamente: 25,1 °C, 77,8%, leste-sudeste, 3,1 m s⁻¹ e 6,84 h d⁻¹.

Destaca-se que o critério de utilizar dados de uma estação próxima, foi definido de acordo com o manual da Organização Meteorológica Mundial (OMM), nº 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).

Figura 3. Precipitação média mensal do município de Coruripe-AL durante 66 anos entre 1937-2013.



Fonte: Dados provenientes de registros da Agencia Nacional de Águas (ANA).

3.2 Obtenção dos dados

Na área de estudo foi instalada uma torre micrometeorológica de 24 metros de altura, posicionada adequadamente dentro do fragmento da Mata Atlântica, a qual está em funcionamento desde maio de 2009 (Figura 4). Nesta torre foram realizadas medições micrometeorológicas de Direção do vento (DD); Velocidade do vento (VV); Radiação solar global (R_G); Radiação de ondas curtas refletida ($OC\uparrow$); Radiação de onda longa atmosférica (R_A); Radiação Terrestre (R_S); Albedo (Al); Radiação Fotossinteticamente Ativa (PAR); PAR refletido ($PAR\uparrow$); Saldo de Radiação (R_n); Temperatura e Umidade do Ar (T/UR); *Wetness Grid* (WS); Temperatura do Solo (TS); Fluxo de Calor no Solo (FCS) e Precipitação (P).

Entretanto, as variáveis utilizadas para este estudo foram a R_G , R_A , R_S , R_n , P, UR e T. As medições foram realizadas a cada 20 segundos e armazenadas a cada 10 minutos em um *datalogger* (CR10X, *Campbell Scientific Inc.*) durante o período de 07 de abril a 12 de julho de 2017 através dos instrumentos micrometeorológicos descritos na Tabela 1.

Os instrumentos foram posicionados no topo da torre micrometeorológica logo acima do dossel das árvores com o intuito de melhor caracterizar a quantidade de radiação que a floresta dispõe para repartir entre os fluxos de energia necessários aos processos de evapotranspiração, aquecimento do ar e do solo, fotossíntese, entre outros (LUNARDI, 2003).

Figura 4. Torre micrometeorológica instalada no fragmento de Mata Atlântica da RPPN na fazenda Lula Lobo pertencente à usina Coruripe Açúcar e Álcool S/A, situada na cidade de Coruripe-AL (10°4'12" S e 36°17'31" W) com instrumentos de medição colocados no topo da torre.



Fonte: Próprio autor (2018).

Tabela 1. Variáveis medidas, modelo e altura dos instrumentos instalados na Fazenda Lula Lobo, Coruripe-AL.

Variáveis	Instrumento	Modelo	Altura
R_G	Saldo Radiômetro	CNR1 (Kipp&Zonen)	24
R_A	Saldo Radiômetro	CNR1 (Kipp&Zonen)	24
R_S	Saldo Radiômetro	CNR1 (Kipp&Zonen)	24
R_n	Saldo Radiômetro	CNR1 (Kipp&Zonen)	24
P	Pluviômetro	TR-525M (Texas Electronics, Inc)	24
UR e T	Termohigrômetro	HMP 45C (Campbell Scientific, Inc)	24

3.3 Métodos e análise realizada

3.3.1 Organização dos dados

Inicialmente, os dados foram trabalhados no software adequado, onde foram realizadas correções pontuais dos valores instantâneos e dos valores médios de 10 minutos para todas as variáveis. No caso da R_A e R_S algumas correções foram aplicadas com base em Pashiardi, Kalogirou e Pelengaris (2017) e Long e Shi (2008) que estabelecem padrões estatísticos pré-definidos que levam em consideração os valores extremos em que as radiações estão limitadas

a atingir, ou seja, estabelecem os valores máximos e mínimos, onde todos os dados fora desse limite devem ser descartados. Além disso, estabelecem uma correção através da comparação com os dados de temperatura a fim de determinar se a variação padrão está sendo seguida por ambas as variáveis (T_a e R_A ou T_s e R_S), uma vez que a temperatura é a principal variável que contribui nessas radiações.

Foram realizadas também médias horárias e diárias de cada variável, as quais posteriormente foram utilizadas para a confecção dos gráficos correspondentes. É importante destacar que as análises das irradiâncias (R_G e R_o) foram feitas entre o intervalo de 06:00h as 17:00h, compreendendo praticamente todo o período diurno.

Como a região de estudo é caracterizada com grandes índices de nebulosidade ocasionados por diversos sistemas meteorológicos (PORFÍRIO et al., 2012; LOPES JÚNIOR, 2017) percebeu-se que a radiação solar (incluindo a radiação de ondas longas) é bastante dependente das condições de nebulosidade. Dessa forma, com a finalidade de melhor caracterizar e determinar o balanço de radiação de ondas longas, os dados foram classificados de acordo com diferentes condições de nebulosidade.

A nebulosidade foi caracterizada a partir de valores da transmitância atmosférica global (K_t), determinada pela razão entre a irradiância ou irradiação solar global (R_G) e a irradiância ou irradiação solar esperada numa superfície horizontal no topo da atmosfera (R_o) (IQBAL, 1983):

$$K_t = \frac{R_G}{R_o} \quad (15)$$

Com base em Iqbal (1983) foram realizadas algumas adaptações propostas por Lopes Júnior (2017) quanto aos intervalos da transmitância atmosférica global para a região (Tabela 2).

Tabela 2. Intervalos de transmitância atmosférica global, porcentagem de cobertura do céu por nuvens e condição de nebulosidade para cada intervalo.

Intervalo de K_t	Cobertura do Céu	Condição
$K_t \geq 0,6$	Maior que 60%	Céu Limpo (CL)
$0,4 \leq K_t < 0,6$	Entre 40% e 60%	Céu Parcialmente Nublado (PN)
$K_t < 0,4$	Menor que 40%	Céu nublado (NB)

3.3.2 Cálculo da irradiância solar no topo da atmosfera

A irradiância solar no topo da atmosfera (R_o) foi calculada, conforme Iqbal (1983), através da seguinte equação:

$$R_o = S_o E_o \cos \theta_z \quad (16)$$

em que, S_o é a constante solar (1365 W m^{-2}), E_o é a correção da excentricidade da distância Terra-Sol e θ_z é o ângulo zenital.

A correção da excentricidade da distância Terra-Sol (E_o) e o ângulo zenital (θ_z) foram obtidos a partir das seguintes equações:

$$E_o = 1 + 0,033 \cos \left(\frac{2\pi dn}{365} \right) \quad (17)$$

$$\cos \theta_z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos h \quad (18)$$

em que, dn é o dia sequencial do ano ou dia Juliano (1 a 366), δ é a declinação solar, h é o ângulo horário e φ é a latitude local.

A declinação solar é expressa em graus por Cooper (1969):

$$\delta = 23,45 \sin \left[\frac{360}{365} (284 + dn) \right] \quad (19)$$

O ângulo horário (h) foi expresso através da seguinte equação:

$$h = 15 (t - M) + (l_l - l_p) \quad (20)$$

em que, t é a hora local padrão, M é o meio-dia, l_l expressa a longitude local e l_p a longitude padrão no meridiano de 45° .

3.3.3 Estimativa da R_A e BOL

Para a estimativa da R_A no local de estudo, foram utilizados quatro modelos empíricos (Tabela 2) resultantes da equação de Stefan-Boltzmann e três deles adaptados para levar em consideração o vapor d'água e um intervalo de temperatura de $-40\text{ }^\circ\text{C}$ a $40\text{ }^\circ\text{C}$ (Brunt, 1932; Idso, 1981; Prata, 1996) e um que leva em consideração apenas a temperatura do ar no intervalo de $-45\text{ }^\circ\text{C}$ a $45\text{ }^\circ\text{C}$ (Idso e Jackson, 1969). O vapor d'água deve ser considerado quando se necessita obter valores mais precisos da R_A , uma vez que a atmosfera é um sistema complexo e dinâmico e o vapor d'água é considerado um dos principais gases absorvedores e emissores da radiação de ondas longas. Dessa forma, torna-se aspecto fundamental no balanço radiativo da Terra, devendo assim, ser levado em consideração na estimativa da R_A (RÄDEL et al., 2015). Contudo, o modelo de Idso e Jackson (1969), apesar de não apresentar boas estimativas por levar em consideração apenas a temperatura do ar, será utilizado para comparação com os demais modelos que serão parametrizados (determinação de novos coeficientes) para o local de estudo.

Os modelos possuem como base o princípio da lei de Stefan-Boltzmann, porém, como a atmosfera não se comporta como um corpo negro e sua emissividade (ϵ_{atm}) vai de acordo com as mudanças de pressão de vapor de água na atmosfera e da temperatura do ar próximo a superfície, como se pode observar na Tabela 2.

Tabela 3. Autores, modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica sem parametrização para o local de estudo e emissividade da atmosfera com suas respectivas variáveis dependentes.

Autor	Modelos	ϵ_{atm}
Brunt (1932)	$R_A = (0,52 + 0,065\sqrt{e}) \sigma T_a^4$	$T_a + e$
Idso e Jackson (1969)	$R_A = \{1 - 0,261 \exp[-7,77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2]\} \sigma T_a^4$	T_a
Idso (1981)	$R_A = [0,7 + 5,95 \times 10^{-5} e \exp(\frac{1500}{T_a})] \sigma T_a^4$	$T_a + e$
Prata (1996)	$R_A = [1 - (1 + \xi) \exp\{- (1,2 + 3,0 \xi)^{0,5}\}] \sigma T_a^4$	$T_a + e$

Em todas as equações, o objetivo é encontrar a ϵ_{atm} com base nos parâmetros encontrados para o local de estudo. Na equação de Brunt o valor de ϵ_{atm} é obtido através de $0,52 + 0,065 \sqrt{e}$; no modelo de Idso e Jackson (1969), $a\epsilon_{\text{atm}}$ é calculada através de $\{1 - c \exp[-d (273 - T_a)^2]\}$; no modelo de Idso (1981) é dada através de $a + b e \exp(\frac{1500}{T_a})$ e na

equação de Prata(1996), $1-(1+\xi)\exp\{-(a+b3,0\xi)^{0,5}\}$ onde e pode ser calculado através da seguinte equação:

$$e = \frac{e_s UR}{100} \text{ (kPa)} \quad (21)$$

em que e_s é a pressão de saturação do vapor d'água atmosférico (em kPa) determinada pela equação 22 proposta por Tetens (1930):

$$e_s = 0,6108 \times 10^{\frac{7,5 \times T_a}{237,5 + T_a}} \quad (22)$$

em que, T é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$).

No modelo de Prata (1996), e está embutido em ξ sendo este determinado pela equação 23:

$$\xi = 46,5 \left(\frac{e}{T_a}\right) \text{ (g cm}^{-2}\text{)} \quad (23)$$

Sabe-se que o cálculo do BOL é realizado através da diferença entre a radiação de onda longa atmosférica e da radiação terrestre (Eq. 10), que por sua vez é determinada segundo a lei de Stefan-Boltzmann pela equação 11. Partindo da equação 11, alguns autores propuseram modelos de estimativa do BOL como é o caso do modelo de Allen et al. (1998) apresentado na equação 12. Outro modelo e também um dos mais utilizados é o modelo desenvolvido por Penman (1948) e adaptado por Doorenbos e Pruitt (1977) (Eq. 13 e 14), baseado no modelo de Brunt (1932) (Eq. 3) e adaptado para levar em consideração a nebulosidade.

Uma vez que o modelo de Penman-Brunt é um dos mais utilizados na literatura e possui estimativas razoáveis (SOUZA FILHO et al., 2006; WALES SMITH, 1980) este foi considerado para a estimativa do BOL. Como o critério para discriminar clima seco e úmido não foi estabelecido por Doorenbos e Pruitt (1977), possivelmente suas equações sejam igualmente aplicáveis numa mesma região tanto para meses (dias) úmidos como para meses (dias) secos. Apesar disso, foi utilizada apenas uma equação, uma vez que não fez diferença à utilização de uma ou outra equação, pois dentro dos cálculos dos novos coeficientes a ferramenta utilizada não fez distinção entre os coeficientes iniciais do modelo. Todavia para os cálculos antes da parametrização foi utilizada a equação para climas úmidos, visto que o clima da área de estudo é considerado quente e úmido pela classificação de Köppen (SEMARH, 2014), segue a equação:

$$BOL = - \left[4,903 \times 10^{-9} T_a^4 (0,56 - 0,25 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N}) \right] \quad (T_a \text{ em K; } e \text{ em kPa})$$

em que, o BOL é dado em MJ m⁻² d⁻¹, (0,1 + 0,9 n / N) é o fator de correção para a nebulosidade, n é a insolação, N o fotoperíodo. 0,1 e 0,9 são coeficientes empíricos derivados da equação de Angstrom-Prescott para o cálculo da transmitância atmosférica global (Kt).

Portanto, a equação foi parametrizadas em levar em consideração a distinção de clima proposta no modelo. Contudo, ressalta-se que este modelo fornece valores apropriados para o local onde foi desenvolvido, já que utiliza coeficientes empíricos parametrizados para a região. A parametrização da equação do BOL para a região de estudo foi realizada através dos coeficientes encontrados do valor da ϵ_{atm} ($a + b \sqrt{e}$) da equação de Brunt (1932) do cálculo da R_A os quais foram parametrizados através da ferramenta Solver do software Microsoft Excel, assim como os modelos da R_A . O critério utilizado para a determinação dos novos coeficientes foi o mesmo utilizado por Querino (2016) onde o objetivo é fazer com que o software retorne novos coeficientes com o menor valor possível do RMSE.

