

**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**

**Elder Guedes dos Santos**

**AVALIAÇÃO DO ALGORITMO SAFER NA OBTENÇÃO DA  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO ESTADO DO RIO GRANDE DO  
NORTE UTILIZANDO IMAGENS MODIS**

**Campina Grande, Agosto de 2019**



**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**

**AVALIAÇÃO DO ALGORITMO SAFER NA OBTENÇÃO DA  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO ESTADO DO RIO GRANDE DO  
NORTE UTILIZANDO IMAGENS MODIS**

**ÉLDER GUEDES DOS SANTOS**

**Orientador:** Prof. Dr. Madson Tavares Silva

Campina Grande, Agosto de 2019.

**ÉLDER GUEDES DOS SANTOS**

**APLICAÇÃO DO ALGORITMO SAFER NA OBTENÇÃO DA  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DA CAATINGA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO  
NORTE UTILIZANDO IMAGENS MODIS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Doutor em Meteorologia.

**Área de concentração:** Meteorologia de Meso e Grande Escalas

**Subárea:** Sensoriamento Remoto

**Orientador:** Prof. Dr. Madson Tavares Silva

Campina Grande – Paraíba

Agosto de 2019.

S237a Santos, Élder Guedes dos.  
Aplicação do algoritmo SAFER na obtenção da evapotranspiração da caatinga no Estado do Rio Grande do Norte utilizando imagens MODIS / Élder Guedes dos Santos. – Campina Grande, 2021.  
105 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.  
"Orientação: Prof. Dr. Madson Tavares Silva".  
Referências.

1. Meteorologia de Meso e Grande Escalas. 2. Sensoriamento Remoto. 3. Evapotranspiração. 4. Algoritmo SAFER. I. Silva, Madson Tavares. II. Título.

CDU 551.515.6(813.2)(043)

ELDER GUEDES DOS SANTOS

AVALIAÇÃO DO ALGORITMO SAFER NA OBTENÇÃO DA  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO ESTADO DO RIO GRANDE DO  
NORTE UTILIZANDO IMAGENS MODIS

TESE APROVADA EM 27/08/2019

BANCA EXAMINADORA



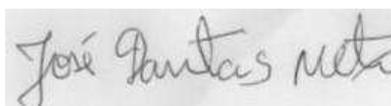
Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências  
Atmosféricas Universidade Federal de  
Campina Grande



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



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Unidade Acadêmica de Ciências  
Atmosféricas Universidade Federal de  
Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ DANTAS NETO  
Unidade Acadêmica de Engenharia  
Agrícola Universidade Federal de Campina  
Grande



Prof. Dr. BERGSON GUEDES BEZERRA  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Universidade Federal do Rio Grande do  
Norte

## DEDICATÓRIA

*À Deus, que me capacitou  
e me permitiu chegar até aqui.  
Dedico.*

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	14
2. HIPÓTESE.....	16
3. OBJETIVOS .....	16
3.1. Objetivo geral .....	16
3.2. Objetivos específicos.....	16
4. CONSIDERAÇÕES GERAIS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	17
4.1. Bioma caatinga/degradação.....	17
4.2. Balanço de energia na superfície .....	23
4.3. Balanço de energia e sensoriamento remoto .....	24
4.4. Evapotranspiração .....	25
4.5. Sensor Modis .....	29
4.5.1 Especificações .....	30
5. MATERIAL E MÉTODOS.....	32
5.1. Definição e descrição da área de estudo .....	32
5.2. Área de instalação da Torre micrometeorologica com sistema Eddy Covariance, e característica de solo, clima e vegetação .....	34
5.3. Aquisição e processamento das imagens de satélite.....	36
5.4. Evapotranspiração pelo método do balanço de energia com base na razão de Bowen.....	38
5.5. Aplicação do algoritmo SAFER na obtenção da evapotranspiração da caatinga no estado do rio grande do norte utilizando imagens MODIS .....	40
5.6. Validação do SAFER.....	44
5.7. Aplicação do GLDAS.....	45
5.8. Análise das variáveis biofísicas para diferentes usos do solo .....	45
5.9. Análise estatística dos resultados .....	47
5.10. Fluxograma.....	50
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	51
6.1. Condições climáticas .....	51
6.2. Componentes do balanço de energia (R <sub>n</sub> , G, H e LE) medidos em condição de campo com sistema Eddy Covariance .....	53

6.3. Distribuição espacial de dados de albedo, temperatura e NDVI obtidos via sistema Eddy Covariance e SAFER e suas relações com o balanço de energia.....	59
6.3.1. Albedo e temperatura da superfície .....	59
6.3.2. Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI).....	66
6.3.3. Saldo de radiação.....	71
6.3.4. Evapotranspiração .....	75
6.4. Validação os dados de evapotranspiração .....	81
6.5. Comportamento de variáveis biofísicas para diferentes usos de solo .....	87
7. CONCLUSÕES .....	90
8. REFERÊNCIAS.....	92

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa do bioma Caatinga (IBGE, 2004), indicando a localização dos estados do Brasil e dos demais biomas (Cerrado, Mata Atlântica e Amazônia).....	18
Figura 2. Áreas prioritárias para a conservação da biodiversidade da Caatinga.( Fonte MMA, 2011).....	20
Figura 3. Áreas prioritárias para a pesquisa científica na Caatinga.....	22
Figura 4. Representação esquemática de orçamentos típicos de energia de superfície durante (a) o dia e (b) à noite.....	23
Figura 5. Varredura do sensor MODIS (NASA, 2019).....	31
Figura 6. Localização do estado do Rio Grande do Norte em relação ao Brasil. Fonte IBGE, 2015.....	32
Figura 7. Estado do Rio Grande do Norte, com destaque para a localização da Estação Ecológica do Seridó onde esta instalada a torre micrometeorologica com sistema Eddy Covariance e mesorregiões do estado.....	34
Figura 8. Torre micrometeorologica equipada com sistema Eddy Covariance (esquerda), localizada na Estação Ecológica do Seridó. ....	36
Figura 9. Processamento de dados através do software QGIS. ....	37
Figura 10. Interface da plataforma GIOVANNI utilizada para download de dados de reanálise GLDAS .....	45
Figura 11. Mapa de classificação do uso do solo(a) e a distribuição espacial de amostras referentes à cobertura do solo (b) para o Estado do Rio Grande do Norte.....	47
Figura 12. Fluxograma com as principais etapas metodológicas desenvolvidas no trabalho.....	50
Figura 13. Dados climáticos mensais para o período analisado precipitação e evapotranspiração real (A.) e umidade relativa e temperatura média (B.), obtidos do sistema Eddy Covariance.....	51
Figura 14. Ciclo diário dos componentes do balanço de energia ( $R_n$ , $Le$ , $H$ e $G$ ) para o trimestre mais seco (B, D e F) e mais úmido(A, C e E) dos anos de 2014, 2015 e 2016. ....	54
Figura 15. Relação entre a energia disponível ( $R_n - G$ ) e a soma dos fluxos de calor sensível e latente ( $H + LE$ ) dados da Eddy Covariance trimestre mais úmido(A, C e E) e mais seco (B, D e F) dos anos de 2014, 2015 e 2016. $R_n$ : saldo de radiação, $G$ : fluxo de calor no solo.....	57

Figura 16. Distribuição espacial de médias trimestral da temperatura da superfície nos meses mais úmidos (A,C e E) e do Albedo (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014 a 2016, respectivamente.....	62
Figura 17. Distribuição espacial de médias trimestral da Temperatura da superfície nos meses mais secos (A, C e E) e do Albedo (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014, 2015 e 2016.....	64
Figura 18. Distribuição espacial de médias trimestral do NDVI nos meses mais úmidos (A, C e E) e mais secos (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014 a 2016, respectivamente. ....	70
Figura 19. Distribuição espacial de médias trimestral do saldo de radiação nos meses mais úmidos (A, C e E) e mais secos (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014, 2015 e 2016.....	74
Figura 20. Distribuição espacial de médias trimestral da Evapotranspiração (mm) nos meses mais úmidos (A, C e E) e mais secos (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014 a 2016 respectivamente.....	77
Figura 21. Variação do albedo, temperatura de superfície, saldo de radiação e evapotranspiração entre dados do sistema Eddy Covariance e SAFER, durante o período de estudo.....	79
Figura 22. Distribuição temporal da Evapotranspiração real obtida via SAFER, sistema Eddy Covariance, GLDAS e MOD16A2 durante o período de estudo de 2014 a 2016.	81
Figura 23. Evapotranspiração real (ETr, mm dia <sup>-1</sup> ) a partir de imagens do satélite MODIS com uso do algoritmo SAFER (ETr SAFER) em comparação com outros métodos de estimativa. ....	83
Figura 24. Diagrama de Taylor resumizando as informações de validação da evapotranspiração pelos diferentes métodos de estimativa. ....	86
Figura 25. Comportamento do Saldo de radiação (A) e Evapotranspiração (B), para diferentes usos do solo.....	88

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Descrição das bandas do produto MOD16A2. ....	32
Tabela 2. Dados de entrada do modelo SAFER. ....	40
Tabela 3. Coeficientes de ponderação (wb) da Equação (4), para uso em imagens MODIS (Tasumi et al., 2008). ....	42
Tabela 4. Classes de cobertura e uso da terra. ....	45
Tabela 5. Estatística descritiva do albedo estimados pelo sistema Eddy Covariance e algoritmo SAFER para a área de estudo. ....	59
Tabela 6. Estatística descritiva para a temperatura de superfície estimados pelo sistema Eddy Covariance e SAFER para a área de estudo. ....	61
Tabela 7. Estatística descritiva do NDVI estimados pelo sistema Eddy Covariance e SAFER para a área de estudo. ....	67
Tabela 8. Estatística descritiva para o saldo de radiação estimados com dados do sistema Eddy Covariance e SAFER para a área de estudo. ....	72
Tabela 9. Estatística descritiva para a evapotranspiração estimados pelos dados do sistema Eddy Covariance e modelada pelo SAFER para a área de estudo. ....	75

## LISTA DE ABREVIACÕES, SIGLAS E SÍMBOLOS

- DJ – Dia Juliano
- EC – Eddy Covariance
- EMPARN - Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte
- ESEC - Estação ecológica do Seridó
- ET<sub>0</sub> – Evapotranspiração de referência
- ETc – Evapotranspiração da cultura
- ET-Evapotranspiração
- ETr– Evapotranspiração real estimada
- FAO - *Food and Agriculture Organization*
- G – Fluxo de calor no solo
- GLDAS - *Global Land Data Assimilation System*
- H – Calor sensível
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- INMET- Instituto Nacional de Meteorologia
- K – Graus Kelvin
- KC – Coeficientes de Cultivo
- LE – Calor latente
- m – Metros
- m<sup>3</sup>dia<sup>-1</sup>– Metros cúbicos por dia
- METRIC – Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration
- mm – Milímetros
- MMA -Ministério do Meio Ambiente
- mmdia<sup>-1</sup>- Milímetros por dia
- MODIS- Moderation Resolution Imaging Spectroradiometer
- NDVI – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
- NEB - Nordeste Brasileiro
- °C – Graus Celsius
- r – Coeficiente de correlação
- R<sup>2</sup>– Coeficiente de determinação
- Rn – Saldo de radiação
- SAFER - Simple Algorithm for Retrieving Evapotranspiration
- SEBAL– Surface Energy Balance Algorithm for Land
- SEBS – Surface Energy Balance System
- SSEB – Simplified Surface Energy Balance
- S-SEBI– Simplified Surface Energy Balance Index
- TM – Thematic Mapper
- Wm<sup>-2</sup>-Watts por metro quadrado (unidade de potência de acordo com o S.I.)
- ZCIT- Zona de Convergência Intertropical
- Λ – Fração Evaporativa

## RESUMO

O objetivo principal deste trabalho foi estimar e validar a Evapotranspiração (*ET*) e a sazonalidade de alguns parâmetros pertencentes ao balanço de energia, para o Estado do Rio Grande do Norte, utilizando dados micrometeorológicos e dados orbitais a partir do algoritmo SAFER (*Simple Algorithm for Retrieving Evapotranspiration*), aplicando imagens MODIS em escala temporal e espacial e aferindo-as com dados medidos à superfície (*in situ*) na ESEC (Estação Ecológica do Seridó) situada no município de Serra Negra do Norte – RN e contrapondo com dados globais de *ET* (MOD16A2 e GLDAS). Também foram analisados o comportamento de algumas variáveis biofísicas para diferentes usos de solo. Os resultados mostraram que a variabilidade temporal da *ET* ajusta-se à sazonalidade climática da região, possibilitando a identificação da intercorrência espacial da *ET*, demonstrando a sua sensibilidade a diferentes tipos de uso e ocupação do solo especialmente em relação aos fluxos de radiação disponível na área estudada. Os resultados indicam que a *ET* estimada pelo Algoritmo SAFER obteve melhor correlação entre os outros métodos comparados ao MOD16A2 e GLDAS, no qual obteve valor superior a 0,654. A correlação dos métodos ETr MOD16A2 x GLDAS, apresentou os piores índices em comparação com os demais métodos de estimativa de evapotranspiração utilizados. A metodologia utilizada por meio do sensoriamento remoto mostrou que através das estimativas da distribuição temporal e espacial comprovou-se a eficiência deste método, sendo possível estimar o volume de água desprendida para a atmosfera através da Evapotranspiração.

**Palavras-chave:** Evapotranspiração, SAFER, Sensoriamento Remoto.

## ABSTRACT

The main objective of this work was to estimate and validate the Evapotranspiration (ET) and the seasonality of the energy balance for the State of Rio Grande do Norte, using micrometeorological data and orbital data from the Simple Algorithm for Retrieving Evapotranspiration (SAFER) algorithm applying MODIS images in temporal and spatial scale and measuring surface data (in situ) at the ESEC (Seridó Ecological Station) located in the municipality of Serra Negra do Norte - RN and contrasting with global ET data (MOD16A2 and GLDAS). The behavior of some biophysical variables for different soil uses was also analyzed. The results showed that the temporal variability of the ET adjusts to the climatic seasonality of the region, allowing the identification of the spatial occurrence of the ET, demonstrating its sensitivity to different types of land use and occupation especially in relation to the radiation fluxes available in the area studied. The results indicate that the ET estimated by SAFER Algorithm obtained better correlation between the other methods compared to MOD16A2 and GLDAS, which obtained a value of 0,654. The methodology used by remote sensing showed that through the estimates of temporal and spatial distribution proved the efficiency of this method, being possible to estimate the volume of water emitted to the atmosphere through Evapotranspiration.

**Keywords:** Evapotranspiration, SAFER, Remote Sensing.

## 1. INTRODUÇÃO

A Caatinga é um bioma heterogêneo composto por um mosaico de arbustos e áreas de floresta sazonalmente seca (LEAL et al., 2005; SANTOS et al., 2011), ocorrendo principalmente sob condições semiáridas. De acordo com Queiroz (2006), a Caatinga abrange as maiores áreas de florestas tropicais sazonalmente secas na América do Sul. Independentemente das mudanças de cobertura da terra e do uso não sustentável de seus recursos terrestres, a Caatinga tem sido apontada como um dos menos conhecidos e mais negligenciado dos biomas brasileiros (MMA, 2007; SANTOS et al., 2011).

Sendo um bioma exclusivamente brasileiro, a Caatinga ocupa 11% do território no Brasil e é o lar de flora e fauna únicas, com muitas espécies que não são encontradas em nenhum outro lugar do planeta. Esse bioma é rico em espécies, mas floristicamente pobre em comparação com florestas tropicais. A Caatinga tem 11 áreas de proteção integral, as quais representam menos de 1% da região, que é a menor área de qualquer grande bioma brasileiro protegido (LEAL et al., 2005). O clima da Caatinga é semiárido e serve como um importante laboratório para estudar como a vegetação adapta-se a precipitação altamente variável e stress ambiental.

