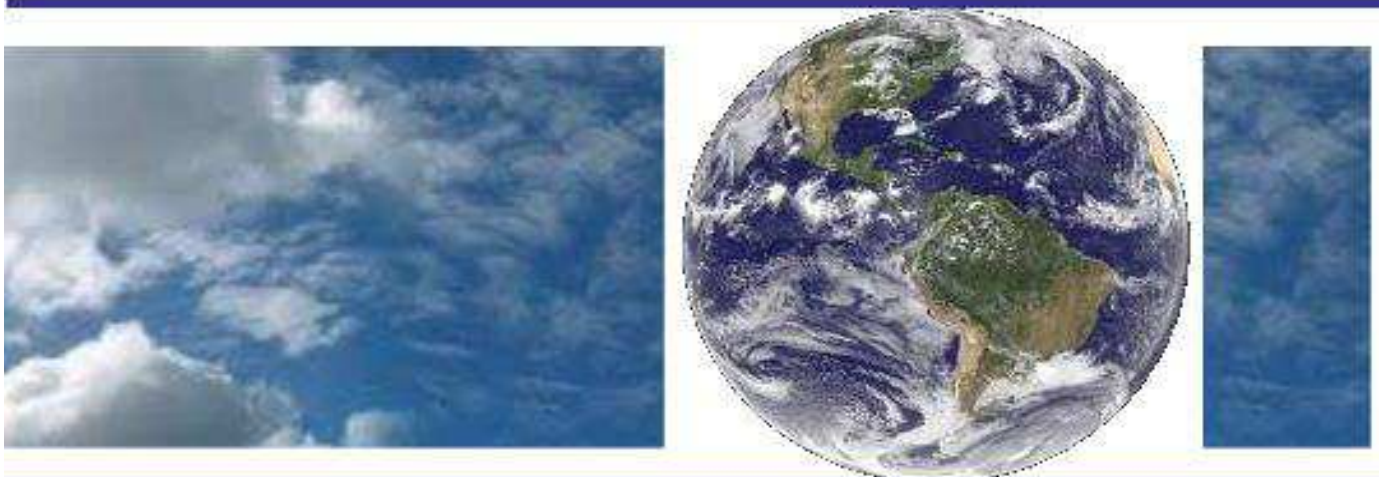


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



## **TESE DE DOUTORADO**

**Verônica Gabriella de Oliveira**

**ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO PARA DISTINTAS  
CONDIÇÕES DE CÉU USANDO DADOS DE SENSORIAMENTO  
REMOTO PARA O NORDESTE BRASILEIRO**

**Campina Grande- PB**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG**  
**CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS - CTRN**  
**UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - UACA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA - PPGMET**

**ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO PARA DISTINTAS CONDIÇÕES DE CÉU  
USANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO PARA O NORDESTE BRASILEIRO**

**VERÔNICA GABRIELLA DE OLIVEIRA**

**ORIENTADOR: PROF. DR. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS**

**CAMPINA GRANDE-PB**

**2020**

**ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO PARA DISTINTAS CONDIÇÕES DE CÉU  
USANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO PARA O NORDESTE  
BRASILEIRO**

**VERÔNICA GABRIELLA DE OLIVEIRA**

Tese apresentada ao Programa de Pós  
Graduação em Meteorologia da Universidade  
Federal de Campina Grande, em cumprimento  
às exigências para obtenção de título de Doutora  
em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos (UFCG)

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-área: Radiação e Sensoriamento Remoto.

**CAMPINA GRANDE-PB**

**2020**

O48e

Oliveira, Verônica Gabriella de .

Estimativa do saldo de radiação para distintas condições de céu usando dados de sensoriamento remoto para o Nordeste brasileiro / Verônica Gabriella de Oliveira. – Campina Grande, 2020.

116 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2020.

"Orientação: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos".

Referências.

1. Nuvens. 2. Satélite. 3. Albedo. 4. Emissividade. 5. Temperatura da Superfície. 6. Produtos. 7. Modis. I. Santos, Carlos Antonio Costa dos. II. Título.


CDU 551.576(043)


VERÔNICA GABRIELLA DE OLIVEIRA


ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO PARA DISTINTAS CONDIÇÕES DE  
CÉU USANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO PARA O NORDESTE  
BRASILEIRO

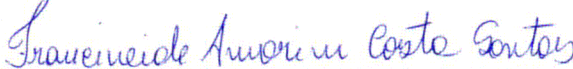
TESE APROVADA EM 28/02/2020

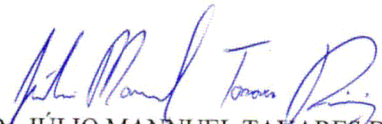
BANCA EXAMINADORA

  
Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dra. FRANCINEIDE AMORIM COSTA SANTOS  
Instituto de Formação de Educadores  
Universidade Federal do Cariri

  
Dr. JÚLIO MANNUEL TAVARES DINIZ  
Marinha do Brasil

## DEDICATÓRIA

*A Deus, por sempre estar ao meu lado, por nunca  
me desamparar,  
acreditar em mim guiar meus passos e  
iluminar meus caminhos, ofereço.*

*À minha mãe Lourdes, por todo  
o amor,  
dedicação,  
peló incentivo  
e pelas batalhas que juntas vencemos.*

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Programa de Pós graduação em Meteorologia – PPGMET da Universidade Federal de Campina Grande, pela estrutura concedida para a realização desta tese.

Ao professor Dr. Carlos Antonio, pelos conhecimentos compartilhados, pela confiança, pelo incentivo e pela disposição a mim concedida.

Ao professor Dr. Madson, pelo apoio direto no decorrer desses anos.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (PPGMET), pelos seus ensinamentos e pela contribuição à minha formação profissional.

Aos funcionários da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, em especial, à Arilene e a Danilo que desempenham eficientemente suas funções.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos que permitiu a execução dessa pesquisa.

Aos amigos Mariana, Sandra Carla, Marcos Ronielly, Lívia, Welinagila, Alécio e Júlio Diniz, que me incentivam, estão sempre torcendo pela minha felicidade e me apoiando em cada etapa.

A toda minha família (Minha mãe Lourdes, Vanderlei, Vanuza, Valéria, Rafaela, William e Amiel), que me proporcionaram muitas horas de alegria e felicidade e que me apoiaram nas horas difíceis.

**Meus sinceros Agradecimentos !!!**

## RESUMO

O saldo de radiação na superfície da Terra é uma variável de primordial interesse em áreas como a hidrologia, em estudos climáticos e na agricultura. Em determinadas situações, é detectada a presença de nuvens que impedem a obtenção de informações de dados de superfície através das imagens de satélite. Nesse sentido, a pesquisa tem como objetivo gerar o saldo de radiação em distintas condições de céu, utilizado à metodologia de Bisht e Bras (BB10) para se estimar os componentes do  $R_n$  instantâneo e do  $R_{n,24h}$  por meio, exclusivamente, de produtos do sensor MODIS. O impacto da nuvem sobre os componentes de radiação que atingem a superfície foi deduzido de acordo com os dados fornecidos pelo produto MOD06, além do mais, foram utilizados os seguintes produtos: MOD07, MOD11 e MCD43A3. Destes, são extraídos os dados de nuvens, dados do perfil atmosférico, albedo de superfície e emissividade. O algoritmo foi aplicado em todo o Nordeste brasileiro, e para medir a acurácia das estimativas, foi realizada a validação, cujos experimentos encontram-se em três diferentes coberturas de solo (degradada, recuperada e preservada) em área de Caatinga durante os anos de 2014, 2015 e 2016. Dentre os componentes estimados, a radiação de onda curta é a mais influenciada pelas nuvens e, conseqüentemente, a mais afetada no balanço de radiação. As validações dos resultados, no geral, mostraram-se coerentes, confirmando-se, assim, que a metodologia aplicada neste estudo mostrou-se satisfatória. O algoritmo de acordo com sua execução, foi capaz de obter-se estimativas boas dos componentes, do saldo de radiação instantâneo e do saldo diário, mesmo sob condições de céu nublado, utilizando exclusivamente produtos do sensor MODIS. Verificou-se, assim, que a metodologia BB10 e o método aprimorado por Araújo (2010), para o estimativa do  $R_{n,24h}$ , mostraram-se satisfatórias, e a validação do modelo evidenciou que a REMQ obtida para o  $R_{n,24h}$  foi de 31,34, 22,41 e 19,96  $W m^{-2}$ , para área degradada, recuperada e preservada, respectivamente, que estão em concordância com os encontrados na literatura.

**Palavras-chave:** Nuvens, satélite, albedo, emissividade, temperatura da superfície, produtos, MODIS.



## ABSTRACT

The radiation balance on the Earth's surface is a variable of primary interest in areas such as hydrology, in climate studies and in agriculture. In certain situations, the presence of clouds is detected that prevent the obtaining of surface data information through satellite images. In this sense, the research aims to generate the balance of radiation in different sky conditions, used to the methodology of Bisht and Bras (BB10) to estimate the components of instantaneous  $R_n$  and  $R_n$ , 24h through, exclusively, products of the MODIS sensor. The impact of the cloud on the radiation components that reach the surface was deduced according to the data provided by the product MOD06, in addition, the following products were used: MOD07, MOD11 and MCD43A3. From these, cloud data, atmospheric profile data, surface albedo and emissivity are extracted. The algorithm was applied throughout the Brazilian Northeast, and to measure the accuracy of the estimates, validation was performed, whose experiments are on three different soil coverings (degraded, recovered and preserved) in the Caatinga area during the years of 2014, 2015 and 2016. Among the estimated components, short-wave radiation is the most influenced by clouds and, consequently, the most affected in the radiation balance. The validation of the results, in general, proved to be coherent, thus confirming that the methodology applied in this study was satisfactory. The algorithm, according to its execution, was able to obtain good estimates of the components, the instantaneous radiation balance and the daily balance, even under cloudy sky conditions, using only MODIS sensor products. Thus, it was found that the BB10 methodology and the method improved by Araújo (2010), for estimating the  $R_n$ , 24h, were satisfactory, and the validation of the model showed that the REMQ error obtained for the  $R_n$ , 24h was of 31.34, 22.41 and 19.96  $W m^{-2}$ , for degraded, recovered and preserved area, respectively, which are in agreement with those found in the literature.

**Keywords:** Clouds, satellite, albedo, emissivity, surface temperature, products, MODIS.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1</b> - Delimitação do Semiárido brasileiro.....	21
<b>Figura 2</b> - Distribuição espacial da climatologia do total anual de precipitação.....	23
<b>Figura 3</b> - Diagrama esquemático do balanço energético global médio da Terra.....	27
<b>Figura 4</b> - Locais de provas dos experimentos.....	40
<b>Figura 5</b> - Sistema de tile sinusoidal utilizado pelo sensor MODIS (Terra e Aqua).....	41
<b>Figura 6</b> - Torre micrometeorológica instalada na área de Caatinga degradada em Campina Grande no estado da Paraíba.....	44
<b>Figura 7</b> - Torre micrometeorológica instalada na área de Caatinga recuperada em Campina Grande no estado da Paraíba.....	45
<b>Figura 8</b> - Torre micrometeorológica instalada na área de Caatinga preservada em Serra Negra do Norte no estado do Rio Grande do Norte.....	45
<b>Figura 9</b> - Esquema para estimar o saldo de radiação instantâneo e diário a partir dos dados MODIS para todas as condições do céu.....	48
<b>Figura 10</b> - Variabilidade temporal do albedo estimado a partir de produtos MODIS e o albedo obtido pelas torres nas áreas de Caatinga degradada ( <b>Figura 10a</b> ), recuperada ( <b>Figura 10b</b> ) e preservada ( <b>Figura 10c</b> ).....	62
<b>Figura 11</b> - Variabilidade temporal da temperatura da superfície estimada a partir de produtos MODIS e a temperatura do solo obtida pelas torres nas áreas de Caatinga degradada ( <b>Figura 11a</b> ), recuperada ( <b>Figura 11b</b> ) e preservada ( <b>Figura 11c</b> ).....	71
<b>Figura 12</b> - Mapa do Nordeste e suas sub-regiões.....	78
<b>Figura 13</b> - Cartas do saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ), obtidas através da metodologia BB10 para os anos de 2014 ( <b>Figura 13a</b> ), 2015 ( <b>Figura 13b</b> ) e 2016 ( <b>Figura 13c</b> ) na região NEB sob todas as condições de céu (média anual).....	79
<b>Figura 14</b> - Cartas do saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ), obtidas através da metodologia BB10 para os anos de 2014 ( <b>Figura 14a</b> ), 2015 ( <b>Figura 14b</b> ) e 2016 ( <b>Figura 14c</b> ) na região NEB sob todas as condições de céu (média mensal de março).....	81
<b>Figura 15</b> - Cartas do saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ), obtidas através da metodologia BB10 para os anos de 2014 ( <b>Figura 15a</b> ), 2015 ( <b>Figura 15b</b> ) e 2016 ( <b>Figura 15c</b> ) na região NEB sob todas as condições de céu (média mensal de setembro).....	83

<b>Figura 16</b> - Cartas do $R_n,24h$ ( $Wm^{-2}$ ) para os anos de 2014 ( <b>Figura 16a</b> ), 2015 ( <b>Figura 16b</b> ) e 2016 ( <b>Figura 16c</b> ) na região NEB sob todas as condições de céu (média anual).....	90
<b>Figura 17</b> - Cartas do $R_n,24h$ ( $Wm^{-2}$ ) para os anos de 2014 ( <b>Figura 17a</b> ), 2015 ( <b>Figura 17b</b> ) e 2016 ( <b>Figura 17c</b> ) na região NEB sob todas as condições de céu (média mensal de março).....	92
<b>Figura 18</b> - Cartas do $R_n,24h$ ( $Wm^{-2}$ ) para os anos de 2014 ( <b>Figura 18a</b> ), 2015 ( <b>Figura 18b</b> ) e 2016 ( <b>Figura 18c</b> ) na região NEB sob todas as condições de céu (média mensal de setembro).....	95

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> - Coeficientes de regressão médios mensais entre os valores $T_a$ e $T_d$ (MOD07) e temperatura de superfície (MOD11) para os anos de 2014, 2015 e 2016.....	54
<b>Tabela 2</b> - Radiação de onda curta incidente estimada - $R_S^\downarrow_{est}$ ( $Wm^{-2}$ ), usando a metodologia BB10, radiação de onda curta incidente medida <i>in situ</i> - $R_S^\downarrow_{med}$ , e os respectivos erros relativos percentuais - EP (%).....	57
<b>Tabela 3</b> - Radiação de onda longa incidente estimada - $R_L^\downarrow_{est}$ ( $Wm^{-2}$ ), usando a metodologia BB10, radiação de onda longa incidente medida <i>in situ</i> - $R_L^\downarrow_{med}$ , radiação de onda longa emitida estimada - $R_L^\uparrow_{est}$ , usando a metodologia BB10, radiação de onda longa emitida medida <i>in situ</i> - $R_L^\uparrow_{med}$ , e os respectivos erros relativos percentuais - EP (%).....	66
<b>Tabela 4</b> - Radiação de onda longa incidente estimada - $R_L^\downarrow_{est}$ ( $Wm^{-2}$ ), usando a metodologia BB10, radiação de onda longa emitida medida <i>in situ</i> - $R_L^\downarrow_{med}$ , e os respectivos erros relativos percentuais - EP (%).....	67
<b>Tabela 5</b> - Saldo de radiação instantâneo estimado - $Rn_{est}$ ( $Wm^{-2}$ ), pela metodologia BB10, saldo de radiação instantâneo medido <i>in situ</i> - $Rn_{med}$ , e os respectivos erros relativos percentuais - EP (%).....	75
<b>Tabela 6</b> - Saldo de radiação diário estimado - $Rn_{24h}$ ( $Wm^{-2}$ ) segundo a metodologia aprimorada por Araújo (2010), saldo de radiação diário medido <i>in situ</i> - $Rn_{24h_{med}}$ , os erros relativos percentuais - EP, o coeficiente de Willmott (d) e a raiz do erro médio quadrático - REMQ.....	83

## LISTA DE QUADROS

<b>Quadro 1</b> - Descrição dos nomes e números das bandas dos produtos.....	42
<b>Quadro 2</b> - Descrição dos nomes e números das bandas dos produtos.....	43

## LISTA DE ABREVIATURAS

- ANA** - Agência Nacional de Águas
- BB10** - Metodologia de Bisht e Bras (2010)
- BSA** - Black – sky albedo
- CCM** - Complexos Convectivos de Mesoescala
- CERES** - Cloud and Earth's Radiant Energy System
- DJF** - Dezembro, Janeiro e Fevereiro
- DOL** - Distúrbios Ondulatório de Leste
- EMBRAPA** - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
- ENOS** - Eventos de El Nino-Oscilação
- EOS** - Earth Observing System
- EOSDIS** - Earth Observing System Data and Information System
- FM1** - Flight Model-1
- GOES** - Geostationary Operational Environmental Satellite
- GSFC** - Goddard Space Flight Center
- IBGE** - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- INSA** - Instituto Nacional do Semiárido
- IPCC** - Intergovernmental Panel on Climate Change
- JJA** - Junho, Julho e Agosto
- LI** - Linhas de Instabilidades
- MAM** - Março, Abril e Maio
- MCGs** - Modelos de Circulação Geral
- MISR** - Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
- MODIS** - Multi-angle Imaging Spectroradiometer
- MRT** - MODIS Reprojection Tool
- NASA** - National Aeronautics and Space Administration
- NDVI** - Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
- OBPG** - Ocean Biology Processing Group
- PFM** - Proto-flight Model
- POAs** - Perturbações dos Alísios
- REM** - Radiação Eletromagnética
- SF** - Sistemas Frontais

**SON** - Setembro, Outubro e Novembro

**TSM** - Temperatura da Superfície do Mar

**VA** - Ventos Alísios

**VCAN** - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

**WSA** - White – sky albedo

**ZCAS** - Zona de Convergência do Atlântico Sul

**ZCIT** - Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

R<sub>n</sub> - Saldo de radiação  
SR - Sensoriamento Remoto  
ET - Evapotranspiração  
CO<sub>2</sub> - Dióxido de carbono  
H - Fluxo de calor sensível  
G - Fluxo de calor no solo  
LE - Fluxo de calor latente  
\*.img - Imagine  
R<sub>S</sub><sup>↓</sup> - Radiação solar incidente  
 $\alpha$  - Albedo da superfície  
R<sub>L</sub><sup>↓</sup> - Radiação de onda longa incidente  
R<sub>L</sub><sup>↑</sup> - Radiação de onda longa emitida  
S<sub>0</sub> - Constante solar  
 $\theta$  - Ângulo zenital solar  
e<sub>0</sub> - Pressão de vapor d'água próxima da superfície  
L<sub>v</sub> - Calor latente de vaporização da água  
R<sub>v</sub> - Constante de vapor de água  
T<sub>d</sub> - Temperatura do ponto do orvalho  
K - Kelvin  
 $\sigma$  - Constante de Stefan-Boltzmann  
 $\epsilon_a$  - Emissividade do ar  
T<sub>a</sub> - Temperatura do ar  
 $\epsilon_s$  - Emissividade da superfície  
T<sub>S</sub> - Temperatura da superfície  
f<sub>c</sub> - Fração da nuvem  
 $\tau_c$  - Espessura óptica da nuvem  
 $\epsilon_c$  - Emissividade da nuvem  
T<sub>c</sub> - Temperatura no topo da nuvem  
R<sub>n,24h</sub> - Saldo de radiação diário  
X - Valor observado  
X' - Valor estimado



N - Quantidade de dados analisados

## Sumário

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>20</b>
1.1 JUSTIFICATIVA .....	21
1.2 HIPÓTESE .....	23
1.3 OBJETIVO GERAL.....	23
1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	23
<b>2 REVISÃO TEÓRICA .....</b>	<b>24</b>
2.1 Características do NEB (região Semiárida e o bioma Caatinga).....	24
2.2 Saldo de radiação.....	28
2.3 Sensoriamento remoto .....	33
2.4 O sensor MODIS e os seus produtos .....	36
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>42</b>
3.1 Descrição da área de estudo .....	42
3.1.1 Dados orbitais – Processamento .....	43
3.1.2 Dados de superfície.....	47
3.2 Aplicação do algoritmo BB10 às imagens MODIS .....	50
3.3 Aplicação da metodologia de Bisht e Bras (BB10) para céu claro .....	52
3.4 Aplicação da metodologia de Bisht e Bras (BB10) para céu nublado .....	55
3.5 Estimativa do saldo de radiação diário.....	57
3.6 Análises estatísticas dos resultados .....	58
3.7.1 Índice de concordância de Willmott .....	58
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>59</b>
4.1 Componentes do saldo de radiação .....	59
4.2.1 Radiação de onda curta incidente .....	59
4.2.2 Análise do albedo .....	64
4.2.3 Radiação de onda longa incidente e radiação de onda longa emitida... 68	

4.2.4 Temperatura da superfície .....	73
4.2.5 Saldo de radiação instantâneo.....	77
4.2.6 Saldo de radiação diário.....	89
<b>5 CONCLUSÕES .....</b>	<b>98</b>
<b>6 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>99</b>
6.1 Sugestões .....	99
<b>7 REFERÊNCIAS .....</b>	<b>100</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O saldo de radiação ( $R_n$ ) na superfície da Terra tem grande relevância nos processos de evaporação, de fotossíntese e de aquecimentos do solo e do ar, podendo ser quantificado mediante a contabilidade entre os fluxos radiativos ascendentes e descendentes de ondas curtas e longas (SANTOS, 2015). Desse modo, o  $R_n$  e o balanço global da energia superficial são importantes para o desenvolvimento da camada limite planetária (BISHT e BRAS, 2011 e ROY e AVISSAR, 2002), e a sua quantificação sobre superfícies heterogêneas da terra é fundamental para se estudar as interações biosfera-atmosfera (BISHT e BRAS, 2010).

O tempo e o clima exercem grande influência sobre o tipo e o estado da vegetação terrestre. Todavia, ao mesmo tempo, eles podem ser afetados em decorrência de mudanças naturais e/ou antrópicas no uso da terra. Nesse sentido, a avaliação das alterações nos componentes dos balanços de radiação e de energia em áreas de vegetação nativa que estão sendo substituídas por cultivos comerciais ganha, a cada dia, mais importância, em face das alterações climáticas em curso no nosso planeta (SILVA *et al.*, 2010).

A esse respeito, é válido destacar o bioma brasileiro Caatinga, visto que ele tem pouca visibilidade nos mais diversos aspectos, e apesar de ter sido um dos mais ameaçados, devido às centenas de anos de uso inadequado e insustentável dos solos e dos recursos naturais, suas vegetações foram sempre consideradas pouco diversas, pouco úteis e um empecilho ao desenvolvimento da região. Tais ponderações representam, contudo, um grande desconhecimento sobre este bioma (BRASIL - MMA, 2010).

As diversas áreas do conhecimento, cujo foco ou objetivo de estudo relaciona-se com a observação e análise da vegetação (agronomia, biologia, geociências, silvicultura), vêm, diariamente, manuseando e desenvolvendo variadas formas de utilização do sensoriamento remoto (SR) (MOREIRA, 2005; MELESSE *et al.*, 2007; WENG, 2010). De acordo com Santos e Silva (2010), esta técnica traz a grande vantagem de permitir a quantificação do balanço de energia para áreas heterogêneas com grande cobertura espacial e facilidade de aquisição das imagens, além de um baixo custo para o usuário. Dessa forma, as aplicações dessa ferramenta em escalas regionais e locais têm sido relevantes nos estudos que compreendem as propriedades físicas da atmosfera e da superfície.

Nesse contexto, os produtos do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo do satélite Terra da missão Earth Observing System (EOS), têm sido bastante utilizados, em particular, para se estimar os balanços de radiação e energia na superfície terrestre, além de mostrarem-se eficientes para se estimar o  $R_n$  em condições de céu claro. Todavia, como na maioria das vezes, no momento da passagem do satélite, verifica-se a presença de nuvens, surgindo, assim, a necessidade de se buscar métodos adequados que consiga estimar o saldo de radiação mediante as interferências das nuvens nos parâmetros da atmosfera e/ou da superfície.

Considerando-se a grande relevância e a abundância de dados oriundos do sensor MODIS, inúmeros pesquisadores (BISHT e BRAS, 2010 e 2011; TANG e LI, 2008; WANG e LIANG, 2009; RYU *et al.*, 2008; DI LONG *et al.*, 2010) fizeram uso dos mesmos para se estimar as componentes de radiação à superfície. Para se estimar o  $R_n$  sob condições de céu nublado, existem algumas dificuldades, a exemplo da inexistência de informações do perfil atmosférico e da emissividade da superfície.

Não obstante, Bisht e Bras (2010) propuseram uma metodologia que contempla a presença de nuvens sobre as Grandes Planícies do Sul (SGP) dos EUA para todas as estações do ano de 2006, cujas peculiaridades climáticas diferem, por exemplo, das características do Nordeste brasileiro (NEB). Este método teve a capacidade de estimar todos os componentes descendentes e os ascendentes de radiação usando produtos MODIS. Nessa perspectiva, o mesmo método foi empregado na estimativa do  $R_n$  a partir de dados de SR, sem restrições de céu, para o NEB, e a validação foi realizada a partir dos dados medidos *in situ* em três áreas, localizadas nos municípios de Campina Grande- PB e Serra Negra do Norte-RN, onde o predomínio da cobertura do solo é de Caatinga, especificamente, degradada, recuperada e preservada.

## 1.1 JUSTIFICATIVA

A grande parte das pesquisas que usam a ferramenta SR visa sempre a seleção de imagens livres de nebulosidade mediante os obsáculos que as nuvens trazem para o desenvolvimento dos estudos. Por exemplo, para computar o  $R_n$  em condições de céu nublado existem algumas dificuldades, como, a inexistência de informações do perfil atmosférico e da emissividade da superfície. Desse modo, a principal importância dessa pesquisa é poder gerar dados de saldo de radiação (instantâneo e de 24h) independente das condições de nebulosidade, porque a presença de nuvem, geralmente, implica em

remover aquele dado do estudo. Desta maneira, se for cessado o problema do obstáculo causado pela nuvem. Aquele dado não precisa ser removido, por conseguinte, estatisticamente, quanto mais dados obtém-se para trabalhar, mais credibilidade na pesquisa e melhores serão os seus resultados.

Dentre os constituintes atmosféricos, as nuvens são os agentes que apresentam maior variabilidade no tempo e maior impacto sobre a energia radiante do Sol. Elas interagem com a radiação solar tanto na faixa espectral do visível quanto no infravermelho, por isso desempenham um papel de grande importância dentro do balanço radiativo do Planeta. A relevância das investigações sobre as nuvens e o papel que elas desempenham no clima e, conseqüentemente, na vida que se desenvolve na Terra, tem motivado muitos estudos na tentativa de se conhecer melhor esse agente tão eficiente no mecanismo de extinção da radiação solar (ECHER, 2006) e terrestre.

Dito isto, os informes contínuos a respeito da cobertura de nuvens são de grande relevância e auxiliam na compreensão de várias questões ainda em aberto em diversas áreas das ciências atmosféricas e do meio ambiente. A presença das nuvens influencia acentuadamente a radiação líquida que chega a superfície terrestre e afeta tanto o saldo de radiação de onda curta quanto de onda longa.

Tendo em vista a insuficiência de estudos acerca dos ecossistemas em regiões de clima Semiárido, bem como os efeitos ocasionados na região da Caatinga, devido à degradação do seu solo, nota-se a necessidade de mais compreensão a respeito do papel realizado por este bioma, assim como em outros tipos de cobertura do solo no equilíbrio energético destas regiões. Diante desse pressuposto, nesta pesquisa foram utilizadas imagens de satélite via SR, pois essa técnica traz grande vantagem de permitir a quantificação do Rn para áreas heterogêneas, com grande cobertura espacial e facilidade de aquisição das imagens, além de um baixo custo para o usuário (SANTOS e SILVA, 2010).

Nessa perspectiva, as técnicas de SR se apresentam como uma boa opção e de baixo custo para estimativa das trocas radiativas e energéticas na superfície em escala regional (MACHADO *et al.*, 2014). Por conseguinte, essas técnicas propiciam o monitoramento em escala regional do particionamento de energia e dos ciclos de carbono e da água com baixos custos operacionais e maior aquisição de dados espaciais e temporais (COURAULT *et al.*, 2005; ALLEN *et al.*, 2011), tornando-se, assim, uma importante ferramenta para obtenção de informações sobre manejo de recursos naturais, a exemplo da água, do solo e da vegetação (SILVA *et al.*, 2015).

As medições do  $R_n$  à superfície são comumente feitas de forma pontual. Consequentemente, são insuficientes para cobrir grandes regiões. Sendo assim, surge a necessidade de usar satélite por abranger regiões extensas. Assim, as informações de satélites se tornam um atrativo tendo em vista a cobertura de toda a Terra com boa resolução espacial e razoável frequência temporal. Desse modo, possibilitando a estimativa e análise do comportamento das componentes do  $R_n$  à superfície comparando estimativas por satélite com medidas à superfície disponíveis.

## 1.2 HIPÓTESE

A pesquisa admite a seguinte hipótese: ao utilizar-se a metodologia (BB10), com base nos preceitos de Bisht e Bras (BB10), que faz uso de produtos oriundos de satélites, é possível obter-se resultados confiáveis das componentes do balanço de radiação e das estimativas do saldo de radiação à superfície terrestre da região Nordeste do Brasil, mesmo em condições de neblubosidade. Consequentemente, é possível obter-se significativa concordância quando comparado às medidas obtidas pelas torres de fluxos.

## 1.3 OBJETIVO GERAL

Obter os comportamentos espacial e temporal dos saldos de radiação instantâneo e diário a partir dos dados MODIS-TERRA/AQUA para todas as condições do céu sobre o Nordeste brasileiro, utilizando produtos de sensoriamento remoto de superfície, bem como validar os algoritmos para diferentes densidades de cobertura vegetal no período de 2014 a 2016.

## 1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Validar as estimativas das por satélite a partir dos dados *in situ* em três áreas onde o predomínio da cobertura do solo é de Caatinga, especificamente, degradada e recuperada no município de Campina Grande-PB e preservada no município de Serra Negra do Norte-RN.
- b) Avaliar espacialmente em formas de cartas a aplicabilidade da metodologia para toda a região do Nordeste do Brasil.

## 2 REVISÃO TEÓRICA

### 2.1 Características do NEB (região Semiárida e o bioma Caatinga)

O NEB é o espaço geográfico mais vulnerável aos efeitos da desertificação no Brasil (LIMA *et al.*, 2011), compreendendo, aproximadamente, 11,53% do território nacional e possui a maior costa litorânea (INSA, 2012). Em uma nova configuração do Semiáridobrasileiro (Figura 1), nota-se que ele conta com mais 73 municípios distribuídos nos seus nove estados: Alagoas, Bahia, Ceará, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte, Sergipe, Maranhão e o Norte do Estado de Minas Gerais, contabilizando, ao todo, 1.262 municípios distribuídos nos nove estados (SUDENE, 2017).

**Figura 1 - Delimitação do Semiárido brasileiro.**



Fonte: IBGE (2019).

O Semiárido apresenta regime de chuvas irregularmente distribuídas no espaço e no tempo, com precipitações em torno de 800 mm ao ano, concentradas em períodos de três a cinco meses, e pelas elevadas médias anuais de temperatura (27°C) e



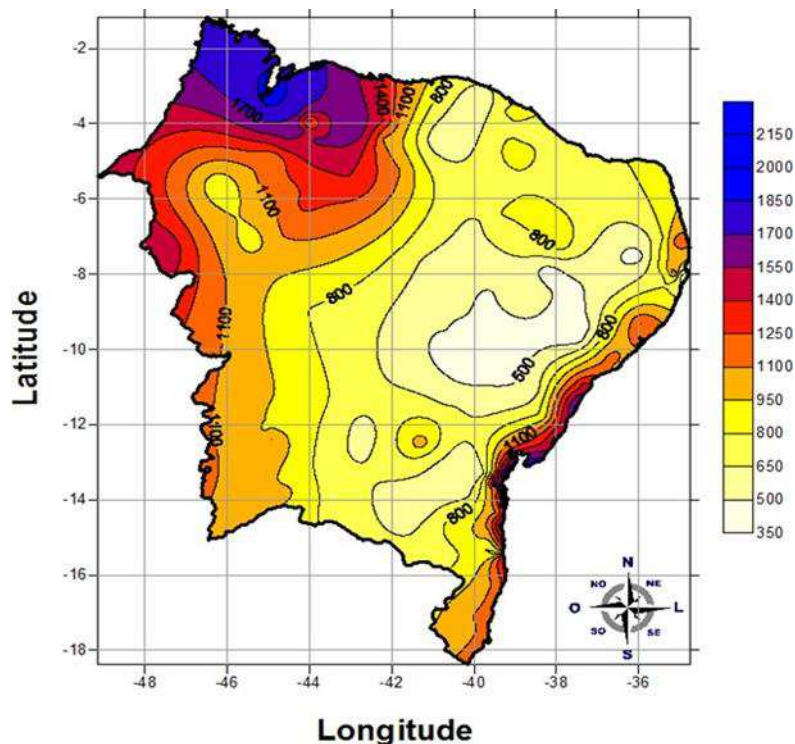
evapotranspiração potencial (2.000 mm/ano), apresenta balanço hídrico negativo em grande parte do ano, com solo ralo e bioma Caatinga (LIMA *et al.*, 2011). Esta região é marcada, portanto, por intensa variabilidade interanual, especialmente, no que diz respeito à precipitação e à disponibilidade dos recursos hídricos, com anos de secas extremas e outros chuvosos. De acordo com Kayano e Andreoli (2009), é uma das principais regiões da América do Sul onde as variabilidades intrassazonal são mais aparentes.

Esta região apresenta uma forte irregularidade climática, e os fenômenos meteorológicos mais extremos do país: a mais forte insolação, a mais baixa nebulosidade, as mais elevadas médias de temperatura, as mais altas taxas de evaporação e, principalmente, os mais baixos índices pluviométricos (OLIVEIRA *et al.*, 2006; ALTHOFF *et al.*, 2016). Tais fenômenos são um dos principais motivos para a ocorrência dos eventos de “secas”, marcado pela intensa redução da precipitação total sazonal durante o período chuvoso, com grande variabilidade espacial e temporal (EMBRAPA FLORESTAS, 2016).

No Semiárido, passando pelo Agreste e dirigindo-se para o Sertão, as precipitações alcançam valores médios inferiores a 500 mm anuais. Já no litoral leste e na região noroeste, os registros de precipitação anual ultrapassam 1.500 mm (Figura 2) (OLIVEIRA, 2014). A variabilidade interanual da pluviometria nesta região está associada às variações de padrões de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre os oceanos tropicais, os quais afetam a posição e a intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Oceano Atlântico (HASTENRATH, 1984; NOBRE e MELO, 2001).