3.3.4 Análise Estatística

Após a parametrização dos modelos foi realizada uma análise estatística com o objetivo de avaliar o desempenho dos mesmos. Deste modo, foram utilizados os indicadores estatísticos MAE (*Mean Absolute Error*) ou Erro Médio Absoluto (Eq. 24), RMSE (*Root Mean Square Error*) ou Raiz do Erro Quadrático Médio (Eq. 25) e o MAPE (*Mean Absolute Percentage Error*) ou Erro Percentual Absoluto Médio (Eq. 26), coeficiente de correlação de Pearson (r) (Eq. 27) e índice de concordância d de Willmott (Eq. 28).

3.3.4.1 Erro Médio Absoluto (MAE)

O MAE é um aperfeiçoamento do Mean Bias Error (MBE) ou Erro Médio utilizado para informações de desempenho de modelos a longo prazo. Um valor positivo do MBE indica a quantidade média de superestimação, enquanto um valor negativo indica a quantidade média de subestimação. Quanto menor o valor, melhor será a performance do modelo. O problema do MBE é que além de não fornecer informação a respeito dos erros individuais, ele

cancela uma superestimação individual por uma subestimação individual, ou seja, valores positivos são cancelados por valores negativos (MA; IQBAL, 1984).

O MAE contorna este problema. Por ser menos afetado por pontos com valores muito extremos, o MAE é considerado mais preciso e de melhor acurácia como medida de desempenho de modelos numéricos em reproduzir a realidade (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2011).

$$\text{MAE} = \sum_i^n \frac{|E_i - M_i|}{n} \quad (24)$$

3.3.4.2 Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE)

O RMSE fornece informações sobre o desempenho de modelos em curto prazo ao permitir uma comparação dos termos do desvio real entre o valor calculado e o valor medido. Quanto menor o valor melhor o desempenho do modelo. No entanto, alguns grandes erros na soma podem produzir um aumento significativo no RMSE. Além disso, o RMSE não diferencia entre subestimação e superestimação (MA; IQBAL, 1984).

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_i (E_i - M_i)^2}{n}} \quad (25)$$

em que, E_i são os valores estimados; M_i são os valores medidos e n o número total de observações.

3.3.4.3 Erro Percentual Absoluto Médio (MAPE)

O Erro Percentual Absoluto Médio é a média dos erros percentuais absolutos. O MAPE é independente de escala e fácil de interpretar, o que o torna popular entre os usuários. No entanto, o MAPE tem uma desvantagem significativa: ele produz valores infinitos ou indefinidos quando os valores reais são zero ou próximos de zero, o que é uma ocorrência comum em diversos tipos de trabalhos (KIM; KIM, 2016). MAPE é definido da seguinte forma:

$$MAPE = \frac{100}{n} \sum_i^n \left| \frac{E_i - M_i}{M_i} \right| \quad (26)$$

em que, E_i são os valores estimados, M_i são os valores medidos e n o número total de observações.

3.3.4.4 Coeficiente de Correlação de Pearson (r)

O coeficiente de correlação de Pearson é o valor que representa a força da relação existente entre duas variáveis (WALPOLE; MYERS, 2011), em outras palavras o coeficiente de correlação de Pearson pode ser apresentado como uma medida do grau de ajustamento dos valores em torno de uma reta. O valor de r pode ser positivo ou negativo. Quando positivo indica que o sentido da correlação corresponde a uma reta de inclinação descendente, e quando negativo corresponde a uma reta de inclinação ascendente. Ele varia de -1 a +1, indicando que, quanto mais próximo de +1 mais forte será a correlação “positiva”, quanto mais próximo de -1 mais forte será a correlação “negativa” e quanto mais próximo de 0 menor será a correlação linear entre as variáveis (CORREA, 2003). O coeficiente de correlação de Pearson é dado por:

$$r = \frac{n \sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i)}{\sqrt{[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2][n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]}} \quad (27)$$

em que, o termo entre parênteses é o coeficiente de correlação de Pearson (r), n é o número de observações; X_i = variável independente; Y_i variável dependente.

De acordo com Correa (2003) existem critérios estabelecidos para se verificar os níveis de correlação linear entre as variáveis, são eles:

- $0 < r < 0,3$: fraca correlação (positiva ou negativa) sendo difícil estabelecer uma relação entre as variáveis. Em porcentagem: $0 < r < 30\%$;
- $0,3 \leq r < 0,6$: correlação de fraca a moderada (positiva ou negativa), porém, pode-se considerar a existência de relativa correlação entre as variáveis. Em porcentagem: $30\% \leq r < 60\%$;

- $0,6 \leq r < 1$: a correlação é de moderada a forte; a relação entre as variáveis é significativa, o que permite coerência com poucos conflitos na obtenção das conclusões. Em porcentagem: $60\% \leq r \leq 100\%$.

O coeficiente de correlação de Pearson indica o grau em que duas variáveis estão relacionadas, o que não implica automaticamente que uma alta correlação tenha boa concordância entre os resultados das variáveis estudadas. Esta medida não pode ser utilizada como base da conclusão da estimativa entre os resultados, podendo ser empregada como auxílio na tomada da decisão, em razão de que o coeficiente de correlação pode ser enganoso quando se avalia concordância porque evidencia apenas o grau da relação linear entre dois conjuntos de observações, não a concordância entre eles (OLIVEIRA, 2016). Neste caso é necessária a utilização de outros parâmetros estatísticos para indicar o nível de concordância entre as variáveis, como é o caso do índice de concordância de Willmott.

3.3.4.5 Índice de Concordância de Willmott (d)

O índice de concordância de Willmott (d) foi proposto no início da década de 80 por Willmott e Wicks (1980) e Willmott (1981). Esse índice é uma medida descritiva que demonstra a precisão dos valores estimados em relação aos valores medidos que pode ser facilmente interpretado e aplicado em comparações de concordância para diferentes modelos ou métodos, independentemente das unidades de medida das variáveis (WILLMOTT, 1984). O índice pode assumir valores entre 0 e 1 sendo que $d = 1$ indica uma perfeita concordância e $d = 0$ uma total discordância entre os valores observados e preditos. O valor de d é definido através da seguinte equação:

$$d = 1 - \frac{\sum_i^n (E_i - M_i)^2}{\sum_i^n (|E_i - \bar{M}| + |M_i - \bar{M}|)^2} \quad (28)$$

onde E_i são os valores estimados, M_i são os valores medidos e \bar{M} é a média dos valores medidos.

4.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Variáveis meteorológicas

Percebe-se na Figura 5a, através da linha de tendência da temperatura do ar, uma diminuição ao longo do período de estudo, partindo de 27,69 °C no início da estação chuvosa a 24,04°C no final. Isso ocorre devido à chegada do inverno com o disco solar se situando mais ao norte da linha do equador. Souza et al. (2003) num estudo realizado no Centro de Ciências Agrárias no município de Rio Largo-AL durante 1972 - 2001 encontraram uma variação de temperatura próxima da verificada aqui para o mesmo período. No início da estação chuvosa, com uma probabilidade de ocorrência 99%, os autores demonstraram que a temperatura era próxima aos 28 °C, entretanto ao final da estação a temperatura ficou acima de 25°C. A variação da temperatura do ar numa área de floresta Amazônica em Rondônia por Galvão (1999) para o mesmo período foi menor que 1°C do início ao final da estação. Essa diferença pode estar relacionada com as características climáticas de cada região, assim como também suas características topográficas de cobertura do solo, etc. A temperatura média diária para o período foi de 25,41 °C, um pouco maior que a normal climatológica 61-90 do INMET que foi 24,7 °C para o mesmo período (INMET, 2019). A menor temperatura foi registrada no dia 189 (08 de julho) (22,05 °C) e a maior no dia 101 (11 de abril) (28,49 °C).

A umidade relativa seguiu padrão inverso ao da temperatura, como era de se esperar, aumentou levemente com o passar dos dias, uma vez que está adentrando num período chuvoso (Figura 5b). A umidade relativa média foi de 79,36%, muito abaixo do valor médio da normal climatológica 61-90 para o período, que foi de 85,1% (INMET, 2019). A umidade relativa mínima foi registrada no dia 116 (26 de abril) (70,33%), possivelmente ligado com a entrada de uma massa de ar seco no local, como se pode observar nas imagens de satélite do canal de vapor de água do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC (CPTEC, 2019a). O valor máximo foi 90,15% e ocorreu no dia 181 (30 de junho), que por consequência, foi um dia com muita precipitação como se pode ver na Figura 5c. Neste dia a precipitação foi de 108,7 mm. Porém, o dia com mais chuva foi o 147 (27 de maio) que atingiu 141,1 mm. Nessa estação o total de chuva contabilizado foi 1242,1 mm, muito acima do total verificado na normal climatológica 61-90 (665,7 mm) e acima também da média encontrada neste trabalho (Figura 3). Souza et al. (2003) encontraram um total pluviométrico um pouco menor que o observado aqui (1098,1 mm). Para se ter uma noção esse total pluviométrico é maior que o total pluviométrico anual de vários municípios alagoanos, como é o caso de Traipu, Santana do Ipanema, Arapiraca, Porto Real do Colégio, Limoeiro de

Anadia, Palmeira dos Índios, Lagoa da Canoa, Água Branca, Junqueiro, Mata Grande, União dos Palmares, Igreja Nova, Piaçabuçu, Tanque D'Arca e Colônia de Leopoldina que apresentam índices anuais de chuva que variam entre 803 mm e 1200 mm, de acordo com Nascimento e Xavier (2010).

O ano de 2017 teve chuva acima da média climatológica, principalmente durante o período chuvoso, como observado. Essa alta precipitação ocorreu em praticamente todo o litoral alagoano com chuvas desordenadamente distribuídas em Alagoas e também em grande parte do Nordeste Brasileiro, ficando o mês de maio com chuva muito acima da média climatológica quando comparado com os demais meses. O alto nível de chuva neste período indica a ocorrência de sistemas ou fenômenos meteorológicos atuantes na região. De acordo com o boletim técnico do CPTEC, o escoamento dos alísios próximo ao litoral do nordeste brasileiro (NEB) influenciado pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) junto com a existência de cavados próximos a costa, direcionando umidade a região do litoral alagoano, foi o fenômeno meteorológico que mais contribuiu para a formação de chuva na região. Através de imagens de satélite é possível perceber a zona de instabilidade atuante no período, sendo possível perceber também a existência de Ondas de Leste Africanas (OLA) que possivelmente atuaram no local de estudo durante o período. OLA é um sistema composto por ondas atmosféricas de escala sinótica nos campos de vento e pressão, formado próximo ao continente africano com deslocamento para leste em direção ao nordeste do Brasil que contribui para a modulação da convecção na ZCIT (CPTEC, 2019b; SOUZA et al., 2003; SANTIS JÚNIOR, 2008).

A R_G esteve dentro dos padrões climatológicos, sendo maior no início da estação e menor ao final, com uma queda de quase 100 W m^{-2} durante este intervalo (Figura 5d). Essa variação da R_G segue o padrão, uma vez que ela se comporta de acordo com a declinação solar que no período de inverno encontra-se mais ao norte. A média da R_G para o período foi de $357,16 \pm 99,42 \text{ W m}^{-2}$ com um valor mínimo de $98,51 \text{ W m}^{-2}$ no dia 149 (26 de maio) e máximo de $572,07 \text{ W m}^{-2}$ no dia 109 (19 de abril). A média foi de $429,66 \text{ W m}^{-2}$ (abril), $347,44 \text{ W m}^{-2}$ (maio), $324,66 \text{ W m}^{-2}$ (junho) e $324,58 \text{ W m}^{-2}$ (julho). Yohanna, Itodo e Umogbai (2011) em um estudo de determinação da radiação solar global para a cidade de Makurdi na Nigéria (Latitude $7^\circ 7' \text{ N}$ e Longitude $8^\circ 6' \text{ E}$) encontraram médias mensais da R_G muito menores de $242,78 \text{ W m}^{-2}$, $236,57 \text{ W m}^{-2}$, $221,05 \text{ W m}^{-2}$ e $197,35 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente para abril, maio, junho e julho. A R_G máxima encontrada por Galvão (1999) num estudo realizado em áreas de floresta e pastagem próximas a Ji-Paraná – Rondônia, durante abril e julho de 1993, ultrapassou os 1000 W m^{-2} com uma variação de mais de 750 W m^{-2} .