O bioma Caatinga ocupa uma área que aproximadamente coincide com a região chamada “semiárido brasileiro”, que é descrito como uma área de grande biodiversidade e corresponde ao semiárido mais populoso do mundo (MMA, 2011). A vegetação da Caatinga abrange desde o baixo arbusto de folha caduca a pequenas manchas de florestas secas, muitas vezes fragmentadas, com uma altura de até 20 m (PRADO, 2003). Esta região recebe 240-1500 mm de precipitação anual, mas a maioria recebe menos de 750 mm/ ano (LEAL et al., 2005 ; PRADO, 2003). As chuvas nesta região são extremamente irregulares, tanto em sua distribuição temporal como geográfica; geralmente mais de 75% da precipitação total anual ocorre no prazo de três meses (PRADO, 2003). As variações interanuais são grandes e as secas podem durar anos (LEAL et al., 2005).

Em relação à climatologia, o regime de precipitação varia em toda a região devido a uma diversidade de forçantes climáticas, com destaque para a Zona de Convergência Intertropical, frentes frias vindas do sul e vórtice ciclônico de ar superior. A estação chuvosa é geralmente de novembro a julho, com alta variabilidade

regional durante esse período. Excluindo as áreas costeira e amazônica, a região é considerada semiárida, com demanda evaporativa maior que a precipitação. A precipitação anual normal varia de 240 mm a 1500 mm, do semiárido ao litoral, enquanto as taxas anuais de evapotranspiração potencial podem ultrapassar 2000 mm, levando a um acentuado déficit líquido de umidade (LEAL et al., 2005).

Diante deste fato, com a crescente demanda hídrica e por outro lado, a deterioração dos recursos naturais e sua escassez em algumas regiões especialmente no Semiárido brasileiro o gerenciamento integrado dos recursos hídricos torna-se cada vez mais imprescindíveis (SCHMIDT et al., 2004).

Em escala regional, existem métodos que usam imagens de satélite e dados meteorológicos de superfície para calcular tanto a evapotranspiração de referência, quanto a evapotranspiração real. Um exemplo destes métodos é o algoritmo SAFER (*Simple Algorithm for Retrieving Evapotranspiration*) (TEIXEIRA, 2010), que tem sido utilizado para a obtenção da *ET* (evapotranspiração) para grandes áreas especialmente aplicadas na região do semiárido. Teixeira et al. (2013) sugeriram o SAFER com o intuito de estimar a *ET* sem a exigência de classificação da vegetação e de determinação de condições hidrológicas extremas, utilizando apenas alguns parâmetros relacionados ao balanço de energia juntamente com a equação de Penman-Monteith.

Em qualquer caso, a estimativa correta da *ET* da cultura e, portanto, as necessidades hídricas das mesmas dependem da disponibilidade de informações meteorológicas diárias. Infelizmente, estações meteorológicas são escassas e não têm sempre a instrumentação necessária para medir todas as variáveis relevantes.

Alguns pontos levaram a justificar a existência desse estudo tais como: A quantidade reduzida de estudos sobre o tema, utilizando o algoritmo SAFER aplicado ao bioma Caatinga em preservação; A utilização das imagens MODIS as quais possuem uma alta resolução temporal; Aplicação do algoritmo SAFER para áreas heterogêneas no semiárido.

Logo, o estudo da evapotranspiração real através de técnicas de sensoriamento remoto é, portanto, de importância fundamental na estimativa da variação sazonal, e avaliação do controle biofísico da evapotranspiração, em área de Caatinga preservada.

## 2. HIPÓTESE

O algoritmo SAFER aliado às imagens MODIS, se apresenta como uma ferramenta promissora na obtenção da distribuição espacial e temporal da evapotranspiração em superfícies heterogêneas do Semiárido brasileiro, sendo possível a identificação da sazonalidade climática da *ET*.

## 3. OBJETIVOS

### 3.1. Objetivo geral

- ✓ Aplicar o algoritmo SAFER para a obtenção da sazonalidade da Evapotranspiração a partir da distribuição temporal e espacial, no estado do Rio Grande do Norte, utilizando imagens MODIS, validando os resultados com o auxílio de dados micrometeorológicos obtidos em áreas de Caatinga sob preservação ambiental.

### 3.2. Objetivos específicos

- ✓ Obter o balanço de energia e evapotranspiração para os anos de 2014 a 2016;
- ✓ Analisar os comportamentos mensal e anual dos parâmetros  $H$ ,  $LE$  e  $G$  medidos em condição de campo;
- ✓ Avaliar séries de dados de NDVI, albedo e temperatura da superfície e suas relações com o balanço de energia;
- ✓ Analisar a sazonalidade da vegetação em função do regime pluviométrico a partir das imagens MODIS, juntamente com as distribuições temporais e espaciais.
- ✓ Validar os dados de evapotranspiração estimados pelo SAFER, com dados micrometeorológicos (EDDY COVARIANCE), dados de reanálise (GLDAS) e dados prontos do MODIS (MODIS16A2).
- ✓ Analisar o comportamento de variáveis biofísicas para diferentes usos de solo no Estado do Rio Grande do Norte.

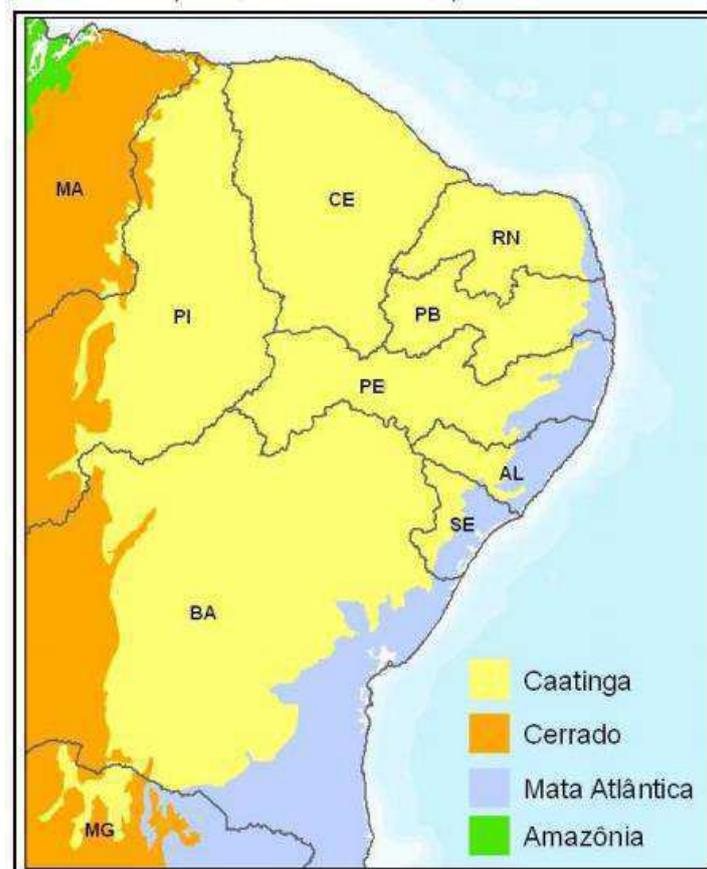
## **4. CONSIDERAÇÕES GERAIS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **4.1. Bioma caatinga/degradação**

A Caatinga é o ecossistema predominante no Nordeste do Brasil. Sua vegetação típica é seca e espinhosa, por causa da falta de chuvas durante grande parte do ano. Porém, quando chega o período de chuvas, as folhagens voltam a brotar e a paisagem fica mais verde. Alguns animais que fazem parte da caatinga são os lagartos (como o teiú), serpentes (como a cascavel e a jararaca) e aves como a siriema, pomba-de-bando, quenquém e juriti (IBGE, 2017).

O bioma Caatinga estende-se por praticamente todo o estado do Ceará (quase 100%), mais de metade dos estados do Rio Grande do Norte (95%), Paraíba (92%), Pernambuco (83%), Piauí (63%) e Bahia (54%), e quase a metade de Alagoas (48%) e Sergipe (49%), além de pequenas porções de Minas Gerais (2%) e do Maranhão (1%). Ao norte, a Caatinga encontra o Oceano Atlântico, a oeste e sudoeste tem como limite o bioma Cerrado e a leste e sudeste encontra-se com a Mata Atlântica (Figura1).

A vegetação do Bioma sustenta a economia da região por meio da participação da lenha e do carvão na matriz energética e de uma grande quantidade de produtos florestais não-madeireiros que dão um caráter único às atividades humanas dentro de uma forte cultura regional. Direta ou indiretamente, as florestas da Caatinga são utilizadas para sustentar atividades tradicionais como a pecuária extensiva adaptada às condições naturais do Semiárido. Também são igualmente importantes alguns produtos florestais, como cascas e raízes para a produção de tanino, extração de fibras e a coleta de frutos (MMA, 2010).



**Figura 1.** Mapa do bioma Caatinga (IBGE, 2004), indicando a localização dos estados do Brasil e dos demais biomas (Cerrado, Mata Atlântica e Amazônia).

O clima nas áreas semiáridas da Caatinga contrasta muito com as condições de maior umidade dos demais biomas brasileiros. As temperaturas médias diárias são elevadas e variam pouco ao longo do ano, entre 25°C e 29°C. As variações diárias de temperatura são mais intensas nas áreas de maior altitude e de relevo acidentado, apresentando marcadas diferenças entre as observações diurnas e noturnas e afetando a composição florística. A seca estende-se de 7 a 10 meses, podendo ficar até 12 meses sem chover em certas regiões. Desse modo, nas áreas mais secas, as chuvas concentram-se em períodos de até três meses, ocorrendo de forma bastante intensa. Os períodos de estiagem são mais longos nas planícies do que nas áreas mais elevadas (planálticas), onde a precipitação costuma exceder 800 mm anuais, podendo atingir extremos de até 1.200 mm em determinados locais, enquanto que a precipitação anual nas planícies fica entre 400 e 700 mm. Nas áreas de formações não típicas, a precipitação é bastante variável (MMA, 2010).

A degradação ambiental generalizada na Caatinga tem origem no desmatamento, que ocorre de forma pulverizada. Isto se deve ao fato de que o vetor mais importante do

desmatamento é a exploração predatória para satisfazer demandas por carvão vegetal e lenha para fins energéticos. Os insumos energéticos provenientes da vegetação natural atendem às necessidades domésticas e industriais, sobretudo para satisfação das demandas dos polos de produção de gesso, cal, cerâmica e ferro-gusa.

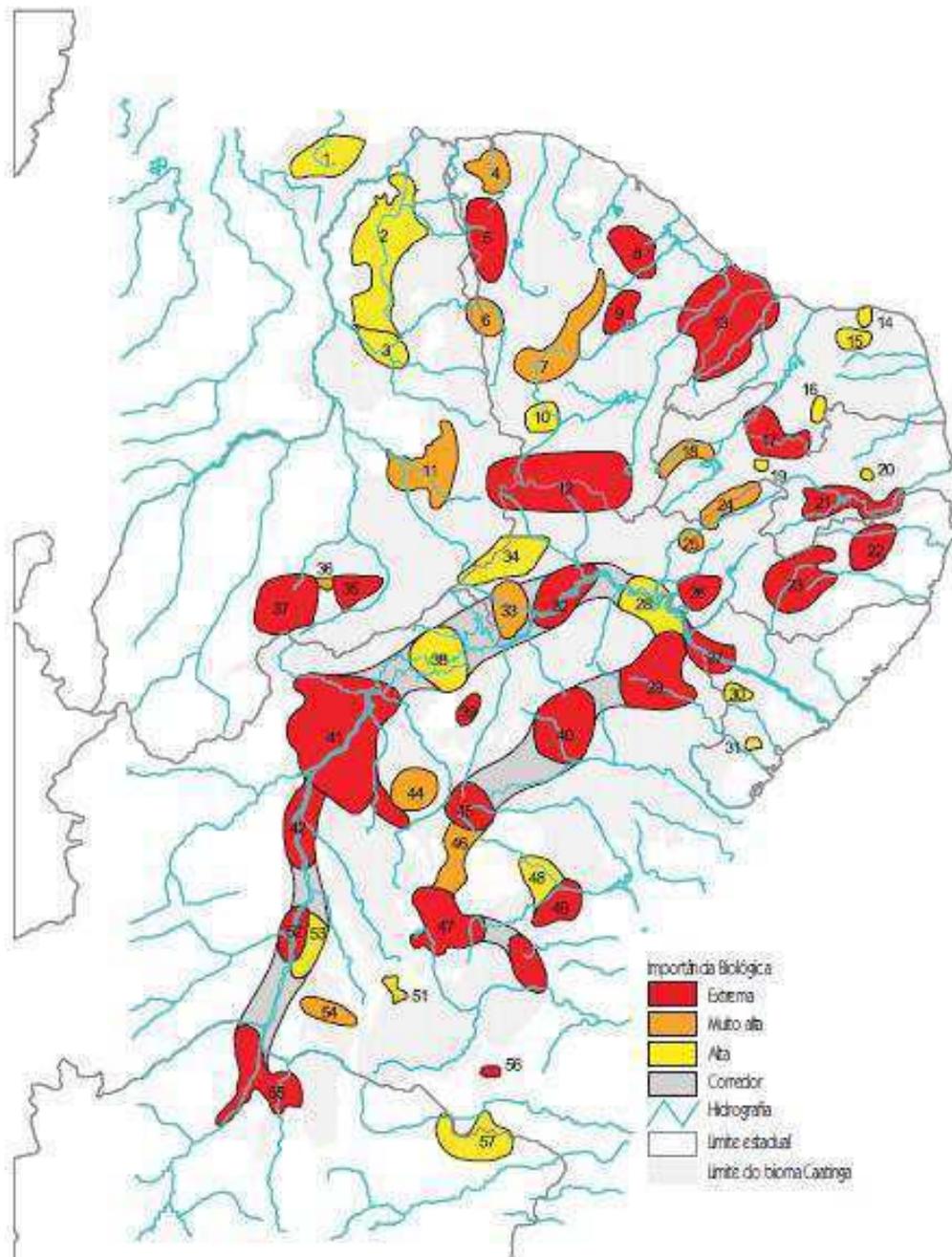
O desmatamento propicia a erosão do solo, dando início ao processo de desertificação. Além do desmatamento e dos processos erosivos, as práticas agropecuárias inadequadas, por meio da compactação e da salinização do solo infértil, destacam-se entre os fatores que aceleram a degradação ambiental e o processo de desertificação. Essas alterações no uso do solo modificam o balanço de energia.

Essa desarborização em vários ecossistemas globais vem ocorrendo há milhares de anos, como resultado da conversão de áreas naturais em culturas agrícolas, pastagens e uso de biomassa vegetal como fonte de energia (lenha) pelas pessoas. Globalmente, considerando apenas o período de 1990 a 2015, a cobertura vegetal do planeta reduziu em 129 milhões de hectares (FAO, 2016). Nas terras secas do planeta, por sua vez, apenas 18% de seu território ainda é ocupado por florestas naturais (FAO, 2016), como consequência do desmatamento acelerado e da degradação da floresta vegetação, típica de uma economia baseada no extrativismo e na agricultura de subsistência.

Historicamente, tem havido negligência por parte da comunidade científica internacional em compreender os atores envolvidos e os impactos ambientais decorrentes da degradação e desmatamento da vegetação natural das terras secas. Nesse ecossistema, por exemplo, os efeitos do desmatamento nos atributos morfológicos do solo, armazenamento de carbono e disponibilidade de nutrientes essenciais para o crescimento das plantas ainda são pouco conhecidos.