Em virtude da sua grande extensão territorial, o NEB possui vários sistemas e fenômenos meteorológicos atuantes na região, sendo os principais: a ZCIT; Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN); Eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS); Anomalia da TSM; Ventos Alísios (VA); Sistemas Frontais (SF); Perturbações Ondulatórias dos Alísios (POAs); Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM); os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL); as Linhas de Instabilidade (LI); os Sistemas Frontais (SF) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Os regimes de chuvas apresentam-se de forma heterogênea tanto na escala espacial quanto nas escalas de tempo (ALVES *et al.* 2015; OLIVEIRA, 2014).

**Figura 2** – Distribuição espacial da climatologia do total anual de precipitação.



Fonte: OLIVEIRA (2014), com base nos dados da ANA.

A ocorrência de chuvas regularmente não assegura que as culturas de subsistência de sequeiro serão bem-sucedidas, e um veranico ou período seco dentro da quadra chuvosa pode ter impactos bastante adverso à agricultura da região. No Semiárido, é frequente a ocorrência de períodos secos durante a estação chuvosa que, dependendo da intensidade e duração, provocam fortes danos nas culturas de subsistência (NAE, 2005).

A vegetação predominante no Semiárido é caracterizada pela Caatinga, e seus limites são quase coincidentes, ocupando uma área de, aproximadamente, 844 mil km<sup>2</sup> (BRASIL, 2012; DRUMOND *et al.*, 2000). Em seu território, há uma grande diferenciação de características físicas, refletindo diretamente nas atividades econômicas e sociais da população. A utilização insustentável dos recursos naturais a longo prazo de tempo, ligado à imagem de local pobre e seco, faz com que o bioma esteja muito degradado. Contudo, pesquisas atuais vêm revelando toda a riqueza particular da Caatinga em termos de biodiversidade (BALDASSIN, 2016).

A floresta seca tropical, nativa da região Semiárida do Nordeste do Brasil, denominada “Caatinga”, é o único bioma exclusivamente brasileiro, o que significa que

grande parte do patrimônio biológico dessa região não é encontrada em nenhum outro lugar do mundo. Contudo, essa posição única não foi suficiente para garantir à Caatinga a prioridade que merece. Ao contrário, os estudos e a conservação da biodiversidade desse bioma têm sido sempre considerados em segundo plano nas discussões de políticas públicas (IBGE, 2004).

A esse respeito, segundo o IBGE (2014), este é o bioma mais expressivo do NEB. Sua vegetação mais importante e abundante nesse bioma é a Savana Estépica, que retrata os rigores da seca, do calor e luminosidade tropicais, por meio de sua fisionomia decidual e espinhosa, pontilhada de cactáceas e bromeliáceas. A Savana Estépica nordestina abrange as várias formações vegetacionais do tipo estacional-decidual, com estratos arbóreo e gramíneo-lenhoso periódicos e com numerosas plantas suculentas, sobretudo cactáceas. A Caatinga é um dos biomas mais vulneráveis às mudanças na cobertura vegetal da porção tropical da América do Sul (OYAMA e NOBRE, 2003), pois o aumento da temperatura do ar, associado a atividades antrópicas de remoção da vegetação, propicia a ocorrência de aridização e desertificação.

Na Caatinga, nem sempre a degradação é controlada pelo antropismo, portanto devem ser considerados, também, fatores abióticos, como o clima, que tem grande influência sobre a vegetação (ALBUQUERQUE, 1999). Este autor observou, ao pesquisar a dinâmica da Caatinga submetida a diferentes intensidades de uso por bovinos, que a mortalidade das espécies arbustivas deu-se mais em consequência da seca prolongada ocorrida no período do experimento do que pela intensidade de uso. Em geral, quando se trata de degradação natural, por exemplo, devido à seca prolongada, é reversível. Porém, quando a chuva retorna a floresta volta para as condições anteriores, no caso de degradação antrópica, o retorno às condições anteriores, em geral, não ocorrem.

Nas últimas décadas, a região Nordeste do Brasil e o Semiárido têm passado por intensas transformações, motivados, principalmente, pelo substancial crescimento demográfico e desenvolvimento econômico. Tais transformações têm impactado significativamente o uso da terra e a degradação ambiental nesta região. Apesar do surgimento de novos espaços econômicos, principalmente no setor industrial, parte da região do Semiárido (especialmente o Sertão) tem no setor primário (produção agrícola e pecuária extensiva) uma importante fonte de renda para parte da população (CAVALCANTI; COUTINHO; SELVA, 2006; SIETZ *et al.*, 2006; MARENGO, 2008; SIMÕES *et al.*, 2010; RADA e BUCCOLA, 2012).

De acordo com Marengo e Valverde (2007), os Modelos de Circulação Geral (MCGs) no NEB se contradizem nos resultados projetados para a precipitação, por meio do aumento e redução; porém, as médias dos modelos apresentam maior probabilidade de diminuição de precipitação - provavelmente em consequência do aquecimento global, onde, para o NEB, tende a diminuir as precipitações acompanhadas de aumento da temperatura para finais do século XXI.

Alterações preocupantes sobre o NEB traduzem a grande relevância de pesquisa climática da atualidade e das projeções futuras para a região (LIMA *et al.*, 2011), tratando das mais atuais informações, resultados de modelos com melhoramentos na representação do sistema terrestre, tanto em resolução quanto em representação física (CUBASCH *et al.*, 2013).

## 2.2 Saldo de radiação

O Rn é uma variável imprescindível para aplicações em inúmeras pesquisas de cunho meteorológico. Por esse motivo essa componente torna-se extremamente relevante para aplicação no balanço de energia (BASTIAANSSEN *et al.*, 2005; BISHT *et al.*, 2005; ALLEN *et al.*, 2007; ANDERSON *et al.*, 2012; SILVA *et al.*, 2012). Além do mais, o Rn exerce um papel fundamental nos processos de troca de calor e massa na baixa troposfera (SILVA *et al.*, 2005). Estimativas de Rn e seus componentes (radiação de onda longa e subida ou subida e subida) têm aplicações na hidrologia (JACOBS *et al.*, 2000 e KIM e HOUGE, 2008), pesquisa relacionadas ao clima (LI, 2008), agricultura (HUNT *et al.*, 1998 e DIAK *et al.*, 2000), e energia renovável (MYERS, 2005). O Rn na superfície e impulsiona o processo físicos, de fotossíntese, e aquecimento do solo e do ar (BISHT e BRAS, 2011).

Diversos instrumentos são capazes de medir com boa precisão esse importante componente do balanço de energia; porém, aqueles considerados convencionais proporcionam medidas pontuais do Rn que são representativas apenas para áreas de pequena dimensão e boa homogeneidade e, além de que, os custos de aquisição e manutenção são onerosas, sendo assim, limitando sua vasta utilização. À vista disso, quando há necessidade de estimativa desse elemento climático em escala regional e áreas heterogêneas, as técnicas baseadas em medições realizadas por sensores orbitais são mais apropriadas porque reúnem grande cobertura espacial e têm baixo custo operacional (DI PACE *et al.*, 2008). Planejando preencher esta grande falha, têm sido

estruturados diversos algoritmos destinados à obtenção do  $R_n$  e demais componentes do balanço de energia à superfície com imagens orbitais, alguns dos quais requerem grande número de informações para serem empregados adequadamente (GUSMÃO *et al.*, 2012).

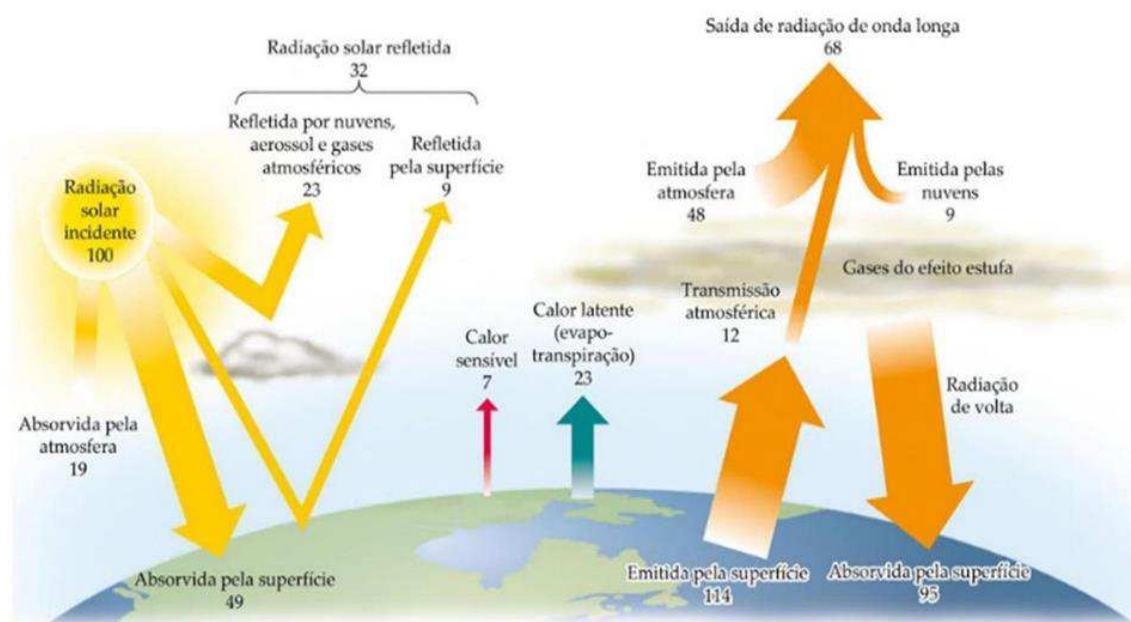
O  $R_n$  é particionado em saldo de ondas curtas e saldo de ondas longas. O primeiro é função direta da radiação solar incidente e do albedo da superfície ( $\alpha$ ). A refletividade da superfície, por sua vez, depende de características da atmosfera, da cobertura vegetal, do tipo de solo e, principalmente, do ângulo zenital (SILVA *et al.*, 2008). Já o saldo de onda longa é função direta da temperatura da atmosfera e da superfície, que estão diretamente relacionadas com os fluxos de radiação de onda longa emitida e das emissividades da atmosfera e da superfície (ALLEN *et al.*, 2007).

O  $R_n$  sobre a superfície é a contabilização líquida total da energia radiante presente no sistema solo-atmosfera, ocasionando na radiação líquida, que será a energia disponível para os processos que acontecem próximos à superfície. Nas pesquisas de relações hídricas de culturas, abrangendo perda de água, o  $R_n$  é significativo, porque é o principal fator energético do processo evapotranspiratório. Embora essa variável tenha grande contribuição na agricultura, seja na fomentação do estímulo de cálculos de evapotranspiração (ET) de culturas, ora na sua repartição em calor sensível (H) (usado para aquecimento dentro do sistema solo-planta-atmosfera ou evaporação de água) ou em calor latente (LE) (usado para a transpiração das plantas e fotossíntese), ainda faltam pesquisas que abrajam sistemas que interagem de forma complexa, onde a cobertura do solo não seja contínua e homogênea (SIMON e ALMEIDA, 2014). Água no solo e nos cursos de água evapora frequentemente, logo a taxa de evaporação depende da energia solar disponível para conversão da água líquida para a forma de vapor. Água no solo é também retirada pelas raízes das plantas e posteriormente evapora no interior das folhas, em seguida sendo transferidas para a atmosfera pela transpiração. A ET é a soma da evaporação da superfície da terra mais a transpiração das plantas. A ET é imprescindível para realimentar a atmosfera com vapor de água. A taxa da ET depende basicamente da demanda da atmosfera, da intensidade de radiação e da disponibilidade de água no solo (LACERDA, 2007).

A componente mais importante a influenciar processos atmosféricos e as condições do tempo e clima no planeta Terra é a energia oriunda do Sol. A radiação solar é o fluxo de energia emitida pelo Sol que é transmitida sob a forma de radiação eletromagnética. Porém, a energia solar que atinge a superfície terrestre é atenuada pela

atmosfera. Ou seja, quando a radiação solar entra na atmosfera da Terra, uma parcela da energia incidente é absorvida ou espalhada pelas moléculas do ar, nuvens e aerossóis (Figura 3). A parcela da energia solar que atinge diretamente a superfície em análise, em linha reta é denominada de radiação direta (BADESCU, 2008). É o resultado do processo de espalhamento da luz solar na atmosfera, gera a radiação indireta difusa, ou seja, é a luz solar recebida indiretamente, resultante da acção da difração nas nuvens, nevoeiro, poeiras em suspensão e outros obstáculos na atmosfera.

**Figura 3** – Diagrama esquemático do balanço energético global médio da Terra



Fonte: Cain *et al.* (2018).

Qualquer elemento que afete a radiação solar incidente ou refletida, ou ainda, que interfira na redistribuição de energia dentro da atmosfera e entre a atmosfera e a superfície, pode afetar o clima. Esta energia que é responsável pelo aquecimento do ar e do solo, fotossíntese e evaporação da água é vinda do resultado do saldo de trocas de ondas longas e de ondas curtas. As variações no  $R_n$  são essenciais nos processos atmosféricos e terrestres, alterando, por exemplo, a temperatura na superfície, o perfil da taxa vertical de aquecimento e a circulação atmosférica (SOUZA; SILVA e CEBALLOS, 2008).

Os componentes mais importantes do sistema terrestre para o balanço de radiação são: superfície, atmosfera e nuvens. No decorrer do dia, nos horários de brilho solar, o  $R_n$  em uma superfície qualquer tem tendência de ser positivo, visto que os

fluxos incidentes (global e atmosférico) são superiores às frações refletidas e emitidas. No entanto, no período noturno, é normal que esses valores sejam negativos, em razão de que o fluxo incidente passa a ser apenas atmosférico e a energia emitida pela superfície, superior a este, resultando em um  $R_n$  negativo (GEIGER, 1961; MONTEITH e UNSWORTH, 1990; PEZZOPANE *et al.*, 1995).

Encontram-se inúmeras parametrizações para se computar as componentes do  $R_n$  à superfície. Com relação ao emprego exclusivo de dados de satélite, a radiação de onda curta é estimada de forma mais precisa utilizando-se a dependência do ângulo zenital solar e do teor de vapor d'água da atmosfera; e a radiação de onda longa incidente, utilizando-se a pressão de vapor e temperatura do ar, como nas pesquisas de Hwang *et al.* (2013) e Kim e Houge (2013). Vale enfatizar a relevância das estimativas do  $R_n$  de modo instantâneo, pois existe uma exiguidade de medições sistemáticas do  $R_n$  em estações meteorológicas, fazendo com que a utilização de imagens de satélites torne-se progressivamente mais vantajosa.

De acordo com Bisht *et al.* (2005) inúmeras aplicações agrícolas e modelos de estimativa de ET são nutridos por informações referentes ao  $R_n$ , que pode ser valores médios ou de ciclos diários. À vista disso, é válido salientar que o cômputo do  $R_n$  instantâneo, são relevantes para algumas pesquisas; todavia não possui muita aplicação prática tanto quanto o saldo de radiação diário ( $R_n, 24h$ ) (SANTOS, 2011), pois o saldo integrado em 24h possui mais aplicabilidade para modelagem atmosférica e hidrológica, principalmente para estimar a ET a partir de dados de satélite (ARAÚJO, 2014). Devido à inexistência de medições do  $R_n$  em estações meteorológicas e/ou agrometeorológicas, sua estimativa via imagens de satélite vem sendo, a cada dia, mais relevante. Assim, imagens de satélites de diferentes resoluções espacial e temporal têm sido empregadas (SANTOS, 2011). Um exemplo de satélite que é capaz de produzir imagens de  $R_n$  diário e radiação solar incidente é o Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES).

Através do satélite meteorológico GOES, Pinker *et al.* (1985), desenvolveram uma pesquisa visando obter o  $R_n$  diário no topo da atmosfera para dois anos (1981–82) em locais selecionados no Canadá, para condições de céu claro, e como resultado observaram que o  $R_n$  médio diário derivado no topo da atmosfera mostrou-se altamente correlacionado com o  $R_n$  médio diário na superfície. Jacobs *et al.* (2000) recuperaram a variação dos ciclos diurnos do  $R_n$  e da radiação solar instantânea também utilizando o satélite meteorológico GOES, e observaram que as estimativas do  $R_n$  pelo satélite

estavam de acordo com as médias de 30 minutos dos dados medidos pelo radiômetro. E, para estimar o ciclo diurno da radiação global e do Rn, Lagouarde e Brunet (1983) desenvolveram um modelo senoidal utilizando apenas valores pontuais estimados exclusivamente por meio de SR.

Bisht *et al.* (2005) apresentam um esquema simples que foi proposto para estimar o Rn instantâneo, como essas estimativas instantâneas têm escopo limitado em comparação com os valores médios diários ou o ciclo diurno, então esses autores desenvolveram um modelo senoidal para estimar o Rn diurno em grandes áreas heterogêneas, utilizando imagens extraídas de produtos do sensor MODIS/Terra e aplicado apenas para os dias sem presença de nuvens. Consequentemente, o algoritmo apresenta uma séria limitação, é que o mesmo se restringe apenas para dias sem a presença de nebulosidade em todo o período. Considerando-se que a estimativa do Rn diário com o referido modelo depende do Rn instantâneo, sua extrapolação na obtenção do Rn diário sem a utilização de qualquer elemento do tempo diário, pode ocasionar erro considerável (GUSMÃO, 2012).

Ainda assim, visando corrigir o método senoidal de Bisht *et al.* (2005), o pesquisador Araújo (2010) apresentou uma correção para esse método, que resumidamente foi acrescentado um fator de correção à equação de estimativa do Rn diário, para a radiação de onda longa e curta da atmosfera e uma correção para o Rn noturno, que é desconsiderado no modelo original. Segundo o pesquisador, os resultados obtidos enfatizaram que a correção sugerida demonstrou-se satisfatória, apresentando erros considerados mínimo.

As aplicações de metodologias para estimar o Rn para condições de céu nublado a partir de SR apresentam desafio significativo. No entanto, em razão dessa limitação, uma extensão da metodologia de Bisht *et al.* (2005), foi aplicada na pesquisa de Bisht e Bras (2010), denominada de metodologia BB10, onde estenderam a estrutura do modelo original para produzir estimativas do Rn e seus componentes para todas as condições de céu, a extensão da metodologia utiliza produto de dados de nuvem do MODIS (MOD06\_L2) para extrair informação da temperatura do topo da nuvem, fração da nuvem, emissividade da nuvem, nuvem espessura óptica e temperatura da superfície terrestre em dias nublados. Pois, a existência de nuvens pode modificar a intensidade dos pixels por causa do sombreamento que estas projetam no solo e a difusão que provocam na radiação solar, da qual a intensidade vai depender do tipo nuvem, modificando, dessa forma, a transmissividade atmosférica, o que acarretar numa



interferência do resultado final do saldo (SANTOS, 2011).

Embora diversas tentativas tenham sido realizadas para quantificar o Rn para céu nublado, ainda a grande maioria das pesquisas existentes concentram-se principalmente em dias de céu limpo. Long *et al.* (2010) examinaram de maneira abrangente os mecanismos físicos que governam a variação de cada componente do Rn, com o propósito de melhorar os esquemas de parametrização do saldo de radiação médio diário e da radiação de ondas curtas, usando produtos do sensor MODIS (Terra e Aqua) para condições de céu claro. Dutta *et al.* (2017) estimaram o Rn médio diário e sua variação baseado no método proposto por Bisht *et al.* (2005) para Bengala Ocidental, Índia, sob dias de céu claro usando produtos MODIS.

A estimativa do Rn para céu nublado atualmente permanece sendo um desafio. O principal problema é a natureza desconhecida da contribuição térmica da nuvem e o estado atmosférico sobre as nuvens, especialmente a altura da base das nuvens que é considerado um fator vital no controle do efeito térmico da nuvem (KATO *et al.*, 2010, 2011; STEPHENS *et al.*, 2012). Na pesquisa atual, para produzir estimativas do Rn e seus componentes para condições de céu com nuvens, foram utilizados os produtos do sensor MODIS. Na última década, apenas alguns estudos estão focados na estimativa de variáveis meteorológicas como o Rn e/ou de seus componentes sob céu nublado ( BISHT e BRAS, 2010 e 2011; ZHOU *et al.*, 2013; CARMONA, RIVAS e CASSELES, 2014; JIANG *et al.*, 2019; WANG *et al.*, 2018).

No balanço de energia da atmosfera e da Terra, os aerossóis participam diretamente por espalhamento e absorção de radiação (MCCORMICK e LUDWIG, 1967; CHARLSON e PILAT, 1969; ATWATER, 1970; MITCHELL JÚNIOR., 1971; COAKLEY *et al.*, 1983) e, indiretamente, agem na nuvem e nos núcleos de condensação. Como consequência disso, afetam as propriedades da nuvem (ALBRECHT, 1989; ROSENFELD e LENSKEY, 1998). Além disso, a absorção direta de energia radiante por aerossóis pode influenciar o perfil da temperatura atmosférica e, desse modo, a formação de nuvens - um fenômeno que tem sido estudado é o efeito semi-direto (HANSEN *et al.*, 1997; ACKERMAN *et al.*, 2000; KOREN *et al.*, 2004).

### 2.3 Sensoriamento remoto

Considera-se o SR como sendo uma tecnologia pela qual é possível a aquisição de imagens da superfície terrestre pela captação da energia refletida, ou emitida, por

seus objetos. A energia é captada por sensores, que podem estar acoplados em plataformas terrestres, aéreas ou orbitais, isto é, à distância. A energia solar incide sobre a superfície da terra e é captada por sensores eletrônicos ligados em satélites artificiais, onde é convertida em sinais elétricos, que são registrados e transmitidos para estações de recepção na terra (FLORENZANO, 2011).

Nos três últimos decênios, foram desenvolvidos diversos satélites e sensores que apresentam diferentes resoluções espacial, espectral e temporal, oportunizando a geração de dados, especialmente de cobertura da terra, com alta peculiaridade e exatidão. Por isso, o SR tem colaborado para que dados sejam abundantemente operados em técnicas de monitoramento (TRIPATHY; GHOSH e SHAH, 1996; GILLESPIE *et al.*, 2008; HALL *et al.*, 2012; CHEN *et al.*, 2013), assim como na melhor compreensão do processo de desertificação (ALBALAWI e KUMAR, 2013; SCHUCKNECHT *et al.*, 2013).

Na técnica de SR, grande parte dos sensores usados para se calcular a radiação eletromagnética (REM), oriundos dos alvos na superfície terrestre, usa como fonte de radiação o Sol, com exceção dos sensores ativos, a exemplo de radares e laser, que apresentam suas inerentes fontes de radiação e podem identificar informes da superfície da terra sob toda condição atmosférica. De acordo com Volpato *et al.* (2008), são inúmeras as aplicações dos dados de SR em estudos do meio ambiente, especialmente no monitoramento da vegetação. Neste campo, merecem destaque as pesquisas de monitoramento das florestas tropicais, os estudos dos desmatamentos, de averiguação da dinâmica da vegetação, de determinação e previsão de seca, de avaliação de risco de incêndio e estudos de correlação com dados pluviométricos.

Os órgãos estaduais, os centros pesquisadores de meteorologia e a gestão de meio ambiente terrestre são tradicionalmente suportados no monitoramento de tempo e clima apoiados por SR com base em plataformas espaciais via satélite. Essas entidades precisam de dados em tempo real e de ferramentas para realizar previsão imediata, visando avaliar impacto a população, recorrente dos fenômenos meteorológicos severos ou contínuos de precipitação. Essa técnica de SR tem se mostrado com grande relevância no acompanhamento de inúmeros fenômenos meteorológicos e ambientais, proporcionado suporte nas previsões de tempo e aprimorando os entendimentos das mudanças climáticas, ademais ajudar no planejamento agroecológico. Por consequência, essa técnica tem se transformado numa ferramenta dominante na aquisição de informações necessárias ao manejo, ao gerenciamento e à gestão de recursos naturais

(BEZERRA *et al.*, 2011; GÓMEZ *et al.*, 2011; CUNHA *et al.*, 2012).

A técnica de SR é uma alternativa de baixo custo (não incluindo aqui os custos de construção, lançamento e operação de sistemas de satélites, Lorenzzetti (2015) e com grande cobertura que tem sido bastante utilizada na obtenção da evapotranspiração real das culturas (KUSTAS e NORMAN, 1996; BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; SOBRINO *et al.*, 2005). Sendo assim, o SR revela-se como uma técnica bastante útil no monitoramento de grandes áreas, com a finalidade de aferir a observância à legislação ambiental. As imagens geradas por meio de satélites é uma técnica que vem sendo cada vez mais utilizadas nas pesquisas científicas e se propagando a cada dia, sobretudo após a divulgação gratuita pela internet, por meio de iniciativas como o Google Earth, já acessada por milhões de pessoas no mundo todo (FERREIRA; FERREIRA e FERREIRA, 2008).

Segundo CHANDER *et al.* (2010), as técnicas de investigação das modificações na cobertura do solo através de imagens orbitais precisam considerar fatores inerentes ao instrumento e ao período de aquisição dos dados, visto que estes são afetados pela degradação dos detectores, pelo ângulo solar zenital, pela distância terra-sol, pela função de distribuição bidirecional da reflectância, pelas condições atmosféricas, pela topografia e pela evolução das características do alvo.

As aplicações de técnicas de SR orbital para climas tropicais úmidos são difíceis. O principal problema é a constante presença de nuvens devido ao processo convectivo que é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera tropical (SANTOS *et al.*, 2011). É constatado que dados medidos *in situ* são essenciais nas validações dos resultados de modelos meteorológicos, devido serem mais realísticos para um local específico. No entanto, eles apresentam dificuldades operacionais, sua obtenção demanda investimento financeiro oneroso e, geralmente, limitam-se às pequenas áreas e não tem representatividade espacial. Desta forma, o SR apresenta-se como uma ferramenta fundamental na obtenção das variações temporais e espaciais das peculiaridades físicas e biofísicas da superfície, por exemplo, o  $R_n$ , albedo, emissividade, temperatura da superfície e do ar e Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) (LOPES *et al.*, 2010), para determinação de mudanças na superfície, melhorando assim, as validações das parametrizações dos modelos físicos-matemáticos utilizados nas pesquisas ambientais.

Além disso, as estimativas dessas variáveis biofísicas por métodos e instrumentos desenvolvidos pela ferramenta SR com dados mínimos da superfície

terrestre vem sendo utilizado a distintos ecossistemas e ao manejo de grandes áreas, e revela-se como boa opção para obtenção em escala regional, comprovando resposta espectral de diferentes usos sobre áreas de superfície heterogênea (TEIXEIRA *et al.*, 2009). A degradação do meio ambiente, o uso não sustentável dos recursos naturais e as mudanças climáticas são algumas das preocupações recorrentes de vários cientistas no mundo inteiro (IPCC, 2007). Esses assuntos de grande amplitude e dificuldade precisam cada vez mais da adoção de metodologias de monitoramento sistemático e sinóptico, reforçando, assim, o SR como uma respeitável ferramenta de análise e controle das questões ambientais.

Vale ressaltar-se que os estudos com a finalidade de compreender a dinâmica espacial e temporal das trocas radiativas e energéticas têm sido motivados no NEB por causa das mudanças no uso e cobertura do solo, provocando dessa forma, um aumento na demanda por dados de processos radiativos e energéticos na superfície em largas escalas espaciais e temporais e apresentando um bom custo-benefício (CAI e SHARMA, 2010). Nesse sentido, as técnicas de SR mostram-se como uma alternativa de boa acurácia para estimativa das trocas radiativas e energéticas na superfície em escala regional (MACHADO *et al.*, 2014). Neste contexto, pesquisas mais recentes têm tentado estimar o  $R_n$  e outras variáveis que dependem dele, através da combinação de SR com dados de observações atmosféricas e da superfície (WANG e LIANG, 2014; WANG *et al.*, 2015; MAHALAKSHMI *et al.*, 2016; MOUKOMLA e BLANKEN, 2017; SOUSA e SMALL, 2018; ZHANG *et al.*, 2018; HUANG *et al.*, 2019; WU *et al.*, 2020).

Com a atual tecnologia de SR via satélite, é possível recuperar o  $R_n$  sob céu limpo e nublado. Bisht e Bras (2010) apresentaram uma técnica para derivar componentes do  $R_n$  usando apenas dados MODIS. Eles também demonstraram a viabilidade do uso de produtos MODIS para estimar a profundidade óptica atmosférica, a profundidade óptica da nuvem e emissividade das nuvens, temperatura da superfície e emissividade da superfície, temperatura do ar e ponto de orvalho temperatura sobre as Grandes Planícies do Sul. Eles também aplicaram com sucesso essa abordagem no continente Estados Unidos (BISHT e BRAS 2011), com resultados que compararam bem com as medidas *in situ*.

#### 2.4 O sensor MODIS e os seus produtos

A *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) vem desenvolvendo modelos de dinâmica global com o objetivo de prever possíveis impactos sobre o Planeta, de forma a gerar informações com grande precisão e repetitividade (ANDERSON *et al.*, 2003). Seus estudos mostram que o sensor MODIS é um instrumento desenvolvido pela *Goddard Space Flight Center* (GSFC), com a sua faixa de visualização em 2.330 km de largura (NASA, 2014). Possui também alta resolução temporal, e está adequada para a observação da superfície terrestre, de nuvens, dos aerossóis, dos vapores d'água, dos perfis de temperatura e incêndios florestais (JENSEN, 2009).

O instrumento MODIS foi projetado e desenvolvido em meados de 1995. Desde então, duas unidades de voo espacial, o *Proto-flight Model* (PFM) (a bordo do Satélite Terra) e o *Flight Model-1* (FM1) (a bordo do satélite Aqua) foram concluídos e iniciados. O Terra foi lançado em 18 de dezembro de 1999, com o horário de passagem às 10h:30 min da manhã no Equador, e noturna às 22h:30min, e o Aqua foi lançado em 4 de maio de 2002, com o horário de passagem das 13h:30min, com passagem noturna de 2h:30min. Esse instrumento - construído de acordo com as especificações da NASA pela *Santa Barbara Remote Sensing* – representa o melhor na engenharia de *hardware* de voo espacial para detecção remota. Juntos, eles conseguem adquirir imagens da Terra, revolucionando diversas informações para as mais amplas áreas do monitoramento do continente, oceano e atmosfera (TANG e LI, 2008).

O MODIS opera em 36 canais espectrais, em comprimentos de onda que variam de 0,4 a 14,4  $\mu\text{m}$  e resolução espacial de 250 m, 500 m e 1 km. Este sensor consegue fornecer informações da Terra de 1 a 2 dias no Equador, suas imagens oferecem uma base sistemática de dados na elaboração de produtos sobre as interações entre atmosfera, terra e oceano. Os produtos MODIS são utilizados nas medições de propriedades das nuvens, fluxo de energia radiante, propriedades dos aerossóis, mudanças no uso e cobertura das terras, queimadas, atividades vulcânicas, entre outros (ANDERSON *et al.*, 2003; JUSTICE *et al.*, 2002).

A ampla cobertura espacial permite que o MODIS, juntamente com o “*Multi-angle Imaging Spectroradiometer*” (MISR) e o “*Cloud and Earth's Radiant Energy System*” (CERES), contribuam cientificamente para determinar o impacto das nuvens e dos aerossóis no balanço de energia da Terra (STRAHLER *et al.*, 1999). O satélite registra a frequência e a distribuição da cobertura da nuvem, bem como a inferência nas propriedades das nuvens, tal como a distribuição e o tamanho das gotículas de nuvens

na água líquida e nas nuvens de gelo.

O MODIS também registra as propriedades dos aerossóis - pequenas partículas líquidas ou sólidas, os aerossóis penetram na atmosfera a partir de fontes artificiais, como queima de poluição e biomassa, e fontes naturais, como tempestades de poeira, erupções vulcânicas e incêndios florestais - e auxilia os cientistas a determinarem a quantidade de vapor de água em uma coluna da atmosfera e a distribuição vertical da temperatura e das medidas de vapor de água cruciais para a compreensão do sistema climático da Terra (EMBRAPA, 2018).

Segundo a NASA (2018), quase todos os dias, em todo do globo, o sensor MODIS monitora as mudanças na superfície terrestre e mapeia a extensão de neve e gelo trazida por tempestades de inverno e temperaturas frígidas. Ele mapeia a área e gera o produto final, que é a imagem., detectando, assim, as erupções vulcânicas, inundações, tempestades severas, secas e incêndios florestais. As bandas do MODIS são particularmente sensíveis aos incêndios e podem identificar onde tem foco de queimadas, fornecendo melhores estimativas sobre a quantidade de aerossóis e a liberação de gases na atmosfera.

De acordo com a NASA (2015) o MODIS é ideal para monitorar mudanças em grande escala na biosfera que estão fornecendo novos conhecimentos sobre o funcionamento do ciclo global do carbono e registra a atividade fotossintética de plantas terrestres e marinhas (fitoplâncton), a fim de produzir melhores estimativas de quanto do gás de efeito estufa está sendo absorvido e usado na produtividade da planta. Conjuntamente com as medidas da temperatura da superfície, as medidas da Biosfera do MODIS estão ajudando nas pesquisas a rastrear as fontes e os sumidouros do dióxido de carbono em resposta às mudanças climáticas.

A utilização dos produtos MODIS em aerossol cresceu exponencialmente. Desde o seu lançamento, eles foram utilizados para aplicações inúmeras publicações (YU *et al.*, 2006). As informações dos dados dos satélites Terra e Aqua para o sensor MODIS estão arquivadas em mais de 10 anos de dados e permitem gerar conhecimento de diversas variáveis meteorológicas e ambientais (RUDORFF *et al.*, 2007), além de serem validadas por diversos grupos.

A NASA (2018) divulgou o LANCE-MODIS, o lançamento de uma versão melhorada, Collection 6.1 (C6.1) para todos os produtos MODIS *Level-1* (L1), *Level-2* (L2), *Level-3* (L3) e *Atmosphere Team*. A decisão de criar uma nova coleção melhorada 6.1 foi conduzida pela necessidade de se abordar uma série de problemas nos dados

atuais da Coleção 6 Nível 1B (L1B). Essas questões L1B tiveram um impacto negativo em graus variados nos produtos MODIS *Atmosphere Level-2* (L2) e *Level-3* (L3). A versão da coleção melhorada do 6.1 mudou com relação à calibração, aos ajustes, às correções, ao reprocessamento dos dados e à melhoria da qualidade dos dados.

O produto de nuvem do MODIS de nível 2 depende de parâmetros físicos e ópticos da nuvem, que são derivados usando radiações refletidas do infravermelho próximo e do visível. As radiações do canal infravermelho termal do MODIS são usadas para derivar a maior temperatura da nuvem, a altura superior da nuvem, a sua emissividade efetiva, a fase da nuvem e a fração da nuvem em condições diurnas e noturnas. As radiações visíveis do MODIS são usadas para derivar a espessura óptica da nuvem e o raio efetivo das partículas e os efeitos de sombra da nuvem (NASA, 2015).