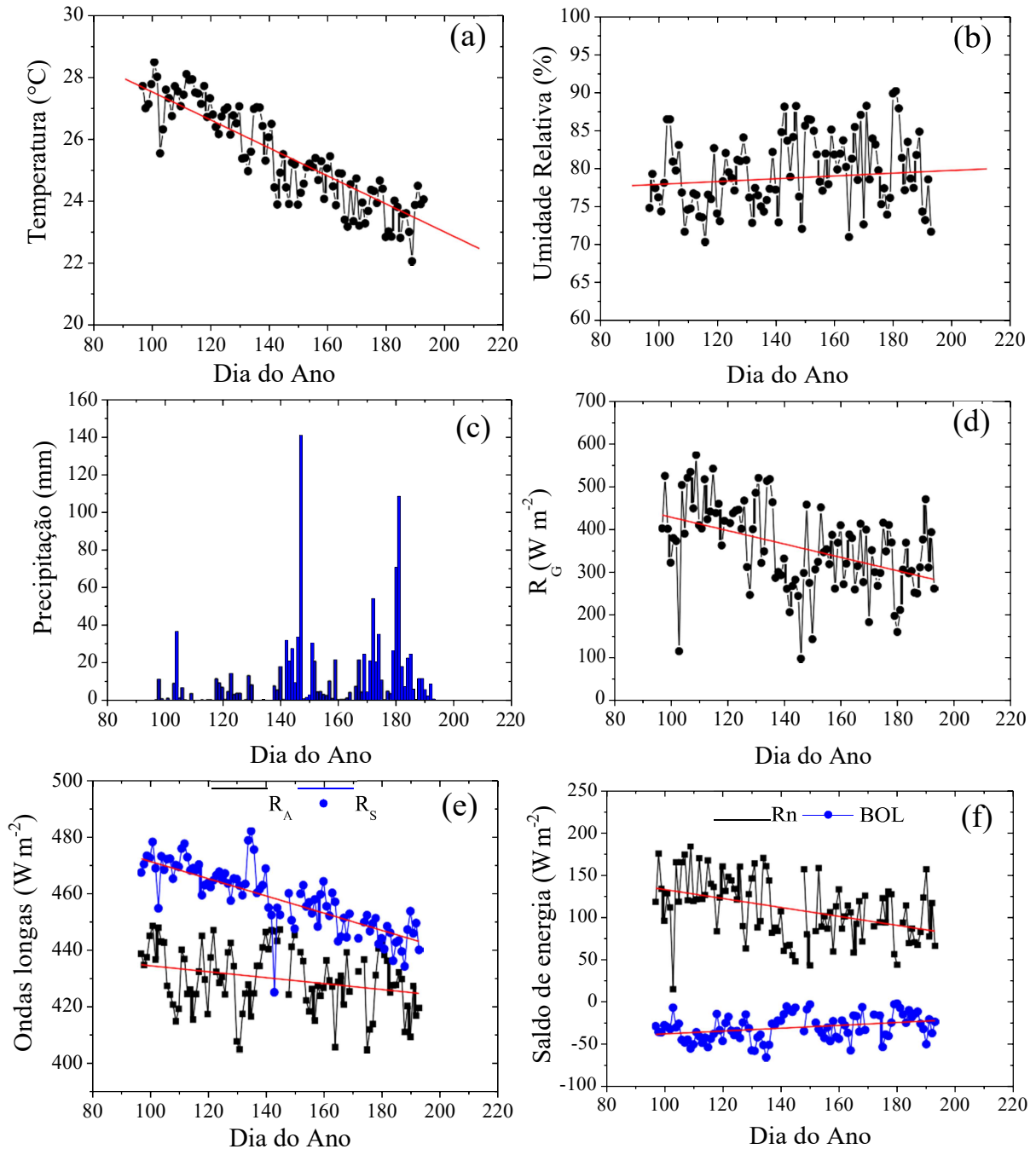
m^{-2} . Apesar do período do ano estudado por Galvão ser o mesmo que o deste trabalho destaca-se que o período de maior ocorrência de precipitação não é semelhante, ficando claro, então, ao observar a diferença entre a variação e os máximos, como a nebulosidade pode afetar a incidência da radiação solar direta na superfície, apesar das regiões estarem localizadas na mesma faixa latitudinal. Ao comparar com os totais diários da R_G em Porfírio et al. (2012) para a cidade de Maceió no mesmo período, percebe-se uma grande semelhança em relação a queda da R_G com o passar dos dias.

Ambas as radiações de ondas longas (R_A e R_S) sofreram uma diminuição desde o início ao final do período de avaliação, mantendo um comportamento próximo ao da R_G (Figura 5e), principalmente a R_S que teve uma queda mais acentuada do que a R_A . A R_S média foi de $457,87 \pm 11,75 \text{ W m}^{-2}$ com um máximo de $481,87 \text{ W m}^{-2}$ no dia 135 (15 de maio) e um mínimo de $425,05 \text{ W m}^{-2}$ dia 143 (23 de maio). Isso demonstra que, diferente da R_A , a R_S é mais influenciada diretamente pela temperatura do dossel da floresta, uma vez que pela lei de Stefan-Boltzmann considera-se que a energia emitida pelo dossel da floresta é quase que totalmente dependente da sua temperatura, que, por sua vez é mais influenciada pela R_G do que pela nebulosidade, visto que a curva da R_S não segue necessariamente o ciclo da precipitação. Neste caso, a nebulosidade torna-se um influenciador secundário da R_S , visto que afetará diretamente as medidas da R_G . No caso da R_A é possível perceber que sua curva é mais próxima ao padrão da precipitação, sendo maior nos períodos mais chuvosos. Isso ocorre justamente devido o vapor de água total na atmosfera (incluindo a nebulosidade) que atua como absorvedor e emissor da radiação de onda longa emitida pela superfície (R_S) causando assim a reemissão e reflexão da radiação absorvida na atmosfera pelo vapor de água (RÄDEL: SHINE; PTASHNIK, 2015), aumentando os níveis de radiação atmosférica que vai em direção a superfície. A R_A tem menor decréscimo em relação a R_S e a R_G justamente devido ao efeito do vapor de água que atenua a queda da mesma. Sua média para todo o período foi de $429,83 \text{ W m}^{-2} \pm 11,12 \text{ W m}^{-2}$ com um máximo de $448,49 \text{ W m}^{-2}$ e mínimo de $404,85 \text{ W m}^{-2}$.

O BOL tem tendência de aumento durante a estação devido, principalmente, ao decréscimo da R_S por conta da diminuição da R_G e aumento da nebulosidade. A média do BOL ficou em $-30,29 \pm 14,99 \text{ W m}^{-2}$ com máximo de $-2,04 \text{ W m}^{-2}$ no dia 180 (29 de junho) e mínimo de $-65,34 \text{ W m}^{-2}$ no dia 135 (15 de maio). A radiação de ondas longas que está sendo emitida pela floresta, é determinada necessariamente pela temperatura do dossel das árvores. A característica das árvores é um dos principais fatores que influenciam na dinâmica da temperatura e, portanto na quantidade de radiação que está sendo emitida para a atmosfera. As

características atmosféricas locais determinaram o fluxo de R_A que chega a superfície. Portanto, pode-se interpretar os valores negativos do BOL durante todo o período levando em consideração o tipo de superfície e as características atmosféricas locais. An, Hemmati e Cui (2017) em um estudo do saldo de radiação num aterro com solo siltoso tratado com cal e cimento na cidade de Hericourt no nordeste da França encontraram, no período diurno, temperaturas do solo acima de 30°C , mesmo quando as temperaturas do ar próximo à superfície se mantinham abaixo ou próximo dos 20°C , demonstrando como a característica superficial pode influenciar na temperatura e, portanto, nos níveis de radiação emitidos. Enquanto o BOL aumenta o R_n diminui, obviamente devido a diminuição do BOC com o decréscimo da radiação solar incidente, ou seja, a R_G que é a principal componente do balanço ondas curtas. A média diária do R_n foi $109,2 \pm 36,59 \text{ W m}^{-2}$, o máximo $182,89 \text{ W m}^{-2}$ no dia 109 (19 de abril) e o mínimo $14,87 \text{ W m}^{-2}$ no dia 103 (13 de abril). Esses valores possivelmente estão relacionados com a R_G para os respectivos dias. Por exemplo, a R_G também teve seu máximo no mesmo dia que o R_n e o mínimo do R_n coincide com o segundo menor valor da R_G (Figura 5f).

Figura 5. Variação média diária da temperatura do ar (a), umidade relativa do ar (b), soma diária de precipitação (c), radiação solar global (R_G) (d), radiação de onda longa atmosférica (R_A) e radiação terrestre (R_S) (e) e saldo de energia e balanço de ondas longas (R_n e BOL) (f) durante o período de abril/2017 a julho/2017. Obs.: Dia do ano representa o dia sequencial do ano ou dia Juliano (1 a 366), onde 80 representa o dia 21 de março num ano não bissexto.



Com o intuito de se realizar uma comparação foram feitas médias horárias das variáveis meteorológicas, as quais foram separadas por período, diurno (Tabela 5) e noturno (Tabela 6). Observa-se que a temperatura (T) e umidade relativa (UR) seguem o padrão normal diário. A maior temperatura (27,18 °C) ocorreu as 12:00h (Tabela 5) e a menor

(22,96 °C) as 05:00h (Tabela 6). A temperatura média do período diurno foi $25,91 \pm 1,28^\circ\text{C}$, enquanto que no período noturno foi $24,15 \pm 1^\circ\text{C}$. A temperatura média horária tem uma amplitude considerável ao longo do dia ($4,22^\circ\text{C}$) quando comparado com a variação da temperatura média horária encontrada por Aguiar et al. (2011) na floresta Amazônica em Rondônia para a estação chuvosa que foi um pouco maior que 2°C , contudo, na estação seca, a temperatura tem comportamento similar ao deste trabalho. Essa diferença de amplitude da temperatura entre os dois locais possivelmente está relacionada com a nebulosidade, pois, em Rondônia a estação chuvosa, apesar de ocorrer durante o verão, possui totais pluviométricos mais elevados que o estado de Alagoas (BEZERRA, DANTAS e TRINDADE, 2010) fazendo com que a variação da temperatura não seja tão acentuada no decorrer da estação chuvosa. O máximo da UR ocorreu as 02:00h, o qual foi 85,43 % e coincidiu com o máximo horário de precipitação (90,2 mm). A UR mínima ocorreu às 12:00h, diferente da precipitação mínima que ocorreu as 17:00h (25,8 mm). A média da UR no período diurno foi $71,52 \pm 7,08\%$ e no noturno $81,87 \pm 5,61\%$. Galvão (1999) em seu estudo observou maiores índices de precipitação durante o período diurno (07:00h – 18:00h) com valores atingindo 34,3 mm entre as 13:00h e 18:00h. Entretanto, numa área de pastagem o autor observou o oposto, maiores índices de precipitação durante a noite e menores durante o dia. Costa et al. (1998) encontraram também resultados semelhantes aos de Galvão para o mesmo local de estudo. A temperatura, umidade relativa do ar e precipitação são variáveis que possuem um comportamento peculiar, ou seja, já conhecido durante um dia normal.

Partindo para a R_G nota-se que esta segue o padrão normal ao longo do dia com média de $331,90 \pm 120,82\text{ W m}^{-2}$, máximo as 11:00h ($571,93\text{ W m}^{-2}$) e mínimo as 17:00h ($6,02\text{ W m}^{-2}$). Esses valores assemelham-se com os encontrados por Lopes Júnior (2017) para o mesmo período sazonal, entretanto em diferentes condições de nebulosidade. Souza, Nicácio e Moura (2005) encontraram médias horárias acima de $2,00\text{ MJ m}^{-2}$ nos meses da estação chuvosa para a cidade de Maceió-AL, equivalendo a aproximadamente 560 W m^{-2} , ou seja, quase o dobro da R_G verificada aqui. Vale salientar que as condições atmosféricas locais verificadas para Coruripe e Maceió e principalmente a diferença entre os períodos estudados pode contribuir para as discrepâncias apresentadas, visto que, apesar de possuírem o mesmo clima, existem anos que são mais ou menos chuvosos. Galvão e Fisch (2000) num estudo na região de Ji-Paraná, Rondônia, no mesmo período encontraram máximo de R_G de 754 W m^{-2} as 12:00h em condições de céu claro.

A média da R_A no período diurno foi de $440,40 \pm 14,06\text{ W m}^{-2}$ e no noturno de $420,04 \pm 19,09\text{ W m}^{-2}$ representando uma diminuição de aproximadamente 4,85 % de um período ao

outro. A R_A máxima foi encontrada as 11:00h ($456,36 \text{ W m}^{-2}$), a qual é menor que a encontrada por Galvão e Fisch (2000) numa área de pastagem na Amazônia (477 W m^{-2}) e um pouco maior que a de Mesquita et al. (2013) (442 W m^{-2}) no Pantanal Sul Mato-Grossense. O mínimo foi encontrado as 19:00h ($417,63 \text{ W m}^{-2}$). A R_S média foi de $470,29 \pm 17,25 \text{ W m}^{-2}$ no período diurno e $438,80 \pm 8,71 \text{ W m}^{-2}$ no noturno, sendo esta uma diferença considerável de aproximadamente 7,18 %, representando uma redução maior que a R_A . Isso ocorre justamente pelo fato da R_S ser mais dependente da radiação solar e refletir melhor os seus valores do que a R_A , a qual é dependente também de outras variáveis como a umidade do ar e outros constituintes atmosféricos. O máximo da R_S ocorreu as 12:00h e foi semelhante ao observado por Galvão e Fisch (2000) que foi 487 W m^{-2} e menor que o de Mesquita et al. (2013).

O BOL encontrado através da diferença entre a R_A e R_S foi negativo todas as horas, porém seu maior valor ocorreu as 05:00h ocasionado pela diminuição da R_S que atinge o seu mínimo neste horário. Isso é esperado, uma vez que após o pôr-do-sol a superfície terrestre tende a perder energia, pois o disco solar já não é mais visível e a radiação de ondas curtas não incide mais sobre a superfície deixando de contribuir para o seu aquecimento. Assim, devido à ininterrupta perda energética durante a noite é que ao fim da madrugada a superfície terrestre atinge sua temperatura mínima e, por consequência, também uma R_S menor, aumentando o BOL. O BOL mínimo foi encontrado as 16:00h. Nota-se que o comportamento da R_A e R_S é diferente ao longo dia, enquanto a R_A não segue à risca o padrão de temperatura e incidência de radiação solar, mas a R_S sim, diminuindo na madrugada e aumentando ao longo do dia. O estudo do BOL é essencial, pois, através do conhecimento de suas características é possível identificar e quantificar as trocas de energia que ocorrem entre a superfície e a atmosfera no período noturno (MESQUITA et al., 2013).