Normalmente, no caso de desmatamento e degradação da vegetação, ocorre um aumento na perda de carbono do solo (ARAÚJO et al., 2018 ; VILLARINO et al., 2016 ), enquanto a regeneração promove o acúmulo de Carbono e Nitrogênio no solo ( FENG et al., 2017 ; MOURA et al., 2016 ; ZENG et al., 2017 ). Em terras secas, o déficit hídrico e a baixa atividade biológica tendem a afetar o ciclo de nutrientes no ecossistema ( DELGADO et al., 2013 ), tornando esses ambientes mais sensíveis a

perturbações do que aqueles localizados em regiões com clima úmido .



**Figura 2.** Áreas prioritárias para a conservação da biodiversidade da Caatinga.( Fonte MMA, 2011).

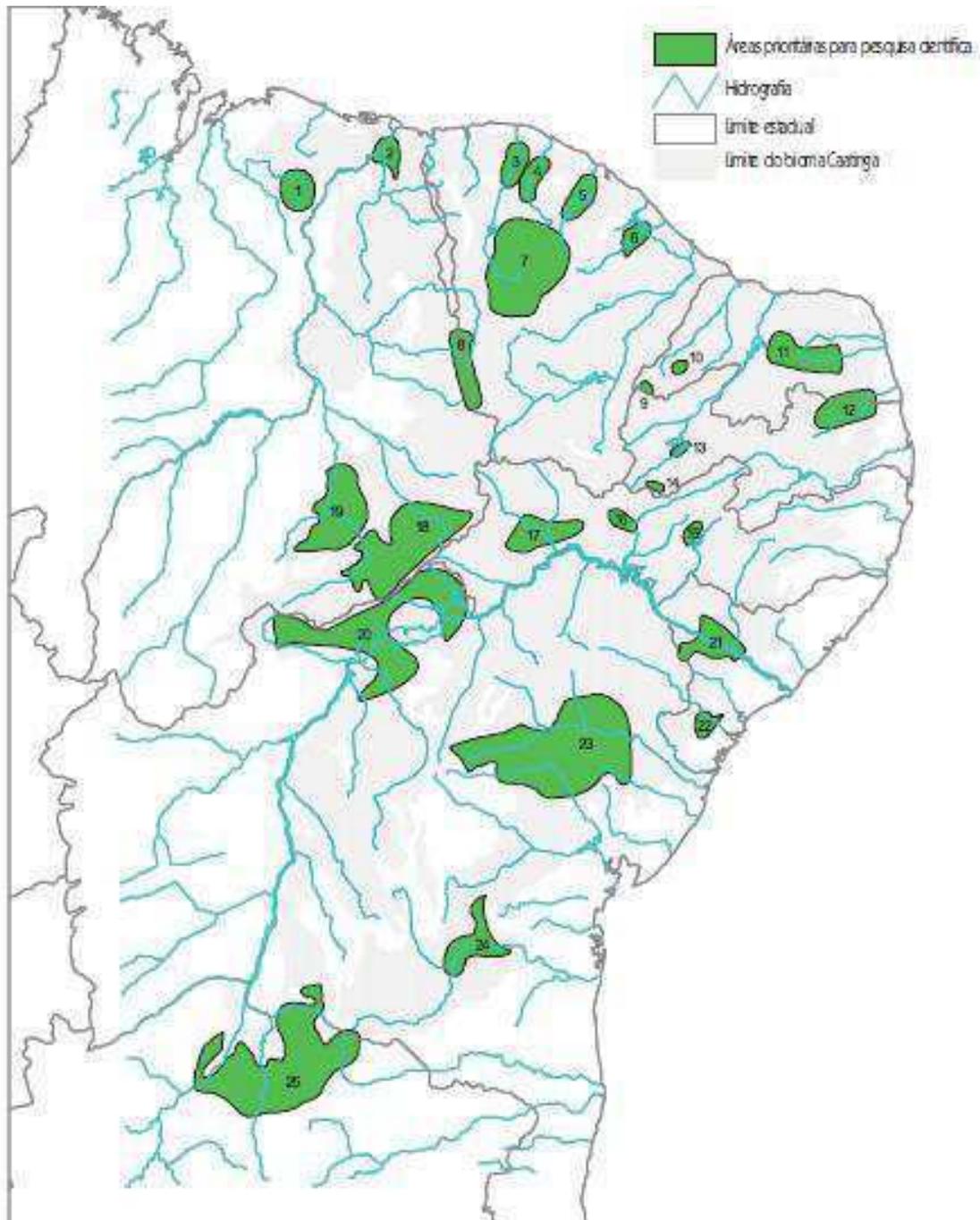
1. Bacia do Rio Preguiça  
2. Complexo de Campo Maior  
3. Médio Poti  
4. Serra das Flores  
5. Planalto da Ibiapaba do Norte / Jaburuna  
6. Reserva da Serra das Almas

7. Serra da Joaquina / Serra da Pipoca  
8. Serra de Baturité  
9. Quixadá  
10. Aiuaba  
11. Picos  
12. Chapada do Araripe  
13. Baixo Jaguaribe /Chapada do Apodi  
14. São Bento do Norte

15. Mato Grande  
16. Acarí  
17. Seridó / Borborema  
18. Alto Sertão do Piranhas  
19. Patos / Santa Terezinha  
20. São José da Mata  
21. Cariri Paraibano  
4522. Caruaru  
23. Buíque / Vale do Ipojuca  
24. Serra do Cariri  
25. Serra Talhada

26. Serra Negra	e das Confusões	48. Rui Barbosa
27. Xingó	37. Parque Nacional Serra	49. Milagres
28. Rodelas	das Confusões	50. Maracás
29. Raso da Catarina	38. Sento Sé	51. Livramento do Brumado
30. Monte Alegre	39. Delfino	52. Bom Jesus da Lapa
31. Domo de Itabaiana	40. Senhor do Bonfim	53. Arredores de Bom Jesus da Lapa
32. Curaçá	41. Médio Rio São Francisco	54. Guanambi
33. Petrolina	42. Ibotirama	55. Peruaçu / Jaíba
34. Oeste de Pernambuco	43. Ibipêba	56. Vitória da Conquista
35. Parque Nacional da Serra da Capivara	44. Carste de Irecê	57. Pedra Azul
36. Corredor Ecológico Serra da Capivara	45. Morro do Chapéu	
	46. Bonito	
	47. Itaetê / Abaíra	

De acordo com o Ministério do Meio Ambiente (MMA), foram identificadas 82 áreas prioritárias para a conservação da biodiversidade da Caatinga. Dessas áreas, 27 foram classificadas como de extrema importância biológica, 12 como de muito alta importância, 18 como de alta importância (Figura 2) e 25 como insuficientemente conhecidas, mas de provável importância (Figura 3). Além dessas, um corredor conectando áreas prioritárias em Minas Gerais e na Bahia também foi proposto. O elevado número de áreas das quais pouco se conhece enfatiza a urgente necessidade de um programa especial de fomento para o inventário biológico desse bioma. As áreas prioritárias variam bastante em extensão, desde 235km<sup>2</sup> até 24.077km<sup>2</sup>. No total, cobriram cerca de 436.000km<sup>2</sup>, ou seja, 59,4% do bioma Caatinga. As de extrema relevância biológica constituem 42% das áreas prioritárias, ou 24,7% de toda a Caatinga.

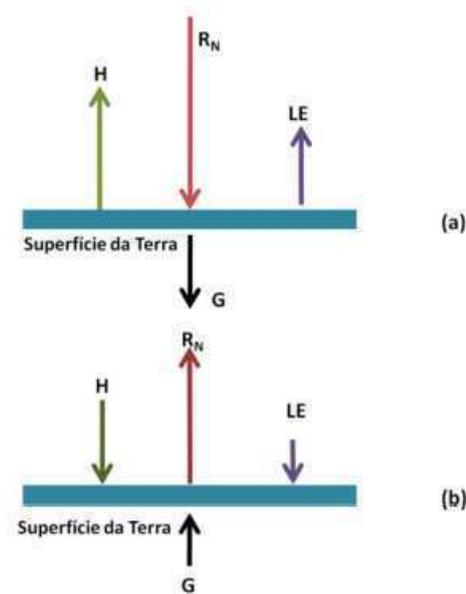


**Figura 3.** Áreas prioritárias para a pesquisa científica na Caatinga.

- |  |                              |
|--|------------------------------|
| 1. Bacia do Rio Mearim                   | 13. Vale do Piancó           |
| 2. Baixo Parnaíba                        | 14. Paus Brancos             |
| 3. Bacia do Rio Acaraú                   | 15. Betânia                  |
| 4. Bacia do Rio Anacatiaçu               | 16. Mirandiba                |
| 5. Bacia do Rio Curu                     | 17. Vale do Sertão Central   |
| 6. Bacia do Rio Choró                    | 18. Queimada Nova            |
| 7. Inhamus                               | 19. Canto do Buriti / Brejal |
| 8. Angical                               | 20. Remanso                  |
| 9. Luís Gomes                            | 21. Gararu / Belo Monte      |
| 10. Serra do Martins                     | 22. Lagarto / Serra da Miaba |
| 11. Bacia do Potengi /<br>Pico do Caburá | 23. Queimadas                |
| 12. Curimataú                            | 24. Arredores de Maracás     |
|  | 25. Limite Sul da Caatinga   |

## 4.2. Balanço de energia na superfície

O Balanço de energia representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície. Em condições atmosféricas normais, o suprimento principal de energia para a superfície é dado pela radiação solar na forma de ondas curtas. Durante o dia a superfície recebe radiação solar, eleva sua temperatura e transfere parte dessa energia para a atmosfera na forma de calor. No entanto, durante a noite a superfície tende a perder energia, ficando relativamente mais fria que a atmosfera, logo, durante a noite a direção das transferências de energia é invertida (Figura4).



**Figura 4.** Representação esquemática de orçamentos típicos de energia de superfície durante (a) o dia e (b) à noite.

Considerando a superfície terrestre como um meio plano e sem vegetação, o saldo de energia disponível nesse sistema pode ser representado matematicamente como:

$$R_n = H + LE + G \quad (1)$$

O balanço de energia ( $BE$ ) varia de diversas maneiras dependendo do tipo de superfície. Dependendo da região em estudo, outros termos podem ser acrescentados, como o efeito da advecção, (GIELOW et al., 2000) e energia utilizada no processo fotossintético, (LEITÃO, 1989); ou substituídos, como é o caso do fluxo de calor no solo que substitui o armazenamento de calor na lâmina de água em condições de cheias (BURBA et al., 1999).

### 4.3. Balanço de energia e sensoriamento remoto

O Saldo de Radiação ( $R_n$ ) na superfície da Terra conduz o processo de evaporação, a fotossíntese, e aquecimento do solo e do ar. O  $R_n$  é a diferença entre a incidência e emitância de fluxos de radiação na superfície, incluindo ondas longas e curtas. Estima-se a incidência de radiação de ondas curtas,  $R_S^\downarrow$ , com os resultados de dispersão em superfície, emissão e absorção dentro de uma coluna atmosférica; enquanto que a radiação de ondas curtas emitidas  $R_S^\uparrow$ , pode ser estimada pelo albedo de superfície. Radiação de onda longa incidente,  $R_L^\downarrow$  e radiação de onda longa emitida,  $R_L^\uparrow$ , são caracterizadas pela temperatura do ar perto da superfície, emissividade do ar, temperatura da superfície da terra e emissividade da superfície. O  $R_n$  e o balanço global de energia de superfície são importantes para o desenvolvimento da camada limite planetária. Sua quantificação sobre superfícies heterogêneas é essencial para estudar as interações terra-atmosfera.

A radiação solar é responsável pelos processos de aquecimento do ar, do solo e da transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera e do metabolismo das plantas. O estudo de fluxo de balanço de radiação é o processo algébrico dos balanços de ondas curtas e ondas longas entre a energia recebida e a energia perdida (SILVA, 2005).

O  $R_n$  é obtido por intermédio de radiômetros, os quais são raramente instalados em estações meteorológicas utilizadas para estudos regionais e com custo financeiro elevado. As técnicas de sensoriamento remoto constituem uma metodologia que pode ser aplicada em grandes áreas com um baixo custo, para obter os dados geofísicos da superfície terrestre (albedo, emissividade, fluxo de calor no solo, temperatura, fluxo de calor sensível), o que possibilita estimar o  $BE$  e o fluxo de calor latente ( $LE$ ). Uma das aplicabilidades do estudo de  $BE$  é a estimativa das perdas de água por superfícies vegetadas e é base dos projetos de agricultura irrigada (GOMES et al., 2009).

As técnicas de sensoriamento remoto apresentam um grande potencial para ser utilizada na agricultura. Através desta técnica, é possível obter informações sobre: a evapotranspiração, estimativa de área plantada, produção agrícola, vigor vegetativo das culturas, além de fornecer subsídios para o manejo agrícola em nível de país, estado, município ou ainda em nível de micro bacia hidrográfica ou propriedade agrícola (RUDDORF & MOREIRA, 2002).

Alguns modelos computacionais utilizados em sensoriamento remoto orbital se destacam por derivar fluxos de energia da superfície tais como o S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*); METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration*), SEBS (*Surface Energy Balance System*) (Jia et al., 2003), SSEB (*Simplified Surface Energy Balance*) (Senay et al., 2007), TSEB (*Two-Source Energy Balance*), SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) (Bastiaanssen et al., 1998) e SAFER (*Simple Algorithm for Retrieving Evapotranspiration*) (TEIXEIRA, 2010) que utilizam dados de satélite e de superfície para calcular os fluxos do balanço energia de uma cultura, e através destes estimar a evapotranspiração.

#### **4.4. Evapotranspiração**

A *ET* consome mais da metade da radiação solar absorvida pela superfície terrestre, a qual transfere vapor de água para atmosfera o que representa cerca de 70% da precipitação em todo o mundo (JUNG et al., 2010 e MCMAHON et al., 2013). O conhecimento detalhado da *ET* é vital para monitorar as mudanças climáticas regionais e globais através do ciclo hidrológico, e sua estimativa tem aplicações importantes na agricultura, especialmente quanto em previsões de áreas de escoamento, de umidade do solo, do rendimento das culturas, e de ordenamento do território (BASTIAANSEN et al., 2007 e KUSTAS & NORMAN, 1996). O método convencional que utiliza medições de ponto para estimar os valores de *ET* é apenas representativa de áreas locais e não pode ser estendido para grandes áreas, devido à natureza dinâmica e variação regional de *ET* (COURAULT et al., 2003). O sensoriamento remoto tem provado ser a uma ferramenta adequada para estimativas de *ET* para grandes áreas, porque a detecção remota por satélite é uma tecnologia eficiente que pode fornecer parâmetros representativos, como temperatura radiométrica superfície, albedo e índice de vegetação de uma maneira globalmente consistente e economicamente viável (CHOUDHURY & FUNG, 1989 e KUSTAS et al., 2003).

Os dados de sensoriamento remoto com a deliberação do aumento de imagens é uma ferramenta útil para fornecer informações em várias escalas. Vários métodos foram desenvolvidos para utilizar essa informação em esquemas de estimativa de fluxo de superfície. Abordagens analíticas baseadas fisicamente derivadas das equações de

modelo de resistência e do balanço de energia a superfície a partir do método de Penman-Monteith são os mais comuns. Os modelos utilizam temperatura da superfície radiométrica para calcular o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e, em seguida, utilizam a equação do balanço de energia para obter valor  $ET$ , ou a temperatura da superfície radiométrica para calcular o índice de colheita estresse hídrico para obter o valor de  $ET$  (BASTIAANSEN, 1995). No entanto, a utilização de temperatura da superfície radiométrica como um substituto para a temperatura aerodinâmica no modelo de Penman-Monteith leva a um erro substancial, especialmente sobre a cobertura vegetal parcial, porque a temperatura da superfície radiométrica é um composto que consiste da temperatura do solo e da vegetação.