O brilho refletido no infravermelho próximo fornece informações adicionais na recuperação da fase de partículas das nuvens. Para a pesquisa atual foram utilizados os produtos de nuvens que fazem parte do nível 2 (são denominados MOD06 quando provém do satélite TERRA), as bandas espectrais do sensor MODIS vão desde o visível até o infravermelho médio. Os produtos MOD06 de nuvem utilizam toda a extensão deste espectro, com alguns parâmetros tendo bandas específicas para o dia e para a noite. A espessura óptica e raio efetivo das partículas usam bandas nas regiões do visível e infravermelho próximo, com resolução espacial de 1 km, enquanto as propriedades de topo das nuvens são tiradas a partir de bandas situadas na região do infravermelho médio, com resolução de 5 km (no nadir) (DUARTE e FRANÇA, 2009). No caso dos produtos do MODIS Atmosphere de nível 2, os dados são disponibilizados na forma de granules (fragmentos), armazenados a cada 5 minutos de varredura do satélite. Isso significa que, para os parâmetros de resolução de 5 km, a grade de saída tem 270 pixels de largura por 406 pixels de comprimento. Cada décimo grânulo tem um tamanho de grade de saída de 270 por 408 pixels. Para parâmetros de resolução de 1 km, a grade de saída tem 1354 pixels de largura por 2030 pixels de comprimento, e cada décimo grânulo possui um tamanho de grade de saída de 1354 por 2040 pixels. A uma altura de 705 km e uma varredura de 55° para cada lado, cada granule gera uma imagem com largura de 2330 km. Os parâmetros de nuvem do produto MOD06\_L2 que são usados neste estudo incluem a temperatura no topo da nuvem, a fração da nuvem, a emissividade da nuvem e a espessura óptica da nuvem. Além disso, a temperatura da superfície na resolução espacial de 5 km do MOD06\_L2 também é usada para estimar a radiação de ondas longas.

Os arquivos do produto MOD06\_L2 são armazenados no formato de dados hierárquicos (HDF-EOS). Todos os parâmetros da nuvem em grade são guardados como conjuntos de dados científicos (SDS) no arquivo, exceto dois: número da banda e estatísticas. Eles são mantidos como Vdata (matrizes de tabela). Aproximadamente 288 arquivos são produzidos diariamente. Os arquivos noturnos são menores que os equivalentes diurnos, pois apenas as propriedades principais da nuvem são recuperadas à noite (NASA, 2015).

O MODIS gera os produtos MCD43 para a obtenção do albedo de superfície, em formato HDF-EOS, nível 3, versão 5, plataforma combinada (Terra+Água), com projeção de área sinusoidal em grânulos de diferentes dimensões, resolução temporal de 16 dias e com diferentes resoluções espaciais. O sensor cobre uma área de aproximadamente 10° de latitude por 10° de longitude, estando os dados disponíveis desde 24 de fevereiro de 2000 (GAMARRA, 2012).

O sensor MODIS foi planejado para análise de mudanças em escala global, possuindo assim diversas aplicações ambientais (MATOS, 2009). Através das bandas espectrais observadas pelo MODIS, são disponibilizados o produto albedo, que é composto pela reflectância direcional hemisférica para uma única direção de irradiância (black-sky albedo, BSA) e pela reflectância bihemisférica para todas as possíveis direções de irradiâncias e ângulos de visadas (white-sky albedo, WSA), representando, respectivamente, os casos de incidência da radiação somente pela componente direta e pela componente difusa do fluxo solar na superfície. O albedo da superfície é adquirido com a interpolação destes produtos considerando a fração da radiação difusa (STRAHLER, 1999 e YOU, 2015). Este autor complementa que, também se define o BSA como a componente de iluminação direta em ausência da componente de iluminação difusa, dependendo somente do ângulo zenital solar. De outra forma, o WSA é determinado como a componente de iluminação difusa isotrópica em ausência da componente de iluminação direta. Isto é, o WSA é considerado constante em todas as direções (STRAHLER *et al.*, 1999). A radiação isotrópica tem a mesma intensidade independentemente da direção de medida.

O produto de Albedo MCD43A3 foi utilizado na pesquisa atual para o NEB, os dados foram extraídos de um conjunto de imagens, onde cada imagem é um mosaico de 2400 x 2400 pixels, denominado grânulo, este produto possui uma resolução espacial de 500 m, para sete espectrais bandas (canais MODIS 1 a 7) e três bandas largas (0,3 a 0,7  $\mu\text{m}$ , 0,7 a 3,0  $\mu\text{m}$  e 0,3  $\mu\text{m}$  a 5,0  $\mu\text{m}$ ) (SCHAAF *et al.*, 2002), e resolução temporal



diária baseada numa janela de 16 dias, sendo que a imagem do produto representa o 9º dia dos pixels não contaminados de um período de 16 dias. Os grânulos estão disponibilizados por meio da plataforma NASA, como parte do Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS) (GAMARRA, 2012). Cada grânulo foi escolhido de tal forma que estivesse centrado nas coordenadas do NEB. Mediante o software MODIS Reprojection Tool (MRT), disponível no pacote computacional do produto MCD43A3, o grânulo é mudado do formato HDF para TIF, dessa maneira tornando mais fácil o processamento das imagens com outros softwares. Subsequentemente transformou a projeção sinusoidal para projeção geográfica (latitude/longitude) e construir um mosaico com todos os pixels de maneira que a região de estudo seja centralizada. Na pesquisa de Bisth e Bras (2010 e 2011), utilizaram o produto MCD43B3 que possuem resolução espacial de 1000 m. Os produtos (MCD43A3 e MCD43B3) encontram-se disponibilizados nas 10 bandas espectrais, e cada uma destas bandas se dividem em duas variáveis: o BSA e o WSA, totalizando 20 variáveis.

Dentre os produtos MODIS, destaca-se o MOD11, por ser uma das variáveis essenciais nas explicações dos processos da superfície terrestre, sendo bastante requisitados em inúmeras pesquisas de cunhos climáticos, hidrológicos, ecológicos e biológicos (RUNNING *et al.*, 1994). Como exemplo desses processos, a evapotranspiração, que é altamente sensível às flutuações da temperatura de superfície (FUZZO, 2015).

O produto MOD11 é estimado fundamentado no algoritmo “generalized split-window”, pela NASA, que assume um conhecimento a princípio da emissividade (WAN e DOZIER, 1996). Assim, mapas de emissividade das bandas 31 e 32 são adequados fundamentados em classificação, em que o pixel da imagem é classificado em concordância com 14 classes de uso da terra pré-definidas e com os valores correspondentes de emissividade (SNYDER *et al.*, 1998). Com base no conhecimento a princípio da emissividade, a estimativa da temperatura de superfície torna-se mais fácil, e o método “generalized Split-window” simplesmente realiza a correção atmosférica com base na absorção diferencial entre as duas bandas termais do MODIS (LIANG, 2004). A temperatura da superfície terrestre e a emissividade da superfície para a pesquisa atual foram obtidas a partir do produto MOD11\_L2, por meio desses produtos foi possível contabilizar a radiação de onda longa emitida.

Neste seguimento os produtos extraídos do sensor MODIS que são

disponibilizados pela plataforma da NASA, vêm sendo bastante utilizados (BISHT *et al.*, 2005; BISHT e BRAS (2010, 2011); JIN *et al.*, 2011; LIMA *et al.*, 2012 e RUHOFF *et al.*, 2012). Entre eles, tem-se o arquivo de produto de dados de perfil atmosférico MODIS MOD07\_L2 que contém vários parâmetros: carga de ozônio total, estabilidade atmosférica, perfis de temperatura e umidade e vapor de água atmosférico. Todos esses parâmetros são produzidos dia e noite. Os perfis de temperatura e umidade do MODIS são produzidos em 20 níveis de pressão verticais. Através do produto MOD07\_L2 com resolução de 5 km é possível a obtenção de informações como o ângulo zenital, temperatura do ar e do ponto de orvalho que são variáveis de entrada importantes que podem ser utilizadas, por exemplo, no computo da radiação de onda curta incidente, assim como para a radiação de onda longa incidente para condições de céu claro.

A aplicabilidade a partir de sensores de imagem de alta resolução (MODIS) em pesquisas voltadas para o balanço de radiação e/ou de energia vem correspondendo às expectativas de diversos pesquisadores, sendo assim no meio científico têm sido realizadas pesquisas com o intuito de determinar o  $R_n$  instantâneo e/ou diário com sensores orbitais. Logo, podem ser destacadas as pesquisas de Kim e Liang (2010); Huang, Liu e Liang (2012); Hwang *et al.* (2013); Verma *et al.* (2016).

### **3 MATERIAL E MÉTODOS**

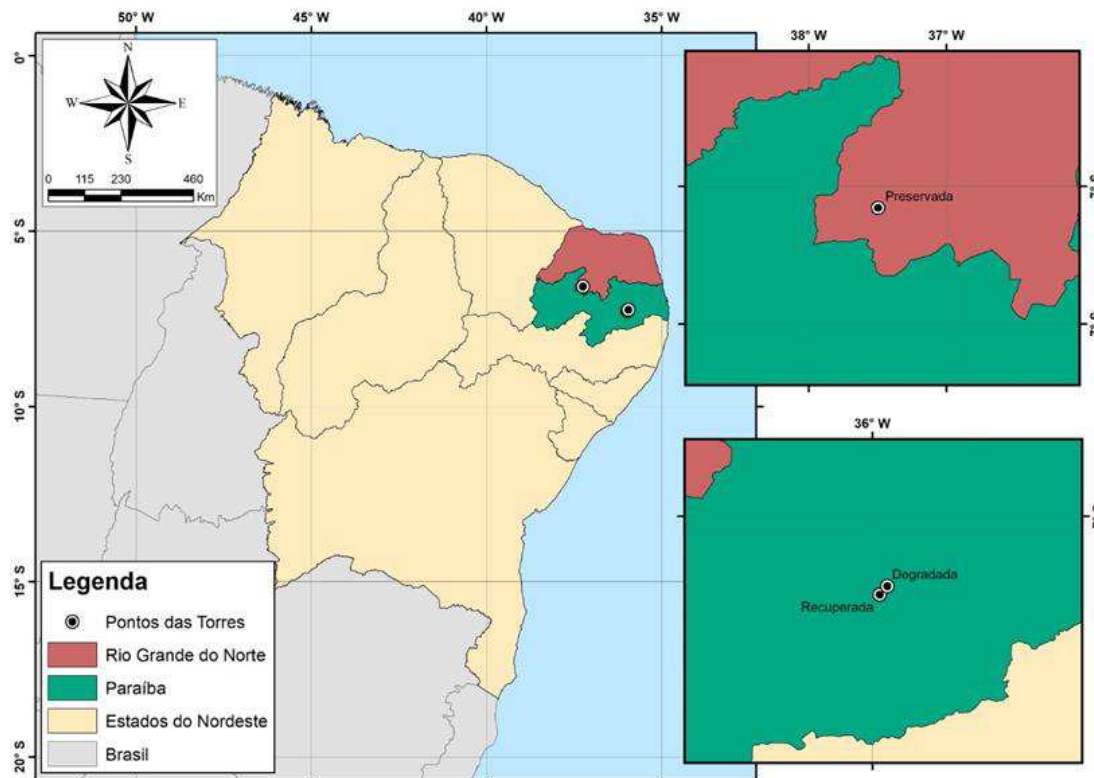
#### **3.1 Descrição da área de estudo**

A área de estudo está localizada na região NEB (Figura 4), que possui 1.558.196 km<sup>2</sup> e uma população de 56,72 milhões de habitantes (IBGE, 2018), nesta extensa região as pessoas e a economia se baseiam, essencialmente, na agricultura de subsistência (SILVA, 2004). O Nordeste brasileiro fica entre os paralelos de 01° 02' 30" e 18° 20' 07" S e entre os meridianos de 34° 47' 30" e 48° 45' 24" W. Limita-se a norte e a leste com o oceano Atlântico, ao sul, com os estados de Minas Gerais e Espírito Santo, e a oeste, com os estados do Pará, Tocantins e Goiás. Apresenta temperaturas médias anuais de 23° e 27° C (MOURA *et al.*, 2006).

Nas áreas situadas acima de 200 metros de altitude e no litoral oriental, as temperaturas variam de 24°C a 26°C. As médias anuais inferiores a 20°C encontram-se nas áreas mais elevadas da Chapada Diamantina-BA e do planalto da Borborema, com precipitação pluviométrica média de 300 milímetros por ano em algumas regiões, as

quais ocorrem durante, no máximo, três meses, dando ocasionando estiagens que duram, às vezes, mais de dez meses (ARAÚJO, 2014).

**Figura 4** – Locais de prova dos experimentos.



Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

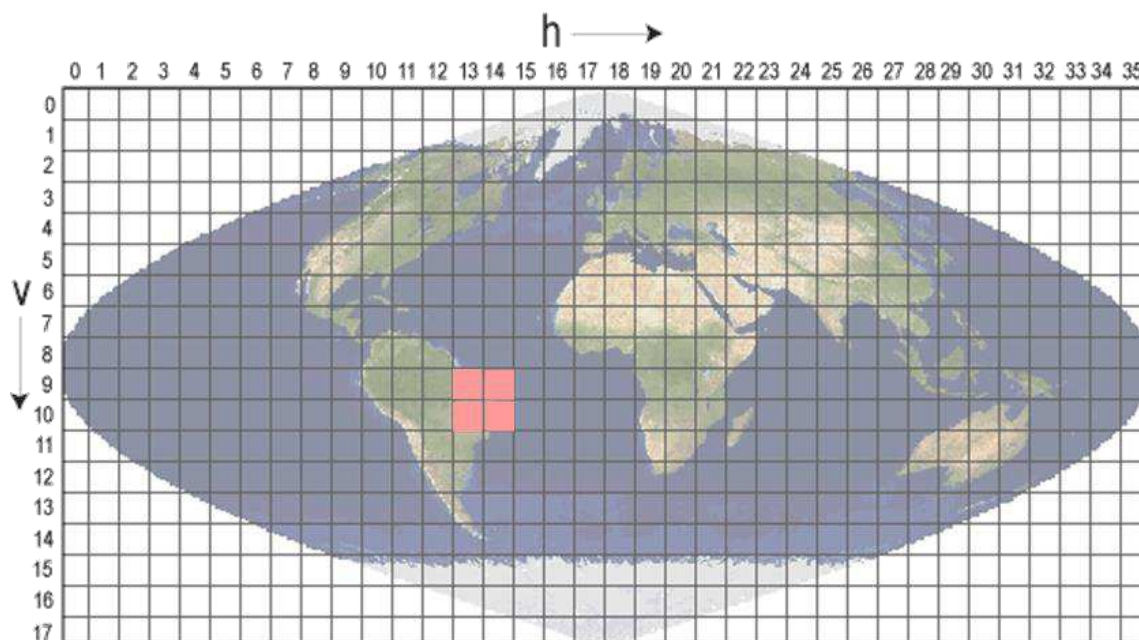
O NEB é designado pela predominância de características climáticas Semiáridas e pela alta variabilidade temporal e espacial da precipitação pluvial, com grande impacto socioeconômico sobre a região (SILVA *et al.*, 2006). Os habitantes dessa região sofrem frequentemente com as consequências da instabilidade climática, bem como a escassez no suplemento de água que abastece a região e perdas agrícolas.

### 3.1.1 Dados orbitais – Processamento

Os produtos L2 (level 2) utilizados na presente pesquisa são no formato SWATH (varredura) e os produtos L3 (level 3) são no formato de TILES (blocos), ou seja, distribuídos em formato de mosaicos, como mostra a Figura 5, com destaque para a área de estudo que corresponde aos tiles v09\_h13, v09\_h14, v10\_h13 e v10\_h14, onde cobre toda a região do NEB. Esses produtos são extraídos das imagens MODIS,

armazenadas em formato *Hierarchy Data Format* (HDF) que foram convertidas para o formato *GeoTIFF*. Essas imagens são adquiridas gratuitamente por meio de plataformas virtuais da NASA, através do site: <<https://search.earthdata.nasa.gov/search>>.

**Figura 5** – Sistema de tile sinusoidal utilizado pelo sensor MODIS (Terra e Aqua).



Fonte: Adaptado da NASA (2014).

No Quadro 1 estão descritos os produtos MODIS usados nessa pesquisa, com os fatores de conversão (multiplicativo e ou aditivo) que são empregados para converter os valores originais em dados de temperatura (K), emissividade (adimensional), refletância (adimensional), entre outros, como a resolução espacial e unidades.

**Quadro 1** – Descrição dos produtos MODIS utilizados.

<b>Produto</b>	<b>Descrição</b>	<b>Fator Multiplicativo</b>	<b>Fator Aditivo</b>	<b>Resolução espacial (pixel) e temporal</b>	<b>Unidade</b>
MCD43A3	Albedo	0,001	-	500 m 16 dias	Adimensional
MOD06_L2	Emissividade da Nuvem	0,01	-	5 Km diário	Adimensional
	Fração de Nuvens	0,01	-	5 Km diário	Adimensional
	Temperatura da Superfície	0,01	15.000	5 Km diário	Kelvin
	Espessura Óptica	0,01	-	1 Km diário	Adimensional
	Pressão à Superfície	0,1	-	5 Km diário	hPa
	Temperatura do Topo da Nuvem	0,01	15.000	5 Km diário	Kelvin
	Ângulo Zenital	0,01	-	5 Km diário	Graus
	Hora de Início da Varredura	-	-	5 Km 2 passagens por dia	Hora
MOD11_L2	Emissividade	0,002	0,49	1 Km diário	Adimensional
	Temperatura da Superfície	0,02	-	1 Km diário	Kelvin
MOD07_L2	Temperatura do Ar	0,01	15.000	5 Km diário	Kelvin
	Pressão à Superfície	0,1	-	5 Km diário	hPa
	Temperatura do Ponto de Orvalho	0,01	15.000	5 Km diário	Kelvin
	Ângulo Zenital	0,01	-	5 Km diário	Graus

Fonte: Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: 04 Abr. 2018.

O sensor MODIS é um instrumento cujo objetivo, de acordo com Justice *et al.*

(2002), é determinar como a Terra está mudando e quais são as consequências para a vida terrestre, dispondo de produtos classificados de MODLAND para pesquisas dos ecossistemas terrestres, que estão associados com o balanço de energia e cobertura da terra. Os produtos do MODIS, quais sejam, MOD06, MOD07, MOD11 e MCD43A3, foram utilizados para estimar alguns parâmetros. No Quadro 2, estão representados os produtos, nomenclatura e os números das bandas que compõem os produtos do MODIS utilizados neste estudo.

**Quadro 2** – Descrição dos nomes e números das bandas dos produtos.

<b>Produto</b>	<b>Descrição</b>	<b>Nome MODIS</b>	<b>Número da camada</b>
MCD43A3	Albedo	Albedo_BSA_shortwave	10
MOD06_L2	Emissividade da Nuvem	cloud_emissivity_1km	60
	Fração de Nuvens	Cloud_Fraction	35
	Temperatura da Superfície	surface_temperature_1km	62
	Profundidade Óptica	Cloud_Optical_Thickness	73
	Pressão à Superfície	Surface_Pressure	16
	Temperatura do Topo da Nuvem	Cloud_Top_Temperature	28
	Ângulo Zenital	Solar_Zenith	02
	Hora de Início da Varredura	Scan_Start_Time	01
MOD11_L2	Emissividade	Emis_31 e Emis_32	04 e 05
	Temperatura da Superfície	LST	01
MOD07_L2	Temperatura do Ar	Retrieved_Temperature_Profile	15
	Pressão à Superfície	Surface_Pressure	09
	Temperatura do Ponto de Orvalho	Retrieved_Moisture_Profile	16

Fonte: Disponível em <<http://modis.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: 03 Ago.2019.

### 3.1.2 Dados de superfície

Com a finalidade de realizar a validação do modelo proposto (BB10), foram realizadas medidas *in situ* através de sensores instalados nas três torres (Figura 6, 7 e 8), situadas em áreas de vegetação Caatinga degradada, com coordenadas de 7°14'57.4" S; 35°56'52.8" W; 493 m altitude; a segunda é a torre da área recuperada cuja coordenada é 7°16'47.8" S; 35°58'30.3" W de altitude 489 m; e a terceira torre está em área preservada e possui coordenadas de 6°34'46.8" S; 37°14'55.9" W e de altitude 193 m. Os sensores foram instalados com uma altura média de, aproximadamente, 8 m.

**Figura 6** – Torre micrometeorológica instalada na área de Caatinga degradada em Campina Grande no estado da Paraíba.



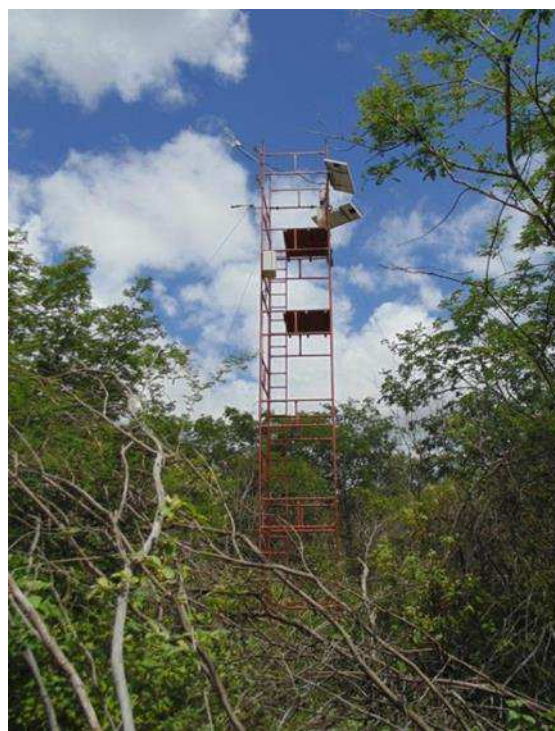
Fonte: Oliveira (2019).

**Figura 7** – Torre micrometeorológica instalada na área de Caatinga recuperada em Campina Grande no estado da Paraíba.



Fonte: Oliveira (2019).

**Figura 8** – Torre micrometeorológica instalada na área de Caatinga preservada em Serra Negra do Norte no estado do Rio Grande do Norte.



Fonte: Oliveira (2019).



As torres foram equipadas com sensores que compõem o sistema micrometeorológico conhecido como correlações turbulentas (*Eddy Covariance Method*), que estão monitorando diariamente as trocas de calor e massa entre o ecossistema Caatinga e a atmosfera. O conjunto de sensores constou de um saldo radiômetro modelo CNR4 (Kipp & Zonen), um anemômetro sônico tridimensional modelo CSAT3 (*Campbell Scientific Inc., Logan-UT, USA*), um analisador de vapor de água e CO<sub>2</sub> modelo EC150 *Open-Path Gas Analyser* (*Campbell Scientific Inc., Logan-UT, USA*), uma sonda de temperatura/umidade relativa do ar modelo HMP45C (*Vaisala Inc., Vantaa, Finland*), duas placas de fluxo de calor no solo modelo HFP01 *Self-Calibration Soil Heat Flux Plate* (*Hukseflux Thermal Sensors, Delft, The Netherlands*), quatro geotermômetros modelo 108-L34 (*Hukseflux Thermal Sensors, Delft, The Netherlands*) e um termo higrômetro modelo HC2S3 (*Rotronic Instrument Corp*).

Foram registradas 10 Hz dados a cada segundo e, posteriormente, calculadas as médias, sendo obtido um valor específico a cada meia hora. Os dados foram armazenados por um datalogger modelo CR3000 (*Campbell Scientific Inc., Logan-UT, USA*) equipado com um módulo compacto de memória flash modelo CFM100- ST-SW (*Campbell Scientific Inc., Logan-UT, USA*) e cartão de memória flash de 2 Gb de capacidade, modelo CFMC2G (*Campbell Scientific Inc., Logan-UT, USA*). O suprimento de energia foi feito através de dois painéis solares modelo SP70, uma bateria modelo PS84-SC- SR-LM de 84Ahr acoplados a um regulador de tensão DCDC18R.

O saldo de radiações e seus componentes do balanço de radiação foram quantificadas por radiômetros e pirgeômetros que compõem o CNR 4, Kipp & Zonen, com medidas obtidas a cada 5 s. Após obtenção e armazenamento dos dados de alta frequência temporal, foram obtidas as médias para intervalos de meia hora.

Com exceção das placas de fluxo de calor no solo e dos geotermômetros, os sensores foram instalados a uma altura média de 2,5m acima da altura média do dossel. As placas de fluxo de calor no solo foram instaladas a 2 cm de profundidade, e os geotermômetros em quatro profundidade: 2 cm, 10 cm, 20 cm e 40 cm, respectivamente.

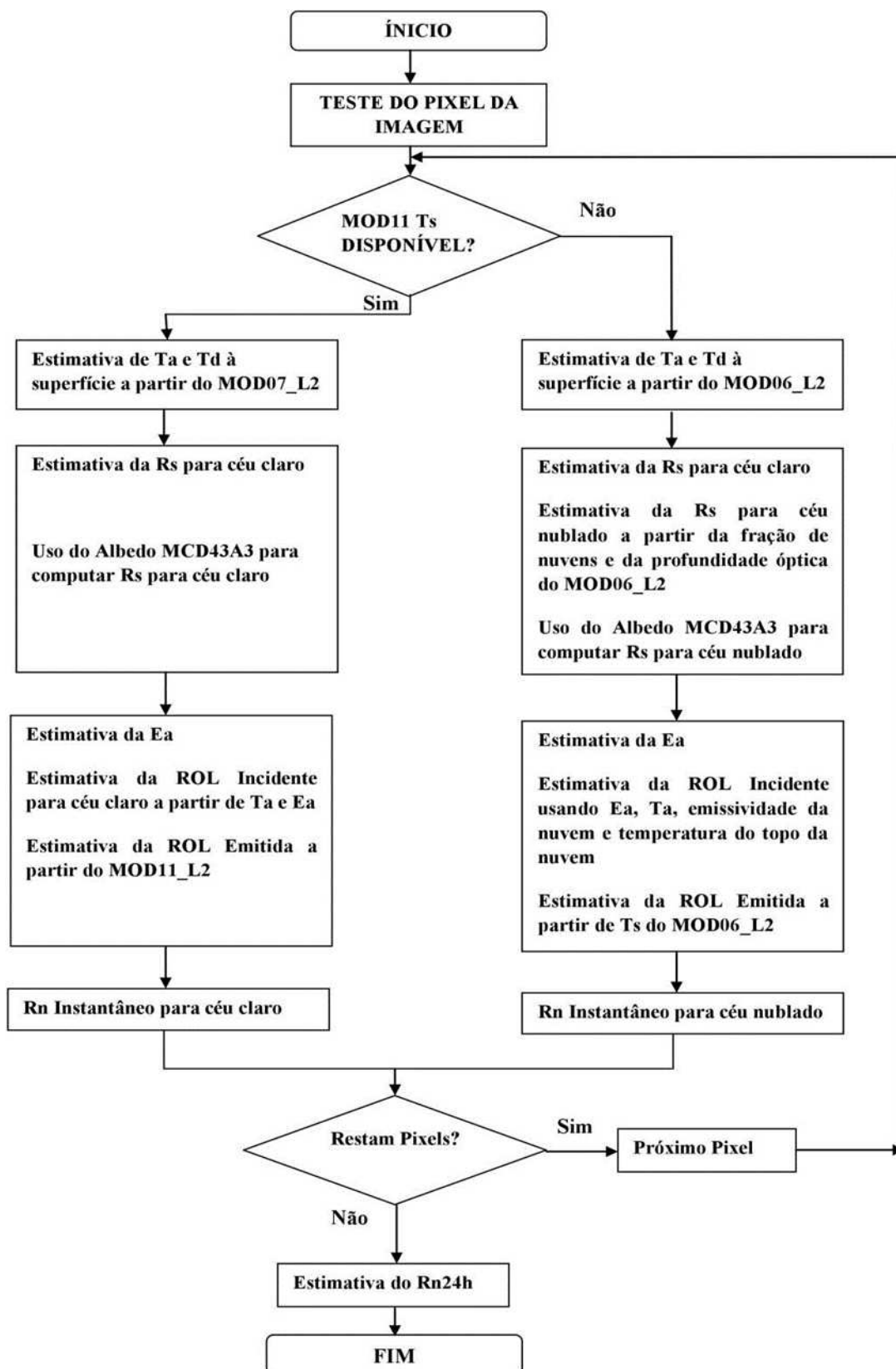
A torre da área degradada localiza-se em Campina Grande – PB (Figura 6), cujos dados de campo foram utilizados na validação, estar instalada na sede do Instituto Nacional do Semiárido (INSA). A torre da área recuperada localiza-se também em Campina Grande – PB (Figura 7) e estar instalada na Estação Experimental também do

INSA, cuja é separada da degradada por uma distância de aproximadamente 4,5 Km. A terceira torre, localiza-se numa área preservada (Figura 8), pertencente à ESEC (Estação Ecológica do Seridó), do ICMBio (Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade), no município de Serra Negra do Norte, no estado do Rio Grande do Norte.

### 3.2 Aplicação do algoritmo BB10 às imagens MODIS

Nesta seção, são descritas as etapas utilizadas para estimativa do  $R_n$  utilizando dados do sensor MODIS. Foram gerados modelos através da ferramenta *Model Maker*, do software *ERDAS Imagine 9.1*, compreendendo as etapas necessárias à aplicação do algoritmo. As estimativas dos componentes do  $R_n$  foram consideradas aqui como a primeira etapa para possivelmente estimativa do  $R_n$  e  $R_{n,24h}$ , e todos os dados de entrada foram derivados de produtos MODIS. A Figura 9 apresenta o esquema da estimativa do saldo de radiação adaptado às imagens MODIS.

**Figura 9** – Esquema para estimar o saldo de radiação instantâneo e diário a partir dos dados MODIS para todas as condições do céu.



Fonte: Adaptado de Bisth e Bras (2010).

### 3.3 Aplicação da metodologia de Bisht e Bras (BB10) para céu claro

O  $R_n$  na superfície terrestre impulsiona o processo de evaporação, fotossíntese e aquecimento do solo e do ar.  $R_n$  é o balanço de toda energia radiante recebida e perdida pela superfície; todavia, resulta de fatores físicos associados ao sistema solo-vegetação-atmosfera, como: albedo de superfície, capacidade térmica, condutividade térmica, emissividade da superfície e da atmosfera e transmissividade atmosférica (OKE, 1982; LANDSBERG, 1981) que influem fortemente no balanço radiativo.

A radiação líquida da superfície desempenha um papel importante na determinação da condição térmica da superfície da Terra. É a força motriz para o transporte e troca de fluxos entre a superfície da terra e a atmosfera. Numerosos estudos desenvolveram estruturas para estimar seus componentes (resultados entre os fluxos radiativos descendentes e ascendentes de onda curta e onda longa, que atuam na superfície e depende bastante da radiação solar global, do albedo, temperatura e emissividade da superfície, apresentando variação temporal e espacial que impactam fortemente as trocas de calor e massa na baixa atmosfera) a partir de dados de detecção remota para condições de céu claro. A metodologia para estimar  $aR_n^{clear}$  instantânea ( $Wm^{-2}$ ) para céu claro pode ser expressa em termos de radiação incidente e emitida, conforme a Equação 1, em que  $R_S^{\downarrow clear}$  é a radiação de onda curta incidente em cada pixel ( $Wm^{-2}$ ),  $\alpha$  é o albedo (adimensional) da superfície, e  $R_L^{\downarrow clear}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção do pixel ( $Wm^{-2}$ ),  $R_L^{\uparrow clear}$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel ( $Wm^{-2}$ ).

$$R_n^{clear} = R_S^{\downarrow clear} - R_S^{\uparrow clear} + R_L^{\downarrow clear} - R_L^{\uparrow clear} = R_S^{\downarrow clear}(1 - \alpha) + R_L^{\downarrow clear} - R_L^{\uparrow clear} \quad (1)$$

Para estimativa do  $R_n^{clear}$ , todos os dados foram provenientes de produtos MODIS. Após as estimativas de todas as componentes, as mesmas foram validadas a partir dos dados das torres de fluxos instaladas em diferentes áreas de Caatinga.

Uma parametrização desenvolvida por Zillman (1972) para se estimar a Radiação de onda curta incidente, que é a radiação recebida direta ou indiretamente do Sol na superfície da Terra por unidade de tempo e por unidade de área, integrada sobre todos os comprimentos de onda no intervalo de ondas curtas, sendo expressa por.

$$R_S^{\downarrow clear} = \frac{S_0 \cos^2 \theta}{1.085 \cos \theta + 0.001 e_0 (2.7 + \cos \theta) + 0.2} \quad (2)$$

Sendo  $S_0 = 1367 \text{ Wm}^{-2}$  a constante solar,  $\theta$  (em radianos) o ângulo zenital solar extraído do produto MODIS do satélite Terra: (Dados do MOD07\_L2 a 5 km) e  $e_0$  (em hPa) é a pressão de vapor d'água próxima da superfície, que foi calculada a partir da temperatura do ponto de orvalho  $T_d$  (K) usando a equação de Clausius-Clapeyron. Dessa forma, pode ser aplicada para o Nordeste brasileiro, qual seja:

$$e_0 = 6.11 \exp\left[\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{273.15} - \frac{1}{T_d}\right)\right] \quad (3)$$

Em que  $L_v$  é o calor latente de vaporização da água ( $2,5 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ );  $R_v$  é a constante de vapor de água; e  $461 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ;  $T_d$  é a temperatura do ponto do orvalho obtida do produto MOD07\_L2, que corresponde ao nível de 850 hPa foi escolhido esse nível como forma de simplificar a metodologia e obter os dados inteiramente para o NEB a cada rodada do processamento. Processar em níveis atmosféricos mais baixos resultaria em falhas nos dados e uma grande demora para reprocessar tudo em diferentes níveis e substituir os dados. O nível de 850hPa garante que há dados disponíveis para a região como um todo e evita falhas de dados.

A energia solar que atinge a superfície terrestre é resultante das interações existentes entre a REM proveniente do Sol e o meio que esta atravessa. Parte da radiação incidente é refletida e essa quantidade depende do poder refletor da superfície, isto é, do albedo. O mesmo é uma medida adimensional e varia segundo as características da superfície, a razão entre a radiação solar direta e a difusa em função do ângulo zenital solar (MENDONÇA, 2007; GIONGO, 2008).

Nesta pesquisa, para a estimativa do albedo da superfície, foi utilizado o produto derivado do sensor MODIS/Terra+Aqua, o “MCD43A3” que é um produto diário de 16 dias, com resolução espacial de 500 m. As imagens foram adquiridas por meio do site da NASA. Em seguida, extraiu-se o albedo da superfície *Black Sky Albedo* (BSA), uma componente de iluminação direta na ausência da componente de iluminação difusa (dependente apenas do ângulo zenital solar). O Albedo BSA (black-sky albedo) corresponde a um estado da atmosfera onde a radiação é completamente direta e o WSA (white-sky albedo) ao caso onde é completamente difusa. Foi optado por se utilizar o Albedo BSA por questão de simplificação da metodologia, pois o procedimento para gerar o Albedo requer o cômputo da fração isotópica, que é um procedimento bastante complexo, não é bem detalhado no meio científico e requer modelagem para ser obtido.

Foi utilizada a camada 10: Albedo\_BSA\_shortwave.