O R_n médio diurno foi de $236,71 \pm 133,47 \text{ W m}^{-2}$ e noturno $-28,86 \pm 50,83 \text{ W m}^{-2}$. Estes valores, principalmente os noturnos, são muito próximos dos observados por Ayoola et al. (2014) numa região tropical situada na Nigéria de climatologia muito semelhante à deste trabalho. O máximo foi observado as 11:00h, que foi muito menor que o encontrado por Galvão e Fisch (2000), enquanto o mínimo ocorreu as 03:00h. Com o R_n é possível verificar a partir de qual momento passou-se a ter resfriamento ou aquecimento do local, como pode-se observar que a partir das 17:00h quando começou um processo de resfriamento que perdurou até as 06:00h e logo após iniciou-se um processo de aquecimento da superfície.

Tabela 4. Médias horárias diurnas de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa (%), precipitação (mm), radiação solar global (W m^{-2}), radiação de onda longa atmosférica (W m^{-2}), radiação terrestre (W m^{-2}), balanço de radiação de ondas longas (W m^{-2}) e saldo de radiação (W m^{-2}) medidos durante o período de estudo.

Hora	T	UR	P	R_G	R_A	R_S	BOL	Rn
06:00	23,09	83,98	66,9	66,87	422,46	438,97	-16,51	47,21
07:00	24,03	82,18	76,8	223,23	427,04	455,27	-28,23	169,05
08:00	25,33	76,44	73,2	359,58	438,57	465,59	-27,02	289,33
09:00	26,00	72,20	68,3	456,36	448,96	473,80	-24,84	360,85
10:00	26,52	69,39	80,5	526,63	454,16	478,62	-24,46	419,38
11:00	26,85	67,16	31,9	571,93	456,36	483,51	-27,16	454,99
12:00	27,18	65,38	40,1	564,17	455,93	485,55	-29,61	428,97
13:00	27,06	65,64	28,6	498,09	451,86	484,67	-32,80	335,13
14:00	26,95	65,96	28,2	377,41	445,38	480,52	-35,14	237,94
15:00	26,55	67,20	27,3	242,28	437,11	474,70	-37,59	126,26
16:00	26,05	69,50	43,2	90,17	427,07	465,46	-38,39	5,87
17:00	25,27	73,15	25,8	6,02	419,88	456,84	-36,96	-34,45
Média	25,91	71,52	49,23	331,90	440,40	470,29	-29,89	236,71

Tabela 5. Médias horárias noturnas de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa (%), precipitação (mm), radiação de onda longa atmosférica (W m^{-2}), radiação terrestre (W m^{-2}), balanço de radiação de ondas longas (W m^{-2}) e saldo de radiação (W m^{-2}) medidos durante o período de estudo.

Hora	T	UR	P	R_A	R_S	BOL	Rn
00:00	24,43	84,67	46,5	420,63	439,82	-19,19	-26,64
01:00	24,28	85,01	47,6	419,51	438,69	-19,18	-26,65
02:00	24,13	85,43	90,2	421,47	434,48	-13,01	-19,09
03:00	23,16	83,13	79,2	420,74	432,07	-11,33	-35,61
04:00	23,08	83,54	71,6	420,61	427,41	-6,80	-22,14
05:00	22,96	83,84	51,9	421,70	422,87	-1,17	-23,53
18:00	24,67	75,94	35,8	418,04	452,06	-34,02	-33,41
19:00	24,44	77,56	45,1	417,63	449,59	-31,96	-33,27
20:00	24,30	78,24	46,1	418,49	444,26	-25,77	-33,45
21:00	24,99	81,99	49,8	419,66	442,52	-22,86	-33,32
22:00	24,79	83,07	50	420,90	441,35	-20,46	-30,75
23:00	24,59	80,06	37,5	421,12	440,49	-19,37	-28,50
Média	24,15	81,87	54,28	420,04	438,80	-18,76	-28,86

4.2 Estimativa da radiação de onda longa atmosférica (R_A)

4.2.1 Modelos não parametrizados

Para a estimativa da R_A foram testados quatro modelos: Brunt (1932), Idso e Jackson (1969), Idso (1981) e Prata (1996), os quais foram escolhidos por apresentarem as melhores estimativas da R_A e também os mais utilizados na literatura (QUERINO, 2016; SANTOS et al., 2011; AGUIAR et al., 2011; VON RANDOW; ALVALÁ, 2006; SOBRINHO et al., 2013; LI; JIANG; COIMBRA, 2017).

A Tabela 7 mostra os valores dos parâmetros de aferição estatísticos para cada modelo antes da parametrização e sob diferentes condições de nebulosidade. A condição geral mostra todos os dados sem distinção de nebulosidade, sendo possível observar, quase sempre, valores do erro médio absoluto (MAE) menores nesta condição, onde somente nas condições de céu nublado (NB) que o MAE e os demais erros são mais elevados. O MAE para as condições de céu limpo (CL) foi menor para todos os modelos, como era de se esperar, visto que estes modelos têm um melhor desempenho em condições de céu com menos nebulosidade (AGUIAR et al., 2011).

Dentre todos os modelos o que apresentou menores erros incluindo a Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE) e o Erro Percentual Médio Relativo (MAPE) foi o modelo de Idso (1981), com uma diferença relativamente grande quando comparado com os demais. Em contrapartida o coeficiente de correlação (r) foi maior para o modelo de Idso e Jackson (1969) em quase todas as condições, com exceção da condição NB. Os demais modelos tiveram valores de r próximos para as condições geral e NB. Nas condições CL o modelo de Idso (1981) ficou com o menor coeficiente de correlação (0,44) e todos os outros ficaram com mais de 0,50. Nas condições de céu parcialmente nublado (PN) quase todos os modelos, exceto o de Idso e Jackson (1969) ficaram abaixo de 0,50 indicando uma moderada correlação positiva entre os dados medidos e estimados.

O índice de concordância de Willmott (d) foi maior para o modelo de Idso (1981) em todas as condições de nebulosidade, os demais obtiveram índices de concordância mais baixos indicando que existe pouca concordância entre os dados estimados e medidos. Em condições CL o modelo de Idso e Jackson (1969) tem uma melhora significativa em seu desempenho e, de maneira geral, o modelo que teve melhor desempenho foi o de Idso (1981), apesar do mesmo ter apresentado menores r em todas as condições, embora os demais parâmetros estatísticos indiquem melhor concordância do modelo com os dados reais.

Comparando os parâmetros estatísticos encontrados antes da parametrização dos modelos com outros trabalhos percebe-se, por exemplo, que Querino (2016) obteve erros menores que os encontrados aqui, com MAE variando de 5,4 W m⁻² a 37,3 W m⁻² e RMSE entre 15,9 W m⁻² e 43,5 W m⁻² e seu índice de concordância de Willmott e coeficiente de correlação foram um pouco maiores, variando entre 0,44 e 0,82 e 0,51 e 0,73, respectivamente. Em seu trabalho, o modelo de Idso (1981) também foi o que apresentou melhor resultado. Li, Jiang e Coimbra (2017) encontraram erros dos modelos de Brunt (1932) e Idso e Jackson (1969) menores. Essas diferenças devem-se possivelmente pelo fato de que os resultados deste trabalho são relativos à estação chuvosa, onde por si só já dificulta o desempenho dos modelos, em razão do estado dinâmico e termodinâmico da atmosfera, principalmente próximo a superfície na camada limite atmosférica (CLA). Nesta camada ocorrem transportes verticais de energia e momentum, com fluxos de ar turbulentos que agem modificando a dinâmica e a termodinâmica das circulações de micro, meso e grande escala provocada por alterações superficiais que podem influenciar as variáveis que modificam a R_A durante esta época do ano (NEVES; FISCH, 2011; FISCH et al. 2004).

Tabela 6. Modelos e seus correspondentes avaliadores de desempenho: Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (MAPE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para as condições de dados gerais; céu limpo (CL), céu parcialmente nublado (PN) e céu nublado (NB) antes da parametrização.

Condição	Modelos	MAE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	MAPE (%)	r	d
Geral	Brunt	47,48	52,06	10,92	0,38	0,40
	Idso e Jackson	50,09	54,34	11,52	0,45	0,40
	Idso	10,13	24,23	4,88	0,33	0,55
	Prata	39,25	44,40	9,10	0,40	0,44
CL	Brunt	31,35	37,50	7,47	0,53	0,53
	Idso e Jackson	32,96	38,11	7,78	0,62	0,56
	Idso	5,51	22,62	4,61	0,44	0,63
	Prata	23,64	30,94	5,87	0,56	0,57
PN	Brunt	44,74	49,23	10,33	0,47	0,43
	Idso e Jackson	47,43	51,40	10,96	0,54	0,43
	Idso	7,38	22,65	4,52	0,41	0,61
	Prata	36,59	41,54	8,51	0,49	0,47
NB	Brunt	60,32	62,37	13,65	0,43	0,28
	Idso e Jackson	63,23	65,41	14,32	0,43	0,27
	Idso	22,77	27,68	5,68	0,40	0,46
	Prata	51,69	53,87	11,70	0,44	0,31

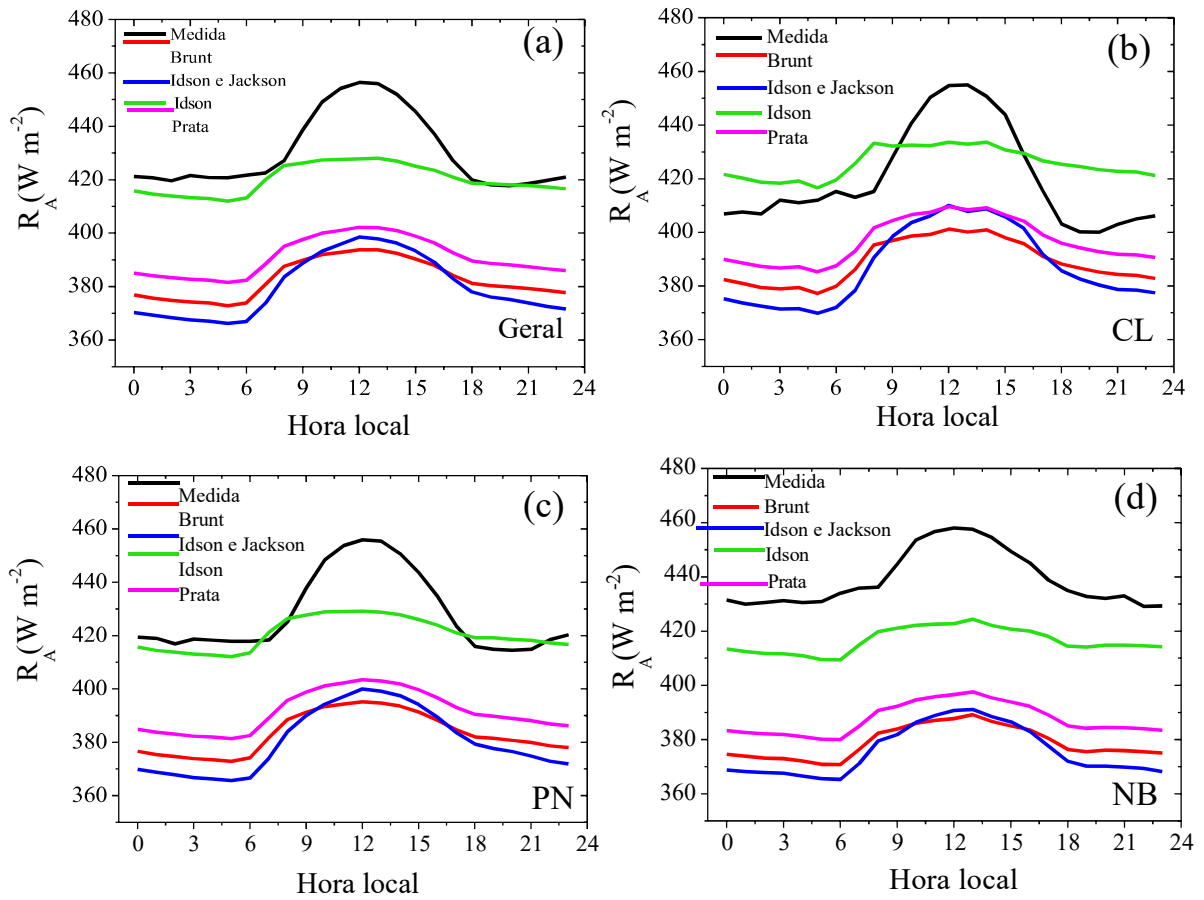
Em todas as condições de nebulosidade (Figura 6) a curva do modelo de Idso (1981) é a que mais se aproxima da R_A medida, se bem que em condições de NB (Figura 6d) a estimativa do modelo fica mais distante da curva medida. Pode-se observar que os modelos

tiveram uma melhor estimativa nas condições CL. Isso pode ser comprovado pelos menores erros e maiores índices d , que são refletidos na Figura 6b. O modelo de Idso (1981) teve sua melhor estimativa sob condições PN (Figura 6c), se comparado com os demais, e teve um desempenho considerável também sob condições NB, provavelmente por ser, de acordo com a literatura (Duarte; Dias; Maggiotto, 2006; Von Randow; Alvalá, 2006; Aguiar et al., 2011; Sobrinho, et al., 2013; Querino, 2016) o modelo que possui um dos melhores desempenhos e por ser o mais bem estruturado para essas condições, por levar em consideração detalhes atmosféricos essenciais na variação da R_A em zonas do espectro no infravermelho específicas (IDSO, 1981).