A  $ET$  é a principal variável envolvida na compreensão das interações entre a vegetação-solo-atmosfera (KATUL et al., 2012). Os déficits entre precipitação e  $ET$ , em grande escala, determinam a umidade presente na superfície e atividade da planta em regiões áridas e semiáridas (YANG et al., 2006; ZHANG et al., 2005).  $ET$  também é o processo chave que liga o ciclo hidrológico com outros processos biogeoquímicos (por exemplo, de carbono e de ciclos de nutrientes) (EAMUS et al., 2013; ZHOU et al., 2015). Com os recentes avanços na instrumentação micrometeorológica, quantificando  $ET$  em diferentes ecossistemas, como florestas (IGARASHI et al., 2015 e ZHU et al., 2014), pastagem (AIRES et al., 2008, QIU et al., 2011 e ZHANG et al., 2007), pantanal (KELLNER, 2001; MOORE et al., 2013), terras de cultivo (BEZERRA et al., 2012, LEI & YANG, 2010; SUYKER & VERMA, 2008) e deserto (UNLAND et al., 1996) utilizando observações *in-situ* promoveu uma compreensão significativa das interações entre a solo-vegetação-atmosfera, bem como o efeito da  $ET$  em resposta a mudanças ambientais globais em diferentes ecossistemas.

Dentre os diversos métodos estabelecidos para a medição da evapotranspiração, podem-se destacar o balanço de energia obtido pela razão de Bowen (BERB), balanço hídrico no solo, os que utilizam de lisímetros de pesagem e/ou de drenagem, o método das correlações turbulentas (Eddy Covariance) e, atualmente as metodologias que aplicam os recursos radiométricos de imagens de satélite.

A evapotranspiração ( $ET$ ) é uma das variáveis mais importantes dos ecossistemas terrestres, pois liga as trocas de água, carbono e energia superficial. Portanto, estimações precisas de  $ET$  em larga escala são cruciais para entender as interações entre a superfície terrestre e a atmosfera (KEANE et al., 2002), gestão de secas e recursos terrestres (RAUPACH, 2001) e acoplamento do ciclo

da água e troca de carbono no ecossistema (EAMUS, 2003). Nos últimos anos, tem havido esforços substanciais para recuperar *ET* em grandes áreas. Zeng et al. (2012) estimaram *ET* global com um modelo de regressão espacial, integrando dados de precipitação, temperatura e índice de vegetação normalizado (NDVI). Xia et al. (2014) calcularam *ET* sobre ecossistemas de pastagens da parte seca da Ásia Oriental usando o método da árvore de regressão. LETTENMAIER & FAMIGLIETTI (2006) estimaram a *ET* regional sobre a Planície Norte da China usando os dados do satélite geostacionário chinês Fengyun-2C e descobriram que as variações espaciais do *ET* se comparam muito bem ao uso do solo tipos. No entanto, *ET* ainda é o componente com maior problema nos processos do ciclo da água, devido aos complexos fatores de controle e heterogeneidade da paisagem.

Informações quantitativas deste processo podem ser utilizadas na resolução de numerosos problemas que envolvem o manejo da água. Tanto para o planejamento de áreas agrícolas irrigadas, quanto para a previsão de cheias ou a construção de reservatórios, são requeridos dados confiáveis de *ET*. Contudo, para a avaliação do balanço hídrico de uma região, se faz necessário o conhecimento dos diferentes conceitos de *ET*:

❖ **Evapotranspiração Potencial (*ETp*)**→Termo introduzido por referindo-se ao processo de perda máxima de água para a atmosfera, pela ocorrência simultânea dos processos de transpiração e evaporação, através de uma superfície natural gramada, padrão, sem restrição hídrica, e em crescimento ativo ( TOMASELLA & ROSSATO, 2005). Mais tarde, Penman (1956) adotou o conceito de *ETp* como sendo a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo e de área, por uma cultura de porte baixo (vegetação rasteira), verde, de altura uniforme e sem deficiência hídrica, que cobre totalmente a superfície do solo.

❖ **Evapotranspiração Real (*ETr*)**→A evapotranspiração real corresponde a quantidade de água realmente utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, porém, com ou sem restrição hídrica, podendo a *ETr* ser igual ou menor a *ETp*. Entretanto pode-se afirmar que a *ETr* é aquela que ocorre em uma superfície vegetada, independente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo, ocorrendo em qualquer circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno (TOMASELLA & ROSSATO, 2015).

❖ **Evapotranspiração de Referência ( $ET_0$ )**→Termo inicialmente introduzido por Jensen et al. (1971), a  $ET_0$  representa uma extensão da definição original de Penman (1956). No entanto, somente depois da adoção do boletim FAO-24 elaborado por Doorenbos & Pruitt (1977) é que tal definição se popularizou. Assim, Doorenbos e Pruitt (1977) definiram a evapotranspiração de referência como sendo a evapotranspiração de uma área com vegetação rasteira (grama), em crescimento ativo, mantida a uma altura uniforme de 0,08 a 0,15 m de altura e bem adaptada às condições locais. O mais recente conceito de  $ET_0$  foi proposto por Allen et al. (1998) no Boletim nº 56 da FAO, definindo-a como sendo a evapotranspiração de uma cultura hipotética, com altura fixa de 0,12m, albedo igual a 0,23, e resistência da superfície ao transporte de vapor d'água igual a  $70s\ m^{-1}$ . A cultura hipotética está relacionada a uma superfície gramada, de altura uniforme, possuindo em torno de  $3m^2$  de índice de área foliar (IAF), assemelhando-se a uma superfície verde, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e sem restrição hídrica.

Numerosos modelos são desenvolvidos para quantificar variações espaço-temporais de  $ET$  usando observações de sensoriamento remoto ( MU et al., 2011; LIU et al., 2019; TANG et al., 2013). A modelagem baseada em satélite tem sido uma ferramenta importante para parametrizar com precisão as variáveis biofísicas de superfície, porque os dados detectados remotamente fornecem informações contínuas e espacialmente temporais sobre superfícies heterogêneas. Em estudos anteriores, os produtos de radiação líquidos , variáveis de sensoriamento remoto (por exemplo, índice de vegetação) e medições meteorológicas (por exemplo, pressão de vapor e temperatura do ar) foram usados para calcular a evapotranspiração especial.

Entre os métodos mais comuns utilizados para determinar estimativas pontuais de evapotranspiração destacam-se os métodos: Penman, Thornthwaite, Hargreaves, Priestley e Taylor, Makkink e equações FAO Penman-Monteith (Penman, 1956, Thornthwaite, 1948, Priestley & Taylor, 1972; Allen et al, 1998 ). Em áreas heterogêneas é fundamental, portanto, explorar a estimativa espacial da evapotranspiração real através de abordagens de modelagem fundamentadas em sensoriamento remoto.

A estimativa da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) foi padronizada pelo método da FAO Penman-Monteith, obtido a partir da equação original de Penman-Monteith e da equação da resistência estomática da superfície (ALLEN et al., 1998).

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (2)$$

Em que,  $ET_0$  é a evapotranspiração de referência ( $\text{mmdia}^{-1}$ ),  $R_n$  é o saldo de radiação ( $\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ),  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ),  $T$  é a temperatura média diária a 2 m de altura ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $u_2$  é a velocidade do vento a 2 m de altura ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $e_s$  é a pressão de saturação do vapor (kPa),  $e_a$  é a pressão real de vapor (kPa),  $\gamma$  é o fator psicrométrico, e  $\Delta$  é a tangente a curva de pressão de vapor ( $\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$ ); 0,408 corresponde a  $1/\lambda$  sendo  $\lambda$  o calor latente de evaporação da água, igual a  $2,45 \text{ MJ.Kg}^{-1}$  a  $20^{\circ}\text{C}$ ; 900 é um coeficiente para a cultura de referência ( $\text{kJ}^{-1}.\text{kg}.\text{K}^{\circ}.\text{d}^{-1}$ ), que envolve valores constantes da equação.

#### 4.5. Sensor Modis

O MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) é um instrumento fundamental a bordo do Terra (originalmente conhecido como EOS AM-1) e do Aqua (originalmente conhecidos como EOS PM-1) satélites. A órbita de Terra ao redor da Terra é cronometrada de modo que passe de norte a sul através do equador pela manhã, enquanto Aqua passa do sul para o norte ao longo do equador à tarde. O Terra MODIS e o Aqua MODIS estão visualizando toda a superfície da Terra a cada 1 a 2 dias, adquirindo dados em 36 bandas espectrais ou grupos de comprimentos de onda. Esses dados melhorarão nossa compreensão da dinâmica e dos processos globais que ocorrem na terra, nos oceanos e na baixa atmosfera.

O instrumento MODIS fornece alta sensibilidade radiométrica (12 bits) em 36 bandas espectrais, variando em comprimento de onda de  $0,4 \mu\text{m}$  a  $14,4 \mu\text{m}$ . As respostas são personalizadas de acordo com as necessidades individuais da comunidade de usuários e fornecem uma resposta excepcionalmente baixa fora de banda. Duas bandas são gravadas com uma resolução nominal de 250 m no nadir, com cinco bandas a 500 m, e as restantes 29 bandas a 1 km. Um padrão de varredura de  $\pm 55$  graus na órbita EOS de 705 km alcança uma faixa de 2.330 km e fornece uma cobertura global a cada um ou dois dias.

Uma grande vantagem do uso de imagens MODIS é a disponibilidade de um conjunto de produtos que variam de imagens brutas a produtos altamente processados, como índices de vegetação. Os produtos são fabricados em diferentes agendas temporais, algumas das quais são feitas com a frequência diária e a cada 8 dias. Os produtos estão todos arquivados e disponíveis, geralmente sem nenhum custo. Os produtos MODIS são organizados em diferentes níveis de processamento. Os produtos de nível 0 são imagens de número digital bruto. Os produtos de nível 1 incluem valores de brilho não calibrados e calibrados. Os produtos de nível 2 e 3 têm mais processamento e são derivados de produtos de nível inferior.

#### **4.5.1 Especificações**

Órbita: 705 km, 10:30 da manhã, no descendente (Terra) ou 1:30 da tarde, no ascendente (Aqua), síncrono do sol, quase polar, circular.

Taxa de varredura: 20,3 rpm, faixa cruzada

Dimensões: 2330 km (cross track) por 10 km (ao longo do caminho no nadir)

Telescópio: 17,78 cm de diâmetro. fora do eixo, afocal (colimado), com parada de campo intermediária

Tamanho: 1,0 x 1,6 x 1,0 m

Peso: 228,7 kg

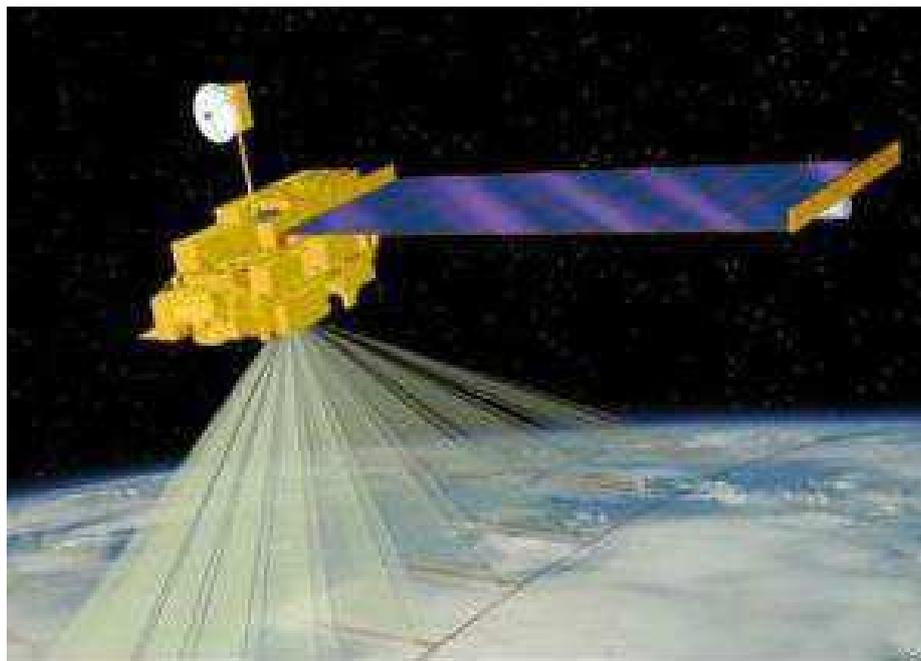
Potência: 162,5 W (média de órbita única)

Taxa de dados: 10,6 Mbps (pico durante o dia); 6,1 Mbps (média orbital)

Quantização: 12 bits

Resolução Espacial: 250 m (bandas 1-2), 500 m (bandas 3-7), 1000 m (bandas 8-36)

Vida útil: 6 anos



**Figura 5.** Varredura do sensor MODIS (NASA, 2019).

#### 4.5.2 Modis ET

O produto MODIS ET (MOD16A2 e MYD16A2) foi calculado com base na equação de Penman-Monteith combinando métodos Monteith e Priestley-Taylor para estimativa da evapotranspiração potencial, com albedo e LAI como parâmetros de entrada para a energia de superfície algoritmo partição equilíbrio (MU et al., 2007, Mu et al., 2011). No algoritmo, o IAF é usado para derivar a condutância do dossel, enquanto o albedo é usado para estimar a radiação solar refletida e, portanto, a radiação solar entrante líquida. O MODIS-ET versão 6 (lançado em 2017) tem uma melhoria na resolução espacial de 1000 m a 500 m, entregue em composições de 8 dias. Como parte deste estudo pré-processamento, foi utilizado o MYD16A2 (Aqua) como o produto principal e completadas as lacunas com MOD16A2 sempre que disponível para uma determinada data de pixel.

Ele é baseado em observações meteorológicas observadas no solo e dados de sensoriamento remoto do MODIS para estimar o *ET* global. O produto *ET* leva em conta as restrições de déficit de pressão de vapor e temperatura mínima do ar na condutância estomática e usa o índice de área foliar como um escalar para estimar a condutância do dossel (MU et al., 2011).

Os dados MODIS/Terra utilizados nesse estudo foram obtidos junto à plataforma Reverb disponibilizada pela agência EOSDIS (*Earth Observing System Data and Information System*) pertencente à NASA. Para os resultados foram utilizadas imagens correspondentes ao período de 1 de janeiro de 2014 a 31 de dezembro de 2016 com base nos produtos de 8-day (produto gerado a cada 8 dias com os melhores pixels do período).

**Tabela 1.** Descrição das bandas do produto MOD16A2.

Banda	Descrição	Unidades	Fator de escala
1	Evapotranspiração	mm/8dias	0,1
2	Fluxo de calor latente	J/m <sup>2</sup> .dia	10 <sup>4</sup>
3	Evapotranspiração Potencial	mm/8dias	0,1
4	Fluxo de calor latente Potencial	J/m <sup>2</sup> .dia	10 <sup>4</sup>

## 5. MATERIAL E MÉTODOS

### 5.1. Definição e descrição da área de estudo

A área de estudo compreende o estado do Rio Grande do Norte, inserido na região Nordeste do Brasil, limita-se com os estados do Ceará e da Paraíba, banhado pelo oceano Atlântico (Figura 6) (IBGE, 2015).