A radiação de onda longa incidente ( $R_L^{\downarrow clear}$ ) é a radiação recebida a partir da atmosfera por unidade de tempo e por unidade de área. A  $R_L^{\downarrow clear}$  é caracterizada como emissões de corpo-cinza, em que a mesma usa a emissividade de ar ( $\varepsilon_a$ ) e temperatura do ar ( $T_a$ ) (em Kelvin) perto da superfície da Terra. A  $R_L^{\downarrow clear}$  foi calculada por meio da equação:

$$R_L^{\downarrow clear} = \sigma \varepsilon_a T_a^4 \quad (4)$$

em que  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann:  $5,67 \times 10^{-8} \text{ [Wm}^{-2}\text{K}^{-4}\text{]}$ . A  $\varepsilon_a$  foi parametrizada usando o esquema proposto por Prata (1996), de acordo com a equação abaixo (5). E a temperatura do ar próxima à superfície da terra ( $T_a$ ) foi obtida do produto MOD07\_L2, em que  $e_0$  é a pressão de saturação em função de  $T_d$  próxima da superfície que foi estimada pela equação (3).

$$\varepsilon_a = 1 - (1 + \xi) \exp(\sqrt{(1.2 + 3\xi)}) \quad (5)$$

$$\xi = \frac{46.5}{T_a} e_0 \quad (6)$$

A radiação de onda longa emitida pela superfície  $R_L^{\uparrow clear}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) foi obtida a partir da emissividade  $\varepsilon_s$  [-] da superfície segundo a lei de Stefan-Boltzmann e a temperatura da superfície  $T_s$  (K), qual seja:

$$R_L^{\uparrow clear} = \sigma \varepsilon_s T_s^4 \quad (7)$$

Com  $\varepsilon_s$  emissividade da superfície (adimensional), foi obtida por meio da média das emissividades das bandas 31 e 32 disponíveis no produto MOD11\_L2.

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

$T_s$  = temperatura da superfície (K), obtida do produto MOD11\_L2.

### 3.4 Aplicação da metodologia de Bisht e Bras (BB10) para céu nublado

Bisht e Bras (2010) apresentaram uma metodologia para se estimar o  $R_n$ , utilizando-se o produto MOD06 ofertado pela plataforma Terra. O MOD06 oferece parâmetros como: pressão, temperatura e emissividade no topo da nuvem, fração de nuvens na atmosfera e propriedades ópticas da mesma. A metodologia validada foi empregada em uma região de planície nos Estados Unidos (*Great Plain Southern*) onde as características climáticas divergem das peculiaridades do NEB. Os referidos autores estimaram o  $R_n^{cloudy}$  para o ano de 2006.

Para se estimar o  $R_n^{cloudy}$  instantâneo [ $Wm^{-2}$ ] nessa metodologia, fez-se necessário utilizar a Equação 8 para pixels nebulosos, a seguir:

$$R_n^{cloudy} = R_S^{\downarrow cloudy} (1 - \alpha) + R_L^{\downarrow cloudy} - R_L^{\uparrow cloudy} \quad (8)$$

Sob céu com nuvens, a radiação de onda curta  $R_S^{\downarrow cloudy}$  ( $Wm^{-2}$ ) foi estimada como uma combinação linear dos fluxos de céu claro e céu nublado, ponderada pela fração da nuvem, de acordo com a parametrização proposta por Slingo [1989], como mostra a equação a seguir:

$$R_S^{\downarrow cloudy} = R_S^{\downarrow clear} [(1 - f_c) + f_c e^{\frac{-\tau_c}{\cos(\theta)}}] \quad (9)$$

em que  $f_c$  [-] é a fração de cobertura da nuvem no pixel, e  $\tau_c$  [-] é a espessura óptica da nuvem. Ambas as variáveis foram, obtidas com o MOD06.

A radiação de onda longa incidente ( $R_L^{\downarrow cloudy}$ ) é formulada como uma expressão simples, baseada na Física. Supõe-se que os impactos das nuvens nos processos radiativos incidentes se comportam aditivamente de forma que, na base da nuvem, sejam atenuadas pela transmissividade efetiva no topo da sua camada (DIAK *et al.*, 2000). Então, a formulação que descreve a  $R_L^{\downarrow cloudy}$  ( $Wm^{-2}$ ) foi estimada como uma combinação de radiação incidente próxima da superfície sob condições com nuvens, conforme proposto por Formann e Margulis (2009), podendo ser escrita:

$$R_L^{\downarrow cloudy} = \sigma \varepsilon_a T_a^4 + \sigma (1 - \varepsilon_a) \varepsilon_c T_c^4 \quad (10)$$

em que  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann;  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica efetiva calculada através da equação (5);  $e_0$  é a pressão de vapor foi estimada da mesma forma que para céu claro, como foi mostrada anteriormente pela equação (3);  $T_a$  é a temperatura do ar;  $\varepsilon_c$  é a emissividade da nuvem obtidas do MOD06; e  $T_c$  (K) é a temperatura no topo da nuvem também extraída do produto MOD06.

As estimativas de  $T_a$  e  $T_d$  para os pixels com nuvens foram realizadas pelas equações (12 e 13), respectivamente. No algoritmo BB10 para estimar do  $R_n$  para céu nublado, foi necessário utilizar dados MOD06\_L2 juntamente com regressões estatísticas desenvolvidas para estimar as temperaturas do ar e do orvalho próximas à superfície do MOD06\_L2 LST.

O produto MOD06 não possui valores de  $T_a$  e  $T_d$  para as áreas com nuvens, contudo, ele apresenta valores de LST (Temperatura da Superfície) para essas áreas. Então, considerando-se que uma possível regressão linear entre os valores de  $T_a$  e  $T_d$  do produto MOD07 com os valores de LST do produto MOD11 se mantém constante para ambas as áreas (céu claro e céu nublado), torna-se possível a estimativa dos valores de  $T_a$  e  $T_d$  a partir dos valores de LST do MOD06.

$$T_a = a \times LST + b \quad (11)$$

$$T_d = a \times LST + b \quad (12)$$

Para obtenção dos coeficientes de regressão a e b das equações anteriores, procedeu-se a extração de todos os pontos das respectivas imagens diárias para análise em planilha eletrônica (*Excel*). Em seguida, foram obtidas as médias dos coeficientes para cada mês, estes que estão destacados na Tabela 1, a seguir.



**Tabela 1** - Coeficientes de regressão médios mensais entre os valores de  $T_a$  e  $T_d$  (MOD07) e Temperatura da Superfície (MOD11) para os anos de 2014, 2015 e 2016.

MESES	$T_a$ inclinação (a)	$T_a$ intercepção (b)	$T_d$ inclinação (a)	$T_d$ intercepção (b)
JAN	0,1417	245,1877	0,0064	282,0706
FEV	0,1477	243,5788	0,0600	267,5607
MAR	0,1342	247,6041	-0,0194	292,1815
ABR	0,1593	240,3294	-0,0221	293,0707
MAI	0,1608	239,3914	-0,0944	314,1612
JUN	0,1878	230,7322	-0,0206	290,2099
JUL	0,1884	229,9038	0,0406	270,3193
AGO	0,2352	215,1421	0,0488	257,8223
SET	0,2407	213,8906	0,0074	268,4548
OUT	0,2230	219,5418	0,0526	282,8866
NOV	0,1490	243,0287	0,0582	270,2450
DEZ	0,1087	255,2082	0,0163	268,0490

Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

Enquanto a radiação de onda longa emitida  $R_L^{\uparrow cloudy}$  ( $Wm^{-2}$ ) estimada segundo a equação 13, para condições de céu nublado seguiu a abordagem semelhante à de céu claro.

$$R_L^{\uparrow cloudy} = \sigma \varepsilon_s T_s^4 \quad (13)$$

em que  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann,  $\varepsilon_s$  é a emissividade da superfície obtida do MOD11 e  $T_s$  é a temperatura da superfície obtida do MOD06 da camada 62.

### 3.5 Estimativa do saldo de radiação diário

O  $Rn_{24}$  pode ser determinado por intermédio do Modelo Senoidal apresentado por BISHT *et al.* (2005) e aprimorado por Araújo (2010) através da seguinte equação:

$$Rn_{24} = \frac{Rn_{MAX}}{\pi} - 0,08Rn_{MAX} \quad (14)$$

Araújo (2010) propõe que para calcular o  $Rn_{24}$ , é necessário que essa variável seja corrigida pelo produto da equação 14. Em que o  $Rn_{MAX}$  (valor máximo do  $Rn$  observado durante o dia), em  $Wm^{-2}$ , com  $t_{PASS}$  = instante da passagem do satélite;  $t_{NAS}$  e  $t_{POR}$  = instantes próximos ao nascer e pôr do Sol e  $Rn = 0$  é dado por:

$$Rn_{MAX} = \frac{Rn}{\text{sen}\left[\left(\frac{t_{PASS}-t_{NAS}}{t_{POR}-t_{NAS}}\right)\pi\right]} \quad (15)$$

### 3.6 Análises estatísticas dos resultados

A acurácia da técnica foi determinada com base em alguns parâmetros estatísticos bem conhecidos, ou seja, para a análise dos resultados, utilizou-se o Erro Relativo Percentual (EP) e a Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ), representados pelas expressões 16 e 17 a seguir, em que o  $x$  corresponde ao valor observado,  $x'$  é o valor estimado e  $N$  é a quantidade de dados analisados.

$$EP = \left(\frac{1}{n} \sum \frac{|x-x'|}{|x|}\right) * 100 \quad (16)$$

$$REMQ = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x - x')^2} \quad (17)$$

#### 3.7.1 Índice de concordância de Willmott

Para complementar e validar os resultados, foram calculados os índices de concordância ou exatidão de Willmott ( $d$ ) (WILLMOTT *et al.*, 1985), que se referem ao distanciamento médio entre os valores estimados e os observados. Este índice varia desde 0, onde não existe nenhuma concordância, a 1, para a concordância perfeita. O índice de aproximação é obtido utilizando-se a equação (18) a seguir, em que os significados das variáveis são os mesmos da equação (17). Este índice é dado nas mesmas dimensões que a variável analisada.

$$d = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (X - X')^2}{\sum_{i=1}^N (|X - \bar{X}| + |X - \bar{X}'|)^2} \right] \quad (18)$$

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Componentes do saldo de radiação

Nesta seção, são apresentados os resultados das validações das componentes do saldo de radiação ( $R_S^\downarrow$ ,  $R_L^\downarrow$  e  $R_L^\uparrow$ ), Rn instantâneo e o Rn diário estimados para todas as condições de céu com base nos dados oriundos do sensor MODIS e os medidos nos locais das torres. É importante enfatizar que os registros instantâneos dos dados relativos às imagens devem ser naturalmente diferentes dos medidos *in situ*, que são adquiridos no intervalo de 30 minutos.

Existe uma diferença relevante no horário da passagem do satélite Terra na área onde a pesquisa foi realizada e que intervém nas validações. Com o intuito de minimizar esta contrariedade, realizou-se interpolação temporal em relação às médias semi-horárias, para conseguir realizar as comparações entre os dados estimados e os medidos *in situ*.

#### 4.2.1 Radiação de onda curta incidente

Verifica-se, a partir da Tabela 2, os resultados dos valores médios mensais da radiação de onda curta incidente estimada ( $R_S^\downarrow$ \_est) para todas as condições de céu a partir da metodologia BB10 e os valores medidos *in situ* ( $R_S^\downarrow$ \_med) para três áreas com cobertura de solos distintos (degradada, recuperada e preservada). O (-) significa dados ausentes, pois indica que houve erro nos dados do satélite ou nas observações à superfície.

**Tabela 2** - Radiação de onda curta incidente estimada -  $R_S^{\downarrow}_{est}$  (Wm-2), usando a metodologia BB10, radiação de onda curta incidente medida *in situ* -  $R_S^{\downarrow}_{med}$ , e os respectivos erros relativos percentuais – EP (%).

Meses/ anos	Degradada			Recuperada			Preservada		
	$R_S^{\downarrow}_{est}$	$R_S^{\downarrow}_{med}$	EP	$R_S^{\downarrow}_{est}$	$R_S^{\downarrow}_{med}$	EP	$R_S^{\downarrow}_{est}$	$R_S^{\downarrow}_{med}$	EP
Jan/2014	580,6	798,8	27,3	544,1	648,4	16,1	662,4	700,5	5,4
Fev/2014	-	-	-	256,1	721,6	64,5	357,6	728,8	50,9
Mar/2014	328,8	820,5	59,9	775,3	607,5	27,6	619,7	754,2	17,8
Abr/2014	454,9	805,9	43,6	878,3	789,0	11,3	669,2	656,2	2,0
Mai/2014	530,6	688,0	22,9	581,5	636,0	8,6	658,9	603,2	9,2
Jun/2014	478,3	632,0	24,3	481,4	630,1	23,6	757,7	620,8	22,0
Jul/2014	452,7	655,1	30,9	371,6	594,3	37,5	734,9	635,6	15,6
Ago/2014	507,2	704,9	28,0	540,4	540,2	0,03	805,2	680,3	18,3
Set/2014	657,7	833,5	21,1	501,0	610,0	17,9	816,6	704,8	15,9
Out/2014	602,2	720,0	16,4	456,4	587,5	22,3	768,7	709,3	8,4
Nov/2014	619,3	688,5	10,0	694,9	493,2	40,9	774,6	604,6	28,1
Dez/2014	375,2	664,4	43,5	691,1	488,9	41,4	656,3	576,4	13,8
Jan/2015	672,5	754,5	10,9	602,9	592,9	1,7	500,3	586,0	14,6
Fev/2015	601,9	736,9	18,3	-	-	-	931,0	757,8	22,9
Mar/2015	770,6	613,3	25,7	831,4	545,0	52,5	797,2	687,9	15,9
Abr/2015	723,5	728,7	0,7	651,6	580,7	12,2	646,4	558,4	15,7
Mai/2015	671,2	740,7	9,4	606,4	595,9	1,8	658,7	470,0	40,2
Jun/2015	609,3	497,2	22,5	-	-	-	172,3	255,7	32,6
Jul/2015	626,2	464,0	34,9	264,3	208,7	26,6	383,4	508,3	24,6
Ago/2015	764,1	607,6	25,8	455,6	595,4	23,5	290,9	580,0	49,8
Set/2015	901,4	706,3	27,6	891,5	661,0	34,9	675,7	700,4	3,5
Out/2015	904,1	786,1	15,0	671,9	626,8	7,2	697,6	697,5	0,01
Nov/2015	901,2	829,7	8,6	859,3	683,6	25,7	755,1	757,7	0,3
Dez/2015	750,6	713,4	5,2	580,9	623,1	6,8	711,5	721,4	1,4
Jan/2016	657,4	619,9	6,0	-	-	-	-	-	-
Fev/2016	713,4	675,2	5,7	374,3	682,1	45,1	480,8	658,0	26,9
Mar/2016	758,0	693,0	9,4	-	-	-	-	-	-
Abr/2016	697,5	555,1	25,6	560,3	396,3	41,4	548,3	561,3	2,3
Mai/2016	722,4	567,2	27,4	656,4	604,6	8,6	609,9	421,1	44,8
Jun/2016	665,7	624,9	6,5	589,8	514,8	14,6	698,1	563,8	23,8
Jul/2016	722,7	623,9	15,8	504,3	583,2	13,5	491,3	577,1	14,9
Ago/2016	845,8	616,8	37,1	654,9	464,9	40,9	599,3	560,1	7,0
Set 2016	885,8	685,5	29,2	781,4	553,1	41,3	759,7	683,5	11,1
Out/2016	921,8	802,1	14,9	622,8	691,6	10,0	708,4	744,8	4,9
Nov/2016	826,8	774,5	6,8	507,9	664,0	23,5	639,4	685,0	6,7
Dez/2016	797,8	811,8	1,7	636,3	719,8	11,6	775,9	749,8	3,5

Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

Para a estimativa da  $R_S^{\downarrow}_{est}$  para céu com nuvens, precisa-se de uma grande quantidade de informações referentes à fração de nuvens, espessura ópticas, bem como

de suas propriedades ópticas. O efeito do ajuste gerado pela equação da  $R_S^{\downarrow \text{cloudy}}$  pode ser verificado com mais intensidade em alguns meses. A esse respeito, é possível observar que, nos resultados estimados da área degradada de janeiro de 2014 a maio de 2015 e dezembro de 2016, os dados estimados subestimaram os resultados medidos *in situ*. Essa marcante atenuação na radiação solar é justificável pelo fato de, nesses períodos, ser detectada a presença de muita nebulosidade nessa área, além de fazer parte do período chuvoso dessa região, acarretando na formação de mais nuvens do que em períodos secos.

Com relação ao ano de 2014 na área recuperada, observaram-se, de janeiro a maio, os efeitos das nuvens com mais intensidade no mesmo período dos anos de 2015 e 2016, o aumento da nebulosidade mudou de acordo com meses. Esse comportamento também pode estar associado à precipitação. Logo, compreende-se que, quando há presença de nuvens, os registros de  $R_S^{\downarrow}$  decaem significativamente, e o inverso ocorre quando o céu está limpo. Portanto, esse comportamento de oscilações provocado pela variabilidade da nebulosidade já era esperado visto que, a presença de nuvens consegue mostrar grande oscilação em um curto espaço de tempo, pois a mesma faz com que haja diminuição da penetração de radiação solar durante o dia e retém a radiação emitida pela terra durante a noite, resultando-se, assim, em uma menor amplitude entre as temperaturas máximas e mínimas.

Os resultados das médias mensais para a componente da  $R_S^{\downarrow}$  apresentaram melhor compatibilidade, ou seja, oscilou menos nos períodos secos e onde o satélite não captou nuvens. Os erros de menores ordens foram detectados na área preservada ao ser comparado com o da área degradada e recuperada, o erro médio na degradada foi de 20,5%, na recuperada 23,6 % e na preservada de 16,9%. Na pesquisa de SANTOS (2015) foi o contrário, o erro médio na área preservada foi de 28,7% e na degradada de 9,2%. A pesquisadora justificou como sendo consequência das próprias características dinâmicas da vegetação Caatinga, em virtude de que as tonalidades das árvores modificam-se e porque há mais radiação na área degradada.

Ainda com relação à análise da Tabela 2, é possível observar que, para a maioria dos resultados da  $R_S^{\downarrow}$  observou-se comportamentos distintos entre os estimados e os medidos *in situ*, fica mais evidente nos meses de março, abril e dezembro de 2014 e agosto de 2016, na área degradada; fevereiro, julho, novembro e dezembro de 2014, março de 2015 e fevereiro, abril, agosto e setembro de 2016 na área recuperada; e

fevereiro de 2014, maio e agosto de 2015 e maio de 2016 para área de Caatinga preservada. Sendo assim, foram encontrados os maiores erros para esses intervalos de tempo citados, estando associados aos períodos nos quais há presença de cobertura de nuvens, e quando associada à precipitação, ela contribui ainda mais para a redução da radiação. Desta forma, os dados estimados de radiação solar subestimam os valores das medições e, conseqüentemente, resultam em erros maiores que os esperados. O inverso foi encontrado por Santos (2015), ao analisar a  $R_S^\downarrow$  em condições de céu claro.

Além disso, alguns elementos contribuem diretamente no aumento do erro na validação entre os resultados medidos *in situ* e emitidos via SR, como exemplos principais disso, pode-se mencionar os atenuantes da atmosfera, especificamente as nuvens, aerossóis, gases e vapor de água. O aumento do erro percentual desses resultados também pode estar associado a alguma condicionante devido às interferências naturalmente peculiares do ambiente Caatinga, como no funcionamento e aquisição das medidas à superfície, por exemplo, as fezes de passarinhos ou também algum tipo de impureza que pode sujar a lente do dispositivo e gerar alguma alteração, assim como outros elementos naturais podem aumentar o erro percentual.

Na área preservada, o verão de 2014 e o inverno de 2015 foram marcados pela presença de nuvens de modo mais acentuado, com fração de cobertura da nuvem apresentando maior variabilidade do que as demais estações do ano. Com relação à área degradada, os verões de 2014 e 2015 apresentaram mais de 50% dos dias com fração de cobertura de nuvens em aproximadamente 35%.

Com relação aos erros relativos percentuais, 78% das médias mensais foram abaixo de 35% variando de 0,7 a 34,9% na área degradada, 0,03 a 34,9% na área recuperada e de 0,01 a 32,6%, sendo assim, considerados erros aceitáveis de acordo com a estatística. Apenas, 22% dos erros percentuais das médias mensais deram acima de 35%. Portanto, esses erros altos podem ser decorrentes de incertezas relativas à profundidade óptica e aos locais exatos de provas, em virtude de que só tem apenas três pontos de medições para validações, deixando a desejar, isto é, podendo ser insuficientes para comparação dos resultados obtidos com dados de SR, com resolução maior que 1 km.

Quanto maior a fração de cobertura da nuvem e a espessura óptica da nuvem maior será o efeito de atenuação na radiação de onda curta, e é observada que a fração de cobertura da nuvem e a espessura óptica foram maiores no ano de 2014 do que em

2015, portanto é evidenciado de acordo com os resultados Tabela 2, que em 2014 a  $R_S^\downarrow$  \_est <  $R_S^\downarrow$  \_med e em 2015 como a nebulosidade foi menor a  $R_S^\downarrow$  \_est >  $R_S^\downarrow$  \_med. Portanto, a  $R_S^\downarrow$  pode mudar rapidamente devido às nuvens, especialmente durante um dia parcialmente nublado. Já o satélite pode medir apenas a  $R_S^\downarrow$  instantânea.

Durante o período mais seco, como a radiação solar recebida está no máximo, enquanto o albedo da superfície e a porcentagem de cobertura de nuvens sobre a região de Caatinga degradada, recuperada e preservada estão no mínimo, sendo assim, a radiação sobre essas regiões mostram um pico nesse período. Portanto, a radiação de ondas curtas pode mudar rapidamente devido às nuvens, especialmente durante um dia parcialmente nublado, mas o sensoriamento remoto por satélite pode medir apenas um "instantâneo" da radiação de ondas curtas. E os erros altos entre a  $R_S^\downarrow$  estimada e medida pode ser devido a efeitos de cobertura de nuvens. Esses resultados corroboram com os de Tang, Li e Zhang (2006) que estimaram a radiação de ondas curtas na superfície a partir de dados MODIS e compararam com as medições dos dados meteorológicos por um longo período de tempo, abrangendo todas as estações do ano 2003 para YuCheng na China, e encontraram erros mais elevados sob condições de céu com nuvens, ou seja, a REMQ foi inferior a  $20 \text{ W/m}^2$  para céu limpo e  $35 \text{ W/m}^2$  para céu nublado.

Qian *et al.*, (2012) demonstraram o efeito significativo da fração de nuvens e seus efeitos radiativos em três diferentes regimes climáticos. Isto é, comprovaram que as nuvens baixas e espessas refletem a radiação solar na atmosfera enquanto nuvens altas e finas permitem que a radiação solar recebida alcance a superfície. Nuvens de baixa altitude também fornecem a maior contribuição para o balanço energético líquido da Terra, devido sua grande cobertura temporal e o efeito do albedo na radiação térmica emitida. Nuvens de alta altitude também pode reduzir opticamente a energia solar por causa de seu alto albedo.

Moukomla e Blanken (2016) ao estimar a radiação líquida sobre céu claro e nublado para os Grandes Lagos Laurentinos da América do Norte (GL) obteve fraca correlação entre a radiação solar recebida observada e estimada ( $R^2 = 0,62$ ) é justificou podendo ser devido aos efeitos de cobertura de nuvem. Outra fonte possível poderia vir do erro intrínseco na parametrização. O método proposto adotou apenas pressão de vapor d' água e o ângulo zenital solar para estimar a  $R_S^\downarrow$  em condições de céu claro, enquanto a condição nublada com base na fração da nuvem e na espessura óptica da nuvem.

Os erros relacionados aos dados de  $R_{\text{S}}^{\downarrow}$  estimados e medidos da pesquisa atual são perfeitamente considerados bons visto que, a medição da torre ocorre em uma escala espacial bem menor que a do satélite (1km por pixel). Os dados medidos ainda por cima são uma média de um intervalo de tempo, enquanto os dados de satélite são instantâneos. Quaisquer presenças de nuvens rápidas durante da passagem do satélite podem impactar nos erros obtidos no estudo.

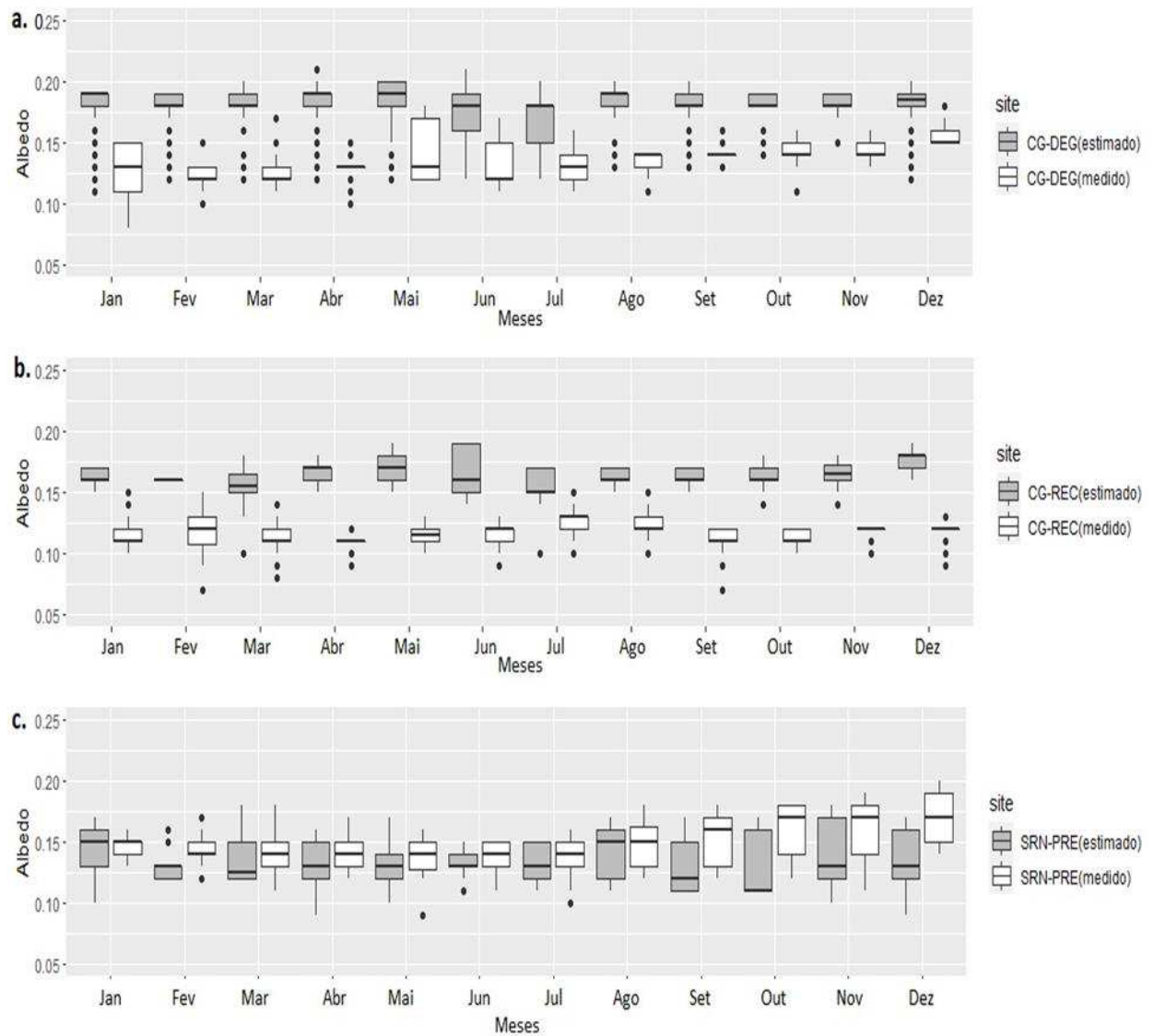
#### 4.2.2 Análise do albedo

Nas Figuras 10a (degradada), 10b (recuperada) e 10c (preservada), tem-se a distribuição do albedo estimado da superfície ( $\alpha$ ) obtido de pixels extraídos do produto MOD43A3 e o albedo medido nas áreas de Caatinga para os anos de 2014 a 2016.

Na Figura 10a, estão ilustrados os resultados de albedo da superfície para área de Caatinga degradada referente aos anos de 2014 a 2016. No geral, observou-se que os valores de  $\alpha$  estão variando no intervalo entre 0,08 e  $\approx 0,21$ , nota-se também a presença de outliers para os dados (estimados e medidos) decorrentes da presença de nebulosidade. Nos resultados estimados de janeiro a abril e no mês de dezembro, detectaram-se registros de  $\alpha$  bem atenuados ( $\approx 0,08$ ). Isso ocorre porque esse período completa a estação chuvosa da região e porque há maior registro de nuvens comparado aos outros períodos, acarretando-se, assim, na redução dos valores de  $\alpha$ . Portanto, essa proporção de radiação incidente que é refletida é alterada por alguns fatores, como pela precipitação pluvial, pelo ângulo zenital solar e pelo tipo de superfície, sendo a presença das nuvens o principal motivo de alteração.



**Figura 10** – Variabilidade temporal do albedo estimado a partir de produtos MODIS e o albedo obtido pelas torres nas áreas de Caatinga degradada (**Figura 10a**), recuperada (**Figura 10b**) e preservada (**Figura 10c**).



Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

A área degradada (Figura 10a) apresentou maiores valores e variabilidade temporal entre os dados estimados e medidos comparada às áreas recuperada e preservada, também é possível observar que, na maioria dos resultados desta área que sofreu degradação, houve superestimativa dos dados estimados em relação aos medidos. Esses resultados corroboram com os de FERREIRA JR e DANTAS (2018) que analisaram o albedo da superfície por SR na bacia hidrográfica do Rio Pacoti-CE, e encontraram os valores de 0,21% para áreas com pouca vegetação e de 0,36 para áreas que indicam a

presença de solos expostos. Santos *et al.* (2017) ao pesquisar sobre parâmetros ambientais, computou o albedo de duas formas, utilizando o MOD09-A1 - reflectância de superfície; e obteve valores de 0,11% a 0,22% e a outra forma foi, o albedo já processado com dados do MODIS - Terra/Aqua - MCD43A3, a variação foi de 0,11 a 0,21%, para Região degradada no Semiárido Paraibano.

O albedo apresenta grande variabilidade de uma região para outra e depende do ângulo de incidência da radiação e do tipo de cobertura da superfície. Em uma dada região, os valores de albedo alteram incessantemente no tempo e de maneira diferente de acordo com cada tipo de cobertura do solo, em função do desenvolvimento das culturas e da fenologia da vegetação natural (Weber, 2011).

As distribuições espaciais do albedo da superfície para área recuperada estão ilustradas na Figura 10b. Observou-se que os dados estimados superestimam as medições *in situ*, visto que, o pixel do MODIS é de 1 km e o da torre é menor por conta da sua área de captura dos dados. As maiores amplitudes dos dados estimados são detectadas de maio a julho, e com relação aos medidos, detectou-se a maior amplitude em fevereiro. Nos demais períodos, houve pouca variação dos dados, por ser uma área que já foi degradada o solo pode estar deteriorado impedindo o desenvolvimento vegetal e apresente pouca diversidade. Nessa área de solo recuperado as estimativas variaram de 0,11% a 0,20% e as medidas de 0,09% a 0,16% na análise das medições foram observados dados discrepantes.

Essas discrepâncias podem estar, possivelmente, relacionadas ao efeito das nuvens em relação ao albedo em diversos períodos, a exemplo dos meses de janeiro a julho, novembro e dezembro. Nos demais períodos analisados, houve menos interferência de nuvens (sendo estes considerados períodos com mais dias de céu-claro). O clima tem uma grande relação com a cobertura vegetal de um determinado ambiente. Conseqüentemente, a dinâmica do clima determina ou, no mínimo, influencia o desempenho e as características dos biomas que constituem uma determinada região. Entretanto, a vegetação exerce influência direta no tocante aos tipos climáticos de um dado local. Em superfície de solo mais denso, assim como cobertas por água, tendem a refletir menos radiação, e conseqüentemente, reduzir o valor do albedo.

Com relação à Figura 10c, observou-se o comportamento do albedo estimado e medido *in situ* para área preservada e esses dados seguem a mesma tendência sendo, tanto as menores amplitudes quanto os menores registros foram registrados em fevereiro e junho, que correspondem ao período úmido, sendo que fevereiro faz parte do período

chuvoso dessa região, e junho contempla o período de inverno. As maiores amplitude e os maiores registros em ambos os dados foram no período de agosto a dezembro, que caracteriza o período seco desta região. Por ser uma área com cobertura vegetal de Caatinga mais densa em relação às outras (degradada e recuperada), foram registrados, no período de estiagem, valores que chegam a 0,20%, devido à caducifolia da vegetação (perda da parte aérea do dossel foliar) e à baixa umidade do solo. Esse resultado corrobora com os resultado de QUERINO *et al.* (2016) que encontrou maiores valores de albedo na estação chuvosa do que na estação seca para a Floresta Amazônica.

Os diferentes tipos de cobertura de solo desempenham grande influência com relação ao clima e ocorre de inúmeras maneiras, influenciando o albedo, a umidade e as variações das temperaturas. Nesta área preservada, os valores de albedo mínimo foram superiores aos da área degradada e recuperada, todavia os valores máximos foram inferiores. No geral os resultados apresentam variações consideráveis, especialmente, devido ao solo ser preservado proporcionando o desenvolvimento de novas espécies vegetais, e conseqüentemente fazendo com que a área apresente muita heterogeneidade.

Em síntese, a análise espacial da variação do albedo é fundamental na compreensão das mudanças da cobertura superficial e nos estudos de áreas susceptíveis ao processo de desertificação. O albedo da superfície no solo degradado variou entre um mínimo de 0,08 e um máximo de 0,21, para cobertura recuperada oscilou entre 0,09 a 0,19 e na preservada de 0,09 a 0,20. Posto isto, de acordo com os resultados do albedo estimados pelo produto MCD43A3, da versão 6 do MODIS ao serem comparados com as medições é possível afirmar que as validações, no geral foram relativamente boas. Para chegar ao resultado do  $R_n$  instantâneo para Campina Grande-PB, Costa (2015) também utilizou o produto MODIS de albedo pronto (MCD43A3) e de acordo com sua pesquisa afirmou que, esse produto foi eficaz, e obteve o erro médio percentual de 16,26% para área degradada e 25,26% para área recuperada. Stroeve *et al.* (2005), utilizaram produto MODIS de albedo (MOD43B3) de 16 dias associados a observações terrestres de 16 estações meteorológicas automáticas sobre neve espacialmente homogênea e gelo semi-homogêneo na Groenlândia de 2000 a 2003. Os resultados mostraram que o produto MOD43B3 foi capaz de recuperar o albedo da neve com pequena diferença dos medidos *in situ*.

### 4.2.3 Radiação de onda longa incidente e radiação de onda longa emitida

Nesta seção, são apresentados os resultados das comparações entre a radiação de onda longa incidente -  $R_L^\downarrow$  e a radiação de onda longa emitida -  $R_L^\uparrow$ , ambas as variáveis estimadas pela metodologia BB10, usando-se os dados MODIS, e as aferições por meio de medições nos três experimentos. Os resultados apresentados correspondem às médias mensais das estimativas que foram computadas com os dados obtidos no instante de 10h:30min e as médias mensais dos dados medidos pelas torres de fluxos utilizados nas validações, para as distintas coberturas de solo (degradada, recuperada e preservada) estudadas para os anos de 2014, 2015 e 2016.