Praticamente todos os modelos, exceto o modelo de Idso (1981), e a R_A medida ficaram com médias horárias abaixo de 400 W m^{-2} na condição geral e NB. Nas demais condições os modelos de Idso e Jackcon (1969) e Prata (1996) chegam a superar os 400 W m^{-2} , e somente em condição CL o modelo de Brunt (1932) atinge os 400 W m^{-2} . A média diária da R_A medida para todas as condições foi $429,41 \pm 14,49 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que o para os modelos foram: $383,38 \pm 7,35 \text{ W m}^{-2}$ (Brunt (1932)); $380,71 \pm 11,68 \text{ W m}^{-2}$ (Idso e Jackson (1969)); $420,67 \pm 5,51 \text{ W m}^{-2}$ (Idso (1981)) e $391,64 \pm 7,31 \text{ W m}^{-2}$ (Prata (1996)). Ainda de acordo com a Figura 6, percebe-se que quase todos os modelos, excluindo-se o de Idso (1981), sempre subestimaram a R_A .

As características das curvas são semelhantes às encontradas por Galvão (1999) numa região de pastagem na Amazônia para dias de céu claro. Contudo todos os seus modelos permaneceram afastados da curva da R_A . Vale lembrar que estes resultados apesar de não atingirem um bom nível de desempenho, são para a estação chuvosa da região, época do ano que possui maiores variações de nebulosidade, radiação solar e constituintes atmosféricos, o que dificulta os modelos ter um bom desempenho, visto que foram desenvolvidos para melhor se adequar em condições de céu limpo.

Figura 6. Variação média horária da radiação de onda longa atmosférica medida e estimada pelos modelos propostos sem parametrização para os dados gerais (a), condição de céu limpo (CL) (b), condição de céu parcialmente nublado (PN) (c) e condição de céu nublado (NB) (d) para o local de estudo.



4.2.2 Modelos parametrizados

Ao observar o desempenho dos modelos após a parametrização fica evidente uma significativa melhora, especialmente sob condições CL e PN. Entretanto, sob condição NB todos os modelos tiveram uma piora nos coeficientes de correlação (Tabela 8). Antes da parametrização, os modelos retornavam coeficientes que explicavam um pouco melhor os valores medidos e após a parametrização a principal mudança foi no índice de concordância de Willmott que teve um aumento considerável para todos os modelos e condições de nebulosidade. Na condição geral, o índice teve uma média de 0,61, o que representa uma melhora de aproximadamente 0,17. Na condição CL a média do índice de concordância teve uma melhora de 0,14 ficando em 0,71. Nas condições PN e NB as médias foram 0,71 e 0,59 aproximadamente 0,22 e 0,26, respectivamente, melhor que antes da parametrização. Em condições CL e PN o índice alcançou 0,73 no caso dos modelos de Idson e Jackson (1969) e Idson (1981). Os erros estatísticos tiveram valores menores sob condição NB, o que é muito

interessante, uma vez que estes modelos foram formulados para obter melhores desempenhos sob condições CL, em especial, o modelo de Idso e Jackson (1969). Isso ocorre possivelmente devido a dinâmica da nebulosidade na região. Em dias nublados a tendência de haver uma variação elevada de nebulosidade é pequena se comparado com os dias de céu limpo, durante a estação chuvosa.

Enfim, para a condição geral o modelo de Idso (1981) apresentou melhor desempenho após a parametrização. Em condição CL, o modelo de Idso e Jackson (1969) foi o melhor, justamente pelo fato do mesmo ter sido desenvolvido especialmente para estas condições, pois não incluíram a pressão de vapor como variável explícita capaz de interagir com a R_A (DUARTE; DIAS; MAGGIOTTO, 2006). Já em condições PN e NB, o modelo de Idso (1981) e o modelo de Prata (1996) foram melhores. Todavia, muito semelhante aos demais. Quando comparado com os valores da estação chuvosa encontrados por Querino (2016) em Mato-Grosso os parâmetros estatísticos são semelhantes. Von Randow e Alvalá (2006) encontraram índices estatísticos melhores que os observados aqui (r acima de 0,95), contudo seu estudo foi realizado em períodos secos, épocas em que os modelos melhor se adaptam, uma vez que, a atmosfera nestes períodos tende a ser mais estável.

Nota-se que o modelo de Idso (1981) antes da parametrização apresentou melhor desempenho que os demais para todas as condições de nebulosidade. Entretanto após a parametrização, o mesmo somente foi melhor em duas condições de nebulosidade (PN e NB), indicando que o modelo formulado por Idso (1981) sem o ajuste para o local de estudo já apresenta estimativas superiores aos demais. Inclusive, para locais que possuem maiores índices de nebulosidade, pois apesar de não ser recomendado seu uso para tais condições, este apresentou resultados mais satisfatórios nestas condições que os demais.

Na Figura 7, as curvas da R_A medida e estimada pelos modelos retornam resultados muito melhores que antes da parametrização. Em todas as condições da Figura 7, quando comparado com a Figura 6, observa-se com mais clareza o quanto a parametrização melhorou o desempenho dos modelos, os quais anteriormente tinham curvas mais distantes da R_A medida. Nota-se que houve uma subestimação dos modelos em todas as condições no período da manhã e uma superestimação no período da tarde. Da madrugada até o período inicial da manhã e no final da noite, os modelos apresentaram melhor aproximação da curva da R_A medida, indicando melhor desempenho dos modelos no período noturno e início da manhã (00:00h as 07:00h). A causa disso está possivelmente relacionada com o fato de que, no período noturno a CLA tem sua estrutura modificada em resposta ao resfriamento da superfície causado pela perda energética (menores índices de R_s), fazendo com que aquela

estrutura turbulenta e convectiva da Camada Limite Convectiva (CLC) formada durante o dia, seja dissipada. A partir daí formando-se a Camada Limite Estável (CLE) no período da noite que é menos turbulenta e mais estável (NEVES; FISCH, 2011; CORRÊA, 1997; GUERRA, 2008), tornando mais fácil a descrição da R_A pelos modelos.

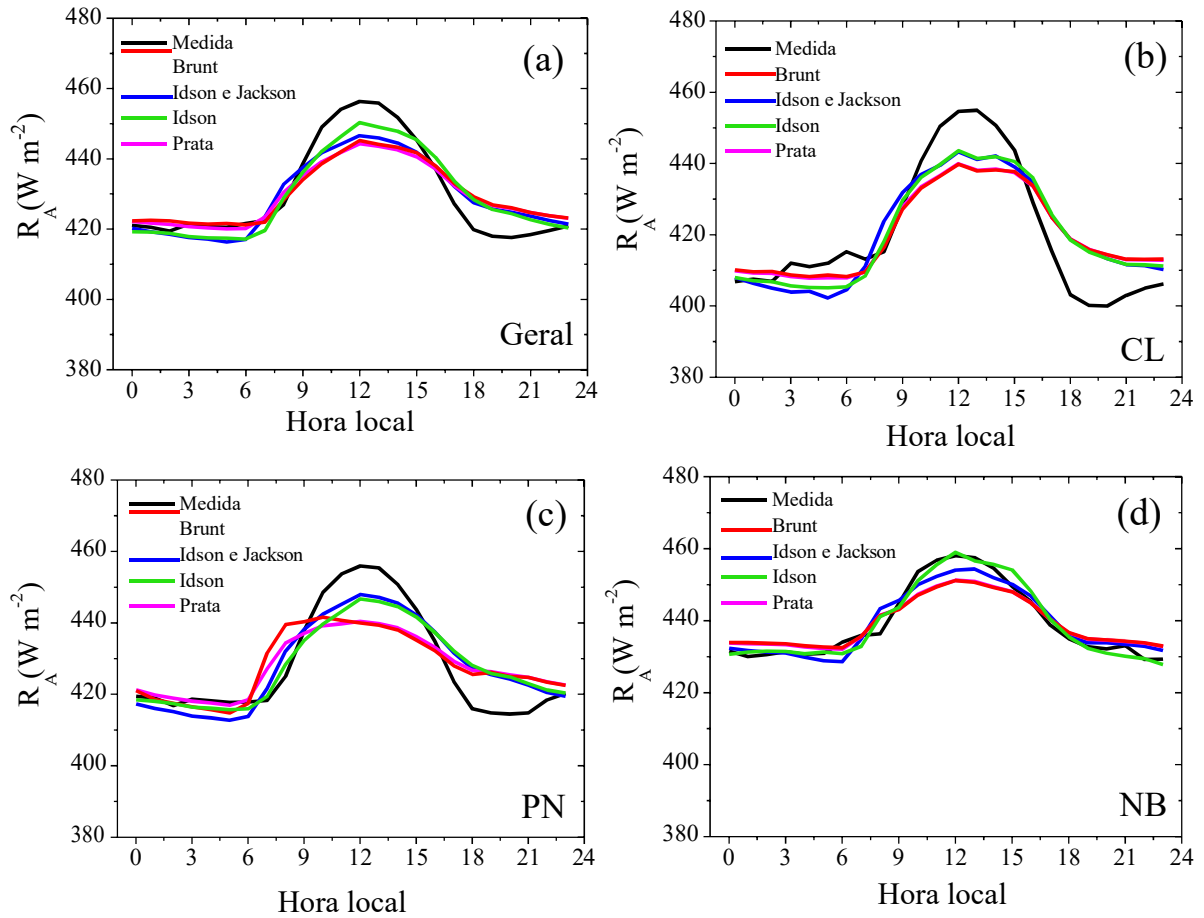
Os modelos apresentam piores estimativas no período diurno, provavelmente pelo fato de que neste período o tempo é mais instável que no período noturno, como visto anteriormente. Além disso, grande parte da formação de nuvens, principalmente cumulus, também ocorrem no período diurno, especialmente pela manhã. Esse fenômeno ocorre devido aos efeitos da circulação local do vento, ou seja, por conta das brisas marítimas, que são responsáveis por criar uma zona de convergência próximo do litoral (frente de brisa) contribuindo para a formação de nuvens cúmulos até aproximadamente as 13:00h, quando verifica-se a formação de uma área de supressão de cúmulos relacionada ao deslocamento das zonas de subsidência e convergência da brisa (NATIONAL RESEARCH COUNCIL, 1992; SILVA, 2003). Esse fato também explica o porquê da R_A ser maior no período da manhã que no período da tarde.

Nas condições NB, as discrepâncias entre as curvas foram menores, sendo também a condição em que os modelos obtiveram melhor desempenho, pois os erros foram menores. E quando se avalia os valores horários médios de r e d (não incluídos na tabela), nota-se ainda que, ambos, ficaram acima de 0,90, explicando a proximidade das curvas nessa condição (Figura 7d). No estudo de Aguiar et al. (2011) as curvas da R_A para o período chuvoso tiveram valores mais distantes em comparação com as curvas médias horárias encontradas aqui. Assim, de maneira geral, os modelos tiveram desempenho razoável na descrição das curvas dos dias médios da R_A para cada condição de nebulosidade no período.

Tabela 7. Equações parametrizadas dos modelos e seus correspondentes avaliadores de desempenho: Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Erro Percentual Médio Relativo (MAPE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para as condições de dados gerais; céu limpo (CL), céu parcialmente nublado (PN) e céu nublado (NB) antes da parametrização.

Condição	Modelos	Equações	MAE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	MAPE (%)	r	d
CL	Idso e Jackson Idso Prata	$R_A = (0,496 + 0,091 \sqrt{e}) \sigma T^4$		19,47	3,81	0,45	0,62
		^A	0,07	19,50	3,82	0,44	0,57
		$R_A = [1,22 - 7,0 \times 10^{-5} e \exp(\frac{1500}{1})] \sigma T^4$	0,06	19,62	3,85	0,45	0,64
		0,43 4	0,16	19,51	3,82	0,45	0,63
CL	Brunt Idso e Jackson Idso Prata	$R_A = [1,42 + (-0,098)\sqrt{e}] \sigma T^4$	0,12	19,09	3,87	0,62	0,71
		$R_A = \{1 - 0,205 \exp[-1,37 \times 10^{-3} (273-T)^2]\} \sigma T^4$	0,07	18,96	3,82	0,62	0,73
		$R_A = [1,13 + 5,4 \times 10^{-5} e \exp(\frac{1500}{1})] \sigma T^4$	0,19	19,00	3,83	0,62	0,71
		$R_A = [1 - (1+\xi) \exp\{- (411,26 - 62,31\xi)^{0,28}\}] \sigma T^4$	0,12	19,08	3,87	0,62	0,71
DN	Idso e Jackson Idso Prata	$R_A = (-0,07 + 0,20\sqrt{e}) \sigma T^4$		18,35	3,61	0,56	0,71
		^A	0,03	18,58	3,66	0,54	0,69
		$R_A = [1,14 + (-5,0 \times 10^{-5}) e \exp(\frac{1500}{1})] \sigma T^4$	0,01	18,40	3,62	0,56	0,73
		0,69 4	0,06	18,37	3,62	0,56	0,72
NB	Brunt Idso e Jackson Idso Prata	$R_A = (1,22 - 0,05\sqrt{e}) \sigma T^4$	0,12	15,11	2,65	0,40	0,61
		$R_A = \{1 - 0,453 \exp[-5,17 \times 10^{-3} (273-T)^2]\} \sigma T^4$	0,17	15,82	2,55	0,36	0,53
		$R_A = [1,42 + (-1,13 \times 10^{-4}) e \exp(\frac{1500}{1})] \sigma T^4$	0,03	14,99	2,61	0,41	0,61
		$R_A = [1 - (1+\xi) \exp\{- (472,05 - 84,45 \xi)^{0,35}\}] \sigma T^4$	0,13	15,08	2,64	0,41	0,62

Figura 7. Variação média horária da radiação de onda longa atmosférica medida e estimada pelos modelos propostos parametrizados para os dados gerais (a), condição de céu limpo (CL) (b), condição de céu parcialmente nublado (PN) (c) e condição de céu nublado (NB) (d) para o local de estudo.