O estado possui 52.810,699 km<sup>2</sup>, divididos em 167 municípios, conforme dados do Censo Demográfico, realizado em 2010 (IBGE, 2010), a população é em torno de 3.168.027 habitantes, com uma densidade demográfica é de 60 hab km<sup>2</sup> e o crescimento demográfico é de 1,3% ao ano.



**Figura 6.** Localização do estado do Rio Grande do Norte em relação ao Brasil. Fonte IBGE, 2015.

De acordo com Diniz & Pereira (2015) no estado do Rio Grande do Norte, podem ser percebidos dois diferentes tipos climáticos o tropical úmido litorâneo e tropical semiárido. Na mesorregião do litoral predomina o clima do tipo o tropical úmido, com temperatura média anual de 20°C, com índices pluviométricos considerados elevados, podendo atingir 1.500mm ano<sup>-1</sup>. Em contrapartida, as demais mesorregiões do estado apresentam temperatura média mais elevada em torno de 27°C e os índices pluviométricos inferiores a 800 mm ano<sup>-1</sup> (INMET, 2016).

No Rio Grande do Norte, o único sistema de grande escala responsável por precipitações pluviométricas é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), uma vez que frentes frias não ocorrem em território potiguar. Todo o estado está sob influência da ZCIT, considerado o sistema gerador mais importante de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e nas áreas continentais adjacentes (MELO et al., 2009).

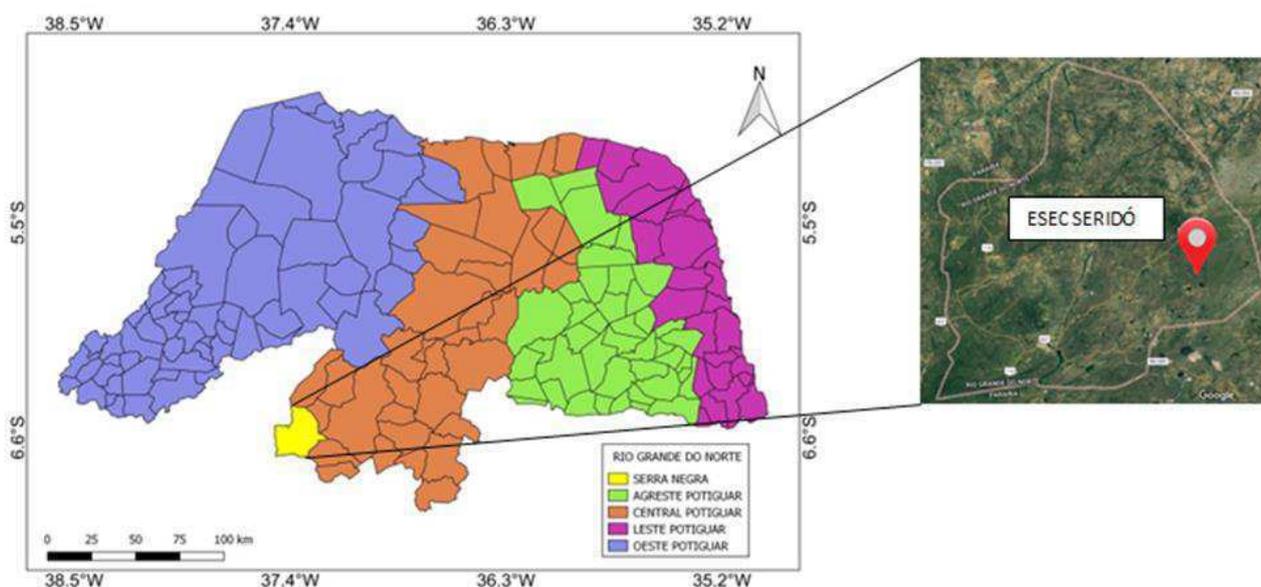
A confluência dos alísios de Nordeste e de Sudeste e a convergência de massas em baixos níveis favorecem o transporte de umidade e o aumento da atividade convectiva, em especial sobre o nordeste do Brasil (NEB). Pode-se dizer que na ZCIT ocorre a confluência das Massas Equatoriais do Atlântico Norte e Sul, adentrando no Rio Grande do Norte uma massa de ar unificada denominada Massa Equatorial Atlântica (mEa), por causa da predominância desse sistema equatorial de duas estações, uma chuvosa e outra seca, saiu a denominação do Clima Tropical de Zona Equatorial, que ocorre no meio-oeste do estado (DINIZ & PEREIRA, 2015).

O relevo é formado por planície litorânea, com depressão na maior parte, e planaltos ao sul. O ponto mais elevado do Estado é a serra do Coqueiro com 868 metros acima do nível do mar. A vegetação apresenta áreas de mangue no litoral, faixa de floresta tropical e caatinga a oeste. O litoral e a porção oeste têm clima tropical; já o centro é semiárido possui como vegetação predominante a caatinga.

No Rio Grande do Norte, os solos se apresentam-se bastante variados; os tipos mais significativos são: solos Litólicos e Bruno Não Cálcico, presentes em todo o Centro Sul do Estado; Areias Quartzozas e Latossolos Vermelho-Amarelo, que ocupam quase todo o litoral do Estado; Podzólico Vermelho-Amarelo, que por sua vez, ocupam algumas áreas do Estado, principalmente o alto Oeste (SANTANA & SOUTO 2006).

## 5.2. Área de instalação da Torre micrometeorológica com sistema Eddy Covariance, e característica de solo, clima e vegetação.

Os dados de campo foram obtidos da torre micrometeorológica equipada com o sistema Eddy Covariance, e os dados foram utilizados para validar o algoritmo SAFER para todo o estado do Rio Grande do Norte, instalada em área pertencente à Estação Ecológica do Seridó (ESEC), localizada no município de Serra Negra do Norte, no sudoeste, mais precisamente na mesorregião central potiguar do Estado do Rio Grande do Norte, entre as coordenadas  $6^{\circ} 34'00''$ -  $6^{\circ} 37'00''$ S e  $37^{\circ} 15'$ -  $37^{\circ} 16'00''$ W, perfazendo 1.166,38 hectares (CAMACHO & BAPTISTA 2005) (Figura, 7).



**Figura 7.** Estado do Rio Grande do Norte, com destaque para a localização da Estação Ecológica do Seridó onde esta instalada a torre micrometeorológica com sistema Eddy Covariance e mesorregiões do estado.

A área da ESEC está inserida no complexo cristalino, com predominância de solos do tipo Luvisolos Crômicos. Estes apresentam profundidade variando de pouco profunda a rasa, horizonte B textural, elevado teor de nutrientes, valor de saturação de bases próximo a 80% e relevo suave a fortemente ondulado. Também, ocorrem Neossolos Litólicos e Vertissolos (SANTANA & SOUTO 2006).

Pela classificação de Köppen, o clima é BsWh, ou seja, seco, muito quente e com estação chuvosa no verão (KÖPPEN & GEIGER, 1928). De acordo com a estação meteorológica instalada na ESEC, no período de novembro 2005 a outubro 2006 a temperatura média anual foi de  $34,48^{\circ}\text{C}$ , a temperatura mínima anual  $21,97^{\circ}\text{C}$  e a umidade relativa do ar (UR) média 60,7% (INMET, 2019). As chuvas concentraram-se

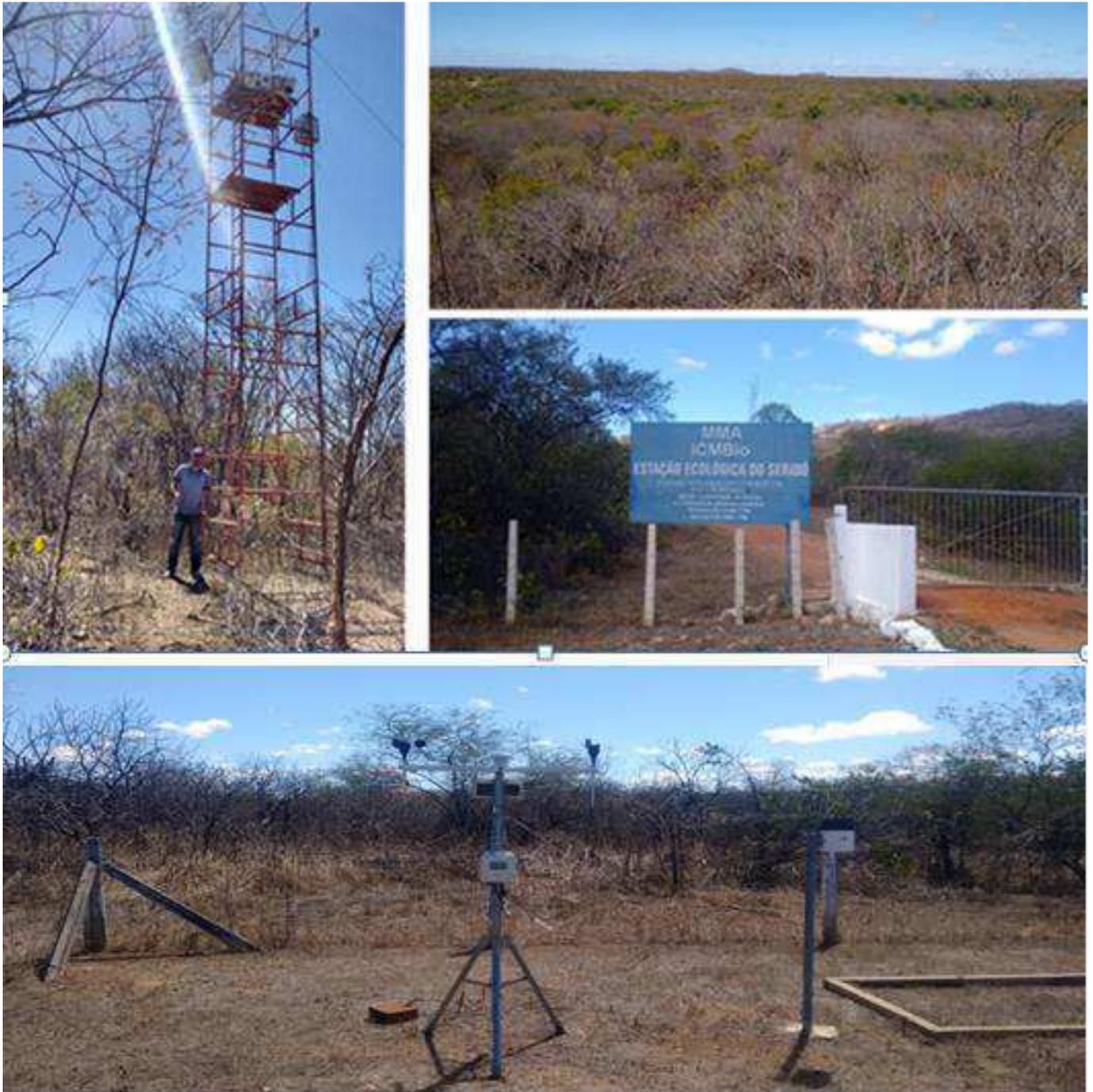
distribuída entre fevereiro e maio e a pluviosidade média total é em torno de 600 a 800 mm anual (JESUS & MATTOS, 2013).

Com relação à vegetação da ESEC, Camacho & Batista (2005) verificaram diferenças estruturais segundo classes de altitude. A vegetação que ocupa as cotas altitudinais entre 200 e 250 m foi classificada como arbustiva embora ocorram pequenos campos, sendo esta a mais representativa na ESEC. Esse setor ocupa o início da encosta da Serra Verde, sendo recoberto por solos vérticos (que ficam encharcados na época das chuvas e fendilhados na seca). A 220 m de altitude, em relevo plano e cobertura arbustiva, ocorre a maior diversidade de espécies lenhosas.

Nas altitudes de 350 m, encontra-se a Caatinga arbórea. A 385 m de altitude, encontra-se a Caatinga arbóreo arbustiva. Nessa cota altitudinal, com afloramentos rochosos, encontra-se um dos pontos referenciais de coleta, conhecido na região por “Mirante”. Vale destacar ainda que próximo à Sede da ESEC, em altitudes próximas a 200 m, há um grande açude, com restos de culturas em seu entorno, principalmente de capineiras. Já o local denominado “Lajedo dos Tanques” é uma área de afloramento rochoso com cavidades profundas, permanentemente repletas de água. E, finalmente, a “Lagoa do Junco” é um lago periódico e natural, rico em macrófitas. Destaca-se que em todos esses ambientes, as gramíneas estão presentes.

A ESEC do Seridó é a única Unidade de Conservação- UC de Proteção Integral do ecossistema da Caatinga localizada no estado do Rio Grande do Norte, possuindo estação meteorológica equipada com sistema Eddy Covariance (Figura 8). Dai a importância na escolha deste lugar para ser o ponto de coleta superficial para validação dos dados no algoritmo SAFER.

Essa UC representa 0,02% do território do estado do Rio Grande do Norte, tendo uma vegetação composta de espécies xerófilas e na sua maioria caducifólias, de porte pequeno, característico do semiárido. A ESEC do Seridó tem como objetivo proteger o ecossistema da Caatinga assim como servir como base de pesquisa científica e educação ambiental. Apesar da pouca representatividade, no cenário estadual a ESEC é a principal Unidade de Conservação da Caatinga.



**Figura 8.** Torre micrometeorológica equipada com sistema Eddy Covariance (esquerda), localizada na Estação Ecológica do Seridó.

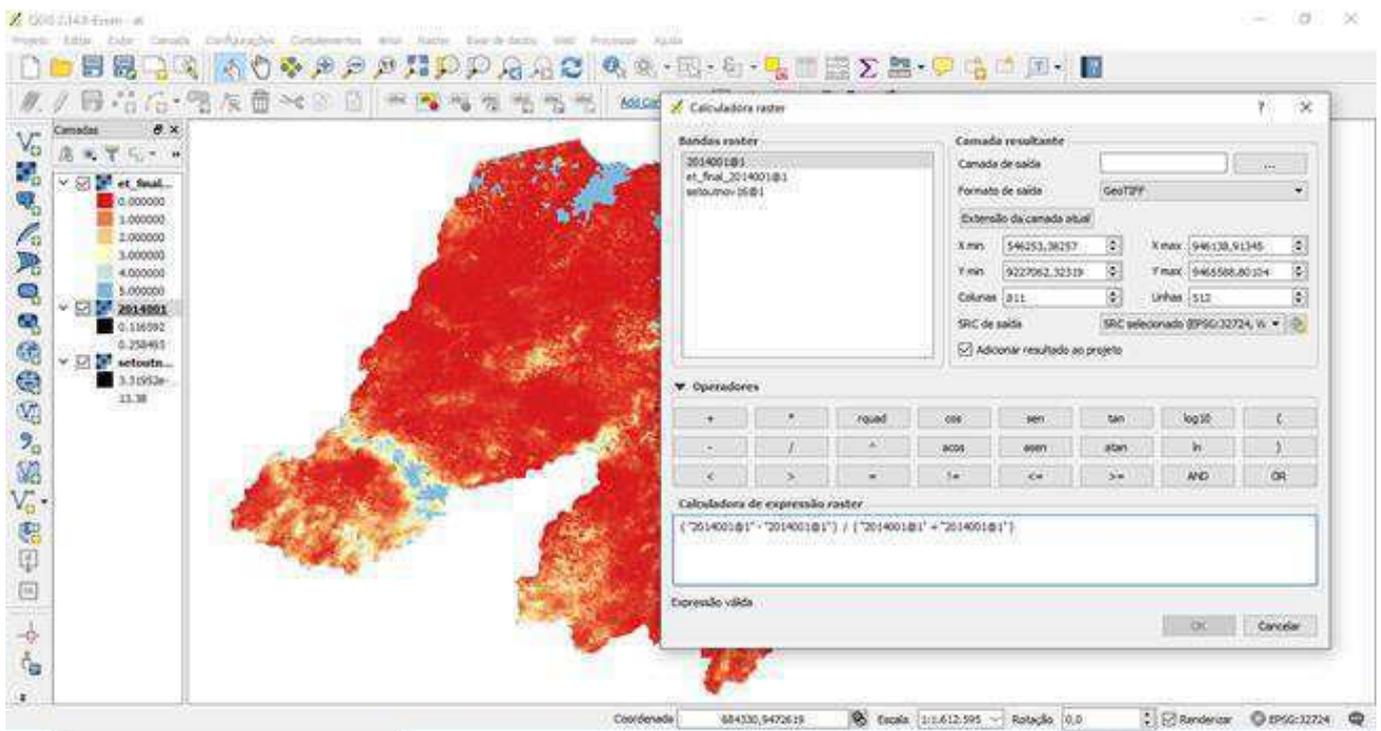
### 5.3. Aquisição e processamento das imagens de satélite

Foram selecionadas imagens sem cobertura de nuvens do satélite MODIS adquiridas gratuitamente no banco de imagens do United States Geological Survey – USGS, disponíveis no site: <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Foram obtidas duas imagens para cada ano, uma para o trimestre mais úmidos (Fevereiro, Março e Abril) e

outra para os três meses mais secos (Setembro, Outubro e Novembro) dos anos de 2014, 2015 e 2016.