De acordo com os resultados das  $R_L^\downarrow$  \_est e  $R_L^\downarrow$  \_med (Tabelas 3 e 4) é claramente observado que, em todos os resultados referentes às médias mensais, houve subestimativas dos dados estimados com relação aos dados medidos. Todavia, os resultados estimados estão em concordância com os medidos, significando que o modelo foi eficiente nas estimativas dessa componente. Os erros relativos médios para a componente da  $R_L^\downarrow$  variaram de 0,2% a 25,6% na área degradada; de 1,1% a 29,6% para características de solo com coberta recuperada; e de 13,1% a 30,8% na área de Caatinga com cobertura preservada. Essa tendência de subestimativas da  $R_L^\downarrow$  corrobora com os resultados da pesquisa de Santos (2015), sendo que essa autora utilizou 16 imagens com céu limpo para área de Caatinga degradada e recuperada na Paraíba.

**Tabela 3** - Radiação de onda longa incidente estimada -  $R_L^\downarrow$ \_est ( $Wm^{-2}$ ), usando a metodologia BB10, radiação de onda longa incidente medida *in situ* -  $R_L^\downarrow$ \_med, radiação de onda longa emitida estimada -  $R_L^\uparrow$ \_est, usando a metodologia BB10, radiação de onda longa emitida medida *in situ* -  $R_L^\uparrow$ \_med, e os respectivos erros relativos percentuais - EP(%).

Meses/ anos	Degradada			Recuperada								
	$R_L^\downarrow$ _est	$R_L^\downarrow$ _med	EP	$R_L^\uparrow$ _est	$R_L^\uparrow$ _med	EP	$R_L^\downarrow$ _est	$R_L^\downarrow$ _med	EP	$R_L^\uparrow$ _est	$R_L^\uparrow$ _med	EP
Jan/2014	352,1	419,2	16,0	524,0	486,6	7,7	367,8	437,8	16,0	499,4	484,9	3,0
Fev/2014	-	-	-	-	-	-	321,8	434,8	26,0	484,7	490,1	1,1
Mar/2014	399,5	418,0	4,4	468,4	488,9	4,2	339,8	449,6	24,4	495,6	491,3	0,9
Abr/2014	387,3	410,4	5,6	476,5	496,3	4,0	332,0	411,6	19,3	456,0	480,0	5,0
Mai/2014	355,1	407,5	12,9	474,0	479,5	1,1	327,5	419,8	22,0	416,4	478,0	12,9
Jun/2014	358,1	404,6	11,5	454,8	466,2	2,4	355,7	411,9	13,6	454,0	470,8	3,6
Jul/2014	363,8	403,5	9,8	443,1	467,8	5,3	372,7	415,4	10,3	435,9	467,1	6,7
Ago/2014	358,4	406,3	11,8	456,9	467,5	2,3	364,8	426,9	14,6	468,0	464,1	0,8
Set/2014	350,1	399,4	12,3	484,1	476,6	1,6	356,7	432,3	17,5	472,4	475,1	0,6
Out/2014	337,2	418,6	19,4	483,9	474,8	1,9	348,4	440,0	20,8	463,7	477,8	2,9
Nov/2014	342,8	431,9	20,6	509,0	483,9	5,2	347,7	453,7	23,4	496,6	479,1	3,6
Dez/2014	371,3	434,0	14,5	424,2	481,7	11,9	320,5	455,4	29,6	536,3	469,6	14,2
Jan/2015	331,6	439,9	24,6	519,4	483,4	7,4	358,4	435,9	17,8	498,5	484,3	2,9
Fev/2015	361,8	438,4	17,5	501,8	478,1	5,0	-	-	-	-	-	-
Mar/2015	336,2	437,3	23,1	498,6	479,0	4,1	331,3	430,5	23,0	491,9	479,1	2,7
Abr/2015	341,2	425,3	19,8	491,2	488,3	0,6	351,5	431,1	18,5	510,6	487,8	4,7
Mai/2015	331,9	415,8	20,2	500,2	486,2	2,9	346,1	417,6	17,1	498,0	487,5	2,2
Jun/2015	337,2	421,1	19,9	496,6	458,2	8,4	354,8	417,6	15,0	449,9	487,5	7,7
Jul/2015	330,2	414,7	20,4	489,3	443,3	10,4	381,5	436,6	12,6	448,5	449,0	0,1
Ago/2015	324,2	413,3	21,5	521,3	456,4	14,2	377,5	399,6	5,5	462,5	470,1	1,6
Set/2015	320,0	430,0	25,6	540,5	473,8	14,1	332,8	411,1	19,1	514,0	478,6	7,4
Out/2015	331,5	428,7	22,7	556,5	481,2	15,6	351,1	424,5	17,3	501,6	479,2	4,7
Nov/2015	326,3	435,8	25,1	562,6	492,3	14,3	326,3	428,5	23,8	553,7	488,5	13,3
Dez/2015	338,5	450,4	24,8	543,5	487,7	11,5	367,2	437,4	16,0	515,6	487,3	5,8
Jan/2016	342,0	427,6	20,0	503,7	473,1	6,5	343,6	435,9	21,2	404,2	484,3	16,5
Fev/2016	332,3	445,3	25,4	482,4	483,3	0,2	398,3	402,8	1,1	471,1	478,6	1,6
Mar/2016	346,0	438,1	21,0	496,4	485,0	2,3	-	-	-	-	-	-
Abr/2016	346,4	443,6	21,9	476,6	474,6	0,4	377,3	434,7	13,2	468,1	469,1	0,2
Mai/2016	331,7	425,4	22,0	497,1	468,2	6,2	346,2	407,7	15,1	475,3	476,9	0,3
Jun/2016	330,0	370,4	10,9	495,4	470,0	5,4	346,2	418,7	17,3	471,4	466,8	1,0
Jul/2016	318,7	319,4	0,2	518,4	469,2	10,5	345,8	399,2	13,4	465,6	474,0	1,8
Ago/2016	312,0	345,4	9,7	536,0	466,5	14,9	337,3	422,5	20,2	486,2	461,8	5,3
Set/2016	325,6	421,0	22,7	546,1	472,2	15,7	330,0	428,2	22,9	507,5	471,2	7,7
Out/2016	323,7	418,4	22,6	558,6	485,6	15,0	360,0	427,2	15,7	530,1	485,4	9,2
Nov/2016	333,3	426,1	21,8	552,2	488,7	13,0	373,0	435,9	14,4	495,4	491,0	0,9
Dez/2016	340,5	420,1	18,9	545,3	492,4	10,7	368,3	429,6	14,3	532,1	492,6	8,0

Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

A radiação de onda longa incidente variou de acordo com a temperatura do ar e a radiação de onda longa emitida com a temperatura da superfície. Para os três tipos de cobertura de solo é verificado subestimativa da  $R_L^\downarrow$ \_est com relação às medições, esse comportamento é em decorrência da subestimativa da  $T_a$  e também da influência das

nuvens. No entanto, foi observada superestimação da temperatura da superfície inferindo na superestimativa da  $R_L^\uparrow$ \_est.

**Tabela 4** - Radiação de onda longa incidente estimada -  $R_L^\downarrow$ \_est ( $Wm^{-2}$ ), usando a metodologia BB10, radiação de onda longa incidente medida *in situ* -  $R_L^\downarrow$ \_med, e os respectivos erros relativos percentuais - EP(%).

Preservada						
Meses/ anos	$R_L^\downarrow$ est	$R_L^\downarrow$ med	EP	$R_L^\uparrow$ est	$R_L^\uparrow$ med	EP
Jan/2014	349,1	444,4	21,4	507,1	499,4	1,5
Fev/2014	369,2	444,5	16,9	508,3	501,9	1,3
Mar/2014	347,3	438,4	20,8	500,0	501,6	0,3
Abr/2014	345,9	439,5	21,3	491,3	492,6	0,3
Mai/2014	342,1	436,2	21,6	478,0	489,5	2,3
Jun/2014	317,0	430,3	26,3	490,1	491,1	0,2
Jul/2014	319,2	427,2	25,3	502,5	488,2	2,9
Ago/2014	321,6	429,5	25,1	526,3	491,2	7,1
Set/2014	332,6	440,0	24,4	537,1	498,9	7,6
Out/2014	340,2	444,3	23,4	544,5	501,3	8,6
Nov/2014	338,6	455,5	25,7	548,9	499,7	9,8
Dez/2014	362,0	456,7	20,8	537,9	496,6	8,3
Jan/2015	336,8	464,8	27,6	487,6	500,2	2,5
Fev/2015	329,9	438,6	24,8	558,3	512,4	9,0
Mar/2015	340,6	438,6	22,4	504,8	499,5	1,1
Abr/2015	355,5	441,8	19,5	501,1	495,5	1,1
Mai/2015	338,5	438,6	22,8	504,1	489,0	3,1
Jun/2015	391,7	463,0	15,4	444,4	471,0	5,6
Jul/2015	361,2	429,7	15,9	445,9	483,6	7,8
Ago/2015	387,7	446,4	13,1	448,2	487,6	8,1
Set/2015	345,6	462,9	25,3	502,0	498,3	0,7
Out/2015	351,0	475,5	26,2	497,4	504,4	1,4
Nov/2015	345,4	472,0	26,8	532,5	511,7	4,1
Dez/2015	338,2	474,7	28,8	521,9	512,1	1,9
Jan/2016	-	-	-	-	-	-
Fev/2016	359,0	433,3	17,1	486,6	488,8	0,4
Mar/2016	-	-	-	-	-	-
Abr/2016	350,1	429,7	18,5	471,3	481,5	2,1
Mai/2016	344,2	462,1	25,5	476,5	484,6	1,7
Jun/2016	315,7	429,2	26,5	477,6	496,2	3,7
Jul/2016	336,1	437,7	23,2	475,4	491,0	3,2
Ago/2016	349,3	457,1	23,6	479,6	486,4	1,4
Set/2016	326,4	470,7	30,6	512,7	497,3	3,1
Out/2016	346,0	484,0	28,5	506,28	506,2	0,0002
Nov/2016	355,4	493,6	28,0	494,0	507,3	2,6
Dez/2016	339,1	489,8	30,8	547,2	511,4	7,0

Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

Para calcular a radiação de onda longa emitida, foi utilizada a emissividade da superfície obtida pela média das emissividades das bandas 31 e 32 extraídas do MOD11 utilizando-se uma formulação simples para estimar a emissividade da superfície “banda

larga”. Com base nos resultados, é improvável que os valores obtidos dessas médias capturem variações espaço-temporais de fina escala na emissividade da superfície e no efeito na temperatura da superfície, sendo assim, podendo causar erros significativo na estimativa do saldo de radiação instantâneo. Lida-se com a radiação de onda longa para céu nublado, supondo-se que ela comporte-se como sendo, um corpo negro com emissividade perfeita. No entanto, é visto que, esse método de utilizar a emissividade do produto MOD11 leva a uma superestimação, pois, na realidade, as nuvens não se comportam como corpos negros perfeitos e sua emissividade efetiva depende de vários fatores, como espessura óptica da nuvem e raio efetivo das partículas de gelo.

Com relação á  $R_L^\uparrow$  para a área degradada, notou-se que os resultados estimados para a maioria das médias mensais superestimou. Contudo, de acordo com as análises, os valores ficaram bem próximos dos medidos *in situ*, ocasionando em menores erros relativos do que, por exemplo, a componente de  $R_L^\downarrow$ . Nas áreas recuperada e preservada, em uns períodos, foram registradas subestimativas, e em outros, superestimavam com relação aos dados medidos *in situ*. De toda forma, observou-se coerência entre os dados estimados com os medidos *in situ*. No geral, analisando o comportamento dessas variáveis ( $R_L^\downarrow$  e  $R_L^\uparrow$ ) observa-se que elas se mativeram relativamente constante ao longo do ano.

Carmona, Rivas e Caselles (2014) apresentaram uma análise detalhada para estimativa de radiação diurna de onda longa incidente usando dados medidos para Tandil (Argentina). Os resultados mostraram que todos os modelos utilizados superestimaram as medidas da  $R_L^\downarrow$  considerando dados horários diurnos. Aplicaram um ajuste local de coeficientes para melhorar o desempenho dos modelos. Os resultados não mostraram erros significativos e foram observadas melhorias significativas de desempenho em todos os ambientes nos modelos considerados. Além disso, testaram diferentes equações para estimar  $R_L^\downarrow$  em condições de céu nublado. Os melhores resultados foram obtidos com a equação proposta por CRAWFORD e DUCHON (1999), que não apresentou erro significativo, e a REMQ igual a  $17 \text{ Wm}^{-2}$ , e boa concordância com os dados medidos ( $r^2 = 0,83$ ). Os resultados mostram a necessidade de ajustar os coeficientes nas condições locais para estimar a emissividade efetiva. Observaram que usar um modelo de regressão linear múltipla com temperatura do ar, umidade e fração de nuvens como entrada é uma alternativa operacional muito boa para estimar a  $R_L^\downarrow$ .

Ainda com relação às Tabelas 3 e 4, a apresentação das componentes é feita com o intuito de averiguar a influência dos seus valores no valor final do  $R_n$ . À vista do comportamento das componentes, é possível entender que nas três áreas, no geral, ocorreu tanto subestimativas da  $R_S^\downarrow$  devido à influência das nuvens, quanto superestimativas com relação às medidas. Portanto, nas situações em que ocorrem superestimativa da  $R_S^\downarrow$  que é “equilibrada” por uma superestimativa na  $R_L^\uparrow$  acarretando-se, assim, em um  $R_n$  comparativamente próximo aos dados medidos *in situ*, exceto em períodos onde há forte influência de nuvens. Nesse sentido,  $R_L^\uparrow$  ficou com erros pequenos, variando de 0,2 a 15,7% para a área degradada; de 0,1 a 16,5% para a área recuperada; e de 0,0002 a 9,8% para a área preservada. A altitude das nuvens fornece contribuição para o balanço energético líquido da Terra, nuvens de alta altitude pode reduzir opticamente a energia solar por causa de seu alto albedo. Por outro lado, sua baixa temperatura pode reduzir as emissões de ondas longas da atmosfera QIAN *et al.* (2012).

Santos (2015) observou apenas para dias de céu claro, superestimava da radiação de onda curta incidente e afirma que é “compensada” por uma subestimativa na radiação de onda longa incidente que no final resultam em um  $R_n$  relativamente próximo aos dados medidos. Ficando a radiação de onda longa emitida com um erro pequeno (3,4% para a recuperada e 4,7% para a degradada). Entretanto, quando diz respeito a estudo ambiental, o albedo e o  $R_n$  são as variáveis que aparecem como resposta do ecossistema no equilíbrio energético, visto que indicam a disponibilidade de energia para a realização dos processos físicos. Por conseguinte, na maior parte dos dias em estudo apresentaram resultados satisfatórios para essas duas variáveis.

Até o momento, um grande número de esforços foi feito para derivar radiação de onda longa apenas sob condições de céu claro. Atualmente, apenas alguns estudos estão focados nas estimativas da radiação de onda longa incidente sob céu nublado (BISTH e BRAS, 2010; ZHOU *et al.*, 2013; SAMANI *et al.*, 2013; WANG *et al.*, 2018). Wang *et al.* (2018) estimaram a radiação de onda longa incidente e os resultados mostraram que o método recentemente desenvolvido funcionou bem, com precisão a raiz do erro médio quadrático  $< 27 \text{ W/m}^2$  e o viés  $< 10 \text{ W/m}^2$ , mesmo sob céu nublado e em escalas de 1 km. Além disso, esses pesquisadores selecionaram o método de Bisht e Bras (2010) para comparação e verificaram discrepâncias relativamente grandes sendo a raiz do erro médio quadrático ( $52,6 \text{ W/m}^2$ ) e viés ( $17,6 \text{ W/m}^2$ ), implicando a vantagem do método

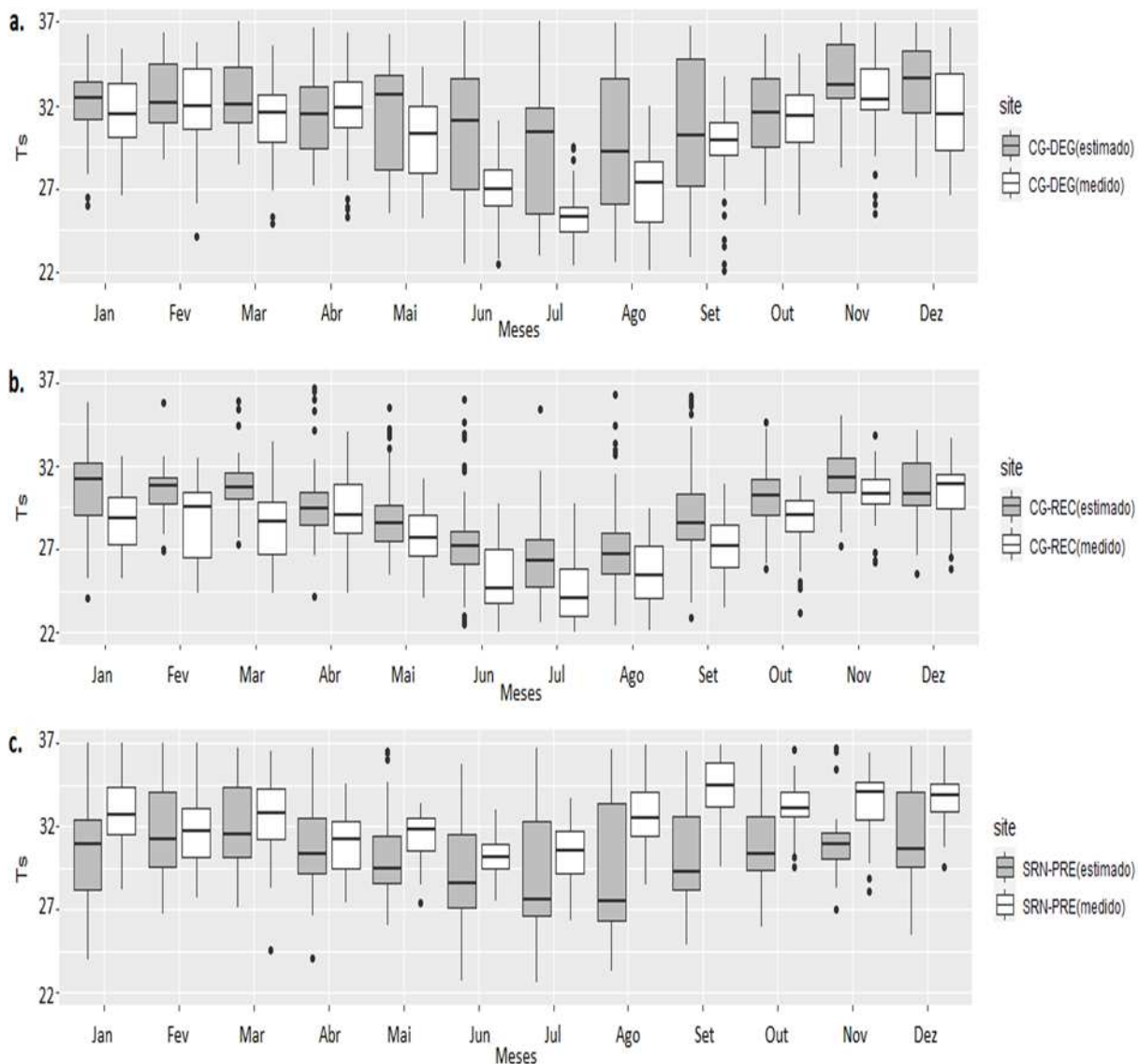


recente, e ainda afirmaram que no geral, o método de Bisht e Bras (2010) tende a superestimar quando comparado com os dados de superfície e os dados do método recente. Verma *et al.* (2016) explica que, devido à umidade do solo e a heterogeneidade da superfície da terra, o pixel do MODIS pode variar o albedo e a temperatura da superfície e pode potencialmente produzir uma incompatibilidade entre os dados estimados e medidos da radiação de ondas curtas e ondas longas.

#### 4.2.4 Temperatura da superfície

Nas Figuras 11a, 11b e 11c, são apresentados os dados de temperatura da superfície em (°C) estimados pelo MODIS/Terra e os dados medidos *in situ* utilizados foram os de temperatura do solo medidos pelos sensores instalados a 10 cm do solo, nas áreas de Caatinga degradada, recuperada e preservada, respectivamente. De acordo a Figura 11a, observou-se que os dados médios medidos variam de, aproximadamente, 21 a 35 °C, enquanto os valores estimados foram de 23 a 37 °C, demonstrando-se, desta forma, superestimativas.

**Figura 11** – Variabilidade temporal da temperatura da superfície estimada a partir de produtos MODIS e a temperatura do solo obtida pelas torres nas áreas de Caatinga degradada (**Figura 11a**), recuperada (**Figura 11b**) e preservada (**Figura 11c**).



Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

A Figura 11a indica que os dados estimados subestimam as medições. Com relação às maiores amplitudes, para ambos os dados (estimados e medidos), foram detectadas no período de outono até início do verão. Dessa forma, é válido salientar que regiões com menor umidade costumam ter uma amplitude térmica maior, a  $T_s$  é influenciada por diversos elementos, tais como cobertura, umidade do solo, tipo de solo, textura, condições meteorológicas, copa das plantas, entre outros. A área degradada (Figura 11a) apresentou as maiores amplitudes e maiores variação entre as temperaturas máxima e mínima diárias, ao serem comparadas com as  $T_s$  das áreas recuperada e

preservada, evidenciando a importância da cobertura vegetal como agente amenizador da temperatura da superfície e do solo.

As regiões, tais como Caatinga, Cerrado e áreas antropizadas, tendem a apresentar valores de  $T_s$  mais elevados, isso em razão de que essas áreas têm pouca vegetação e solo relativamente seco, suas características físicas são alteradas pela retirada da cobertura vegetal e a temperatura do solo atinge suas amplitudes máximas quando passa de um ambiente vegetado para uma situação de solo descoberto. Tratando-se de uma relação entre a energia calorífica absorvida e perdida pelo solo, a  $T_s$  da terra depende de fatores como a mudança de uso/cobertura.

Em áreas degradadas, quando se remove a vegetação de um ambiente para fins agrícolas ou pastoris, há uma grande perturbação para os seres vivos em geral, especialmente para a fauna do solo, cujos componentes sofrem com a falta de alimento, com as altas temperaturas, em virtude da ausência do sombreamento pelas copas das árvores, e com as excessivas variações de umidade do solo. Por esta razão, a degradação de áreas inicia-se com a remoção da vegetação, seguida de manejo inadequado, tendo como consequência final um solo improdutivo, estéril ou com um nível reduzido de atividade biológica (MMA 2004).

De acordo com a Figura 11b (área recuperada), é evidente que, em parte do período seco (julho e setembro) e parte estação de verão (dezembro e janeiro), os registros de  $T_s$  apresentam maiores magnitudes. Também observou-se que as temperaturas mínimas foram registradas na estação de inverno, contemplando os meses de junho a agosto. Nesse período, há menor disponibilidade energética da superfície. Esse mesmo comportamento foi detectado nos dados medidos. Nota-se uma proximidade entre a  $T_s$  obtida de dados MODIS e a medida *in situ*. Observa-se que na área em recuperação os valores da  $T_s$  foram um pouco amenas que na área degradada, mesmo sendo áreas bem próximas, justifica-se devido o ambiente que está passando por um processo de recuperação provavelmente seja mais oxigenado e com algum tipo de vegetação que atua como agente amenizador da  $T_s$ , e conseqüentemente inferindo nas temperaturas mais agradáveis ao ser comparadas com as  $T_s$  um ambiente completamente degradado.

Sendo assim, fica claro que a metodologia para essa área especificamente representou bem a sazonalidade anual da  $T_s$ . No entanto, é perceptível que há uma ligeira tendência de os dados estimados superestimarem os medidos *in situ*, comportamento comum tendo em vista que, o SR possui essa tendência de superestimar

os dados, os resultados aqui encontrados são coerentes com os de Silva (2009), que encontrou valores superiores a 40°C para a Caatinga e inferiores a 29°C para áreas irrigadas.

Os resultados da área recuperada definiram bem o comportamento sazonal da  $T_s$ , sendo registradas as maiores  $T_s$  no período seco e na estação de verão, e as  $T_s$  amenas são detectadas na estação de inverno, como já era esperado. Portanto, com exceção dos *outliers* dos dados estimados, a variabilidade temporal das medições *in situ* e as estimativas por SR apresentam variabilidade temporal similares, indicando a boa concordância entre os dados.

Na Figura 11c, está ilustrado o comportamento da  $T_s$  para a área de Caatinga preservada. Verificou-se que os dados de satélite tendem a superestimar as  $T_s$  quando comparado com os dados medidos. Isso pode estar relacionado à resolução espacial dos dados estimados serem muito maior que os medidos. Também observou-se que as medidas *in situ* do período de setembro a dezembro apresentaram as maiores amplitudes, e os resultados estimados obtiveram maior amplitude de agosto a dezembro, que correspondem ao período seco, onde as massas de ar com baixa ou sem umidade tendem a diminuir os índices de precipitações, o ar seco tende a conservar o ambiente com pouca umidade e eleva as temperaturas.

Os resultados estimados entram em concordância com os medidos, cujas temperaturas mais elevadas encontram-se na estação de verão e período seco, ultrapassando 30°C. Nesses períodos, existe maior disponibilidade de energia da superfície. No entanto, é importante que se perceba as diferenças entre as menores e maiores médias da  $T_s$ , tendo para a área preservada uma diferença superior a 17°C com relação aos resultados medidos e estimados.

O aumento das temperaturas máximas implica em uma sequência de alterações em diversos subsistemas do solo por tratar-se de uma propriedade que influi diretamente sobre os processos deste ambiente de grande importância para a manutenção dos seus níveis de qualidade e produtividade. A quantidade e o tipo de cobertura vegetal interagem profundamente com as propriedades térmicas de um solo, determinando níveis de umidade e matéria orgânica e influenciando nas oscilações de temperatura, principalmente nos horizontes superficiais, onde as amplitudes de variação são mais intensas, devido à incidência direta da radiação solar (DENG, *et al.*, 2018).

Portanto, observou-se que os resultados da  $T_s$ , para área preservada, foram levemente maiores em relação aos registros obtidos para área degradada, isso pode ser

justificado devido ter ocorrido distribuições diárias da precipitação pluvial, sendo mais presente na área degradada do que na preservada, outro motivo pode ser decorrente das próprias características da área preservada, implicando no comportamento atípico que altera suas características climáticas e dinâmicas. É importante enfatizar que os dados medidos de  $T_s$  tiveram menores alterações ao serem comparados com os dados estimados por satélite, isto pode ser justificado em virtude de o tamanho do pixel atingir uma área maior ( $1\text{km}^2$ ), por isso, a distribuição espacial da vegetação pode causar maiores flutuações. Já em relação às medições executadas pelas torres de fluxos, elas são pontuais. Sendo assim, a temperatura do solo registrada pela torre não sofre a interferência de toda a área considerada pelo satélite.

#### 4.2.5 Saldo de radiação instantâneo

Os valores médios mensais de  $R_n$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) instantâneos obtidos no momento da passagem do sensor MODIS/Terra (em torno de 10h:30min hora local), com base no modelo BB10 para o período de 2014 a 2016, e os medidos *in situ*, podem ser observados na Tabela 5, a seguir:

**Tabela 5** - Saldo de radiação instantâneo estimado - Rn\_est ( $Wm^{-2}$ ), pela metodologia BB10, saldo de radiação instantâneo medido *in situ* - Rn\_med, e os respectivos erros relativos percentuais - EP (%).

Meses/ anos	Degradada			Recuperada			Preservada		
	Rn_ est	Rn_ med	EP	Rn_ est	Rn_ med	EP	Rn_ est	Rn_ med	EP
<b>Jan/2014</b>	357,9	580,9	38,4	327,3	529,0	38,1	377,1	548,8	31,3
<b>Fev/2014</b>	-	-	-	-	586,2	-	155,0	576,0	73,1
<b>Mar/2014</b>	211,4	598,8	64,7	499,7	500,1	0,1	354,0	591,4	40,1
<b>Abr/2014</b>	298,8	-	-	590,2	632,9	6,7	426,0	518,1	17,8
<b>Mai/2014</b>	328,9	484,6	32,1	364,8	505,0	27,8	419,8	475,6	11,7
<b>Jun/2014</b>	307,0	446,2	31,2	299,1	495,7	39,7	457,0	481,6	5,1
<b>Jul/2014</b>	298,9	465,7	35,8	234,4	467,9	49,9	425,1	494,5	14,0
<b>Ago/2014</b>	335,2	506,8	33,9	366,1	435,6	15,9	464,6	531,1	12,5
<b>Set/2014</b>	431,0	601,1	28,3	358,8	497,5	27,9	463,3	554,2	16,4
<b>Out/2014</b>	387,1	530,3	27,0	268,9	483,6	44,4	415,6	557,2	25,4
<b>Nov/2014</b>	381,9	508,8	24,9	429,9	408,6	5,2	408,3	475,7	14,2
<b>Dez/2014</b>	-	493,6	-	503,8	348,3	44,6	342,4	453,1	24,4
<b>Jan/2015</b>	390,5	568,3	31,3	373,3	471,5	20,8	293,3	463,5	36,7
<b>Fev/2015</b>	381,9	565,8	32,5	-	-	-	618,2	579,3	6,7
<b>Mar/2015</b>	526,4	457,5	15,1	545,0	429,6	26,9	550,5	534,3	3,0
<b>Abr/2015</b>	481,9	522,2	7,7	391,0	455,6	14,2	428,5	427,2	0,3
<b>Mai/2015</b>	447,2	523,8	14,6	348,5	457,0	23,7	451,7	366,7	23,2
<b>Jun/2015</b>	391,4	371,9	5,2	-	349,2	-	98,4	211,1	53,4
<b>Jul/2015</b>	394,5	365,9	7,8	157,8	167,9	6,0	245,5	381,4	35,6
<b>Ago/2015</b>	471,0	457,2	3,0	300,3	448,6	33,1	194,1	450,8	56,9
<b>Set/2015</b>	552,8	533,7	3,6	569,8	519,0	9,8	463,5	550,2	15,8
<b>Out/2015</b>	552,4	590,7	6,5	416,5	502,0	17,0	496,9	551,7	9,9
<b>Nov/2015</b>	534,6	620,7	13,9	494,6	541,5	8,7	496,1	589,6	15,8
<b>Dez/2015</b>	431,8	544,7	20,7	342,2	496,3	31,0	451,7	559,4	19,3
<b>Jan/2016</b>	414,2	463,3	10,6	-	407,3	-	-	-	-
<b>Fev/2016</b>	481,7	510,2	5,6	238,2	504,9	52,8	311,5	500,0	37,7
<b>Mar/2016</b>	517,5	518,5	0,2	-	-	-	-	-	-
<b>Abr/2016</b>	478,3	429,3	11,4	373,2	318,7	17,1	365,6	416,2	12,2
<b>Mai/2016</b>	461,5	424,5	8,7	423,8	464,6	8,8	417,3	333,7	25,0
<b>Jun/2016</b>	419,3	412,8	1,6	378,0	405,4	6,7	452,7	415,7	8,9
<b>Jul/2016</b>	429,6	359,4	19,5	299,6	441,2	32,1	382,5	435,2	12,1
<b>Ago/2016</b>	505,3	380,4	32,8	403,8	370,5	9,0	394,0	430,9	8,6
<b>Set/2016</b>	545,3	507,0	7,5	483,8	445,8	8,5	497,4	537,9	7,5
<b>Out/2016</b>	550,4	585,1	5,9	365,6	551,3	33,7	470,1	588,7	20,1
<b>Nov/2016</b>	486,3	567,8	14,3	290,6	528,6	45,0	424,7	544,2	22,0
<b>Dez/2016</b>	484,9	599,9	19,2	363,9	568,6	36,0	479,2	587,5	18,4
<b>REQM</b>	125,2			136,7			135,5		

Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

Espera-se que o Rn comporte-se com seus maiores valores ocorrendo em áreas vegetadas, pois o solo mais coberto por vegetação armazena uma maior quantidade de energia como resultado do menor albedo, indicando uma maior energia disponível para ser transformada em H e LE, quando comparada às áreas degradadas.

Os valores mínimos das médias de  $R_n$  foram registradas na área degradada, e as maiores médias, nas áreas recuperada e preservada. Nos instantes de céu limpo, os maiores valores podem estar associados aos menores valores de albedo. Os valores médios estimados da área degradada variaram de  $211,4 \text{ Wm}^{-2}$  a  $552,8 \text{ Wm}^{-2}$ ; o da recuperada de  $234,4 \text{ Wm}^{-2}$  a  $590,2 \text{ Wm}^{-2}$ , e com relação à cobertura de solo preservada, variaram de  $98,37 \text{ Wm}^{-2}$  a  $550,5 \text{ Wm}^{-2}$ . Já o EP variou de 0,2% a 64,7%; de 0,1% a 52,8%; e de 0,3% a 73,1%, respectivamente.

Em algumas situações em que os erros são grandes, isso está associado à presença de nuvens, sendo assim, pressupõe-se que embora a abordagem de SR via satélite ofereça ferramentas para obter radiação líquida, a detecção de muitas variáveis ainda precisa ser aprimorada, ou seja, a metodologia precisa de ajustes e também de uma quantidade de dados medidos maiores para obtenção de uma melhor validação. É possível que, esses erros considerados grandes também sejam decorrentes de incertezas relativas à profundidade óptica e ao local exato de prova, uma vez que medições de poucos pontos nem sempre são suficientes para comparar resultados obtidos com dados de SR com resolução maior que 1 km.

As análises mostram que os maiores erros nas estimativas do  $R_n$  instantâneo são provenientes da subestimativa da radiação solar incidente quando comparada às observações. Isso ocorre devido à forte influência das nuvens, que, conseqüentemente, acarretou na atenuação dos valores do  $R_n$ . Sendo assim, a metodologia aplicada para essas variáveis, na maioria dos dias analisados, subestimou as medidas *in situ*. Os valores do  $R_n$  oscilam de acordo com a fração de nuvens que varia de 0 a 1, e à profundidade óptica de que varia de 0 a 100, foi observado que nas estimativas onde os valores foram abaixo de  $300 \text{ Wm}^{-2}$  detectou-se fração de nuvens variando de 0,9 a 1, e a profundidade óptica de 45 a 100.

Portanto, no geral, as análises das validações do  $R_n$  instantâneo corroboram com o esperado, pois na maioria das estimativas das áreas recuperada e preservadas são de ordens maiores que a área degradada. No entanto, é necessário que os sensores dos instrumentos sejam bem limpos e que seja realizada a manutenção nas torres micrometeorológicas, pois, por exemplo, a falta de calibração, entre outros aspectos, pode gerar incertezas nos dados observacionais.