4.3 Estimativa do balanço de radiação de ondas longas (BOL)

4.3.1 Modelo não parametrizado

O BOL é uma componente essencial à vida na Terra e sua variação ao longo do tempo pode contribuir para mudanças de diversas variáveis meteorológicas, além de ser um dos principais componentes que determina o clima terrestre (SCHIANO, et al. 2000). O BOL mantém a superfície da Terra com temperaturas suportáveis aos seres vivos. Isso ocorre devido o processo de troca de energia realizado pelo BOL, o qual durante o dia retira o excesso de energia através da R_s , acrescentando durante a noite pela R_A . Este processo faz com que no período diurno a superfície terrestre não se aqueça demais e não se resfrie demais no noturno (HARTMANN, 1994). A estimativa dessa componente até os dias atuais ainda é complicada, podendo ser realizada através de modelos empíricos e analíticos que estimam a radiação de onda longa atmosférica a partir de medidas de temperatura do ar e da pressão de

vapor obtidos ao nível superficial (PRATA, 1996), como é o caso dos modelos de Penman-Brunt (PENMAN, 1948; BRUNT, 1932) adaptado por Doorenbos e Pruitt (1977) e o modelo de Allen et al. (1998). Apesar de resultar boas estimativas estes modelos ainda necessitam de correções e adaptações de suas constantes empíricas para a melhora de seus desempenhos sob as mais diversas circunstâncias e localidades, uma vez que foram propostos e adaptados para sua região de origem ou para regiões com características superficiais, atmosféricas e climáticas semelhantes.

Dessa forma, o modelo de Penman-Brunt, adaptado por Doorenbos e Pruitt (1977), foi utilizado para o cálculo das estimativas do BOL diário, o qual também foi parametrizado para o local de estudo durante a estação chuvosa. A Tabela 9 mostra os valores dos parâmetros estatísticos utilizados para medir o desempenho do modelo antes da parametrização em diferentes condições de nebulosidade. É possível verificar para todas as condições de nebulosidade baixos erros estatísticos o que indica que os valores diários estimados se aproximam bastante dos medidos. Contudo, sob condições PN os erros apresentados foram menores, entretanto, o coeficiente de correlação e o índice de concordância de Willmott não foram maiores do que nas condições gerais (índice de concordância 0,74 e coeficiente de correlação 0,56). Estes resultados indicam que o modelo previu relativamente bem nessas duas condições com um bom grau de concordância e uma moderada correlação. Em condições NB, o modelo apresentou um desempenho mais baixo.

Souza Filho et al. (2006) em seu estudo do balanço de radiação em uma floresta tropical em Melgaço-PA no nordeste da Amazônia, realizou uma comparação entre o modelo de Penman-Brunt, Allen et al. (1998) e um modelo proposto pelos próprios autores com o BOL medido e encontraram um coeficiente de determinação de 0,48 referente aos modelos de Penman-Brunt e Allen et al. (1998) para os dados gerais. Contudo, segundo os autores, o modelo de Penman-Brunt foi o que melhor estimou o BOL durante o período chuvoso, indicando assim uma melhor preparação do modelo para períodos com mais nebulosidade. Vale ressaltar que o modelo utilizado aqui possui coeficientes adaptados por Doorenbos e Pruitt (1977) e o modelo utilizado por Souza Filho et al. (2006) possui os coeficientes originais da equação proposta por Penman (1948) e que os autores somente utilizaram como indicador de aferição estatístico o coeficiente de determinação. Segundo Iqbal (1983), somente este coeficiente não constitui um teste suficiente de acurácia de um modelo de estimativa em radiação solar, sendo necessário a utilização de outros indicadores estatísticos.

Wales Smith (1980) ao realizar uma comparação do BOL estimado pela equação do R_n , o qual ele chama de BOL medido, com a equação de Penman-Brunt, conclui que a equação subestima com mais frequência os valores do BOL e que este fato possivelmente está relacionado com a simplicidade da equação. Contudo, o autor ressalta que os resultados ainda assim foram bons e que a equação estima bem o BOL, por incluir parâmetros que possibilitem acompanhar as mudanças que ocorrem na nebulosidade, umidade relativa e temperatura do ar.

Tabela 8. Equação de Penman-Brunt para o cálculo do BOL e avaliadores de desempenho: Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para as condições de dados gerais; céu limpo (CL), céu parcialmente nublado (PN) e céu nublado (NB) antes da parametrização.

Condição	Modelo	MAE ($W m^{-2}$)	RMSE ($W m^{-2}$)	r	d
Geral	Penman-Brunt	0,44	1,50	0,56	0,74
CL	Penman-Brunt	0,61	1,36	0,55	0,62
PN	Penman-Brunt	0,29	1,31	0,54	0,68
NB	Penman-Brunt	1,06	1,70	0,48	0,54

4.3.2 Modelo parametrizado

Após a parametrização do modelo para o local de estudo, adaptando-o às condições locais, nota-se que houve um leve aperfeiçoamento no desempenho do mesmo, como se pode observar através dos seus indicadores estatísticos presentes na Tabela 10. Essa melhoria pode ser verificada especialmente nas condições NB, onde os erros ficaram até menores que nas demais condições. Já o d se igualou as condições de CL e passou a ter um grau razoável de concordância com os valores reais, assim como também r que apresentou uma correlação moderada. A condição geral foi a que apresentou melhores r e d (0,61 e 0,77, respectivamente) e teve valores baixos dos erros assim como na condição NB indicando que, quando parametrizado, o modelo estima com razoabilidade a R_A durante os dias com mais nebulosidade.

Tabela 9. Equação parametrizada de Penman-Brunt para o cálculo do BOL com seus respectivos avaliadores de desempenho: Erro médio absoluto (MAE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para as condições de dados gerais; céu limpo (CL), céu parcialmente nublado (PN) e céu nublado (NB) antes da parametrização.

Condição	Modelo	Equação	MAE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	r	d
Geral	Penman-Brunt	$BOL = -[4,903 \times 10^{-9} T^4 (-0,068 - 0,117 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})]$	0,21	1,24	0,61	0,77
CL	Penman-Brunt	$BOL = -[4,903 \times 10^{-9} T^4 (0,935 - 0,476 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})]$	0,44	1,33	0,59	0,65
PN	Penman-Brunt	$BOL = -[4,903 \times 10^{-9} T^4 (0,105 + 0,012 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})]$	0,34	1,07	0,57	0,73
NB	Penman-Brunt	$BOL = -[4,903 \times 10^{-9} T^4 (-0,278 + 0,217 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})]$	0,03	0,98	0,53	0,65

4.3.3 Variação diária do BOL medido e estimado

A Figura 8a representa o BOL medido e estimado antes da parametrização, onde é possível notar que o BOL estimado acompanha em grande parte a curva do medido, mas com correlação moderada de 0,56 (Tabela 10). O BOL medido apresentou um máximo no dia 146 (26 de maio) com $3,10 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ e mínimo de $-5,64 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ no dia 135 (15 de maio). É possível observar na Figura 8 que os máximos do BOL medidos nos dias 143 (23 de maio), 146 (26 de maio) e 151 (31 de maio) estão associados à alta nebulosidade dos dias em questão, com índices de transmitância atmosférica global relativamente baixos (0,34, 0,13 e 0,38, respectivamente), pois quanto maior a presença de nuvens, maior será os níveis de R_A em superfície (DUARTE; DIAS; MAGGIOTTO, 2006). Para efeito de comparação destaca-se o trabalho de Bliss Júnior (1961) que observou com clareza a contribuição das nuvens para o aumento da R_A . Segundo o autor, com o céu totalmente coberto e a temperatura da superfície em $17 \text{ }^\circ\text{C}$, as nuvens podem incrementar em até 11% a R_A . Nesta observação o autor leva em consideração a temperatura da base das nuvens e desconsidera as regiões do espectro que estão fora da janela atmosférica ($8,5 - 13 \text{ } \mu\text{m}$), uma vez que nesta região do espectro as nuvens têm papel considerável na absorção da radiação que é emitida pela superfície do planeta. Como consequência dessa ação das nuvens tende-se a incidir mais energia à superfície do que é emitida.

É interessante notar que o modelo estima com mais acurácia valores mais baixos que os mais altos do BOL, ou seja, ele consegue acompanhar melhor valores menores, porém não consegue acompanhar muito bem os maiores. Isso se observa claramente, já que em nenhum momento os valores estimados ultrapassaram $0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, sendo seu máximo de $-0,54 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Nota-se também que o modelo subestimou os valores reais, sendo possível observar através de sua linha de tendência que está abaixo e um pouco afastada da linha do BOL medido. A média diária do BOL medido foi $-2,34 \pm 1,48 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ e a do estimado foi $-2,78 \pm 1,59 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Comparando os resultados antes e depois da parametrização através das Figuras 8a e 8b, percebe-se claramente a aproximação da reta do BOL estimado com o medido, uma vez que seu coeficiente de correlação foi maior que antes da parametrização. As retas são mais próximas no período de início da estação chuvosa e mais afastadas no final, o que indica uma melhor estimativa do modelo no início da estação chuvosa, ou seja, quando os níveis de nebulosidade e chuva são menores. Observa-se também que antes da parametrização o BOL

medido é subestimado pelo modelo durante todo o período, entretanto, após a parametrização, se aproximada da reta do BOL medido, superestimando-o apenas ao final do período estudado. Ao ser parametrizado, o modelo previu com menor precisão os valores extremos, como alguns mínimos e máximos, porém previu com maior precisão os valores mais próximos da reta. Contudo, percebe-se que em ambos os casos o modelo estimou bem os dias com céu nublado e acompanhou em grande parte os dados medidos. A média dos valores estimados foi de $-2,12 \pm 1,26 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. O comportamento das curvas do BOL medida e estimada foi similar ao de Souza Filho et al. (2006) para o período chuvoso, onde todos os seus valores ficaram praticamente abaixo de $0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Comparando os totais diários do saldo radiação medido (R_n) (Figura 9) com os do BOL medido e estimado depois da parametrização (Figura 8b) torna-se possível observar a suas respectivas participações ao longo da estação chuvosa. Nota-se que a participação do BOL no R_n foi considerável, principalmente ao final da estação, quando sofre um aumento e o R_n uma diminuição, como pode-se observar através de suas respectivas linhas de tendência. Esse decréscimo do R_n não se deve somente à queda do BOL, mas, principalmente, à diminuição da quantidade de radiação solar que chega à superfície (Figura 5d), que é ocasionada pela chegada do inverno na região. O BOL teve uma média de $-2,34 \text{ MJ m}^{-2}$ e o BOC com $11,52 \text{ MJ m}^{-2}$, sendo a média do R_n então de $9,18 \text{ MJ m}^{-2}$. A média do R_n foi menor que a encontrada por Souza Filho et al. (2006) para o período chuvoso ($12,1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Isso indica que existe uma participação considerável do BOL sobre o R_n na região de estudo do presente trabalho, possivelmente devido à localização e clima da região que são propícios para a formação de nuvens ao longo de boa parte do ano causado por diferentes sistemas meteorológicos atuantes na mesma (LIMA, 1991), como é o caso do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), que atua mais no período de verão, Ondas de Leste Africanas e brisa marítima que atuam mais durante o outono e inverno quando há a convergência com os ventos alísios de sudeste (KOUSKY, 1980).

Figura 8. Variação dos totais diários do balanço de radiação de ondas longas (BOL) medido e estimado pelo modelo de Penman-Brunt antes da parametrização (a) e depois da parametrização (b) para o local de estudo. Obs.: A linha violeta representa a reta do BOL medido e a vermelha a reta do BOL estimado.