No ato da busca das imagens hiperespectrais do satélite MODIS foram utilizados os produtos: MOD11A2; MOD09GQ; MOD16A2, conforme, metodologia de Teixeira et al. (2016). Em que após o download das imagens, verificaram-se os arquivos metadados, onde foram aplicados filtros de nebulosidade menor que 50%, com a finalidade de diminuir ruídos radiométricos provenientes de instabilidades atmosféricas.

Aplicaram-se parâmetros de reescalonamento espectral (observados nos arquivos metadados), para os anos de 2014, 2015 e 2016, obtendo-se a refletância (MOD09GQ) para as datas de obtenção das imagens e a evapotranspiração acumulada em 8 dias (MOD16A2). No processamento das imagens, nas etapas de correção e reescalonamento utilizou-se o software ERDAS imagine versão 9.2, bem como composição de mapas de saídas utilizou-se o software QGIS versão 2.14.8(GNU, 2017), (Figura 9). Já para aplicação dos algoritmos e modelagem das imagens para a obtenção dos parâmetros utilizou-se o software MODIS.



**Figura 9.** Processamento de dados através do software QGIS.

#### 5.4. Evapotranspiração pelo método do balanço de energia com base na razão de Bowen

A determinação da  $ET$  em campo foi realizada pelo método do balanço de energia com base na razão de Bowen (RB) para os anos de 2014, 2015 e 2016, por meio de medições realizadas por sensores eletrônicos instalados em uma torre micrometeorológica utilizando o sistema Eddy Covariance, instalados a 11 metros de altura, equipada com sensores para medir os elementos micrometeorológicos e os componentes do balanço de energia, com medidas em alta frequência, constituindo o sistema das correlações turbulentas ou *Eddy Covariance* (EC).

Os dados brutos de EC (10 Hz) foram processados utilizando software Eddy Pro (EddyPro®, V 5.1.1 – LiCor, Lincon, Nebraska, USA). Para o cálculo e correção dos fluxos de energia e massa foi utilizada uma configuração padrão do software: o cálculo das flutuações turbulentas em média móvel (MONCRIEFF et al., 2004), rotação dupla (WILCZAK; ONCLEY; STAGE, 2001), correção para os efeitos de densidade (WEBB; PEARMAN; LEUNING, 1980) e correção do ângulo de ataque para as componentes do vento (NAKAI et al., 2006). A correção de atenuações de fluxo devido à configuração instrumental. Testes de controle de qualidade dos fluxos (FOKEN et al., 2012), e correções de filtro passa alta e baixa seguiram a metodologia de MONCRIEFF et al., (2004).

O preenchimento final dos dados faltantes dos fluxos superficiais, foi realizado através do pacote R EddyProc disponível para a versão do software RStudio, utilizando os seguintes parâmetros: temperatura do ar, radiação global, umidade relativa, fluxo de calor sensível e latente. Este pacote foi desenvolvido através dos métodos propostos por Reichstein et al. (2005).

Foram realizadas medições do saldo de radiação ( $R_n$ ); da radiação solar global incidente ( $R_g$ ) e refletida ( $R_r$ ); da radiação de ondas emitida pela atmosfera ( $R_a$ ) e pela superfície ( $R_s$ ); da precipitação pluviométrica ( $P$ ); do fluxo de calor no solo ( $G$ ); da temperatura ( $T$ ) e umidade relativa ( $UR$ ) do ar; e da temperatura do ar de bulbo seco ( $T_s$ ) e em bulbo úmido ( $T_u$ ), sendo estes últimos instalados em dois níveis acima do dossel vegetativo.

Para aplicação do balanço de energia, foi necessária a determinação do fluxo de calor latente ( $LE$ ), de calor sensível ( $H$ ), do calor no solo ( $G$ ) e do saldo de radiação ( $R_n$ ), todos em  $W m^{-2}$ , conforme equação 1.

$$Rn = LE + H + G \quad \text{Eq. 1}$$

Uma vez que o saldo de radiação ( $Rn$ ) e o calor do solo ( $G$ ) foram medidos, determinou-se também os fluxos turbulentos de calor sensível e latente utilizando dados de alta frequência medidos pelo sistema Eddy Covariance, de acordo com as equações 2 e 3:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad \text{Eq. 2}$$

$$H = \frac{\beta(Rn - G)}{1 + \beta} \quad \text{Eq. 3}$$

Em que:

$Rn$  = saldo de radiação,  $W m^{-2}$  ;

$H$  = calor sensível,  $W m^{-2}$  ;

$LE$  = fluxo de calor latente,  $W m^{-2}$  ;

$G$  = calor do solo  $W m^{-2}$  ;

Diversos trabalhos apontam que os fluxos de energia  $H$  somado ao  $ET$  é menor quando comparado a  $(Rn - G)$ , chegando a uma diferença em torno de 10 a 30%, necessitando ajuste nos valores de  $H$  e  $ET$  (ALBERTO et al., 2011). Desta forma, este trabalho realizou o fechamento do balanço de energia utilizando a técnica da razão de Bowen (FOKEN, 2008), definido de acordo com a equação 4.

$$\beta = \gamma \left( \frac{\Delta t}{\Delta e} \right) \quad \text{Eq. 4}$$

Em que:

$B$  = Razão de Bowen (Adimensional)

$\Delta t$  e  $\Delta e$  = são as diferenças de temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ) de pressão de vapor d'água (kPa), respectivamente, entre dois níveis acima do dossel.

Aplicou-se a metodologia proposta por Perez (1999) para verificação dos erros associados ao método Razão de Bowen e validação das estimativas de  $\beta$ ,  $LE$  e  $H$ , considerando “válidos” os dias em no mínimo 80% dos dados dos horários diurnos foram consistentes (SILVA et al., 2011). Análises e descrições detalhadas foram apresentadas por Carvalho et al. (2018).

### 5.5. Aplicação do algoritmo SAFER na obtenção da evapotranspiração da caatinga no estado do Rio Grande do Norte utilizando imagens MODIS

Inicialmente para a utilização do algoritmo SAFER foi feito o reescalonamento das refletâncias obtidas com o produto MODIS MOD09GQ, conforme metodologia proposta por Teixeira (2012), Teixeira et al. (2013) e Teixeira et al. (2016), Equação 6.

$$\rho\lambda = [(DN_{Bi} * Re_{Bi})] \quad \text{Eq. 6}$$

Em que:

$\rho\lambda$  = Refletância espectral ( $W\ m^{-2}\cdot sr\cdot\mu m$ );

$DN_{Bi}$  = Imagem com número digital das bandas hiperespectrais ;

$RE_{Bi}$  = Fator multiplicativo de redimensionamento das bandas hiperespectrais.

Em seguida, obtiveram-se os parâmetros de entrada do modelo SAFER (Tabela 2): Temperatura da superfície ( $T_s$ ) Imagem MOD11A2, Albedo de superfície ( $\alpha_s$ ) Imagens MOD09GQ e Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) Imagens MOD09GQ.

**Tabela 2.** Dados de entrada do modelo SAFER.

Dados de entrada	Fonte
Albedo da superfície ( $\alpha_0$ )	Parametrização a partir da imagem MODIS- MOD09GQ
Temperatura da superfície ( $T_0$ )	Parametrização a partir da imagem MODIS- MOD11A2 e dos dados meteorológicos de radiação solar e temperatura do ar
NDVI	Parametrização a partir da imagem MODIS - MOD09GQ
$ET_0$	Equação PM-FAO 56, com dados meteorológicos

No processo de parametrização das variáveis de entrada para modelagem com o SAFER foram realizados o balanço de energia e a aplicação das reflectâncias das bandas 1 (vermelho) e 2 (infravermelho próximo – IP) do produto *MODIS Reflectância da superfície* (MOD09GQ), respectivamente, reflectância na banda do vermelho ( $\alpha_1$ ) e reflectância na banda do IP ( $\alpha_2$ ), a partir da metodologia apresentada em Teixeira et al. (2016).

A Transmissividade atmosférica ( $\tau_a$ ) foi determinada com base na equação 7:

$$\tau_a = R_g / R_0 \quad \text{Eq. 7}$$

Em que:

$R_g$  é a radiação global diária ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) e ,  
 $R_o$  é a radiação no topo da atmosfera ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ).

O Albedo da superfície ( $\alpha_s$ ) foi determinado a partir de uma combinação de medições de campo com cálculos de  $\alpha_s$  por meio de medições pelo satélite MODIS (TEIXEIRA et al., 2016) que resultou na relação linear seguinte para correções das perturbações atmosféricas, equação 8.

$$\alpha_s = a + b\rho_1 + c\rho_2 \quad \text{Eq. 8}$$

em que:

$\alpha_s$  é o albedo da superfície em decimais,

$\rho_2$  e  $\rho_1$  são as reflectâncias das bandas 1 e 2 do produto MOD09GQ reescalonado;  $a = 0,08$ ;  $b = 0,41$  e  $c = 0,14$ .

Utilizou-se as bandas 1 e 2 na determinação do albedo, uma vez que essas são bandas solares reflexivas (Bandas 1 e 2, vermelho e infravermelho próximo) com uma resolução espacial de 250 m. O albedo da superfície tem predominância das faixas reflexivas em torno de 0,3 a 3,0  $\mu\text{m}$ , representando uma razão entre a radiação solar refletida e a radiação solar global incidente em função do ângulo zenital solar (TEIXEIRA et al., 2016).

Para reforçar a precisão dos dados obtidos com essa metodologia de Teixeira et al. (2016) utilizou-se também nas estimativas do albedo o método proposto por Liang (2000) e Tasumi et al. (2008).

Liang (2000) comparou medidas em laboratório com resultados de simulações no modelo de transferência radiativa MODTRAN e propôs equações para o cálculo do albedo da superfície para o sensor MODIS. A de conversão de reflectância da superfície é representada pela Equação 9.

$$\alpha_{sup} = 0,160\rho_1 + 0,291\rho_2 + 0,243\rho_3 + 0,116\rho_4 + 0,112\rho_5 + 0,081\rho_7 - 0,0015 \quad \text{Eq. 9}$$

Em que:

$\alpha_{sup}$  é o albedo da superfície,

$\rho_1$  e  $\rho_7$  correspondem às bandas 1 e 2 do produto MOD09QG e às bandas 3 a 7 do produto MOD09GA.

Para o cômputo do albedo conforme a metodologia de Tasumi et al. (2008) -  $\alpha_T$ , utilizou-se a equação 10.

$$\alpha_T = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} W_b] \quad \text{Eq. 10}$$

Em que:

$W_b$  são os coeficientes de ponderação que representam a fração da radiação solar que ocorre no intervalo espectral das bandas específicas, constantes na Tabela 3;

$n$  é o número de bandas correspondente e,

$\rho_{s,b}$  é a refletância espectral à superfície, obtida do produto MOD09A1.

**Tabela 3.** Coeficientes de ponderação ( $w_b$ ) da Equação (4), para uso em imagens MODIS (Tasumi et al., 2008).

Coeficiente	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
$w_b$	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) foi obtido a partir da Equação 11, também a partir das bandas 1 e 2 do produto MOD09GQ.

$$NDVI = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{(\rho_2 + \rho_1)} \quad \text{Eq. 11}$$

Em que:

$\rho_2$  e  $\rho_1$  são as refletâncias das bandas 1 e 2 do produto MOD09GQ reescalado.

Com esses dados foi possível analisar a dinâmica sazonal da vegetação nos trimestre mais úmido e mais seco dos anos de 2014, 2015 e 2016. O NDVI é uma relação entre medidas espectrais (refletância -  $r$ ) de duas bandas, a do infravermelho próximo-IV (700-1300 nm) e a do vermelho-V (600-700 nm). Este índice é sensível à clorofila (ROUSE et al., 1974). Os valores obtidos com o NDVI são contidos em uma mesma escala de valores, entre -1 e 1.

Índice de Vegetação por Diferença Normalizada oferecem dados temporais e espaciais consistentes sobre as condições da vegetação, de modo a monitorar a atividade fotossintética em suporte à detecção de mudança e interpretações biofísicas e estudo da fenologia.

A temperatura de superfície ( $T_0$ ), por sua vez, foi calculada a partir da Equação 12.

$$T_0 = DN * 0,02 \quad \text{Eq. 12}$$

Em que:

DN = é o Digital Number, e

0,02 é o fator multiplicativo relacionado a primeira camada do produto MOD11A2.

O saldo de radiação ( $R_n$ ) foi calculado pela Equação 13, desenvolvida a partir da equação de Slob, com coeficientes desenvolvidos por Teixeira et al. (2016).

$$R_n = ((1 - \alpha_0)(R_G * 11,6)) - ((6,99 * T_a - 39,99)) \quad \text{Eq. 13}$$

Em que:

$R_n$  = o saldo de radiação na superfície ( $\text{W m}^{-2}$ );

$\alpha$  = albedo de superfície;

$R_G = R_g$  é radiação global instantânea ( $\text{W m}^{-2}$ );

$T_a$  = é a temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ).

A evapotranspiração de referência  $ET_0$  foi calculada pelo método Penman-Monteith-FAO (ALLEN et al., 1998), conforme equação 14, com base nos dados adquiridos na torre micrometeorologica equipada com o sistema Eddy Covariance.

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad \text{Eq. 14}$$

Em que:

$ET_0$  = é a evapotranspiração de referência ( $\text{mm dia}^{-1}$ );

$R_n$  = é o saldo de radiação ( $\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ );

$G$  = é o fluxo de calor no solo ( $\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ );

$T$  = é a temperatura média diária a 2 m de altura ( $^{\circ}\text{C}$ );

$u_2$  = é a velocidade do vento a 2 m de altura ( $\text{ms}^{-1}$ );

$e_s$  = é a pressão de saturação do vapor (kPa);

$e_a$  = é a pressão real de vapor (kPa);

$\gamma$  = é o fator psicrométrico; e

$\Delta$  = é a tangente a curva de pressão de vapor ( $\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$ ).