Algumas situações em que o  $R_n$  foi de maior ordem na área degradada que nas áreas recuperada e preservada, deve-se levar em conta a influência mais acentuada das nuvens nessas áreas, por exemplo, na área degradada a média da estimativa do  $R_n$  em

julho de 2015 foi  $391,4 \text{ Wm}^{-2}$  em agosto de 2015 foi de  $471,0 \text{ Wm}^{-2}$  e pra esses dois períodos nos dias com nebulosidade a fração de nuvens máxima foi de 0,4. Com relação às outras duas áreas (recuperada e preservada), para o mesmo período registrou-se  $R_n$  inferiores ao da área degradada, sendo de  $157,8 \text{ Wm}^{-2}$  e  $300,3 \text{ Wm}^{-2}$  para área recuperada, e  $245,5 \text{ Wm}^{-2}$  em junho de 2015 e  $194,1 \text{ Wm}^{-2}$  em julho de 2015, e para essas duas áreas nesses períodos a fração máxima foi de 0,9. Portanto, a porcentagem elevada da fração de nuvens nas áreas recuperada e preservada afetam o valores do  $R_n$  fazendo com que, os resultados sejam inverso ao esperado, quando comparado com o  $R_n$  da degradada. Já no que diz respeito às medições não deve ser descartada a hipótese de que as medidas efetuadas na área degradada podem ter sofrido algum tipo de interferência (fezes de pássaros no sensor), ocasionando-se, assim, um aumento no  $R_n$  medido, na iminência de torná-lo maior que nas outras duas áreas.

Na pesquisa de Bisth e Bras (2010), os relatos dessa variável são excepcionais, isso é justificável devido a esses pesquisadores terem acesso a uma rede de estação bem esparsa e que cobre uma área amplificada. Portanto, quando se faz a interpolação dos dados das torres e comparam com as estimativas obtidas pelo satélite, os resultados são bons. Esses pesquisadores estimaram o  $R_n$  sob presença de nebulosidade com erro inferior a  $40 \text{ Wm}^{-2}$  que, nessas condições, representa um erro aceitável pela comunidade científica. Contudo, mesmo não tendo uma quantidade grande de dados comparados com os do Bisth e Bras (2010) para usar na validação, na pesquisa atual, os resultados mostram que é possível obter o  $R_n$  instantâneo, com boa precisão, em condições de céu nublado, o produto MOD06\_L2 pode ser usado para estimar  $R_n$ , embora haja uma grosseira resolução espacial de 5 km do produto de nuvem.

Bisth e Bras (2011) aplicaram também a metodologia BB10 em sete locais dos Estados Unidos da América (CONUS), utilizaram exclusivamente dados dos satélites Aqua e Terra para todo o ano de 2006. Esses pesquisadores examinaram o  $R_n$  instantâneo, suas componentes e a radiação média diária. E para o  $R_n$  instantâneo REQM variou de  $61,10 \text{ Wm}^{-2}$  a  $73,88 \text{ Wm}^{-2}$ , e todos os  $R_2$  foram  $\geq 0,89$ . Com relação aos REQM da pesquisa atual foram substancialmente maiores do que os encontrados por Bisth e Bras (2011), visto que, as condições climáticas do NEB diferem da dos EUA, esses REQM pode ser justificado em virtude de que, a área de estudo deles ser outra, os pesquisadores tem acesso a uma rede de estações muito grande para refinar melhor os dados, trabalham com a validação em uma área relativamente grande de estações e as condições meteorológicas dos EUA podem favorecer a menor incidência



de nuvens, diferentemente do que ocorre no NEB.

Moukomla e Blanken (2016) estimaram o  $R_n$  instantâneo dos Grandes Lagos usando SR via satélite e aplicaram também o método BB10 e validaram com dados de medições *in situ*, o período estudado foi de junho/2008 a abril/2012 (Farol de Stannard Rock) e setembro/2009 a abril/2011 (Farol de Spectacle Reef). As comparações dos Faróis mostraram forte concordância estatística ( $R^2 = 0,74$  e  $0,72$ ;  $REQM = 9,26 \text{ Wm}^{-2}$ ; e  $10,60 \text{ Wm}^{-2}$  respectivamente). Os pesquisadores observaram subestimções da radiação líquida durante o inverno, e explicaram tal comportamento devido à alta fração da cobertura de nuvens. Eles afirmaram que, é claro que as nuvens levam à subestimção da  $R_S^{\downarrow}$ . Além disso, a superestimção da  $R_L^{\uparrow}$  também pode ser uma das causas. A superestimção da temperatura da superfície pode levar a superestimção da  $R_L^{\uparrow}$  e, por sua vez, a subestimção do  $R_n$ .

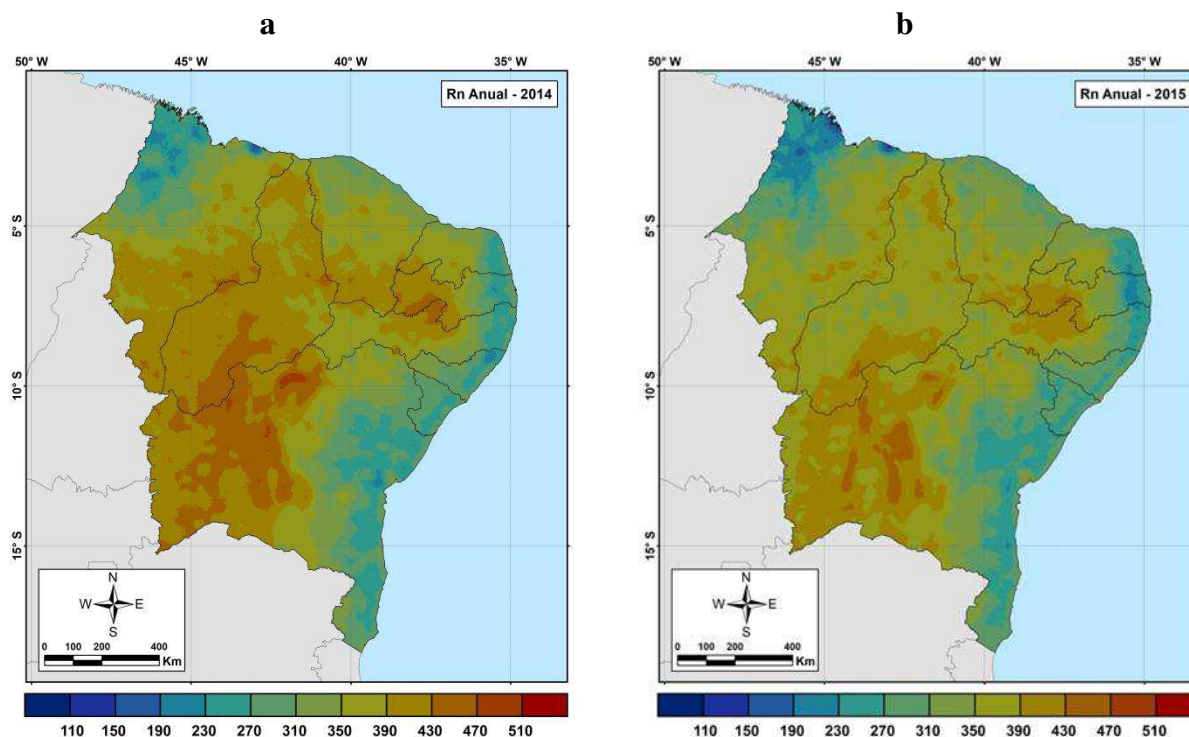
Abaixo tem-se o mapa do NEB dividido em sub-regiões (Figura 12), a finalidade de mostrar essa figura foi para ajudar na melhor compreensão dos resultados do saldo de radiação de acordo com a subdivisão do NEB, visto que, essa região geograficamente é dividida em quatro sub-regiões: Zona da Mata, Agreste, Sertão e Meio-Norte.



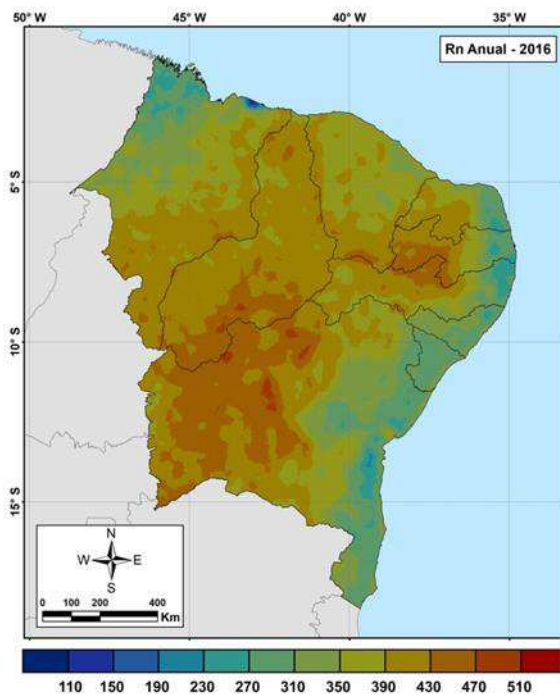
Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

Nas Figuras 13a, 13b e 13c estão representas as médias anuais do Rn instantâneo, para 2014, 2015 e 2016, respectivamente. O período escolhido foi baseado em duas estações do ano, sendo os meses de Março representam a estação chuvosa, pois estão inclusos no período que normalmente registra-se a maior intensidade de nuvens, as maiores quantidades e as mais intensas precipitações ao longo dos anos, e os meses de Setembro, que representam a estação seca, em que o céu está mais limpo e chega-se mais radiação direta na superfície e, conseqüentemente, os maiores registros de radiação nesse mês, compondo-se a estação seca. O NEB é a região do Brasil com maior incidência de raios solares ao ano, além de apresentar os maiores valores de irradiação solar global (relação entre maior média e menor variabilidade).

**Figura 13** – Cartas do saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ), obtidas através da metodologia BB10 para os anos de 2014 (**Figura 13a**), 2015 (**Figura 13b**) e 2016 (**Figura 13c**) na região NEB sob todas as condições de céu (média anual).



c



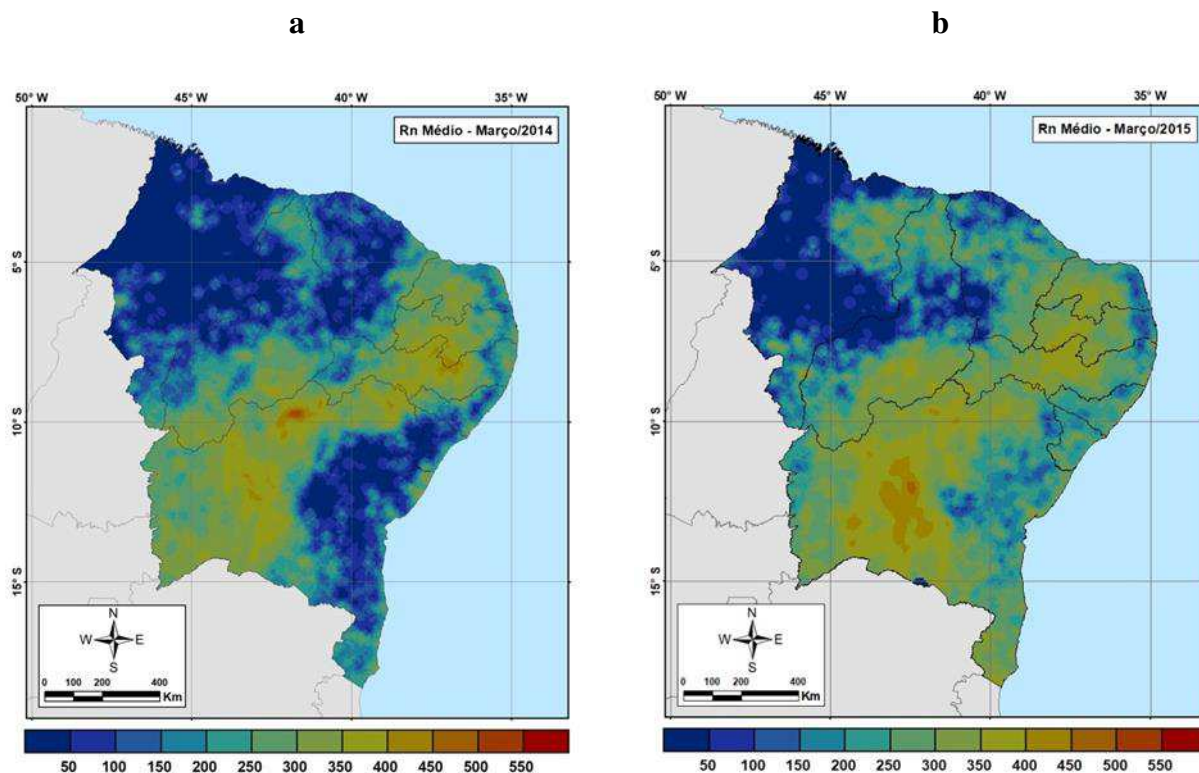
Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019)

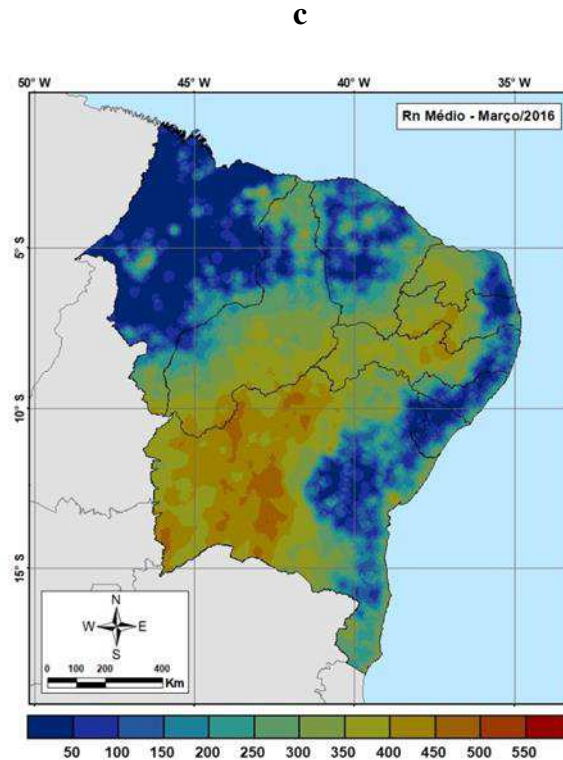
De acordo com essas Figuras 13a, 13b e 13c, verificou-se similaridade no comportamento dessa variável ao longo dos três anos. Observou-se que a variação média anual (Figuras 13a, 13b e 13c) do Rn instantâneo na grande parte da região Semiárida, obteve um comportamento heterogêneo, ou seja, os valores de Rn oscilaram de  $200 Wm^{-2}$  a  $500 Wm^{-2}$ , as menores médias são registradas no extremo do Meio-Norte, Agreste e na Zona da Mata, pois são regiões que possuem maior influência do oceano e do clima subtropical, respectivamente. Já as maiores médias, foram predominantes registradas no Sertão. Considerando os três anos em estudo é observado que, os maiores valores de Rn são registrados em 2014 e 2015 e os menores em 2016, esse comportamento é explicado em virtude da maior presença de nuvens no ano 2016 do que em 2014 e 2015.

Nas Figuras 14a, 14b e 14c, estão ilustradas as médias mensais do mês de março do Rn instantâneo, para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente. O Rn é influenciado diretamente pela estação do ano, pela radiação solar global e também pela condição da vegetação. Os valores mínimos de Rn estão associados à presença da cobertura de nuvem e, em particular, decorrem da elevada capacidade de atenuação da

radiação solar. As nuvens são responsáveis pela modulação da radiação solar à superfície e, particularmente, é uma componente essencial no balanço de energia da Terra. Nessa perspectiva, mediante a sua presença, o Rn médio mensal variou de  $50 \text{ Wm}^{-2}$  a  $200 \text{ Wm}^{-2}$ . De acordo com essa análise, é pertinente afirmar que a cobertura das nuvens altera significativamente tanto os componentes do Rn como no resultado final do saldo. Como supracitado anteriormente, os resultados das baixas médias do Rn em março é possivelmente consequência da acentuada presença da cobertura de nuvem e, em particular, deve-se à constante evaporação das águas do Oceano Atlântico. O vapor de água ascende na atmosfera e, ao alcançar uma determinada altura (Nível de Condensação por Levantamento - NCL), possibilita a formação da cobertura de nuvem (ANDREWS, 2010).

**Figura 14** – Cartas do saldo de radiação instantâneo ( $\text{Wm}^{-2}$ ), obtidas através da metodologia BB10 para os anos de 2014 (**Figura 14a**), 2015 (**Figura 14b**) e 2016 (**Figura 14c**) na região NEB sob todas as condições de céu (média mensal de março).





Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

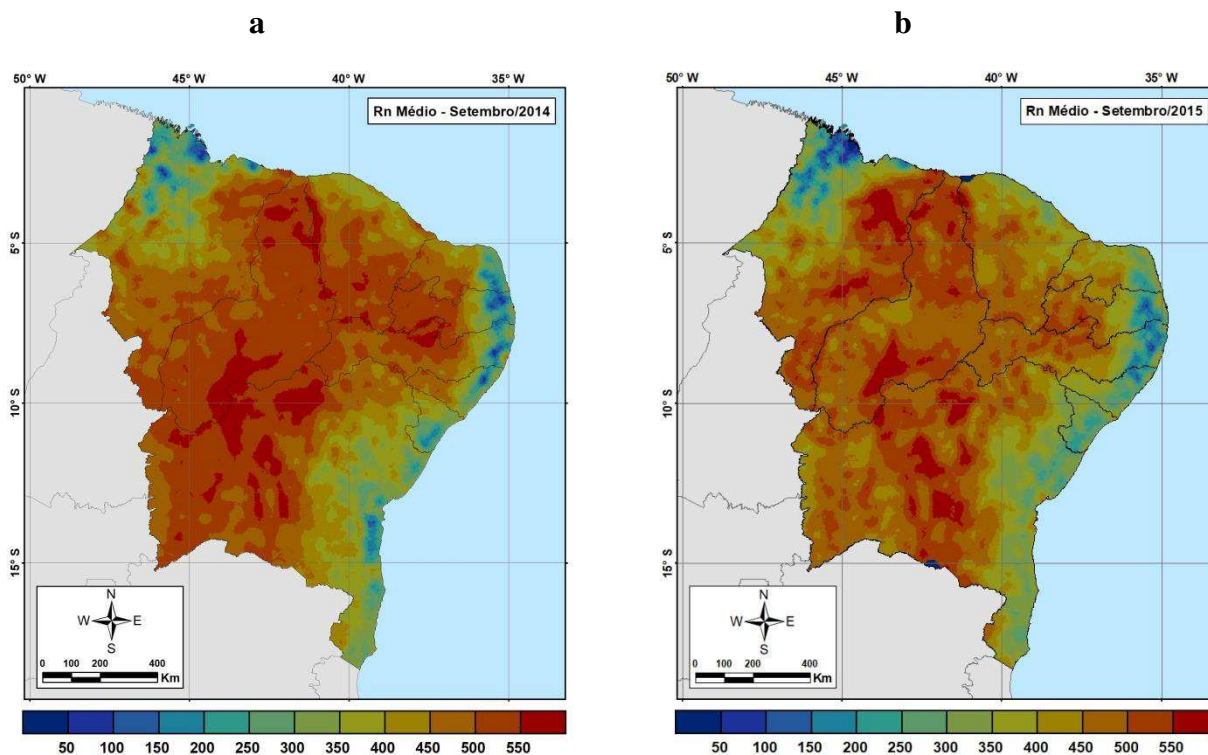
De acordo com as análises das Figuras 14a, 14b e 14c, observa-se que as maiores magnitudes são detectadas em parte da sub-região do Sertão que é a região do mês de março com a menor incidência de nuvens, e as menores magnitudes da ordem de  $50 \text{ Wm}^{-2}$  foram detectadas na direção do Meio-Norte, Agreste e Zona da Mata que compreende a costa leste do NEB, mostrando assim que nessas regiões as disponibilidades de energia são menores ao serem comparadas com região do Sertão.

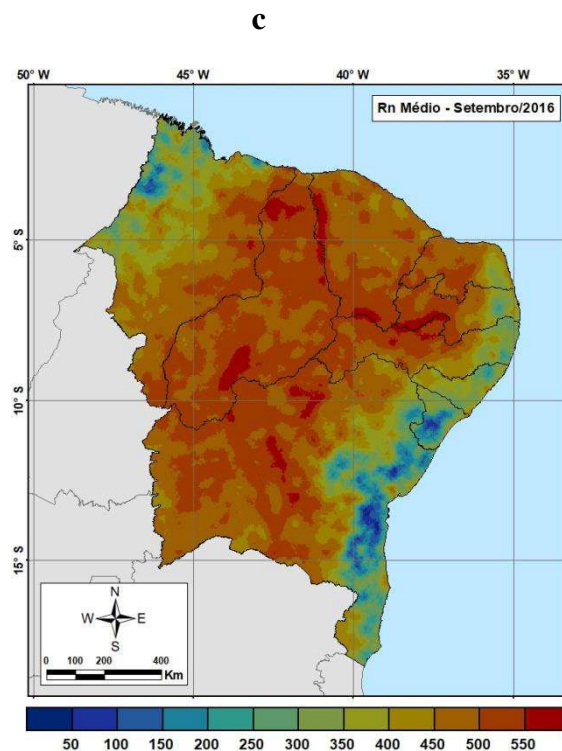
Para as áreas de Caatinga degradada, recuperada e preservada onde as torres de validações utilizadas nessas pesquisas estão instaladas, foram encontrados diferentes médias mensais dos valores de Rn instantâneos estimados, sendo da ordem de 211,4, 526,4 e  $517,54 \text{ Wm}^{-2}$  para área degradada nos anos de 2014, 2015 e 2016, valores da ordem 499,7 e  $545,0 \text{ Wm}^{-2}$  na área recuperada para os anos de 2014 e 2015, e de 354,0 e  $550,0 \text{ Wm}^{-2}$  para área preservada para os anos de 2014 e 2015. Lopes *et al.* (2013), pesquisaram a distribuição espacial do Rn para o NEB para céu limpo, os resultados mostraram que há uma variação nos valores dos parâmetros estimados dentro dos diferentes tipos de cobertura do solo e principalmente entre classes de uso e cobertura de Caatinga. Perceberam que áreas de solos expostos e degradados possuem Rn baixo,

enquanto que áreas correspondentes a corpos d'água, como por exemplo, o reservatório de Itaparica, correspondentes aos valores mais elevados. Nas áreas de Caatinga arbórea e florestada os valores médios de  $R_n$  foram de 626,1 e 728,0  $Wm^{-2}$ , respectivamente.

Nas cartas referentes a setembro (Figuras 15a, 15b e 15c) - onde estão ilustradas a variabilidade espacial o  $R_n$  instantâneo, verificou-se que, na Zona da Mata e no extremo norte do Meio-Norte, as médias de  $R_n$  seguem a tendência de diminuição, devido à presença recorrente de nebulosidade, fato justificado por essas regiões sofrerem influência da alta umidade vindo do Oceano Atlântico e também da Mata Atlântica.

**Figura 15** – Cartas do saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ), obtidas através da metodologia BB10 para os anos de 2014 (**Figura 15a**), 2015 (**Figura 15b**) e 2016 (**Figura 15c**) na região NEB sob todas as condições de céu (média mensal de setembro).





Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

Com relação às demais localidades observou-se que, na região semiárida, foram registradas as maiores estimativas, variando de  $500 \text{ Wm}^{-2}$  a  $550 \text{ Wm}^{-2}$ . Esse período compõe uma estação seca e quente do NEB, onde a incidência da radiação solar é elevada. De acordo com Verma *et al.* (2016), em pesquisa realizada para quantificar a radiação líquida de superfície global com produto MODIS/Terra a 5 Km, para Sioux Falls no estado americano de Dakota do Sul, especificamente, para região semiárida encontraram Rn instantâneo com pequeno erro negativo, nas demais regiões os valores de Rn instantâneos estimados, variaram dentro da faixa dos medidos. Nos seis tipos de clima, o Rn instantâneo médio variou entre  $600$  e  $700 \text{ W m}^{-2}$ .

Ainda a respeito das cartas referentes a setembro, verificou-se que no semiárido especificamente no limite Paraíba e Pernambuco, no norte do estado da Bahia, próximo à fronteira do Piauí, as médias do Rn foram de  $550 \text{ Wm}^{-2}$ . Nesse período, foram registradas as maiores médias comparadas aos restantes dos períodos analisados. Essa área da Bahia apresenta baixa precipitação (em torno de 300 mm anuais) e baixa nebulosidade comparada a outras áreas do Brasil (ECHER, 2006). Utilizando produtos extraídos do sensor MODIS.

Com relação às médias das estimativas do Rn instantâneos das áreas de Caatinga degradada e recuperada da Paraíba, foi observado que em setembro para os três anos

estudados os valores médios foram substancialmente maiores do que nos restantes dos períodos analisados. Esse resultado corrobora com o de Santos (2015), que em estudo realizado para o ano de 2013 na mesorregião do Agreste da Paraíba, sobre as mesmas áreas de Caatinga degradada e recuperada, revelou que as estimativas do Rn instantâneos, para o dia juliano 265, correspondente a 22 de setembro, foram relativamente maiores que nas outras datas.

No NEB, o desempenho do Rn pode sofrer influência pela maior frequência de fenômenos atmosféricos que intensificam a nebulosidade sobre esta região, haja vista que as nuvens atuam como elemento absorvedor e espalhador da radiação solar. Ademais, a cobertura de nuvens pode contribuir, pelo menos em parte, para o declínio da radiação solar observada em algumas regiões do globo (LIANG e XIA, 2005).

Santos (2011) em estudo com o sensor MODIS para céu claro, comprovou que as estimativas obtidas com imagens são consistentes e compatíveis com resultados medidos em superfície, que obteve Rn variando de 522,2 a 754,4  $\text{Wm}^{-2}$  em cerrado e de 495,1 a 736,5  $\text{Wm}^{-2}$  em cana-de-açúcar, o percentual de erro médio menor que 10%. Além disso, este pesquisador afirmou que o uso do MODIS pode ser útil para detectar alterações climáticas locais decorrentes da mudança no uso do solo, pois as diferentes componentes do balanço de radiação mostraram-se diferenciadas para cada bioma em estudo, ao se utilizar esse sensor, quando houve substituição da vegetação nativa por cana-de-açúcar, isto ocasionando uma atenuação do Rn e um aumento na temperatura da superfície. A esse respeito, Bastiaanssen (1998) encontrou Rn variando de 400  $\text{Wm}^{-2}$  em deserto e 500  $\text{Wm}^{-2}$  em oásis.

No que diz respeito à pesquisa ambiental, tanto o *albedo* quanto o Rn são as variáveis que aparecem como resposta do ecossistema no equilíbrio energético, uma vez que indicam a disponibilidade de energia para a realização dos processos físicos (SANTOS, 2015). À vista disso, é relevante enfatizar que, para atual pesquisa, na maior parte dos dias analisados as variáveis estimadas ( $\alpha$  e o Rn instantâneo) apresentaram comportamentos relativamente compatíveis com os medidos, e também concordaram bem com valores relatados em outros estudos como nos de Miguel e Bilbao (1997; 1999), que observaram para um Mediterrâneo continental que os valores mínimos medidos de radiação líquida variavam entre 87 e 90  $\text{Wm}^{-2}$  e os máximos entre 570 e 585  $\text{W m}^{-2}$  em julho de 1995.

Portanto, no geral, notou-se que, a metodologia BB10 aplicada é capaz de



estimar o Rn instantâneo e seus componentes com resultados considerados bons de acordo com as comunidades científicas, utilizando o produto de nuvem MOD06. Considerando os 100% dos resultados foram realizados os EP e averiguou-se que 71,4% dos EP foram abaixo de 28,3%.

#### 4.2.6 Saldo de radiação diário

A conversão dos valores de Rn instantâneos em diários sugerida nesta pesquisa, foi obtida através da equação 15, segundo a metodologia aperfeiçoada por Araújo (2010). Na Tabela 6, pode-se observar os valores médios mensais do saldo de radiação diário - Rn,24h para os anos de 2014, 2015 e 2016, obtidos através da integração do Modelo Senoidal proposto por Bisht *et al.* (2005) e aperfeiçoado por Araújo (2010) para a região Nordeste do Brasil.

Na pesquisa de Araújo (2010) foram aplicadas distintas metodologias: (Bisht *et al.* (2005) aperfeiçoada por Araújo (2010); modelo SEBAL clássico (com os coeficientes originais de Bastiaanssen *et al.*, 1998); e Sebal linear (com coeficientes encontrados para Quixeré), para calibração do balanço de radiação diário através de dados de superfície e de sensores orbitais, a pesquisa foi desenvolvida para Quixeré-CE, aplicaram-se aos métodos imagens de satélite (TM/Landsat 5). Os EMP e os EMA, considerando as medidas *in situ* para validação, encontrados por ele foram de 9,6% e 14,68 Wm<sup>-2</sup> para o modelo senoidal aperfeiçoado e de 9,11 e 13,20 Wm<sup>-2</sup> e 7,69% e 10,89 Wm<sup>-2</sup> para os modelos clássico e linear do SEBAL, respectivamente. Santos (2015) estimou o saldo de radiação diário segundo Bastiaanssen (2000) e segundo Araújo (2010), para áreas de Caatinga degradada e recuperada aplicando a mesma ferramenta e utilizando dados extraídos dos produtos MODIS, para os 16 dias estudados as médias dos EP para ambas as coberturas de solo Caatinga foram os menores com o método de Araújo (2010).

Na Tabela 6, as estimativas o Rn,24h variaram de 82,76 a 178,63 Wm<sup>-2</sup>, e as medidas *in situ* de 89,92 a 198,71 Wm<sup>-2</sup> na cobertura de solo degradado. No solo recuperado, as estimativas variaram de 81,67 a 171,83 Wm<sup>-2</sup>, e as medições de 96,42 a 188,10 Wm<sup>-2</sup>. Por fim, na área preservada, as estimativas variaram de 128,16 a 191,94 Wm<sup>-2</sup> e dados medidos *in situ* de 105,74 a 186,14 Wm<sup>-2</sup>.

**Tabela 6:** Saldo de radiação diário estimado - Rn,24h\_est ( $Wm^{-2}$ ) segundo a metodologia aprimorada po Araújo (2010), saldo de radiação diário medido *in situ* – Rn,24h\_med, os erros relativos percentuais - EP, o coeficiente de Willmott (d) e a raiz do erro médio quadrático - REMQ.

Meses/ anos	Degradada				Recuperada				Preservada			
	Rn,24h _est	Rn,24h _med	EP	d1	Rn,24h _est	Rn,24h _med	EP	d1	Rn,24h _est	Rn,24h _med	EP	d1
Jan_2014	128,6	136,2	5,5	0,999	123,9	145,2	14,7	0,997	139,6	140,0	0,3	0,999
Fev_2014	88,6	90,6	2,2	1	110,6	137,2	19,4	0,999	141,8	148,6	4,6	0,999
Mar_2014	178,6	148,8	20,1	0,999	-	140,8	-	0,971	132,8	146,5	9,3	0,999
Abr_2014	116,4	137,9	15,6	0,999	146,7	133,7	9,8	0,999	145,5	136,9	6,3	0,999
Mai_2014	136,5	116,1	17,6	0,999	113,4	118,6	4,4	0,998	155,0	119,6	29,6	0,999
Jun_2014	107,5	118,8	9,5	0,999	119,9	112,2	6,8	0,999	150,7	105,7	42,5	0,996
Jul_2014	141,6	108,8	30,1	0,999	109,5	111,4	1,7	0,999	145,0	115,8	25,3	0,998
Ago_2014	126,6	127,0	0,3	1	157,3	134,1	17,3	0,999	159,7	131,1	21,8	0,998
Set_2014	142,7	144,7	1,4	0,999	151,1	141,9	6,5	0,998	182,8	139,7	30,9	0,997
Out_2014	146,5	147,1	0,4	1	81,7	143,4	43,0	0,999	165,4	146,6	12,8	0,998
Nov_2014	127,9	132,8	3,7	0,999	148,5	126,2	17,6	0,999	155,1	135,1	14,9	0,997
Dez_2014	130,5	131,0	0,4	1	162,5	125,8	29,2	0,999	156,1	132,0	18,2	0,999
Jan_2015	114,2	139,7	18,3	0,999	127,5	173,3	26,4	0,999	152,5	180,0	15,2	0,999
Fev_2015	82,8	187,4	55,8	0,999	159,9	175,9	9,1	1	148,2	174,9	15,3	0,999
Mar_2015	147,0	174,0	15,6	0,999	152,9	163,6	6,6	0,999	175,5	164,7	6,6	0,999
Abr_2015	151,3	169,6	10,8	0,999	149,1	158,4	5,9	0,999	167,5	163,3	2,6	0,999
Mai_2015	101,0	152,1	33,6	0,999	135,2	133,4	1,3	0,999	162,8	133,4	22,0	0,999
Jun_2015	104,7	110,9	5,6	0,999	141,0	117,7	19,8	0,999	141,0	128,8	9,5	0,999
Jul_2015	111,4	120,0	7,2	0,999	139,0	96,4	44,1	0,999	128,2	127,3	0,7	0,999
Ago_2015	120,7	120,2	0,4	1	92,0	118,0	22,0	0,999	149,7	154,0	2,8	0,998
Set_2015	157,1	171,7	8,5	0,999	157,5	166,5	5,4	0,999	180,6	170,8	5,8	0,999
Out_2015	124,5	177,6	29,9	0,999	171,8	172,8	0,5	0,998	189,5	175,3	8,0	0,997
Nov_2015	141,7	198,7	28,7	0,999	164,6	188,1	12,5	0,999	187,0	182,8	2,3	0,999
Dez_2015	127,1	195,1	34,9	0,999	153,1	167,2	8,4	0,999	167,2	171,3	2,4	0,999
Jan_2016	158,2	161,9	2,3	1	-	140,7	-	0,973	164,7	186,1	11,5	0,999
Fev_2016	177,6	179,6	1,1	1	169,1	157,5	7,3	0,999	170,4	181,8	6,3	0,999
Mar_2016	176,6	176,1	0,3	1	148,0	142,1	4,1	0,999	160,3	172,7	7,2	0,999
Abr_2016	158,7	148,4	6,9	0,999	124,5	122,7	1,4	0,999	169,1	137,4	23,0	0,999
Mai_2016	109,3	126,5	13,6	0,998	153,1	140,3	9,1	0,999	165,5	144,2	14,7	0,999
Jun_2016	114,6	89,9	27,5	0,999	140,3	-	-	0,946	145,0	143,1	1,3	0,999
Jul_2016	140,6	152,8	8,0	0,994	126,3	134,7	6,2	0,999	142,9	145,3	1,7	0,999
Ago_2016	152,6	107,3	42,2	0,999	136,2	151,5	10,1	0,999	156,0	164,6	5,2	0,999
Set_2016	125,5	155,1	19,0	0,999	167,6	180,5	7,1	0,999	181,3	176,9	2,5	0,998
Out_2016	143,8	179,9	20,1	0,999	159,8	175,3	8,8	0,999	191,9	181,3	5,9	0,999
Nov_2016	167,8	190,4	11,8	0,999	144,7	181,9	20,5	0,999	179,7	178,4	0,7	0,996
Dez_2016	148,2	157,8	6,1	0,999	159,7	154,5	3,4	0,999	155,8	178,8	12,9	0,999
<b>REQM</b>			31,34					22,41		19,96		

Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

Para a área de Caatinga degradada, localizada na PB são observadas que as médias mensais estimadas para agosto foram de 126,6, 120,7 e 152,6  $Wm^{-2}$ , em

setembro foram de 142,7, 157,1 e 125,5  $\text{Wm}^{-2}$ , novembro de 127,9, 141,7 e 167,8  $\text{Wm}^{-2}$ , e em dezembro de 130,5, 127,1 e 148,2  $\text{Wm}^{-2}$  dos anos de 2014 a 2016, respectivamente, e essas estimativas corroboram bem com as médias das medidas *in situ*. Esses resultados foram parecidos com os valores encontrados por Silva *et al.* (2011), só que esses pesquisadores desenvolveram o estudo para dias específicos, no qual computaram o  $R_{n,24h}$  no perímetro irrigado de São Gonçalo - PB mediante imagens orbitais, especificamente para o solo exposto nas datas de 29 de agosto, 14 setembro, 01 de novembro, 17 de novembro e 19 de dezembro do ano de 2008, e encontrou 106,25  $\text{Wm}^{-2}$ , 95,60  $\text{Wm}^{-2}$ , 96,53  $\text{Wm}^{-2}$ , 106,72  $\text{Wm}^{-2}$  e 112,50  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente. O EP encontrado na área degradada variou de 0,33 a 57,85%, na área de cobertura recuperada, variaram de 0,54 a 44,10%, e na área totalmente preservada de 0,25 a 35,50%. Observou-se que existem decréscimos dos erros que são vistos sequencialmente de acordo com as coberturas de solo, pois quanto mais degradado o solo, mais heterogêneas as suas características, mais flutuantes são os valores entre o menor e maior e, conseqüentemente, o erro mais elevado. O inverso acontece quando o solo é preservado.