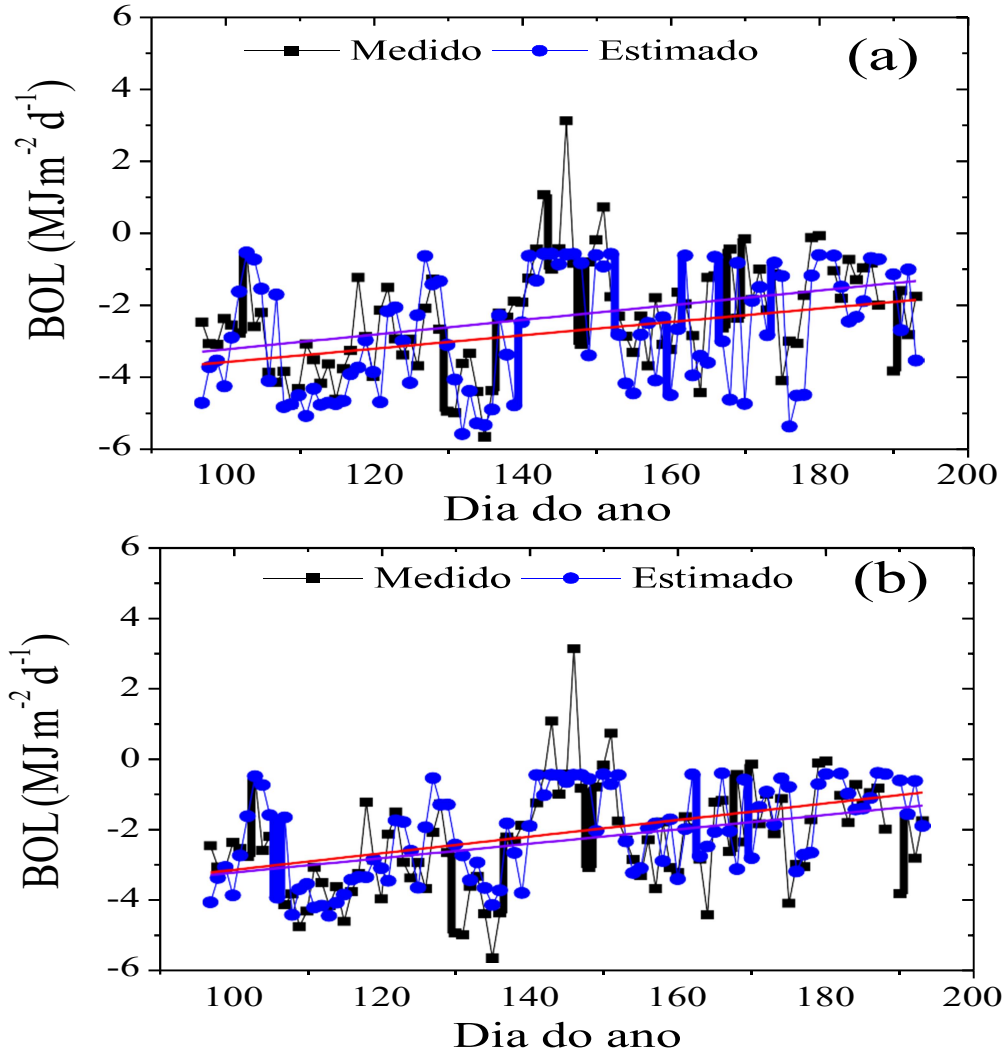
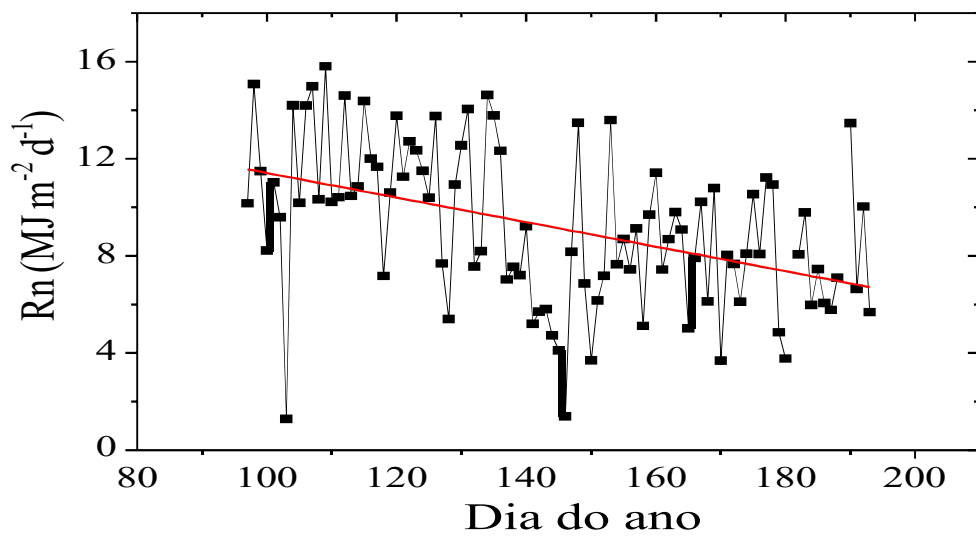


Figura 9. Variação dos totais diários do saldo de radiação (R_n) medido para a área de estudo.



5. CONCLUSÃO

De acordo com os resultados observados pode-se concluir que:

- ❖ As variáveis meteorológicas diárias avaliadas durante o período de estudo tiveram comportamento normal ao local do experimento, com exceção da precipitação que teve um total sazonal muito elevado, quase o dobro da normal climatológica 61-90 do INMET, devido a influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul e da existência de cavados próximo à costa leste do nordeste brasileiro.
- ❖ A radiação de ondas longas (R_A e R_S), de maneira geral, acompanhou a radiação solar incidente. Contudo, a radiação de onda longa atmosférica, sendo dependente da nebulosidade e do vapor de água total na atmosfera, apresentou um padrão próximo ao da precipitação.
- ❖ Houve uma diferença significativa no desempenho dos modelos de estimativa da radiação de onda longa atmosférica quando separados por condições de nebulosidade antes da parametrização. Antes da parametrização a condição de céu claro foi a que apresentou as melhores estimativas dos modelos, sendo o modelo de Idso (1981) o de melhor desempenho em todas as condições de nebulosidade.
- ❖ Após a parametrização todos os modelos apresentaram melhorias em seus desempenhos, entretanto foi verificada uma diferença muito pequena entre o desempenho de cada modelo quando comparados entre cada condição de nebulosidade. Dentre todas as condições somente a de céu nublado apresentou uma maior diferença no desempenho que as demais. O modelo de Idso (1981) teve melhor desempenho na condição geral, céu parcialmente nublado e nublado, o de Idso e Jackson (1969) na condição de céu claro.
- ❖ Antes da parametrização o modelo de estimava do balanço de radiação de ondas longas apresentou um desempenho moderado com baixos erros estatísticos. O coeficiente de correlação e o índice de concordância de Willmott ficaram em média entre 0,5 e 0,6. Não houve uma diferença significativa no desempenho do modelo entre as condições de nebulosidade, contudo, a condição geral teve melhor desempenho que as demais.
- ❖ Após a parametrização o modelo apresentou uma leve melhora em seu desempenho para todas as condições. Assim como antes da parametrização a condição geral também obteve o melhor desempenho, indicando que o modelo pode ser aplicado sem a necessidade de classificação quanto à nebulosidade, quando em períodos chuvosos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, L.J.G. **Balço de radiao em áreas de floresta e de pastagem em Rondônia**. 70 p. Dissertao (Mestrado em Meteorologia agrcola) – Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, 2007.
- AGUIAR, L.J.G.; COSTA, J.M.N; FISCHER, G.R.; AGUIAR, R.G.; COSTA, A.C.L. FERREIRA, W. P.M. Estimativa da radiao de onda longa atmosférica em áreas de floresta e pastagem no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 215-224, 2011.
- AL- RIAHI, M.; AL-JUMAILY, K.; KAMIES, I. Measurements of net radiation and its components in semi-arid climate of Baghdad. **Energy conversion and management**, v. 44, n. 4, p. 509 – 525, 2003.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA L.S; RAES, D; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements**. 1.ed. Roma: FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, 15 p. 1998.
- AN, N.; HEMMATI, S.; CUI, Y. Assessment of the methods for determining net radiation at different time-scales of meteorological variables. **Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering**, v. 9, n. 2, p. 239-246, 2017.
- ANA – Agência Nacional de Águas. Hidroweb. Disponível em: <<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/publico/apresentacao.jsf>>. Acesso em: 23 ago. 2016.
- ANDRADE, A.M.D.; MOURA, M.A.L; SANTOS, A.B.; CARNEIRO, R.G.; SILVA JÚNIOR, R.S. Radiao fotossinteticamente ativa incidente e refletida acima e abaixo do dossel de floresta de mata atlântica em Coruripe, Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n.1, p. 68-79, 2014.
- ANGSTRÖM, A.A study of the radiation of the atmosphere. **Smithsonian Miscellaneous Collection**, v. 65, n. 3, 162 p., 1915.
- ANGSTRÖM, A. A effective radiation during the second international Polar Year. **Statens Meteorologisk Hydrografiska Anstalt**, v. 6, n.8, 22 p., 1936.
- ANGSTRON, A. Solar and Terrestrial radiation. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 50, p. 121 – 126, 1924.
- AYOOLA, M.A. SUNMONU, L.A; BASHIRU, M.I; JEGEDE, O.O. Measurements of net all-wave radiation at a tropical location, Ile-Ife, Nigeria. **Atmósfera**, v. 27, n.3, p. 305 - 315, 2014.

BERTRAND, C.; VANDERVEKEN, G.; JOURNÉE, M. Evaluation of decomposition models of various complexity to estimate the direct solar irradiance over Belgium. **Renewable Energy**, v. 74, p.618-626, 2015.

BEZERRA, R.B; DANTAS, R.T.; TRINDADE, A.G. Caracterização temporal da precipitação pluvial do município de Porto Velho/RO no período de 1945 a 2003. **Sociedade & Natureza**, v. 22, n. 3, p. 603 – 623, 2010.

BLISS JÚNIOR, R.W. Atmospheric Radiation Near the Surface of the Ground: A Summary for Engineers. **Solar Energy**, v. 5, n. 3, p. 103-120, 1961.

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

BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, v. 11, n. 5, p. 742-744, 1975.

COLUMBIA UNIVERSITY. **Solar Radiation and the Earth's Energy Balance**. Disponível em: <<http://eesc.columbia.edu/courses/eesc/climate/lectures/radiation>>. Acesso em: 26 out. 2017.

COOPER, P. I. **The absorption of solar radiation in solar stills**. *Solar Energy*, v. 12, n. 3, p. 333-346, 1969.

CORRÊA, C.S. **Estudo micrometeorológico da camada limite planetária estável na região de Porto Alegre**. Santa Maria: UFRGS, 1997. 62p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Centro estadual de pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia. 1997.

CORRÊA, M.P. **Influência da radiação solar na regeneração natural da Mata Atlântica**. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Engenharia Florestal) – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 2008.

CORREA, S.M.B.B. **Probabilidade e Estatística**. 2 ed. Belo Horizonte: PUC Minas Virtual, 2003.

COSTA, R.F.; FEITOSA, J.R.P; FISCH, G.; SOUZA, S.S.; NOBRE, C.A. Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e de pastagem na Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 4, n. 28, p. 395-408, 1998.

CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS –CPTEC. **Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais**. Disponível

em:<http://satelite.cptec.inpe.br/repositoriogoes/goes13/goes13_web/ams_vapor_alta/2017/04/S11232954_201704261200.jpg>. Acesso em: 16 de mai. 2019a.

CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS –CPTEC. Boletim Técnico.Disponível em:<<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acessoem: 21 de mai. 2019b.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. Guidelines for predicting crop water requirements.**FAO Irrigation and Drainage**, Roma, v. 24, 179 p., 1977.

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

ECHER, E.; RIGOZO, N.R; NORDEMANN, D.J.R; VIEIRA, L.E.A; PRESTES, A.; FARIA, H.H.O Número de manchas solares, índice da atividade do Sol. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 25, n. 2, p. 157-163, 2003.

ESCOBEDO, J.F.; GOMES, E.N; OLIVEIRA, A.P.; SOARES, J. Ratios of UV, PAR and NIR components to global solar radiation measured at Botucatu site in Brazil. **Renewable Energy**.v.36, n. 1, p. 169 – 178, 2011.

EUROPEAN SPACE AGENCY – ESA. **Greenhouse Effects ... Also on other planets, 2003.**

Disponívelem:<https://www.esa.int/Our_Activities/Space_Science/Venus_Express/Greenhouse_effects_also_on_other_planets>. Acesso em: 12 de fev. 2019.

FISCH, G.; 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**, v. 78, n. 1-3, p. 47 - 59, 2004.

FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA; INPE- INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Atlas dos remanescentes florestais da mata atlântica período 2016-2017**. Relatório Técnico. São Paulo. 63 p., 2018.

GALVÃO, J.A.C. **Estudo do balanço de radiação em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. São José dos Campos: INPE, 1999. 125p. (INPE-7236-TDI/689). Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 1999.

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

GOERCK, J.M. Patterns of rarity in the birds of the Atlantic Forest of Brazil. **Conservation Biology**, v. 11, p. 112–118, 1997.

GOOGLE MAPS. Disponível em: <<https://www.google.com.br/maps>>. Acesso em: 16 abr. 2018.

GUERRA, T. **Estudo sobre a turbulência na camada limite planetária**. Santa Maria: UFSM, 2008. 76p. Monografia (Bacharelado em Física). Centro de Ciências Naturais e Exatas. 2008.

GUIMARÃES, H.B.; BRAGA, R.A.P.; OLIVEIRA, T.H. Evolução da condição ambiental em fragmentos de mata atlântica na região metropolitana do Recife–PE. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v.7, n.2, p. 306 – 314, 2012.

HALLAK, R; PEREIRA FILHO, A.J. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 26, n.4, p. 591-608, 2011.

HARTMANN, D.L. **Global Physical Climatology**. San Diego: Academic Press, 424 p. 1994.

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

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

INMET. **Gráficos Climatológicos**. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/graficosClimaticos>>. Acesso em: 08 de Jan. 2019.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**.1.ed. New York: Academic Press, 390p., 1983.

IZIOMON, M.G.; MAYER, H.; MATZARAKIS, A. Empirical models for estimating net radiative flux: a case study for three mid-latitude sites with orographic variability. **Astrophysics and Space Science**, v. 273, n. 1-4, p. 313-330, 2000.

JOLY, C.A.; METZGER, J.P.; TABARELLI, M. Experiences from the Brazilian Atlantic Forest: ecological findings and conservation initiatives. **New Phytologist**, v. 204. p. 459 – 473, 2014.

JORNAL ESTADÃO. **O desafio da conservação**. Disponível em: <<http://infograficos.estadao.com.br/cidades/fauna-invisivel/o-desafio-da-conservacao.php>>. Acesso em: 25 nov. 2017.