Após obtenção dos dados de albedo de superfície ( $\alpha_0$ ), temperatura de superfície ( $T_0$ ) e NDVI (Índice de Vegetação da Diferença Normalizada), foram calculados os valores instantâneos da relação  $ET/ET_0$ , conforme equação 15. Os valores instantâneos da relação  $ET/ET_0$  foram modelados e multiplicado pelos valores de  $ET_0$  obtidos com base nos dados fornecidos pelo sistema Eddy Covariance e utilizar-se-á o produto MOD16A2 PET (Teixeira et al., 2014) para a estimativa da  $ET$  em grande escala diária.

$$\frac{ETr}{ET_0} = \exp \left[ a_s + b_s \left( \frac{T_0}{\alpha_0 NDVI} \right) \right] \quad \text{Eq. 15}$$

Em que:

$a_s$  e  $b_s$  = são coeficientes de regressão, com valores de 1,8 e -0,008, respectivamente, para condições semiáridas do Brasil;

$ET_0$  = evapotranspiração de referência, dada em milímetros por dia ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) método Penman-Monteith (Allen et al., 1998);

$\alpha_0$  = Albedo da superfície (decimal)

NDVI = Índice de Vegetação de Diferença Normalizada

ETr = Evapotranspiração real diária (mm).

A partir desses dados obtidos pelo SAFER com base nas imagens MODIS foi possível analisar a sazonalidade da vegetação em função do regime pluviométrico, juntamente com a distribuição temporal e espacial.

## 5.6. Validação do SAFER

Após a obtenção da ETr por meio do SAFER utilizando os coeficientes de ajustes recomendados por Teixeira (2010), verificou-se a validação do modelo para as condições estudadas. Para isso, foram realizadas análises de correlações e verificada a significância entre a ETr computada pelo SAFER (ETr SAFER) e a evapotranspiração obtida com os dados da torre micrometeorológica (ETr Eddy Covariance).

Nesse processo foram utilizados valores de ETr computados pelo modelo SAFER em razão dos valores obtidos pelo sistema Eddy Covariance, onde com o auxílio de softwares estatísticos, realizou o ajuste por regressão entre valores modelados com o SAFER em função dos valores obtidos pelo sistema Eddy Covariance.

Assim, analisando a correlação entre o modelo SAFER e os valores do sistema Eddy Covariance, utilizados na obtenção da ETr da área de estudo.

Por fim, foi utilizado o diagrama de Taylor para sumarizar as métricas do processo de validação (TAYLOR, 2001).

## 5.7. Aplicação do GLDAS

Os dados de reanálise GLDAS/NOAH foram desenvolvido pelas universidades de Princeton e de Washington, produzidos pela NASA, GSFC e pelo NCEP, e disponibilizados gratuitamente para download na plataforma GIOVANNI versão 4.34 (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>) (Figura 10).



**Figura 10.** Interface da plataforma GIOVANNI utilizada para download de dados de reanálise GLDAS.

Foi baixado a variável evapotranspiração da plataforma GIOVANNI, para fins de comparação com a evapotranspiração modelada pelo SAFER. Os dados foram obtidos para o período de 2014, 2015 e 2016 e ajustados para a horário local.

## 5.8. Análise das variáveis biofísicas para diferentes usos do solo

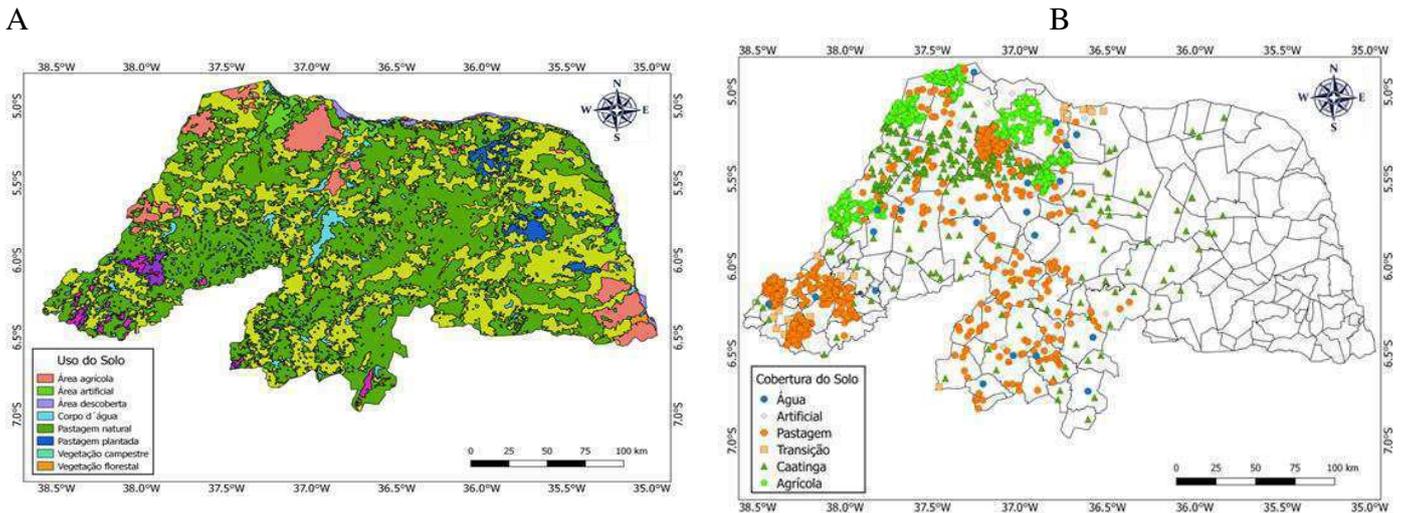
A modelagem dos parâmetros biofísicos foi baseada na determinação da estimativa dos valores do saldo de radiação ( $R_n$ ) e evapotranspiração real ( $E_{Tr}$ ) obtidos do SAFER, para os seguintes classes de uso de solo, (Tabela 4).

**Tabela 4.** Classes de cobertura e uso da terra.

Cód.	Classe	Descrição
1	Área Agrícola	Área caracterizada por lavouras temporárias e lavouras permanentes, irrigadas ou não, sendo a terra utilizada para a produção de alimentos, fibras e <i>commodities</i> do agronegócio. Inclui todas as terras cultivadas, que podem estar plantadas ou em

		descanso e também as áreas alagadas cultivadas. Pode ser representada por zonas agrícolas heterogêneas ou extensas áreas de plantations. Inclui também os tanques de aquicultura.
2	Área Artificial	Área caracterizada por uso urbano, estruturado por edificações e sistema viário, onde predominam superfícies artificiais não-agrícolas. Estão incluídas nesta categoria as metrópoles, cidades, vilas, áreas de rodovias, serviços e transportes, redes de energia, comunicações e terrenos associados, áreas ocupadas por complexos industriais e comerciais e edificações que podem, em alguns casos, estar situadas em áreas periurbanas. Também pertencem a essa classe as aldeias indígenas e áreas de lavra de mineração.
3	Área Descoberta	Esta categoria engloba locais sem vegetação, como os afloramentos rochosos, penhascos, recifes e terrenos com processos de erosão ativos. Também inclui as dunas, litorâneas e interiores, e acúmulo de cascalho ao longo dos rios.
4	Corpo d'água	Inclui todas as águas interiores, como rios, riachos, canais e outros corpos d'água lineares. Também engloba corpos d'água naturalmente fechados (lagos naturais) e reservatórios artificiais (represamentos artificiais de água construídos para irrigação, controle de enchentes, fornecimento de água e geração de energia elétrica).
5	Pastagem Natural	Área caracterizada por vegetação campestre (natural) sujeita a pastoreio e outras interferências antrópicas de baixa intensidade.
6	Pastagem Plantada	Áreas destinadas ao pastoreio do gado e outros animais, com vegetação herbácea cultivada (braquiária, azevém, etc) ou vegetação campestre (natural), ambas apresentando interferências antrópicas de alta intensidade. Estas interferências podem incluir a limpeza da terra (destocamento e despedramento); eliminação de ervas daninhas de forma mecânica ou química (aplicação de herbicidas); gradeação; calagem; adubação; entre outras.
7	Vegetação Campestre	Área caracterizada por formações campestres. Entendesse como campestres as diferentes categorias de vegetação fisionomicamente bem diversa da florestal, ou seja, aquelas que se caracterizam por um estrato predominantemente arbustivo, esparsamente distribuído sobre um tapete gramíneo-lenhoso. Incluem-se nessa categoria as Savanas, Estepes, Savanas Estépicas, Formações Pioneiras e Refúgios Ecológicos. Encontram-se disseminadas por diferentes regiões fitogeográficas, compreendendo diferentes tipologias primárias: estepes planaltinas, campos rupestres das serras costeiras e campos hidroarenosos litorâneos (restinga).
8	Vegetação Florestal	Área ocupada por florestas. Consideram-se florestais as formações arbóreas com porte superior a 5 metros de altura, incluindo-se aí as áreas de Floresta Densa, de Floresta Aberta, de Floresta Estacional, além da Floresta Ombrófila Mista. Inclui outras feições em razão de seu porte superior a 5 m de altura, como a Savana florestada, Campinarana florestada, Campinarana arborizada e os Manguezais.

As informações complementares e levantamentos de campo do Estado do Rio Grande do Norte, o qual indica a distribuição geográfica da tipologia de uso, identificada por meio de padrões homogêneos da cobertura terrestre, foram obtidas do mapa de Classificação do uso do solo e a distribuição espacial de amostras de solo para o Estado do Rio Grande do Norte (Figura 11).



**Figura 11.** Mapa de classificação do uso do solo (a) e a distribuição espacial de amostras referentes à cobertura do solo (b) para o Estado do Rio Grande do Norte.

### 5.9. Análise estatística dos resultados

O desempenho do método de estimativa de evapotranspiração para o estado do Rio Grande do Norte foi avaliando e correlacionado os dados obtidos na torre micrometeorológica pelo sistema Eddy Covariance com o algoritmo SAFER; Eddy Covariance x MOD16; Eddy Covariance x GLDAS; SAFER x GLDAS; SAFER x MOD16 e GLDAS x MOD16.

Aplicou-se o teste F para as correlações e em seguida a metodologia adotada para comparação dos resultados foi proposta por Allen & Asce (1986), a qual se fundamenta no erro padrão de estimativa (EPE) (Equação 16), a estimativa de evapotranspiração foi avaliada ainda a partir do erro quadrático médio (EQM) (Equação 17), a raiz do erro quadrático médio (RMSE) (Equação 18) e o erro médio absoluto (EMA) (Equação 19).

$$EPE = \sqrt{\frac{\sum(O_i - E_i)^2}{n - 1}} \quad \text{Eq. 16}$$

$$EQM = \sqrt{\sum(O_i - E_i)^2} \quad \text{Eq. 17}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(O_i - E_i)^2}{n}} \quad \text{Eq. 18}$$

$$EMA = \frac{1}{n} \sum |O_i - E_i| \quad \text{Eq. 19}$$

Em que:

$O_i$  = valor observado (ET calculada por FAO 56 Penman-Monteith), mm;

$E_i$  = o valor estimado (ET estimados pelo SAFER ; MOD16 e GLDAS ), mm;

EPE= erro padrão de estimativa;

EQM = erro quadrático médio;

RMSE = raiz do erro quadrático médio;

EMA = erro médio absoluto.

A precisão foi dada pelo coeficiente de determinação ( $r^2$ ) (Equação 20), a qual indica o grau em que a regressão explica a soma do quadrado total. A exatidão está relacionada à aproximação dos valores estimados em relação aos observados.

Matematicamente, essa aproximação é dada por um índice designado de concordância ou ajuste, representado pela letra “d” (Equação 21) (WILLMOTT et al., 1985). Seus valores variam de zero (para nenhuma concordância) a 1 (para a concordância perfeita).

O desempenho dos modelos também foi avaliado utilizando-se o índice de confiança ou desempenho (c) proposto por Camargo & Sentelhas (1997), conforme a Equação 23 em que r, é o coeficiente de correlação simples de Person (Equação 22) que determina a precisão do método e indica o grau de dispersão dos pontos em relação à média, o chamado erro aleatório e d é o índice de concordância.

O coeficiente c é interpretado de acordo com os referidos autores como: "ótimo" ( $c > 0,85$ ); "muito bom" (c entre 0,76 e 0,85); "bom" (c entre 0,66 e 0,75); "mediano" (c entre 0,61 e 0,65), "sofrível" (c entre 0,51 e 0,60), "mau" (c entre 0,41 e 0,50) e "péssimo" ( $c < 0,40$ ).

$$r^2 = 1 - \frac{\sum(O_i - E_i)^2}{\sum(O_i - \bar{O})^2} \quad \text{Eq. 20}$$

$$d = 1 - \left[ \frac{\sum(O_i - E_i)^2}{\sum(|E_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad \text{Eq. 21}$$

$$r = \sqrt{1 - \frac{\sum(O_i - E_i)^2}{\sum(O_i - \bar{O})^2}}$$
Eq. 22

$$c = d * r$$
Eq. 23

Em que:

$O_i$  = valor observado (ET calculada por FAO 56 Penman-Monteith), mm;

$E_i$  = o valor estimado (ET estimados pelo SAFER ; MOD16 e GLDAS), mm;

$R^2$  = coeficiente de determinação;

$d$  = índice designado de concordância de Willmott;

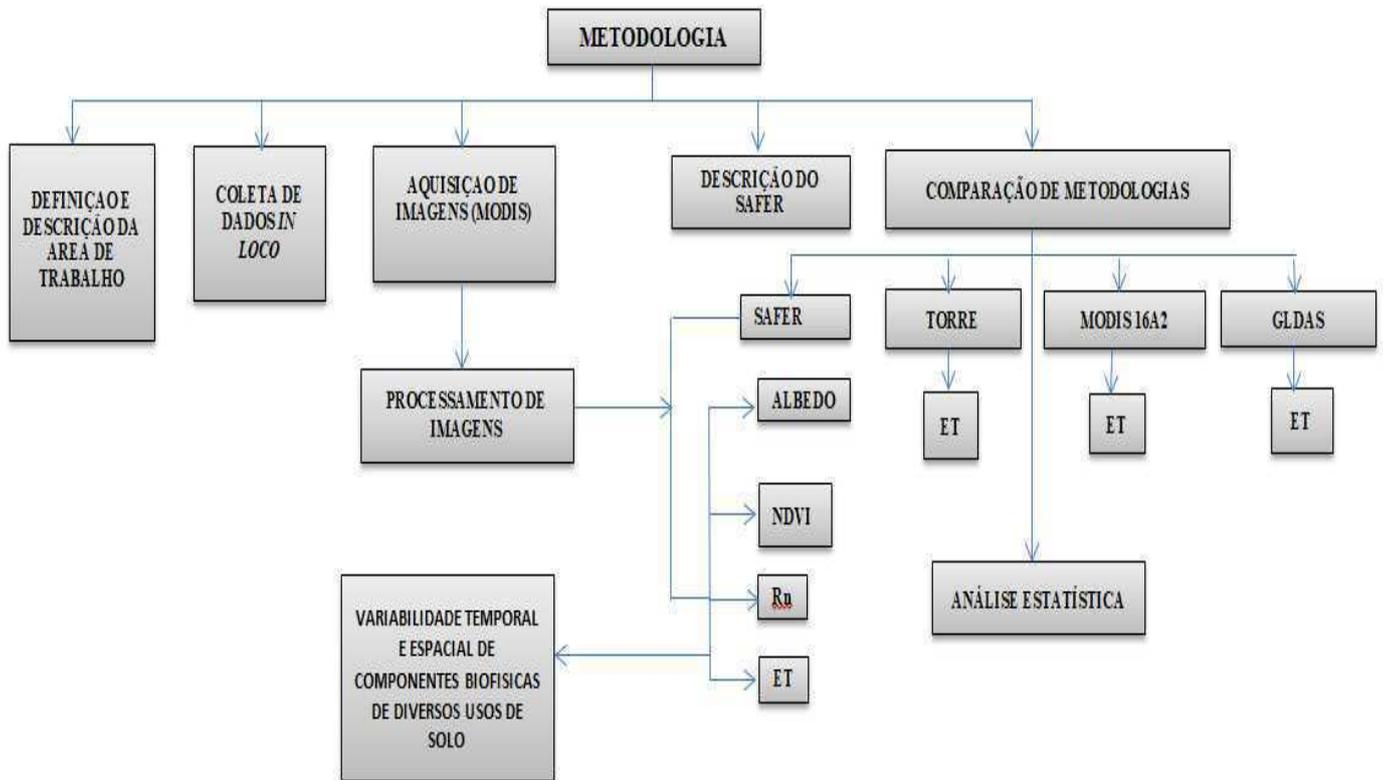
$r$  = coeficiente de correlação simples de Person; e

$c$  = índice de confiança ou desempenho.