Na pesquisa de Santos (2011) foi utilizado o modelo senoidal para estudar alterações no balanço radiativo e impactos climáticos decorrentes do uso da terra para área de cerrado no estado de São Paulo e encontrou EMP de 10,6%, compreendendo dez dias do ano de 2005. Santos (2015) também utilizou a metodologia proposta por Araújo (2010), e realizou uma pesquisa referente ao o ano de 2013 nas mesmas áreas degradada e recuperada do presente estudo, e obteve erro percentual para o  $R_{n,24h}$ , variando de 5,7% a 20,1% para área degradada e 12,6% a 32,7% para área preservada, respectivamente.

Para a pesquisa atual, também se aplicou aos dados de  $R_{n,24h}$  o coeficiente de Willmott (d), e de acordo com os análises obtidas entre dos dados observados e estimados, o índice variou no intervalo de 0,946330 a 1, considerando-se as três coberturas de solo (degradado, recuperado e preservado), comprovando, dessa maneira, a eficiência das estimativas. Isso significa dizer que os dados possuem boa concordância. Verma *et al.* (2016), estimaram o  $R_{n,24h}$  seguindo Bisht *et al.* (2005 e 2011), onde o método usa uma curva senoidal para integrar os  $R_n$  instantâneos para valores médios diurnos (do nascer ao pôr do sol), comparam as estimativas com medições do  $R_{n,24h}$  e os resultados concordaram bem, os pesquisadores aplicaram o

índice de Wilmott e observaram que variaram de 0,74 no Boreal a 0,63 no Mediterrâneo. O desvio absoluto médio entre os dados estimados pelo MODIS e os medidos *in situ* variaram de  $38,0 \pm 1,8 \text{ Wm}^{-2}$  no boreal a  $72,0 \pm 4,1 \text{ Wm}^{-2}$  no clima tropical.

Ainda a respeito da Tabela 6, no geral, os valores estimados por SR e os medidos *in situ* foram próximos, sendo que, na maioria das médias mensais, os resultados obtidos por SR subestimaram as medições, com exceção da área preservada, que, na maioria dos resultados estimados, superestimou os medidos. A raiz do erro médio quadrático da série de dados de todos os anos foi calculada para as três áreas e foram obtidos os seguintes resultados:  $31,34 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $22,41 \text{ Wm}^{-2}$  e  $19,96 \text{ Wm}^{-2}$ , para a cobertura de solo degradada, recuperada e preservada, respectivamente.

Esses resultados da REQM são bem aceitáveis de acordo com a literatura, portanto, é coerente afirmar que, o método aprimorado do  $Rn_{24h}$  obteve boa interpretação das estimativas do  $Rn_{24h}$  para esse estudo. Araújo (2014), através do modelo senoidal com  $F_c$ , obteve o  $Rn_{24h}$  e encontrou EMP da ordem de 9,7% em relação ao modelo original (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998), fato que se constata pela superestimativa natural do modelo original, visto que o mesmo é proposto para condições de céu claro. O pesquisador também encontrou diferenças entre dados medidos *in situ* e estimativas com erros percentuais variando de 5,54 a 13,59%.

Nas Figuras 16a, 16b e 16c estão ilustradas as cartas que representam as médias anuais do  $Rn_{24h}$ , para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente, nas Figuras 17a, 17b e 17c estão ilustradas as cartas das médias mensais referente a março para os mesmo anos de 2014 a 2016, e nas Figuras 18a, 18b e 18c, as cartas das médias mensais de setembro também correspondentes anos anos de 2014, 2015 e 2016. As estimativas variável do  $Rn_{24h}$ , foram obtidas através da integração do Modelo Senoidal proposto por Bisht *et al.*, (2005) e aperfeiçoado por Araújo (2010) para NEB, esse método foi desenvolvendo com o intuito de corrigir o saldo noturno e tentar corrigir a nebulosidade, pois o modelo senoidal original, desconsidera o  $Rn$  no período noturno, impondo para o mesmo o valor zero.

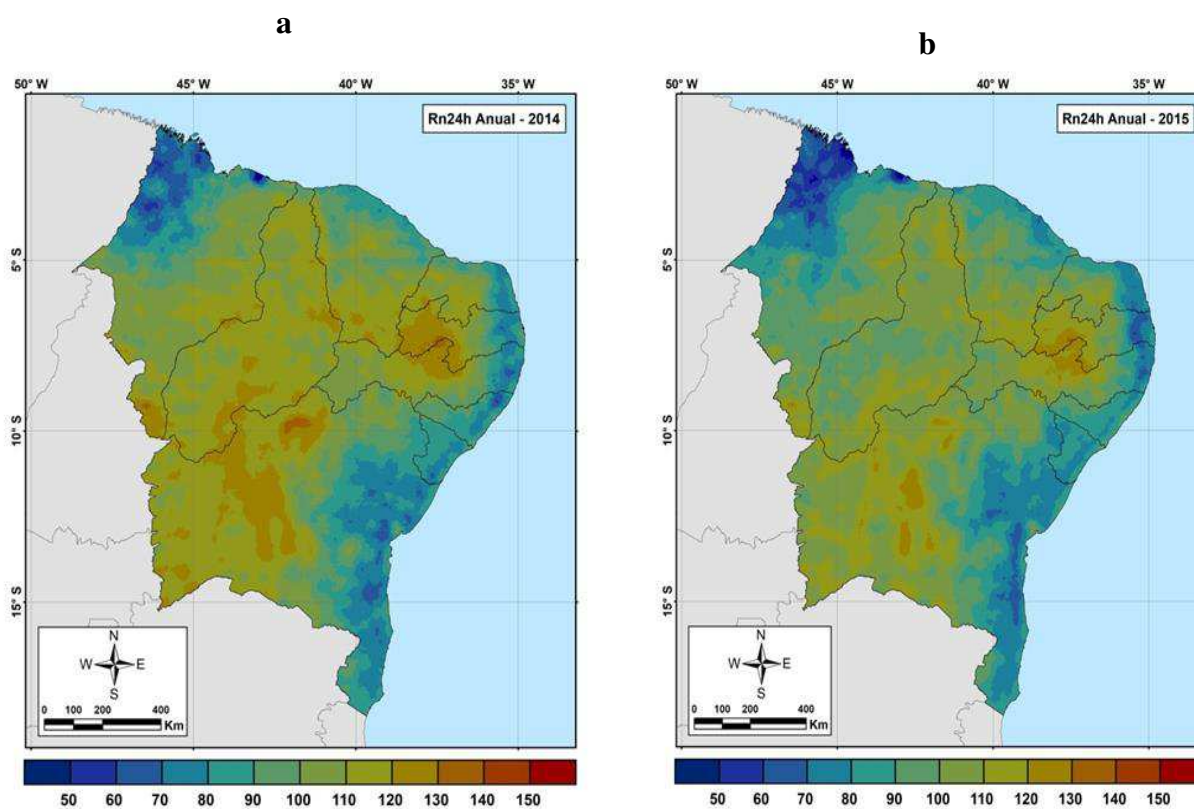
O estilo de apresentação e o período escolhido seguiram os mesmos critérios utilizados na apresentação das cartas do  $Rn$  instantâneo demonstradas na seção anterior. Sendo assim, foram baseados no mês que apresentou maior nebulosidade, menores valores do  $Rn_{24h}$  e valores de maior magnitude do  $Rn_{24h}$ .

Observou-se que as cartas do  $Rn_{24h}$  seguiram os mesmos padrões que as cartas

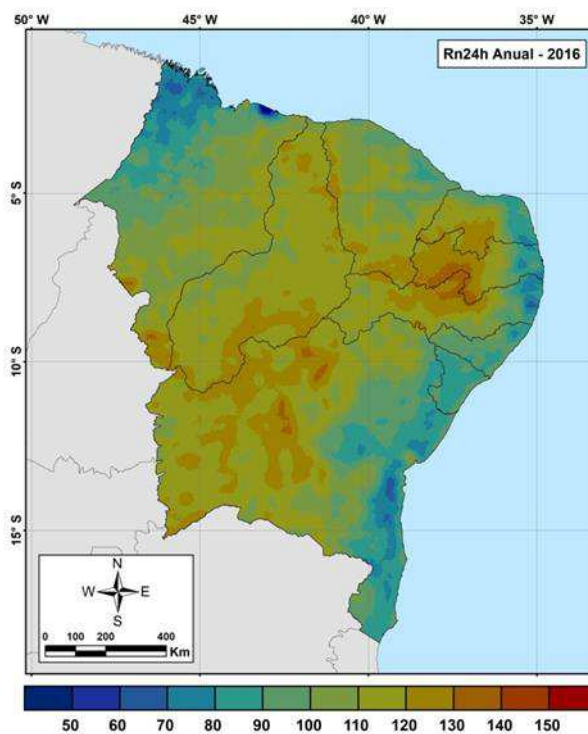
do Rn instantâneo. O Rn<sub>24h</sub>, para os três anos (2014, 2015 e 2016), no geral, seguem o mesmo padrão. Em março dos três anos, registrou-se a maior quantidade de nebulosidade e os menores valores de Rn<sub>24h</sub>. Com relação a Setembro, foram registrados os maiores valores, indicando, dessa forma, que para esse período, houve uma maior disponibilidade de energia, concordando com as estimativas de Rn instantâneo.

De acordo com as análises das médias anual do Rn<sub>24h</sub> (Figuras 16a, 16b e 16c), verificou-se similaridade no comportamento dessa variável ao longo dos três anos, registrando as maiores magnitudes na região Semiárida, com tendência de decréscimo na direção do Meio-Norte, Agreste e Zona da Mata, pois são regiões que possuem maior influência do oceano e do clima subtropical, respectivamente.

**Figura 16** – Cartas do Rn<sub>24h</sub> ( $Wm^{-2}$ ) para os anos de 2014 (**Figura 16a**), 2015 (**Figura 16b**) e 2016 (**Figura 16c**) na região NEB sob todas as condições de céu (média anual).



c



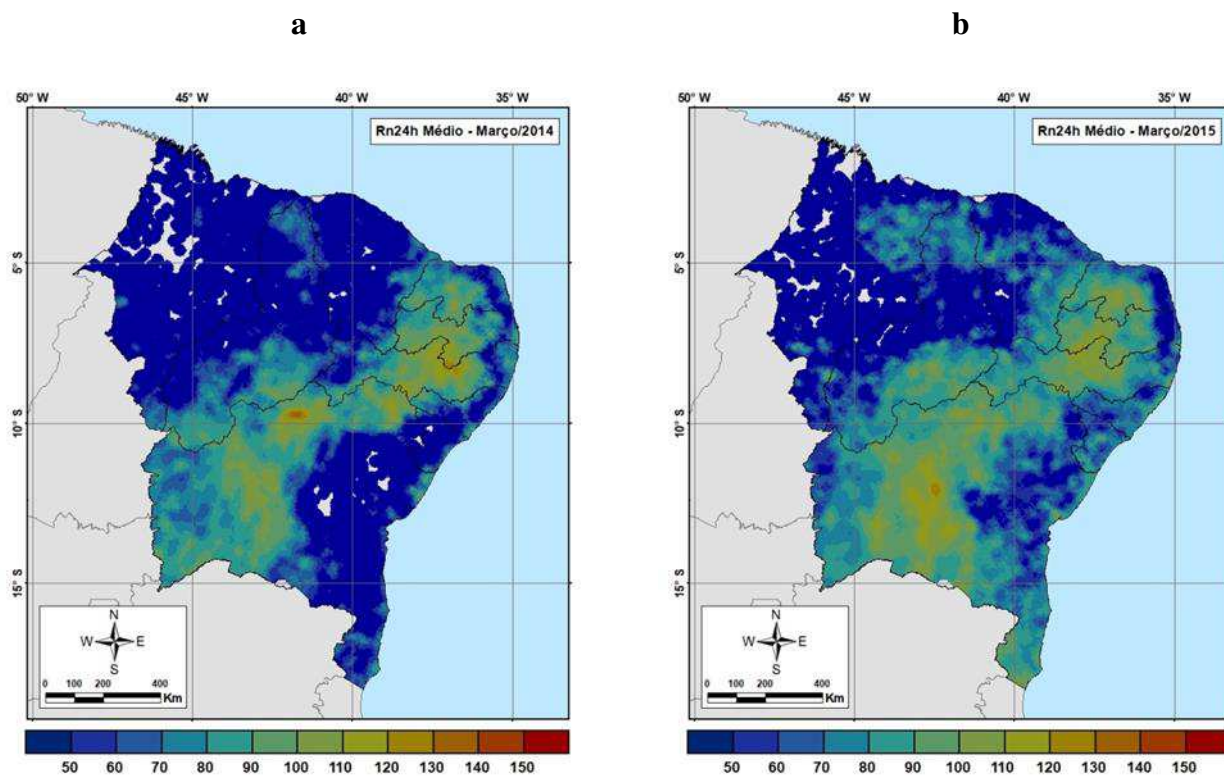
Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

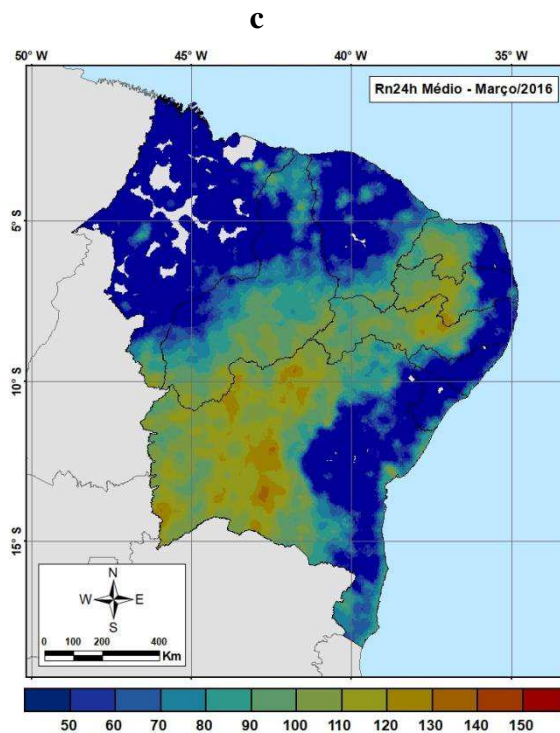
As estimativas das médias encontradas do Rn,24h são superiores a  $50 \text{ Wm}^{-2}$  e inferiores a  $150 \text{ Wm}^{-2}$  para toda essa região do NEB. Ao se observar as cartas do Rn,24h médio anual (Figura 16a, 16b e 16c), no geral, observou-se comportamentos bem semelhantes, todavia percebe-se também que, nas estimativas das regiões Semiáridas representadas pelas Figuras 16a (2014) e 16c (2016), os registros são de maiores magnitudes em comparação aos da Figura 16b (2015), e quanto ao centro da região Semiárida, as estimativas decresceram.

Com relação às Figuras 17a (2014), 17b (2015) e 17c (2016), que representam a estimativa para os meses de março, notou-se que o comportamento dessa variável para os três anos foram bem semelhantes. No centro de região Semiárida, as estimativas variaram de  $90$  a  $150 \text{ Wm}^{-2}$ , e os menores valores estimados seguiram o contorno de toda a costa litorânea leste do NEB e do sul da Bahia, que são regiões com maior influência do oceano e do clima subtropical, respectivamente. Com relação às áreas com espaços sem dados, correspondem a algum tipo de falha. Março faz parte do período chuvoso e de verão do NEB, conseqüentemente é possível detectar por meio das cartas (Figuras 17a, 17b e 17c) que no geral, o Rn,24h é atenuado por quase toda a região, em especial nas áreas próximas do oceano. Sabe-se que o clima na região do NEB é muito

influenciado pela temperatura da superfície das águas dos oceanos. Nesse período geralmente se formam fenômenos, exemplos, VCAN e ZCIT, esses sistemas correspondem a conjuntos de nuvens, que induzem precipitações no NEB, durante o verão.

**Figura 17** – Cartas do  $Rn_{24h}$  ( $Wm^{-2}$ ) para os anos de 2014 (**Figura 17a**), 2015 (**Figura 17b**) e 2016 (**Figura 17c**) na região NEB sob todas as condições de céu (média mensal de março).





Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

Os meses de setembro estão representados nas cartas das Figuras 18a (2014), 18b (2015) e 18c (2016). Através delas, observou-se que na parte litorânea norte do nordeste e na parte litorânea da costa leste o  $Rn_{24h}$  segue uma tendência de valores baixos da ordem de 50 a 70  $Wm^{-2}$ . Essa peculiaridade é decorrente da influência dos oceanos nessas regiões, já que no litoral registra-se precipitação em todas as estações do ano. Na parte central das cartas (Figuras 18a, 18b e 18c), é observado que os valores correspondem às ordens mais elevadas e variam de 130 a 150  $Wm^{-2}$ . Ainda sobre essas cartas, é relevante enfatizar que, no mês de setembro, existe uma maior disponibilidade de energia para realização dos processos físicos comparado, por exemplo, ao mês de março. Setembro está inserido no período seco, cuja incidência da radiação solar é maior, comprovada por meio dos altos registros do  $Rn_{24h}$ , confrontados com os registros do mês de março.

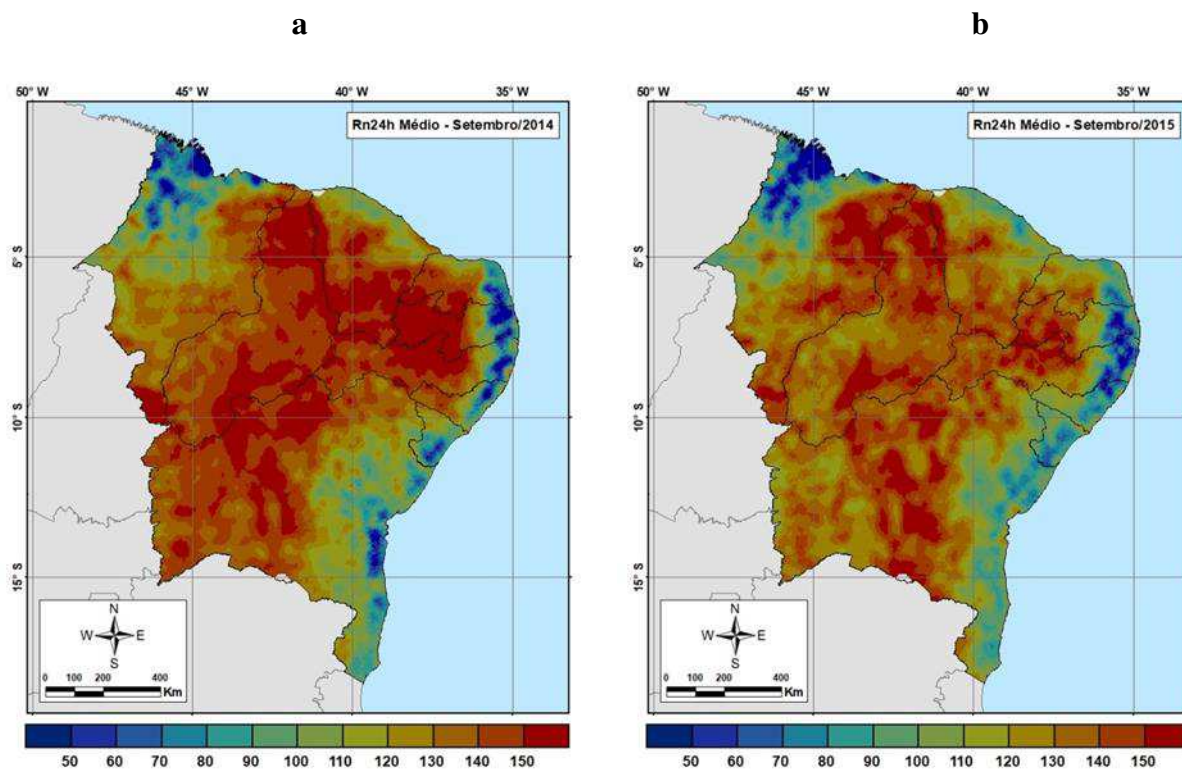
Verma *et al.* (2016) usaram integração senoidal para calcular o  $Rn_{24h}$  médio a partir do  $Rn$  instantâneo e afirmaram que o a variação sazonal do  $Rn_{24h}$  obtida pelo MODIS concordou bem com as medições *in situ*, embora com alguns vies significativos. A magnitude do viés variou entre diferentes tipos climáticos, de um mínimo de 0,3  $Wm^{-2}$  (1% do erro total) no Mediterrâneo até um máximo de  $\pm 6,5 Wm^{-2}$



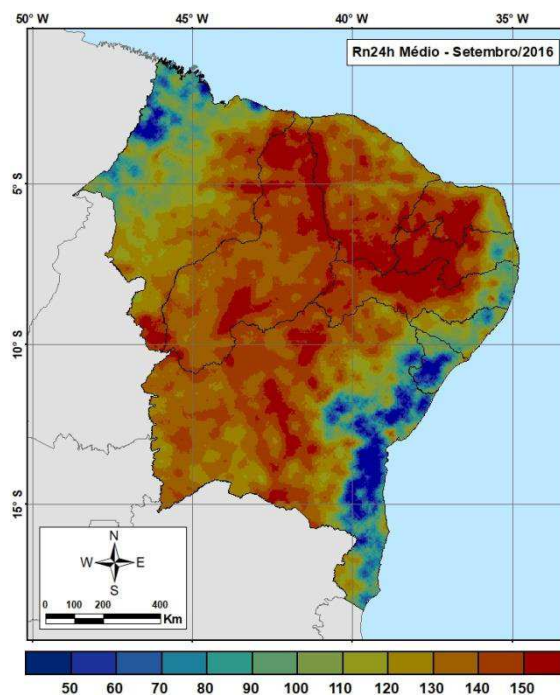
(13% do erro total) em clima Semiárido. Desenvolver um método adequado que possa ser aplicado através do clima e tipos de cobertura do solo para integrar quantidades instantâneas a valores diários continua sendo um desafio (Cammalleri, Anderson e Kustas, 2014; Ryu *et al.*, 2012). No entanto, parece que a integração sinusoidal faz um trabalho razoavelmente bom e, de fato, reduz o viés na radiação instantânea sem afetar adversamente a correlação entre os modelos e radiação líquida da torre.

No geral, analisando as variáveis mais que mais influenciam na estimativa do Rn, 24h, verificou-se que a radiação de ondas curtas nos períodos com alta incidência de nuvens atenua significativamente o Rn instantâneo têm menor concordância que as estimativas do Rn, 24h. De toda forma, os resultados adquiridos por meio das aplicabilidades dos algoritmos mostraram-se eficazes para as estimativas do saldo de radiação diário, independente das condições de nebulosidade, que é o produto final do modelo, das etapas anteriores que foram os processamentos dos fluxos energéticos.

**Figura 18** – Cartas do Rn,24h ( $Wm^{-2}$ ) para os anos de 2014 (**Figura 18a**), 2015 (**Figura 18b**) e 2016 (**Figura 18c**) na região NEB sob todas as condições de céu (média mensal de setembro).



c



Fonte: Elaborado pela pesquisadora (2019).

## 5 CONCLUSÕES

A partir de dados exclusivamente de SR, foi possível as estimativas das componentes do Rn instantâneo e a computação do Rn,24h, e percebe-se que, mesmo sobre as condições de nebulosidade, os resultados das variáveis ( $R_S^\downarrow$ ,  $\alpha$ ,  $R_L^\downarrow$ ,  $R_L^\uparrow$  e  $T_S$ ) e do Rn instantâneo obtidos demonstraram com sucesso que, para dias nublados, o produto MOD06\_L2 pode ser usado para se estimar o Rn,24h, embora exista uma grosseira resolução espacial de 5 km quando comparado com os produtos de resolução de 1 km disponível para estimativas sob condições de céu claro.

Diante disso, os dados de medições *in situ* utilizados na validação do modelo para a maioria das variáveis mostraram-se bem próximos. Porém, nos períodos com muitas nuvens, observou-se que, para algumas variáveis, a exemplo da  $R_S^\downarrow$ , os resultados estimados subestimaram muito os medidos *in situ*, que foram associados, conseqüentemente, aos altos EP, isto é, acima de 50%. Logo, também existe uma diferença com relação à frequência dos dados medidos e estimados, podendo acontecer do satélite captar as nuvens no instante e 10h:30min e os dados das torres suavizarem o efeito das nuvens, visto que as medições não são instantâneas.

Sendo assim, os dados relativos às imagens são naturalmente distintos dos medidos, que são obtidos em intervalo de 30 minutos. Existe uma diferença considerável no horário da passagem do satélite que afeta as comparações da área estudada, mesmo fazendo interpolação temporal sobre as médias semi-horárias. Portanto, para comparar resultados estimados a partir de produtos MOD06 com dados medidos em campos, seria interessante uma maior quantidade de dados medidos *in situ* sobre a área pesquisada, pois, assim, os resultados seriam melhores.

Todavia, no geral, mesmo levando-se em consideração as limitações do algoritmo de acordo com sua execução, foi capaz de obter-se estimativas coerentes boas dos componentes, do saldo de radiação instantâneo e do saldo diário, mesmo sob condições de céu nublado, utilizando exclusivamente produtos do sensor MODIS. Verificou-se, assim, que a metodologia BB10 e a metodologia aprimorada por Araújo (2010), para o cômputo do  $R_n,24h$ , mostraram-se bastante satisfatórias, a validação do modelo evidenciou que a REMQ para obtenção do  $R_n,24h$  foi de 31,34, 22,41 e 19,96  $Wm^{-2}$ , para área degradada, recuperada e preservada, respectivamente, que estão em concordância com os encontrados na literatura.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 6.1 Sugestões

Esta tese contém alguns pontos importantes para futuros estudos e aplicações neste campo, conforme listado a seguir:

Como a radiação de onda curta no NEB foi a variável que se mostrou com maiores erros, é aconselhável que os esforços futuros se concretizem em reduzindo esses erros. Para tanto, recomenda-se a realização de validações experimentais de medições nas mais variadas áreas da região Nordeste para aferir a precisão do modelo proposto neste estudo. Nesse estudo, foi empregada uma grande malha de dados. Logo, fazendo-se necessário criar uma grade de pontos para extração dos dados e utilização em planilhas eletrônicas. Deste modo, recomenda-se a introdução de uma linguagem de programação que possibilite a construção de um *software* que seja capaz de realizar os cálculos sem a necessidade do processo de manipulação da resolução espacial dos dados, o que deve permitir uma maior precisão do modelo e agilidade na pesquisa.

‘

## 7 REFERÊNCIAS

ACKERMAN, A. S.; TOON, O. B.; STEVENS, D. E.; HEYMSFIELD, A. J.; RAMANATHAN, V.; AND WELTON, E. J.: Reduction of tropical cloudiness by soot, **Science**, v. 288, p. 1042-1047, 2000.

ALBALAWI, E.; K.; KUMAR, L. Using remote sensing technology to detect, model and map desertification: A review. **Journal of Food, Agriculture and Environment**, v. 11, p. 791–797, 2013.

ALBRECHT, B. A.: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, **Science**, v. 245, p. 1227-230, 1989.

ALBUQUERQUE, S. G. de. Caatinga vegetation dynamics under various grazing intensities by steers in the Semi-Arid Northeast, Brazil. **Journal of Range Management**, v.52, p.241- 248, 1999.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007.

ALLEN, R.; IRMAK, A.; TREZZA, R.; HENDRICKX, J.M.H.; BASTIAANSEN, W.; KJAERGAARD, J. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hydrological Processes**, v. 25, p. 4011- 4027, 2011.

ALTHOFF T. D; MENEZES R. S.C.; CARVALHO, A. L.; PINTO, A. S.; SANTIAGO, G. A. C. F.; OMETTO, J. P. H. B.; RANDOW C. V.; SAMPAIO, E. V. S. B. Climate change impacts on the sustainability of the firewood harvest and vegetation and soil carbon stocks in a tropical dry forest in Santa Teresinha Municipality, Northeast Brazil. **Forest Ecology and Management**, v. 360, p. 367–375, 2016.

ALVES, R. C. M. de.; SOUZA, L. P.; MOLLMANN, R. A.; RODRIGUES, B. D. **Descrição e caracterização dos fenômenos atmosféricos mais frequentes no território brasileiro**. Programa Energia Brasileiro-Alemão. 2015. Disponível em:<[energypedia.info/images/4/40/Descrição\\_e\\_caraterização\\_dos\\_fenômenos\\_atmosféricos\\_mais\\_frequentes\\_no\\_t\\_erritório\\_brasileiro.pdf](http://energypedia.info/images/4/40/Descrição_e_caraterização_dos_fenômenos_atmosféricos_mais_frequentes_no_t_erritório_brasileiro.pdf)>. Acesso em abril de 2018.

ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; JÚNIOR, O. A. DE C. Sensor MODIS: uma abordagem geral. INPE-10131-RPQ/752, São José dos Campos, SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2003. 58 p.

ANDERSON, L.O.; LATORRE, M.L.; SHIMABUKURO, Y.E.; ARAI, E.; CARVALHO JR., O. A. 2003. **Sensor MODIS: uma abordagem geral**. São José dos Campos: INPE. 54p. Disponível em:<[https://www.researchgate.net/profile/Liana\\_Anderson/publication/268337770\\_SENSOR\\_MODIS\\_UMA\\_ABORDAGEM\\_GERAL/links/557878d508aeb6d8c01f1679.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Liana_Anderson/publication/268337770_SENSOR_MODIS_UMA_ABORDAGEM_GERAL/links/557878d508aeb6d8c01f1679.pdf)> Acesso em: agosto de 2017.

ANDERSON, M.C.; ALLEN, R.G., MORSE, A.; KUSTAS, W.P. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. **Remote Sensing of Environment**, v.122, p.50-65, 2012.

ANDREWS, D. G. **An Introduction to Atmospheric Physics**. Edição ilustrada, revisada, editora Cambridge University Press, 2010.

ARAÚJO, A. L. **Calibração do balanço de radiação diário através de dados de superfície e de sensores orbitais**. 115f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2010.

ARAÚJO, A. L. **Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais**. 102f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande Paraíba, 2014.

ARAÚJO, A. L. **Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais**. 102f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande Paraíba, 2014.

ATWATER, M. A.: Planetary albedo changes due to aerosols, **Science**, v. 170, p. 64-66, 1970.

BADESCU, V. **Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface: Recent Advances** (Springer Science & Business Media, Bucharest), 517 p. 2208.

BALDASSIN, P. **Dia da Caatinga**. Disponível em: <<https://www.iguiecologia.com/dia-da-caatinga/>>. Acesso em: 12 Set. 2019.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 198-212, 1998.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E.J.M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B.P.; Allen,R.G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.131, n.1, p.85-9, 2005.

BASTIAANSEN, W. G. M; PELGRUM, H.; WANG, J.; MORENO, Y. M. J.; ROERINK, G. J.; VAN DERWAL, The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Validation. **Journal of Hidrology**, p. 213-229, 1998.

BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B. da; BEZERRA, B. B. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, p.709-717, 2011.

BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. **Remote Sensing Environment**, v. 114, n. 7, p.1522 -1534, 2010.

BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS over the continental united states. **IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING**, V. 49, n. 6, p. 2448-2462, 2011.

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, n.1, p. 52– 67, 2005.

BRASIL-MMA. **Quarto Relatório Nacional para a Convenção sobre Diversidade Biológica**: Brasil. Brasília (DF): Ministério do Meio Ambiente/ Diretoria do Programa Nacional de Conservação da Biodiversidade - DCBio, 2010

CAIN, M. L.; BOWMAN, B. D.; HACKER, S. D. **Ecologia** (Artmed Editora, Porto Alegre 2018), p. 691, 2008.

CAMMALLERI, C.; ANDERSON, M. C.; KUSTAS, A. P. Upscaling of evapotranspiration fluxes from instantaneous to daytime scales for thermal remote sensing applications. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, p. 1885–1894, 2014.

CAI, X. L.; SHARMA, B. R. Integrating remote sensing, census and weather data for an assessment of rice yield, water consumption and water productivity in the Indo-Gangetic river basin. **Agricultural Water Management**, v. 97, p. 309–316, 2010.

CAVALCANTI, E. R.; COUTINHO, S. F. S.; SELVA, V. S. F. Desertificação e desastres naturais na região do Semiáridobrasileiro. **Revista Cadernos de Estudos Sociais**, v. 22, n. 1, p. 19–31, 2006.

CHANDER, G.; HAQUE, M. O.; MICIJEVIC, E.; BARSÍ, J. A. A. Procedure for radiometric recalibration of Landsat 5 TM Reflectiveband data. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v.48, p.556-574, 2010.

CHARLSON, R. J.; PILAT, M. J.: Climate: The influence of aerosols, **Journal of Applied Meteorological.**, v. 8, p. 1001-1002, 1969.

CHEN, W.; SAKAI, T.; MORIYA, K.; KOYAMA, L.; CAO, C. X. Estimation of vegetation coverage in semi- arid sandy land based on multivariate statistical modeling using remote sensing data. **Environmental Modeling & Assessment**, v. 18, n. 5, p. 547–558, 2013.