KEY, J.R., SCHWEIGER, A.J. Tools for atmospheric radiative transfer: STREAMER and FLUXNET. **Computers & Geosciences**, v. 24, n.5, p. 443–451, 1998.

KIM, S.; KIM, H.A new metric of absolute percentage error for intermittent demand forecasts. **International Journal of Forecasting**, v. 32, n.3, p. 669-679, 2016.

KNEIZYS, F.X. SHETTLE, E.P; ABREU, L.W.; CHETWYND, J.H.; ANDERSON, G.P.; GALLERY, W.O.; SELBY, J.E.A; CLOUGH, S.A. Users Guide to LOWTRAN7. **Environmental Research Papers**, n. 1010, 146p., 1988.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.

KOZERA, C. **Composição florística e estrutura fitossociológica do estrato herbáceo-subarbustivo em duas áreas de floresta ombrófila densa, Paraná, Brasil.** 2001. 175 p. Dissertação (Mestrado em Biologia Vegetal) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2003.

LEE, M. L.; JIANG, Y; COIMBRA, C.F.M. On the determination of atmospheric longwave irradiance under all-sky conditions. **Solar Energy**, v. 144, p. 40-48, 2017.

LI, R. ZHAO, L.; WU, T.; WU, X.; XIAO, Y.; DU, Y.; QIN, W. The impacts of net long-wave radiation on the surface soil thermal regimes over the Qinghai–Tibetan Plateau, China. **Environmental Earth Sciences**, v. 75, n. 271, 12 p., 2016.

LIMA, M.C. **Variabilidade da precipitação no litoral leste da região nordeste do Brasil.** São José dos Campos: INPE, 1991. 222 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos, 1991.

LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation.** 2. ed. San Diego: Academic Press. 391p., 2002.

LONG, C.N.; SHI, Y. An Automated Quality Assessment and Control Algorithm for Surface Radiation Measurements. **The Open Atmospheric Science Journal**, v. 2, p. 23-37, 2008.

LOPES JÚNIOR, J.M. **Medidas da radiação solar direta na região de Maceió-AL.** 2017. 61p. Trabalho de Conclusão de Curso. (Bacharelado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2017.

LUNARDI, M.A. **Balço de radiação de ondas longas em ambiente protegido e avaliação de modelos de estimativa.** 2003. 92p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Botucatu, 2003.

MA, C.C.Y; IQBAL, M. Statistical comparison of solar radiation correlations: Monthly average global and diffuse radiation on horizontal surfaces. **Solar Energy**, Vancouver, v. 33, n. 2, p.143-148, 1984.

MACHADO, M. A. B. L. **Florística e fitossociologia do estrato arbóreo de fragmentos de mata atlântica da usina Coruripe – Estado de Alagoas**. 2003. 100p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal de Alagoas - UFAL, Rio Largo, 2003.

MAVI, H. S.; TUPPER, G. J. **Agrometeorology: Principles and applications of climate studies in agriculture**. Binghamton: The Haworth Press. 364p., 2004.

MENDONÇA, E. D. D. **Estimativa da emissividade atmosférica em Santo Antônio do Leverger-MT**. 1995. 77 p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) – Universidade de São Paulo. Piracicaba, 1995.

MENEZES, A. F.; CALVACANTE, A. T.; AUTO, P. C. C. **Caderno da Reserva da Biosfera da Mata Atlântica: série Estados e Regiões da RBMA (Reserva da Biosfera da Mata Atlântica no Estado de Alagoas)**. 2. ed. São Paulo: Conselho Nacional da Reserva da Biosfera da Mata Atlântica, n.29, 96p., 2010.

MESQUITA, F.L.L.; MASQUES FILHO, E.P.; KARAM, H.A.; ALVALÁ, R.C.S. Balanço de radiação no pantanal sul mato-grossense durante a estação seca. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n.1, p. 64-74, 2013.

MITTERMEIER, R.A.; ROBLES GIL, P.; HOFFMANN, M.; PILGRIM, J.; BROOKS, T.; MITTERMEIER, C.G.; LAMOREUX, J. FONSECA, G.A.B. (eds.). 2004. **Hotspots revisited: Earth's biologically richest and most endangered terrestrial ecoregions**. CEMEX/Agrupación Sierra Madre, Mexico City. 392p.

MOLION, L.C.B; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n.1, p. 1-10, 2002.

MOURA, M. A. L.; LYRA, R.F.F.; BENINCASA, M; TENÓRIO, R.S.; NASCIMENTO FILHO, N.F. Comparação da radiação solar global em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 16, n. 1, p. 91-99, 2001.

MYERS, N.; MITTERMEIER, R.A.; MITTERMEIER, C.G.; FONSECA, G.A.B; KENT, J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, v. 403, n. 6772, p.852-858, 2000.

NASA – EARTH OBSERVATORY. **World of Change: Global Temperatures**. Disponível em:<<https://earthobservatory.nasa.gov/world-of-change/DecadalTemp>>. Acesso em: 08 de mai. 2019.

NASCIMENTO, P.T.S; XAVIER, R.A. **Análise pluviométrica do estado de Alagoas**. In: Simpósio Alagoano de Gestão Ambiental, 1., Arapiraca. p. 11-19, 2010.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL,1992. **Coastal Meteorology: A Review of the State of the Science**. Washington, DC: The National Academies Press. <https://doi.org/10.17226/1991>.

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

NICÁCIO, R. M. **Radiação solar global e difusa para Maceió-AL: medidas e modelos**. 2002. 107 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, AL, 2002.

OLIVEIRA, E. A. **Métodos para análise de concordância: estudo de simulação e aplicação a dados de evapotranspiração**. 2016. 177 p. Tese (Doutorado em Estatística e Experimentação Agronômica) – Universidade de São Paulo. Piracicaba, 2016.

PASHIARDIS, S; KALOGIROU, S.A; PELENGARIS, A. Characteristics of longwave radiation through the statistical analysis of downward and upward longwave radiation and inter-comparison of two sites in Cyprus. **Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics**, v. 164, p. 60-80, 2017.

PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the royal society A**, v. 193, n. 1032, p. 120-145, 1948.

PEREIRA, R. A.; ANGELOCCI, R. L.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária. 487p., 2002.

PEZZOPANE, J.E.M.; REIS, G.G.; REIS, M.G.F; COSTA, J.M.N.; HIGUCHI, P. Balanço de radiação no interior de uma floresta estacional semidecidual secundária no domínio da mata atlântica. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 11, 2000. Rio de Janeiro, p. 200-206, 2000.

PORFÍRIO, A. C. S. **Radiação solar ultravioleta na região metropolitana de Maceió, Alagoas**. 2010. 60p. Trabalho de Conclusão de Curso. (Bacharelado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2010.

PORFÍRIO, A.C.S. SOUZA, J.L.; LYRA, G.B.; LEMES, M.A.M. An assessment of the global UV solar radiation under various sky conditions in Maceió - Northeastern Brazil. **Energy**. v. 44, n. 1. p. 584-592,2012.

PRADO MOURA, F. B. (Org.). **A Mata Atlântica em Alagoas**. Série conversando sobre ciências em Alagoas. Maceió: EDUFAL. 88p., 2006.

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

PRESCOTT, J. A. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. **Transactions of the Royal Society of South Australia**, v. 64, p. 114-118, 1940.

QUERINO, C. A. S. **Estimativa da radiação de onda longa atmosférica horária no estado de Mato Grosso**. 2016. 56p. Tese (Doutorado em Física Ambiental) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2016.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M.A.L.; QUERINO, J.K.A.S.; VON RANDOW, 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**, v. 26, n. 2, p.204 - 214, 2011.

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

RIBEIRO, M.C.; METZGER, J.P.; MARTENSEN, A.C.; PONZONI, F.J.; HIROTA, M.M. The Brazilian Atlantic Forest: How much is left, and how is the remaining forest distributed? Implications for conservation. **Biological Conservation**, v. 142, n. 6, p. 1141-1153, 2009.

SALEM, A.I; TRABEA, A.A; AWWAD, Z. Semi-empirical relationships for calculating net and net long-wave solar radiation over Egypt. **Renewable energy**, v.2, n.1, p. 73-83, 1992.

SALIS, S.M.; SHEPHERD, G.J.; JOLY, C.A. Floristic comparison between mesophytic forests of the interior of the state of São Paulo, S.E. Brazil. **Vegetation**, v. 119, p.155-164, 1995.

SANTIS JÚNIOR, W.J. **Avaliação dos distúrbios ondulatorios de leste na América do sul tropical e adjacências**. São Paulo: USP, 2008. 125p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. 2008.

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

SCHIANO, M.E.; BORCHINI, N.; CASTELLARI, S. LUTTAZZI, C. Climate features of the Mediterranean Sea detected by the analysis of long-wave radiative bulk formulae. **Annales Geophysicae**, v. 18, n. 11, p. 1482–1487, 2000.

SCUDELLER, V.V. **Análise fitogeográfica da Mata Atlântica - Brasil**. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Biologia Vegetal, IB, UNICAMP, 2002.

SELLERS, W. D. **Physical Climatology**. Chicago: University of Chicago press, 272 p. 1965.

SEMARH - Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos. **Município de Coruripe**, 2014. Disponível em: <www.semarh.al.gov.br/tempo-e-clima/boletins-e-analises-tecnicas/balanco-hidrico/2014/junho/litoral/CORURIFE.pdf>. Acesso em: 27 abr. 2018.

SILVA, M.J.G.; QUERINO, C.A.S.; SANTOS NETO, L.A.; MACHADO, N.G.; MILITÃO, J.S.; BIUDES, M.S. Efeito da ocupação do solo sobre o clima de Porto Velho, Rondônia, Brasil. **RAEGA**, v. 43, p. 232 – 251, 2018.

SILVA, G.R. **Características de vento na região nordeste: análise, modelagem, e aplicações para projetos de centrais eólicas**. 2003. 141 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Mecânica) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2003.

SILVA, J.M.C., CASTELETI, C.H.M. Status of the biodiversity of the Atlantic Forest of Brazil. In: GALINDO-LEAL, C., CÂMARA, I.G. (Ed.). **The Atlantic Forest of South America: Biodiversity Status, Threats, and Outlook**. Washington: CABS and Island Press, p. 43–59, 2003.

SNELL, H.E.; ANDERSON, G.P.; WANG, J.; MONCET, J.; CHETWYND, J.H.; ENGLISH, S.J. Validation of FASE (FASCODE for the Environment) and MODTRAN3: Updates and comparisons with clear-sky measurements. In: **Proceedings SPIE Conference**. v. 2578, p. 194–204, 1995.

SOBRINHO, F.J.C. CARRILHO, S.B.P.; NOGUEIRA, J.S; PINTO JÚNIOR, O.B. Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. **Revista Monografias Ambientais**, v. 12, n. 12, p. 2734 –2748, 2013.

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

SOUZA, J. L. MOURA FILHO, G.; LYRA, R.F.F; TEODORO, I.; SANTOS, E.A.; SILVA, J.L.; SILVA, P.R.T.; CARDINI, A.H.; AMORIM, E.C. Análise da precipitação pluvial e temperatura do ar na região do Tabuleiro Costeiro de Maceió, AL, período 1972-2001. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. Santa Maria, v. 11, n. 2, p.131-141, 2003.

SOUZA, J.L. Irradiância solar no litoral do nordeste: avaliação preliminar. In: **Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, 10, Piracicaba, P. 457-459, 1997.

SOUZA, J.L.; NICÁCIO, R. M.; MOURA, M. A. L. Global solar radiation measurements in Maceió, Brazil. **Renew Energy**, v. 30, p.1203 – 1220, 2005.

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

TETENS, V.O. Ubereinige meteorologische Begriffe, **Journal of Geophysics**, v. 6, p. 297-309, 1930.

TORRES, R. B.; MARTINS, F. R.; KINOSHITA, L. S. Climate, soil and tree flora relationships in forests in the state of Sao Paulo, southeastern Brasil. **Revista Brasileira de Botânica**,v.20, n.1, p. 41-49, 1997.

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

VAREJÃO SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital 2. 436 p. 2006. Disponível em:<http://www.icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf>. Acesso em: 17 de out. 2017.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**.Viçosa: UFV. 449p., 2000.

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

WALES SMITH, B.G. Estimates of net radiation for evaporation calculations / Evaluations de différence Du rayonnement pourles calculsd'évaporation. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 25, n. 3, p. 237-242, 1980.

WALPOLE, R.E; MYERS, R.H. **Probability & statistics for engineers & scientists**, 9. ed., New York: Macmillan, 2011.

WILLMOTT, C. J. On the evaluation of model performance in physical geography. In: GAILE, G. L.; WILLMOTT, C. **Spatial Statistics and Models**. Springer Netherlands, p. 443-460, 1984.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Physical Geography**, Boston, v. 2, n.2, p. 184 -194, 1981.

WILLMOTT, C.J., WICKS, D.E. An empirical method for the spatial interpolation of monthly precipitation within California. **Physical Geography**, v. 1, n.1, p. 59-73, 1980.

WMO. **Manual on the Global Observing System**. World Meteorological Organization. Geneva, p. 50, 2003.

YOHANNA, J.K; ITODO, I.N.; UMOGBAI, V.I.A model for determining the global solar radiation for Makurdi, Nigeria. **Renewable Energy**.v.36, n.1, p. 1989-1992, 2011.

ZHOU, Y.;SAVIJÄRVI, H. The effect of aerosols on long wave radiation and global warming. **Atmospheric Research**, v. 135-136, p. 102-111, 2014.