CARMONA, F.; RIVAS.; CASELLES, V. Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. **Theoretical and Applied Climatology**, v.115, p. 281–295, 2014.

COAKLEY JR., J. A.; CESS, R. D.; AND YUREVICH, F. B.: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: A parameterization for climate models, **Journal of the Atmospheric Sciences.**,v. 40, p. 116- 138, 1983.

COURAULT, D.; SGUIN, B.; OLIOSO, A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches. **Irrigation and Drainage System**, v.19, p. 223-249, 2005.

CRAWFORD, T. M.; DUCHON, C. E. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling long-wave radiation. **Journal Appl Meteorol**, v. 38, p.474–480, 1999.

CUBASCH, U.; WUEBBLES, D.; CHEN, D.; FACCHINI, M.C.; FRAME, D.; MAHOWALD, N.; WINTHER, J.-G. Introduction. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. **Cambridge University Press**, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.

CUNHA, J. E. de B. L.; RUFINO, I. A. A.; SILVA, B. B. da; CHAVES, I. de B. Dinâmica da cobertura vegetal para a Bacia de São João do Rio do Peixe, PB, utilizando-se sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, p.539-548, 2012.

DENG, Y.; WANG, S.; BAI, X.; TIAN, Y.; WU, L.; XIAO, J.; CHEN, F.; QIAN, Q. Relationship among land surface temperature and LUCC, NDVI in typical karst area. **Scientific Reports**, v. 8, n.641, p. 1-12, 2018.

DI LONG; GAO, Y.; SINGH, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. **Journal of Hydrology**, v. 388, p. 217-233, 2010.

DI PACE, F. T.; SILVA, B. B.; SILVA, V. P. R.; SILVA, S. T. A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, p. 385- 392, 2008.

DI AK, G. R.; BLAND, W. L.; MECIKALSKI, J. R.; ANDERSON, M. C. Satellitebased estimates of longwave radiation for agricultural applications, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, n. 4, p. 349–355, 2000.

DUARTE, B. M.; FRANÇA, J. R. A. Estrutura Microfísica das Nuvens em Diferentes Ecossistemas da América do Sul. **Anuário do Instituto de Geociências.**, v. 32, n.2, p. 33-41, 2009.

DUTTA, D.; MAHALAKSHMI, D. V.; GOEL, P.; SINGH, M.; DADHWAL, V. K.; REDDY, R. S.; JHA, C. Estimated average daily variation and thermal variation over West Bengal, India, using MODIS products. **Geocarto International**, v. 32, p. 286-297, 2017.

DRUMOND, M. A; KILL, L. H. P.; LIMA, PAULO, C. F.; OLIVEIRA, M. C. DE;

OLIVEIRA, V. R. DE; ALBUQUERQUE, S. G. DE; NASCIMENTO, C. EDUARDO DE S.; CAVALCANTI, J. **Estratégias para o uso sustentável da biodiversidade da Caatinga**. Documento do GT Estratégias para o Uso Sustentável no seminário “Avaliação e identificação de ações prioritárias para a conservação, utilização sustentável e repartição de benefícios da biodiversidade do bioma Caatinga”. Petrolina, 2000. Disponível em: [http://biodiversitas.org.br/caatinga/relatorios/uso\\_sustentavel.pdf](http://biodiversitas.org.br/caatinga/relatorios/uso_sustentavel.pdf). Acesso em: 27ago.2017.

ECHER. M. P.; de S.; MARTINS. F.R.; PEREIRA. E. B.A importância dos dados de cobertura de nuvens e de sua variabilidade: Metodologias para aquisição de dados. **Rev. Bras. Ensino Fís.** v.28, n.3, p. 1806-9126, 2006.

EMBRAPA- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. 2018. Disponível em: [https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao\\_aqua.html](https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_aqua.html)>Acesso em fevereiro de 2018.

EMBRAPA FLORESTAS. Clima. 2016. Disponível em: <http://www.cnpf.embrapa.br/pesquisa/efb/clima.htm>>. Acesso em 04 abril 2018.

FERREIRA JR, J. J. DANTAS, M. J. F. Análise do albedo da superfície e de índices de vegetação por sensoriamento remoto na bacia hidrográfica do Rio Pacoti/CE. **Rev. Technol. Fortaleza**, v. 39, n.2, p. 2018.

FERREIRA, L. G.; FERREIRA, N. C.; FERREIRA, M. E. Sensoriamento remoto da vegetação: Evolução e estado da arte. **ActaScientiarum**, v. 30, n. 4, p. 379-390, 2008.

FUZZO, D. F. S. **Estimativa de evapotranspiração e produtividade da soja utilizando o método do triângulo simplificado**. 142f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola). Universidade Estadual de Campinas Faculdade de Engenharia Agrícola. Campinas São Paulo, 2015.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em Sensoriamento Remoto**. 3. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. p. 128.

FORMANN, B.; MARGULIS, S. A. “High-resolution satellite-based cloudcoupled estimates of total downwelling surface radiation for hydrologic modelling applications,” **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 13, n. 7, p. 969– 986, 2009.

GAMARRA, N. L. R. **Análises de albedo da superfície a partir de sensoriamento remoto: contribuições para estudos sobre ilha de calor urbano**. Dissertação (Mestrado em Ciências em Meio Ambiente e Recursos Hídricos). Universidade Federal de Itajubá, Itajubá – MG, 2012.

GEIGER, R. Manual de microclimatologia: o clima da camada de ar junto ao solo. 3.ed. Lisboa: FundaçãoCalousteGulbenkian, p. 556, 1961.

GILLESPIE, T. W.; FOODY, G. M.; ROCCHINI, D.; GIORGI, A. P.; SAATCHI, S.



Measuring and modelling biodiversity from space. **Progress in Physical Geography**, v. 32, n. 2, p. 203–221, 2008.

GIONGO, P. R. **Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície**. 94p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife- PE, 2008.

GOMES, H. B.; SILVA, B. B. da.; CAVALCANTI, E. P.; ROCHA, H. R. da. Balanço de radiação em diferentes biomas no Estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. **Geociências**, v.28, p.153-164, 2009.

GÓMEZ, C.; WHITE, J. C.; WULDER, M. A. Characterizing the state and processes of change in a dynamic forest environment using hierarchical spatio-temporal segmentation. **Remote Sensing of Environment**, v.115, p.1665-1679, 2011.

GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B. DA; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVÍNCIO, J. D. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, p.1107-1114, 2012.

HALL, K.; REITALU, T.; SYKES, M. T.; PRENTICE, H. C. Spectral heterogeneity of QuickBird satellite data is related to fine-scale plant species spatial turnover in semi-natural grasslands. **Applied Vegetation Science**, v. 15, n. 1, p. 145–157, 2012.

HANSEN, J.; SATO, M.; e RUEDY, R.: Radiative forcing and climate response. **Journal of Geophysical Research.**, v. 102, p. 6831-6864, 1997.

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. **Mon. Wea. Rev.**, 112, 1097-1107, 1984.

HIGGINBOTTOM, T.; SYMEONAKIS, E. Assessing land degradation and desertification using vegetation index data: current frameworks and future directions. **Remote Sensing**, v. 6, n. 10, p. 9552–9575, 2014.

HUANG, G. H.; LIU, S. M.; LIANG, S. L. Estimation of net surface shortwave radiation from MODIS data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, p. 804–825, 2012.

HUANG, G.; LI, Z.; LI, X.; LIANG, S.; YANG, K.; WANG, D.; ZHANG, Y. Estimating surface solar irradiance from satellites: Past, present, and future perspectives. **Remote Sensing of Environment**, v. 233, 111371, 2019.

HUNT, L. A.; KUCHAR, L.; SWANTON, C. J. Estimation of solar radiation for use in crop modelling, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 91, n. 3-4, p. 293–300, 1998.

HWANG, K.; CHOI, M.; LEE, S. O.; SEO, J-W. Estimation of instantaneous and daily net radiation from MODIS data under clear sky conditions: a case study in East Asia. **Irrigation Science**, v. 31, p. 1173-1184, 2013.

IBGE- **INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA**, 2004. Disponível em: <<https://ww2.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/21052004biomashtml.shtm>>. Acesso em fevereiro de 2018.

IBGE- **INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA**, 2014. Disponível em: <<https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv101676.pdf> >. Acesso em fevereiro de 2020.

IBGE- **INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA**, 2018. Disponível em: <<http://www.brasil.gov.br/noticias/cidadania-inclusao/2018/08/populacaobrasileira-ultrapassa-208-milhoes-de-pessoas-revela-ibge>>. Acesso em agosto de 2018.

IBGE- **INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA**, 2019. Disponível em:<<https://mapas.ibge.gov.br/politico-administrativo/regionais>>. Acesso em fevereiro de 2020.

INSA- **INSTITUTO NACIONAL DO SEMIÁRIDO**. Sinopse do Censo Demográfico para o Semiárido Brasileiro. MEDEIROS, S.S.; CAVALCANTE, A.M.B.; MARIN, A.M.P.; TINÔ- CO, L.B.M.; SALCEDO, I.H.; PINTO, T.F. Campina Grande, 103 p, 2012.

IPCC, 2007. **Climate Change 2007: the physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)].

JACOBS, J. M.; MYERS D. A., ANDERSON. M.C., DIAK, G.R. GOES surface insolation for estimate wetlands evapotranspiration. **Journal of Hidrology**, v. 266, n.1, p. 53-65, 2000.

JENSEN, J. R., 1949- **Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres** / John R. Jensen; tradução José Carlos Neves Epiphanyo (coordenador) ... [et al.]. – São José dos Campos, SP: Parênteses, 2009.

JIANG, Y.; TANG, R.; JIANG, X.; LI, Z-L. Impact of clouds on the estimation of daily evapotranspiration from MODIS-derived instantaneous evapotranspiration using the constant global shortwave radiation ratio method. **International Journal of Remote Sensing**, v. 40, p.1930-1944, 2019.

JIN, Y.; RANDERSON, J.; GOULDEN, M.L. Continental-scale net radiation and evapotranspiration estimated using MODIS satellite observations. **Remote Sensing of Environment**, v.115, p.2302-2319, 2011.

JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J.R.G.; VERMOTE, E.F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R. E.; SALEOUS, N.; ROY, D.P. ; MORISETTE, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p.

3–15, 2002.

KATO, S.; ROSE, F. G.; SUN-MACK, S.; MILLER, W. F.; CHEN, Y.; RUTAN, D. A.; STEPHENS, G. L.; LOEB, N. G.; MINNIS, P.; WIELICKI, B. A.; WINKER, D. M.; CHARLOCK, T. P.; STACKHOUSE, P.W.; XU, K.-M.; COLLINS, W. Improvements of top-of-atmosphere and surface irradiance computations with CALIPSO-, CloudSat-, and MODIS-derived cloud and aerosol properties. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, 2011.

KATO, S.; SUN-MACK, S.; MILLER, W. F.; ROSE, F. G.; CHEN, Y.; MINNIS, P.; WIELICKI, B. A. Relationships among cloud occurrence frequency, overlap, and effective thickness derived from CALIPSO and CloudSat merged cloud vertical profiles. **Journal of Geophysical Research**, v.115, 2010.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. **O clima da região Nordeste do Brasil**. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; SILVA DIAS, M.A.F. Tempo e clima do Brasil. 1.ed. São Paulo: Oficina de Textos, p.213-233, 2009.

KIM, H.Y.; LIANG, S. Development of a hybrid method for estimating land surface shortwave net radiation from MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2393–2402, 2010.

KIM, J; HOGUE, T. S. Evaluation of a MODIS-based potential evapotranspiration product at the point-scale, **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, n. 3, p. 444–460, 2008.

KIM, J.; HOGUE, T. S. Evaluation of a MODIS triangle-based evapotranspiration algorithm for semiarid regions. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 7, p. 1 – 19, 2013.

KOREN, I.Y.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; AND MARTINS, J. V.: Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation, **Science**, v. 303, p. 1342-1345, 2004.

KUSTAS, W.P.; NORMAN, J. M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. **Hydrological Sciences Journal**, v.41, p.495-516, 1996.

LACERDA, CLAUDIVAN FEITOSA. **Relações solo-água-plantas em ambientes naturais e agrícolas do Nordeste Brasileiro**. Recife – PE, 2007.

LAGOUARDE, J. P.; BRUNET, Y. A simple model for estimating the daily upward long wave surface radiation flux from NOAA-VHRR data, **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n. 5, p. 907-925, 1983.

LANDSBERG, H. E.: **The Urban Climate**, Academic Press, New York-NY, p. 271, 1981.

LIANG, S. **Quantitative remote sensing of land surface**. Nova Jersey: John Wiley & Sons, 1 ed., 534 p., 2004.

LIANG, F.; XIA X. A. Long-term trends in solar radiation and the associated climatic

factors over China for 1961- 2000. **Annales Geophysicae**, v. 23, n.7, p. 2425-2432, 2005.

LIMA, E.de P.; SEDIYAMA, G.C.; SILVA, B.B.da; GLERIANI, J.M.; SOARES, V.P. Seasonality of net radiation in two sub-basins of Paracatu by the use of MODIS sensor products. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.32, n.6, p.1184-1196, 2012.

LIMA, R. C. C.; CAVALCANTE, A.M.B.; MARIN, A.M.P. **Desertificação e Mudanças Climáticas no Semiárido Brasileiro**. (Ed). Instituto Nacional do Semiárido- INSA, Campina Grande, 209 p, 2011.

LI, Z.; CRIBB, M.; CHANG, F.-L.; TRISHCHENKO, A. P.; LUO, Y. Natural variability and sampling errors in solar radiation measurements for model validation over the Atmospheric Radiation Measurement Southern Great Plains region, **Journal of Geophysical Research**, v. 110, p. D15 S19, 2005. doi:10.1029/2004JD005028.

LONG, D.; GAO, Y.; SINGH, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. **Journal of Hydrology**, v. 388, p. 217-233, 2010.

LOPES, H. L.; Silva, B.B ; PACHECO, A. P. . Distribuição espacial do saldo de radiação e do fluxo de calor no solo no território de Itaparica, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia** (Online), 2013.

LOPES, H. L.; CANDEIAS, A. L. B.; ACCIOLY, L. J. O.; SOBRAL, M. do C. M.; PACHECO, A. P. Parâmetros biofísicos na detecção de mudanças na cobertura e uso do solo em bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, p.1210-1219, 2010.

LORENZETTI, J. A. Princípios Físicos de Sensoriamento Remoto. São Paulo: Blucher, 2015, 293 p.

MACHADO, C. C.; SILVA, B.B.; DE ALBUQUERQUE, M. B.; GALVINCIO, J. D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM - Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 29, n. 1, p. 55-67, 2014.

MAHALAKSHMI, D. V.; PAUL, A.; DUTTA, D.; ALI, M. M.; REDDY, R. S.; JHA, C.; SHARMA, J. R.; DADHWAL, V. K. Estimation of Net Surface Radiation from Eddy Flux Tower Measurements Using Artificial Neural Network for Cloudy Skies. **Sustainable Environment Research**, v. 26, n. 1, p. 44–50, 2016.

MARENGO, J. A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no Semiárido do Brasil. **Parcerias Estratégicas**, v. 13, n. 27, p. 149–176, 2008.

MARENGO, J. A; Valverde, M. C. Caracterização do clima no Século XX e Cenário de Mudanças de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. **Revista Multiciência**. n. 8, v. 2007.

MARSH, N.; SVENSMARK, H. Comment on “Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment” by Bomin Sun and Raymond S. Bradley. **Journal Geophy.** Volume 109, Issue D1405, 2004.

MATOS, R. C. M. **Uso de imagens modis no mapeamento de bacias hidrográficas.** Dissertação (Mestrado em Ciências de Geodésicas e Tecnologias da Geoinformações). Universidade Federal de Pernambuco, Recife – PE, 2009.

MCCORMICK, R. A.; LUDWIG, J. H.: Climate modification by atmospheric aerosols, **Science**, v. 156, p. 1358- 1359, 1967.

MELESSE, A. M.; WENG, Q.; THENKABAIL. P. S.; and SENAY, G. B.: Remote Sensing Sensors and Applications in Environmental Resources Mapping and Modelling. **Sensor**, v. 7, p. 3209-3241, 2007.

MENDONÇA, J. C. **Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense.** Tese (Doutorado em Produção Vegetal), Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Rio de, 145p, 2007.

MIGUEL, A.; BILBAO, J. Surface heat turbulent fluxes: Comparison of bowen ratio and aerodynamic techniques. **WIT Trans. Ecol. Environ.** v. 19, p. 9, 1997.

MIGUEL, A.; BILBAO, J. Ozone dry deposition and resistances onto green grassland in summer in central Spain. **Journal of Atmospheric Chemistry**, v. 34, p. 321–338, 1999.

MITCHELL JR., J. M.: The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the Earth’s surface, **Journal of Applied Meteorology**, v. 10, p. 703-714, 1971.

MMA - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Programa de Ação Nacional de Combate à Desertificação e Mitigação dos Efeitos da Seca PAN-Brasil.** 2004. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/sitio/>. Acesso em: outubro de 2018.

MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M.H. **Principles of environmental Physics.** 2.ed. London: Edward Arnold, 1990. 291p.

MOREIRA, M. A.: **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação.** Viçosa: Ed. UFV, p. 320, 2005.

MOUKOMLA, S. BLANKEN, P. D. Estimating the Great Lakes net radiation using satellite remote sensing and MERRA reanalysis, **International Journal of Digital Earth**, v.10, n.8, 764-784, 2017.

MOUKOMLA, S. BLANKEN, P. D. Remote Sensing of the North American Laurentian Great Lakes Surface Temperature. **Remote Sensing**, v. 8, n. 4, p. 286, 2016.

MOURA, M.S.B. de.; GALVINCIO, J. D.; BRITO, L. T. de L.; SOUZA, L. S. B. de.; SÁ, I. I. S.; SILVA, T. G. F. da S. **Clima e água de chuva no Semiárido**, 2006.

MYERS, D. R. Solar radiation modeling and measurements for renewable energy applications: Data and model quality, **Energy**, v. 30, n. 9, p. 1517–1531, 2005.

NAE - Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da República. Mudança de Clima, Vol. I: Negociações internacionais sobre a mudança de clima; vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança de clima. **Cadernos NAE**, NAE-SECOM. Brasília, 250 pp. 2005.

**NASA-NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION**. 2007. Disponível em: <[https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/forum/oceancolor/topic\\_show.pl?tid=2293](https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/forum/oceancolor/topic_show.pl?tid=2293)> Acesso em: abril de 2019.

**NASA-NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION**. 2015. Disponível em: <<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod06.php>> Acesso em: outubro de 2018.

**NASA-NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION**. 2018. Disponível em: <<https://lance-modis.eosdis.nasa.gov/about/>>. Acesso em: abril de 2018.

**NASA-NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION**. 2014. Disponível em: <<https://lpdaac.usgs.gov/data/get-started-data/collection-overview/missions/modis-overview/>>. Acesso em: dezembro de 2019.

NETO, C. P. da. S. **Abordagem descritiva de topo de sistemas convectivos baseada em combinações de diferenças de temperatura de canais do meteost-9 modelo numérico**. 128f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas, Maceió - AL, 2014.

NOBRE, P. MELO, A. B. C. de **Variabilidade climática Intrasazonal sobre o Nordeste do Brasil em 1998- 2000**. **Climanálise**, 16 (12), 42-54, 2001.

OKE, T. R.: The energetic basis of the urban heat island. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, p. 1-24, 1982.

OLIVEIRA, M. B. L. *et al.* Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 378–386, 2006.

OLIVEIRA, P. T de. **Estudo estatísticos sobre eventos de precipitação intensa no nordeste do Brasil**. 114. f. Tese (Doutorado em Ciências Climáticas). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal-RN, 2014.

OYAMA, M. D. e NOBRE, C. A. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. **Geophysical Research Letter**, v. 30, n. 23, p. 2199, 2003.

PEREIRA, O. DA N. **Reintrodução de espécies nativas em área degradada de caatinga e sua relação com os atributos do solo**. 85.p. Dissertação (Mestrado em

Ciências Florestais, Área de Concentração Ecologia e Manejo dos Recursos Florestais). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande Paraíba, 2011.

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

PINKER, R. T.; EDWING, J. A.; TARPLEY, J. D. The relationship between the planetary and surface net radiation. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 24, p. 1262-1268, 1985.

PRATA, A. J. "A new long-wave formula for estimating downward clear sky radiation at the surface," **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 122, n. 533, p. 1127–1151, 1996.

QIAN, Y.; LONG, C.; WANG, H.; COMSTOCK, J.; S. A. MCFARLANE, S. A.; XIE, S. "Evaluation of Cloud Fraction and its Radiative Effect Simulated by IPCC AR4 Global Models Against ARM Surface Observations." **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n (4), p 1785–1810, 2012.

QUERINO, C. A. S.; BENEDITTI, C. A.; MACHADO, N. G.; DA SILVA, M. J. G.; QUERINO, J. K. A. S.; SANTOS NETO, L. A.; BIUDES, M. S. Spatiotemporal NDVI, LAI, Albedo, and Surface Temperature Dynamics in the Southwest of the Brazilian Amazon Forest. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 10, n. 2, p. 026007-1 - 026007-12, 2016.

RADA, N. E.; BUCCOLA, S. T. Agricultural policy and productivity: evidence from Brazilian censuses. **Agricultural Economics**, v. 43, n. 4, p. 355–367, 2012.

ROSENFELD, D.; LENSKEY, I. M.: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds, **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 79, p. 2457-2476, 1998.

ROY, S. B., AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8037, 2002.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; ARAGÃO, L. E. O. C.; ROCHA, H. R.; MALHI, Y. S. AMODIS-Based Energy Balance to Estimate Evapotranspiration for ClearSky Days in Brazilian Tropical Savannas. **Remote Sensing**, v.4, p.703-725, 2012.

RUNNING, S. W.; JUSTICE, C. W.; SALOMONSON, V.; HALL, D.; BARKER, J.; KAUFMAN, Y.; STRAHLER, A.; MULLER, J.P.; VANDERBILT, V.; WAN, Z. M.; TEILET, P.; CARNEGGIE, D. Terrestrial remote sensing science and algorithms planned for EOS/MODIS. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, p. 3587-3620. 1994.

RYU, Y.; BALDOCCHI, D. D.; BLACK, T. A.; DETTO, M.; LAW, B.E.; LEUNING,

R.; MIYATA, A.; REICHSTEIN, M.; VARGAS, R.; AMMANN, C.; BERINGER, J.; FLANAGAN, L.; GU, L.; HUTLEY, L.; KIM, J.; McCAUGHEY, H. MOORS, E.; RAMBAL, S.; VESALA, T. On the temporal upscaling of evapotranspiration from instantaneous remote sensing measurements to 8-day mean daily-sums. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 152, p. 212–222, 2012.

RYU, Y.; KANG, S.; MOON, S-KI AND KIM, J. Evaluation of land surface radiation balance derived from moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) over complex terrain and heterogeneous landscape on clear sky days. **Agricultural and Forest Meteorology**, 148, 1538 - 1552, 2008.

SAMANI, Z. A.; TRAN, V.D.; Bleiweiss, M.; Skaggs, R. Estimating Daily and 24-Hour Net Radiation for All Sky Conditions through Remote Sensing and Climatic Data. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce**, v. 139, n. 3, p. 208-213, 2013.

SANTOS, C. A. C.; COSTA, M. V. G.; SILVA, M. T.; SILVA, L.L.; SANTOS, F. A. C.; BEZERRA, B. G.; MEDEIROS, S. S. Obtenção de Parâmetros Ambientais na Região Semiárida da Paraíba por Dados MODIS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 4, 633-647, 2017.

SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; RAO, T.V.R.; SATYAMURTI, 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.

SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B. Obtenção dos fluxos de energia à superfície utilizando o algoritmo S-SEBI. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 3, p. 365-374, 2010.

SANTOS, F. A. C. Alterações no balanço radiativo e impactos climáticos decorrentes do uso da terra no estado de São Paulo. 84f, 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2011.

SANTOS, F. A. C. Estimativa dos fluxos de  $CO_2$  e evapotranspiração em áreas de Caatinga em recuperação e degradada no Estado da Paraíba. 124f, 2015. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2015.

SANTOS, F. A. C.; SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; ARAÚJO, A. L.; CUNHA, J. E. B. L. Desempenho de metodologias para estimativa do saldo de radiação a partir de imagens modis. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 3, p. 295-306, 2015.

SCHUCKNECHT, A. Assessing vegetation variability and trends in north-eastern Brazil using AVHRR and MODIS NDVI time series. **European Journal of Remote Sensing**, p. 40–59, 2013.

SCHAAF, C. B.; GAO, F.; STRAHLER, A. H.; LUCHT, W.; LI, X.; TSANG, T.; STRUGNELL, N. C.; ZHANG, X.; JIN, Y.; MULLER, J.P.; LEWIS, P.; BARNLEY, M.; HOBSON, P.; DISNEY, M.; ROBERTS, G.; DUNDERDALE, M.; DOLL, C.; D'ENTREMONT, R. P.; ROY, D. First Operational BRDF, Albedo and Nadir Reflectance Products from MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1, p. 135–148,



2002.

SIETZ, D.; UNTIED, B.; WALKENHORST, O.; LÜDEKE, M. K. B.; MERTINS, G.; PETSCHHEL-HELD, G.; SCHELLNHUBER, H. J. Smallholder agriculture in Northeast Brazil: assessing heterogeneous human- environmental dynamics. **Regional Environmental Change**, v. 6, n. 3, p. 132–146, 2006.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo- PB mediante imagens orbitais. **Revista Caatinga**, v.24, p.145-152, 2011.

SILVA, B. B.; BRAGA, A.C.; BRAGA, C.C.; OLIVEIRA, L.M.M. de.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S.M.G.L. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do Semiáridobrasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.47, n.9, p.1218-1226, 2012.

SILVA, B. B. ; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5–TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p.243- 252, 2005.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5- TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.13, p.201-211, 2005.

SILVA, B. B.; MENDONÇA, R. R. O.; SILVA, S. T. A.; FERREIRA, R. C. Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas do estado do Ceará com imagens TM – Landsat 5. **Revista de Geografia**, v.25, p.33-52, 2008.

SILVA, B. B.; SILVA, S. T. A. da; GOMES, H. B. ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS DECORRENTES DE MUDANÇAS NO USO DA TERRA MEDIANTE SENSORIAMENTO REMOTO. **Mercator- Revista de Geografia da UFC**, Fortaleza, v. 9, n. 1, p. 91-106, 2010.

SILVA, B. B.; SILVA, S. T. A.; GOMES, H. B. Balanço de Radiação no Perímetro Irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens Orbitais, **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 24, n. 3, p. 143-152, 2011.

SILVA, L. C.; CUNHA, J. M.; MACHADO, N. G.; CAMPOS, M. C. C.; BIUDES, M. S. Estimativa do balanço de radiação por sensoriamento remoto de diferentes usos de solo no sudoeste da Amazônia brasileira. **Sociedade & Natureza**, v.27, n.2, p. 341-356, 2015.

SILVA, V. P. R. On climate variability in Northeast of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 58, p. 575-596, 2004.

SILVA, V.P.R.; SOUSA, F.S.S.; CAVALCANTI, E.P.; SOUZA, E.P.; SILVA, B.B. Teleconnections between sea-surface temperature anomalies and air temperature in northeast Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar- Terrestrial Physics**, v. 68, n. 7, p. 781-792, 2006.

SIMÕES, A. F.; KLIGERMAN, D. C.; ROVERE, E. L. LA; MAROUN, M. R.; BARATA, M.; OBERMAIER, M. Enhancing adaptive capacity to climate change: The case of smallholder farmers in the Brazilian semi-arid region. **Environmental Science & Policy**, v. 13, p. 801–808, 2010.

SLINGO, A. “A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds,” **J. Atmos. Sci.**, v. 46, n. 10, p. 1419–1427, May 1989.

SNYDER, W.C.; WAN, Z.; ZHANG, Y.; FENG, Y.-Z. Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. **International Journal of Remote Sensing**, v.19, p. 2753-2774, 1998.

SOBRINO, J.A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MOÑOZ, J.C.; OLIOSO, A.; CHEHBOUNI, G. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: application to the DAISEX campaigns. **Journal of Hydrology**, v.315, p.117-125, 2005.

STEPHENS, G. L.; WILD, M.; STACKHOUSE, W. P.; ECUYER, T. S.; KATO, S.; HENDERSON, D. The global character of the flux of downward longwave radiation. **Journal of Climate**, v. 25, n. 7, p. 2329–2340, 2012.

SOUSA, D.; SMALL, C. Christopher Small. Spectral Mixture Analysis as a Unified Framework for the Remote Sensing of Evapotranspiration. **Remote Sensing**, v. 10, n. 12, p. 1961, 2018.

SOUZA, J. D.; SILVA, B. B. DA; CEBALLOS, J. C. Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.26, n.1, p. 31-44, 2008.

STRAHLER, A.; MUCHONEY, D.; BORAK, J.; GAO, F.; FRIEDL, M.; GOPAL, S.; HODGES, J.; LAMBIN, E.; MCIVER, D.; MOODY, A.; SCHAAF, C.; WOODCOCK, C. **MODIS land cover product, algorithm theoretical basis document (ATBD), Version 5.0**. Boston, MA: Center for Remote Sensing, Department of Geography, Boston University. 1999.

STRAHLER, A. H.; MULLER, J. P.; LUCHT, W.; SCHAAF, C.; TSANG, T.; GAO, F.; LI, X.; LEWIS, P. E BARNESLEY, M.J. **MODIS BRDF/Albedo Product: Algorithm Theoretical basis Document Version 5.0**, MODIS Doc. 1999. Disponível em: <[https://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod09.pdf](https://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod09.pdf)> (acesso em 30 abril 2020).

STROEVE, J. C., M. C. SERREZE, F. FETTERER, T. ARBETTER, W. MEIER, J. MASLANIK, AND K. KNOWLES. Tracking the Arctic’s Shrinking Ice Cove Another Extreme September Minimum in 2004. **Geophysical Research Letters**, v. 32, (4), 2005.

SUDENE - SUPERINTENDÊNCIA DO DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE. Delimitação do Semiárido, 2017. Disponível: <http://www.sudene.gov.br/delimitacao-do-semiarido>. Acesso dezembro de 2018.

TANG, B.; LI, Z.-L.; ZHANG, R. A direct method for estimating net surface shortwave radiation from MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v.103, n.1, p.115–126,

2006.

TANG, B.; LI, Z - L. Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud free data. **Remote Sensing Environment**, v. 112, n. 9, p. 3482-3492, 2008.

TEIXEIRA, A. H. DE C.; BASTIAANSSEN, W. G. M. AHMAD, M. D.; BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the LowMiddle São Francisco River basin, Brazil Part B: Application to the large scale. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.477-490, 2009.

TRIPATHY, G. K.; GHOSH, T. K.; SHAH, S. D. Monitoring of desertification process in Karnataka state of India using multi-temporal remote sensing and ancillary information using GIS. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 12, p. 2243–2257, 1996.

VERMA, M.; FISHER, J. B.; MALLICK, K.; RYU, Y.; 3, HIDEKI KOBAYASHI, H.; GUILLAUME, A.; MOORE, G.; RAMAKRISHNAN, L.; HENDRIX, V.; WOLF, S.; SIKKA, M.; KIELY, G.; WOHLFAHRT, G.; GIELEN, B.; ROUPSARD, O.; TOSCANO, P.; ARAIN, A.; CESCATTI, A. Global Surface Net-Radiation at 5 km from MODIS Terra. **Remote Sensing**, v. 8, n. 9, p. 20, 2016.

VOLPATO, M. M. L.; ALVES, H. M. R.; VIEIRA, T. G. C. Geotecnologias aplicadas à agrometeorologia. **Informe Agropecuário**, v. 29, n. 246, p. 61-70, 2008.

WANG, T.; SHI, J.; YU, Y.; HUSI, L.; GAOB, B.; ZHOU, W.; JI, D.; ZHAO, T.; XIONG, C.; CHENC. L. Cloudy-sky land surface longwave downward radiation (LWDR) estimation by integrating MODIS and AIRS/AMSU measurements. **Sensoriamento Remoto do Ambiente**, v. 205, p. 100-111, 2018.

WANG, T.; YAN, G.; CHEN, L. Consistent retrieval methods to estimate land surface shortwave and longwave radiative flux components under clear-sky conditions. **Remote Sensing of Environment**, v. 124, p. 61–71, 2012.

WANG, W.; LIANG, S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v.113, p.745-754, 2009.

WANG, D.; LIANG, S.; HE, T.; SHI, Q. Estimating clear-sky all-wave net radiation from combined visible and shortwave infrared (VSWIR) and thermal infrared (TIR) remote sensing data. **Remote Sensing of Environment**, v. 167, p. 31–39, 2015.

WANG, D.; LIANG, S. Mapping high-resolution surface shortwave net radiation from landsat data. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 11, p. 459–463, 2014.

WAN, Z.; DOZIER, J.A Generalized Split-Window Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from Space. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 34, p.892-905, 1996.

WEBER, E. J. **Estimativa e mapeamento da radiação solar incidente em superfícies com topografia heterogênea na zona de produção vitivinícola Serra Gaúcha**. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Fitotecnia, Porto Alegre, 2011.

WENG, Q. **Remote Sensing and GIS Integration: Theories, Methods, and Applications**. New York: McGraw- Hill, p. 397, 2010.

WILLMOTT, C. J. *et al.* Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, Ottawa, v. 90, n. C5, p. 8995-9005, 1985.

WU, B.; ZHU, W.; YAN, N.; XING, Q.; XU, J.; MA, Z.; WANG, L. Regional Actual Evapotranspiration Estimation with Land and Meteorological Variables Derived from Multi-Source Satellite Data. **Remote Sensing**, v.12, n. 2, p. 332, 2020.

YOU, D.; WEN, J.; XIAO, Q.; LIU, Q.; TANG, Y.; DOU, B. E PENG, J. Development of a High Resolution BRDF/Albedo Product by Fusing Airborne CASI Reflectance with MODIS Daily Reflectance in the Oasis Area of the Heihe River Basin, China. **Remote Sensing**, v. 7, n. 6, p. 6784-6807, 2015.

YU, Y. S.; DU X. X.; ZHOU, Z. H.; CHEN, Y. G.; LI, L. J. First isolation of bla<sub>IMI-2</sub> in an Enterobacter cloacae clinical from China. **Antimicrob Agents Chemother.** v. 50, p. 1610- 1611, 2006.

ZHANG, Y.; HE, T.; LIANG, S. L.; WANG, D. D. Estimation of all-sky instantaneous surface incident shortwave radiation from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data using optimization method. **Remote Sensing of Environment**, v. 209, p. 468–479, 2018.

ZHOU, X.-M.; TANG, B.-H.; WU, H.; LI, Z.-L. Estimating net surface longwave radiation from net surface shortwave radiation for cloudy skies. **International Journal of Remote Sensing**, v. 34, p. 8104–8117, 2013.

ZILLMAN, J. W. “A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans,” **Commonwealth Bureau Meteorol.**, Canberra, Australia, Meteorological study 26, 1972.