Aplicou-se aos dados de temperatura de superfície, albedo, saldo de radiação e NDVI estatística descritiva (máximo, mínimo, média, moda, coeficiente de variação e desvio padrão), tanto para dados obtidos pelos sistema Eddy Covariance quanto para os estimados pelo SAFER.

### 5.10. Fluxograma

O fluxograma das principais etapas realizadas nesse trabalho é apresentado na Figura 12.



**Figura 12.** Fluxograma com as principais etapas metodológicas desenvolvidas no trabalho.

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 6.1. Condições climáticas

Os dados mensais de precipitação total (mm), temperatura média (°C), umidade relativa (%) e evapotranspiração real (mm) para o período estudado do local onde se encontra instalado torre micrometeorológica equipada com o sistema Eddy Covariance, encontram-se na Figura 13.



**Figura 12.** Dados climáticos mensais para o período analisado precipitação e evapotranspiração real (A.) e umidade relativa e temperatura média (B.), obtidos do sistema Eddy Covariance.

A precipitação total foi de 671,20; 583,30 e 600,40 mm ano<sup>-1</sup>, respectivamente para 2014, 2015 e 2016, sendo que os meses com maiores precipitações foram abril de 2014 e 2015; já em 2016 o mês com maior precipitação foi janeiro; com valores de 244,10; 161,00 e 234,90 mm, respectivamente, para os anos de 2014; 2015 e 2016 (Figura 13A).

Lucena et al. (2018) ao analisar o comportamento Hidroclimatológico do Estado do Rio Grande do Norte no período de 1963 a 2013 observaram que 50% dos municípios da mesorregião central potiguar, mesma regiões onde foi instalada a torre com o sistema Eddy Covariance, apresentaram chuvas anuais variando de 603,3 e 870 mm. Pode-se notar que a precipitação observada nos três anos desse estudo, estão dentro do considerado normal, no entanto, no ano de 2015 a precipitação foi abaixo do considerado normal de precipitação para a região central potiguar.

A evapotranspiração real foi de 586,39; 577,59 e 594,89 mm, respectivamente para os anos de 2014; 2015 e 2016. Com valores máximos nos meses de abril de 2014 correspondendo a 149,833 mm; em 2015 o valor máximo foi observado em abril com valor de 141,47mm e em março de 2016 valor foi de 153,53 mm (Figura 13A). Nota-se que quando não existe água disponível no ambiente, ou seja, quando não foi observado evento de precipitação, a ETr é próximo a zero, e o ar é mais quente e seco, conforme verificado na temperatura média e umidade relativa dessas anos (Figura 13B) . Verifica-se assim, alta correlação entre precipitação e ETr para o período estudando com  $r = 0,86$  e  $R^2 = 0,72$ .

Assim, quanto maior a precipitação, mais água disponível para evapotranspiração. Para a região semiárida do Nordeste brasileiro a precipitação tem um papel de destaque. Uma vez que o regime de chuvas praticamente determina a disponibilidade de água no solo, afetando indiretamente também as taxas de radiação, uma vez que chuvas intensas limitam a radiação solar que chega à superfície.

Os baixos valores de precipitação no trimestre mais seco dos anos de 2014, 2015 e 2016 (Figura 13A) reduzem consideravelmente a disponibilidade hídrica no solo e, conseqüentemente, limitam o crescimento da vegetação (BIUDES et al., 2014; BIUDES et al., 2015). Em meses com baixos índices de precipitação, além da taxa de crescimento da vegetação ser menor ou quase nula, as espécies da caatinga, predominante na região nordeste do Brasil perdem a maior parte da folhagem, o que diminui o NDVI (IVO et al., 2018).

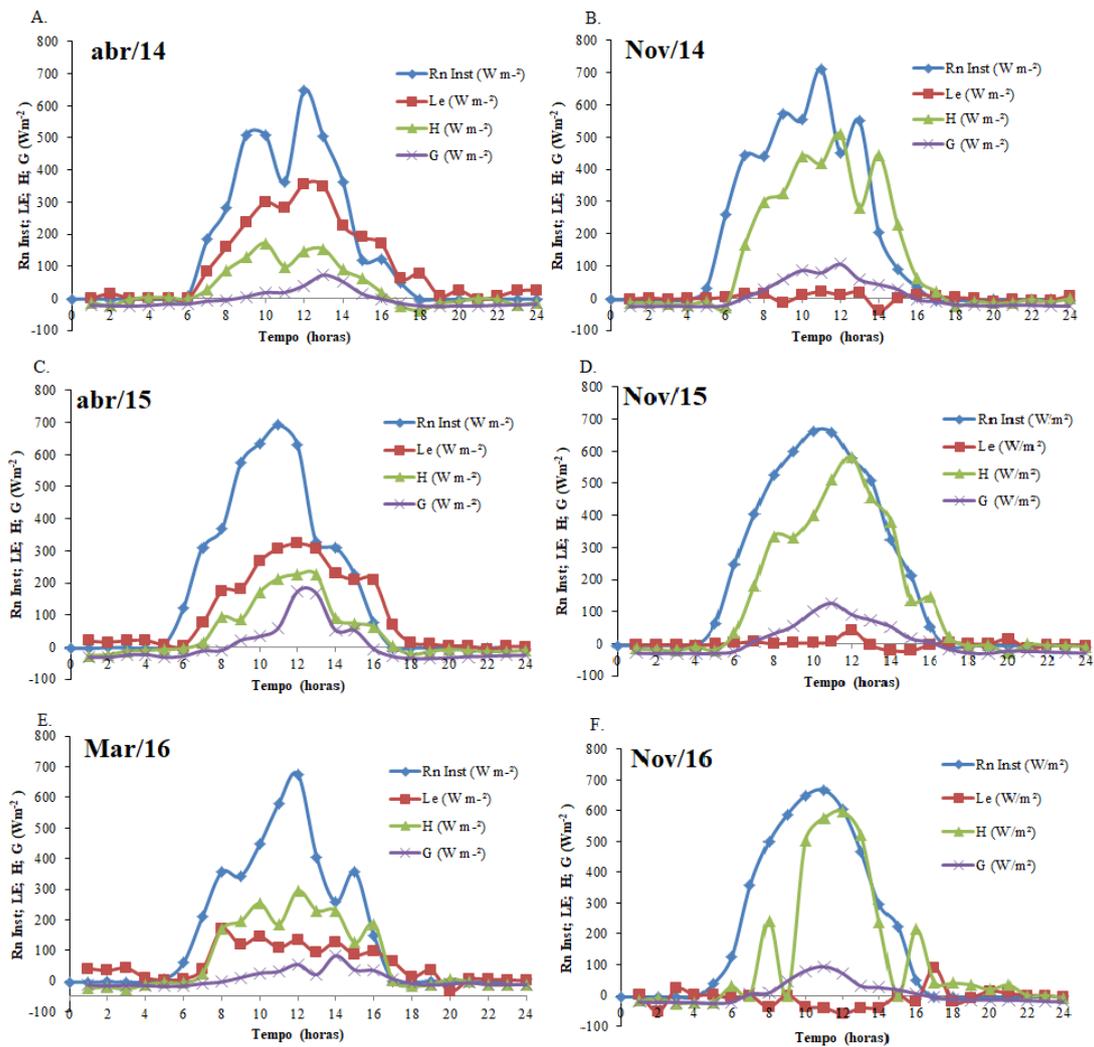
A temperatura média mensal em 2014 foi de 28,31°C, em 2015 28,89°C e em 2016 28,96°C percebe-se que praticamente não houve variação na temperatura média mensal ao longo dos anos; enquanto, a umidade relativa apresentou valores variando de 80,50 a 49,70% em 2014; de 68,65 a 46,21% em 2015 e de 72 a 50,40% em 2016 (Figura 13B).

Jesus & Mattos (2013) ao realizar uma análise espaço temporal da evapotranspiração sobre a microrregião do Seridó no Estado do Rio Grande do Norte para o período de 1963 a 2008, observou para o município de Serra Negra, onde se encontra instalada a torre micrometeorológica equipada com sistema Eddy Covariance, verificou ETr de 1.185,5mm ano<sup>-1</sup>; precipitação de 742,0 mm ano<sup>-1</sup>, temperatura média para o período estudado de 26,7°C e umidade relativa de 65,0%. Esses resultados diferem os obtidos nesse trabalho para a mesma região, porém esse fato justifica-se em decorrência de os anos serem diferentes e as médias de precipitação e ETr, serem bem superiores, influenciando também nos valores de temperatura média e umidade relativa.

## **6.2. Componentes do balanço de energia (Rn, G, H e LE) medidos em condição de campo com sistema Eddy Covariance**

A distribuição temporal dos componentes do balanço de energia sendo eles: saldo de radiação instantânea (Rn), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) em W m<sup>-2</sup>, para o trimestre mais seco e mais úmido dos anos de 2014, 2015 e 2016 obtido da torre micrometeorológica equipada com sistema Eddy Covariance, encontram-se na Figura 13.

Observa-se que o fluxo de calor sensível no trimestre mais seco evidenciou valores superiores quando comparado aos obtidos no trimestre mais úmido para os anos de 2014, 2015 e 2016 (Figura 14, A, B, C, D, E e F). Randown et al. (2012) afirmam que H representa a energia utilizada para o aquecimento do ambiente, ou seja, da superfície, sendo importante o desenvolvimento dos seres vivos, como plantas e animais.



**Figura 13.** Ciclo diário dos componentes do balanço de energia ( Rn, Le, H e G) para o trimestre mais seco (B, D e F) e mais úmido(A, C e E) dos anos de 2014, 2015 e 2016.

O fluxo de calor latente (LE) apresentou grande diferença entre os valores obtidos para o período úmido e seco, sendo que nos meses de fevereiro, março e abril evidenciou maiores valores de fluxo de calor latente com máximos de  $235,11 \text{ W m}^{-2}$  (09:00horas),  $322,7 \text{ W m}^{-2}$  (12:00horas) e  $168,9 \text{ W m}^{-2}$  (08:00horas), respectivamente para 2014, 2015 e 2016 (Figura 14 A, C e E). Fato que se justifica pela maior evapotranspiração no trimestre mais úmido em função da contribuição da evaporação do solo e evapotranspiração das superfícies vegetadas.

Esse resultado sugere a importância da umidade do solo na variabilidade de LE. Nota-se ainda que os maiores valores de fluxo de calor latente no período úmido se deve, especialmente, as maiores áreas de solo cobertas pela vegetação da caatinga, em função da maior umidade disponível no solo para as plantas. Reafirmando os resultados

obtidos nesse trabalho Bezerra et al.(2014) ao relatarem que em áreas de vegetação de caatinga os maiores valores de calor latente, e em áreas alteradas por construção, asfalto e solo exposto, o LE é geralmente menor.

Já no período seco do ano o fluxo de calor latente obteve os menores valores ao longo de todo o dia, fato este ocorrido em função da baixa disponibilidade de umidade. Gomes et al. (2013) obtiveram para região da caatinga valor de LE de  $4,71 \text{ Wm}^{-2}$  para áreas urbanas e de solo exposto; para áreas com grande ação antrópica os valores de LE próximos a zero foram encontrados em região de Caatinga (GOMES et al., 2013). Corroborando com os dados obtidos para essa pesquisa utilizando o sistema Eddy Covariance.

No período seco que compreende os meses setembro, outubro e novembro, os valores de  $H$  foram superiores aos do  $LE$ , consequência da baixa densidade do dossel vegetativo da caatinga para os três anos estudados, e também pela menor ocorrência de precipitação que acarreta em uma elevação considerável da energia que passa a ser destinada ao aquecimento do ar em consequência do calor sensível ( $H$ ) (Figura 14, B, D e F). De acordo com Pires et al. (2017) e Souza et al. (2015) em condições semiáridas a maior parte da energia disponível é liberada na forma de calor sensível.

Rodrigues et al. (2014) e Monteiro et al. (2014) também relatam em estudo realizado no Bioma Cerrado, que na época sem precipitação há predominância do fluxo de calor sensível.

Já durante o período úmido os valores de  $LE$ , o qual representa a disponibilidade hídrica no solo possibilitando que a maior parte da energia disponível seja destinada à evapotranspiração foram superiores aos valores de  $H$ , apenas no mês de março de 2016 observou-se que ocorreu o inverso, onde o  $H$  foi superior ao  $LE$ , ocasionado pelo baixo índice de precipitação registrado nesse mês (Figura 14, A, C e E). Resultado este que se assemelha ao encontrado por Souza et al.(2015) ao afirmarem que os máximos valores de fluxo de calor latente foram obtidos no período chuvoso. Os valores superiores de fluxo de calor latente ( $LE$ ), para o semiárido, no período de úmido demonstram que para a região, a precipitação auxilia na manutenção de alta taxa de evapotranspiração, refletindo em maiores  $LE$ .

Os valores diários do fluxo de calor no solo ( $G$ ) foram quase sempre negativos tanto para o trimestre mais úmido quando comparado ao mais seco, com máximos e mínimos do trimestre mais úmido de  $72,42$  e  $-25,23 \text{ W m}^{-2}$  por dia em 2014;  $172,83$  e  $-35,72 \text{ W m}^{-2}$  por dia no ano de 2015 e  $82,81$  e  $-17,75 \text{ W m}^{-2}$  por dia para o ano de

2016, respectivamente. No entanto, esses valores representaram apenas 3% da energia disponível no sistema, com pouca variação ao longo do ano (Figura 14 A, C e E). Resultado este, condizente como os obtidos por Souza et al. (2015) que observaram média de fluxo de calor no solo negativa para dias chuvosos. Fato este que se justifica em função da perda de energia da superfície do solo para a atmosfera.

No trimestre mais seco o fluxo de calor máximo observado foi de 105; 126 e 93  $W m^{-2}$  por dia, para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente (Figura 14 B, D e F). Araújo (2014) encontrou uma predominância de valores de G em torno de  $100 Wm^{-2}$  na região de Quixeré no estado do Ceará, condizente com o obtido nesse trabalho.

O maior saldo de radiação instantâneo observado foi para o período seco no ano de 2014, correspondendo a  $712,21 W m^{-2}$  por dia (Figura 14 B). O saldo de radiação é influenciado diretamente pela estação do ano, que influencia também na radiação solar global e na condição da vegetação. Sendo que os maiores valores diários de  $R_n$  foram obtidos nos horários de 06:00 horas as 17:00 horas. Com relação ao  $R_n$  observa-se em todos os gráficos o efeito sazonal, que está relacionada diretamente com o valor de  $T_s$ .

Santos et al (2010) em trabalho no campo experimental da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, em Petrolina - PE no período de julho de 2004 a julho de 2005 para variação sazonal média horária do saldo de radiação obteve valores máximos de  $600 Wm^{-2}$ , valores esses próximos aos encontrados no presente estudo. Os valores são negativos à noite e positivos durante o dia já que o fluxo incidente passa a ser apenas da atmosfera.

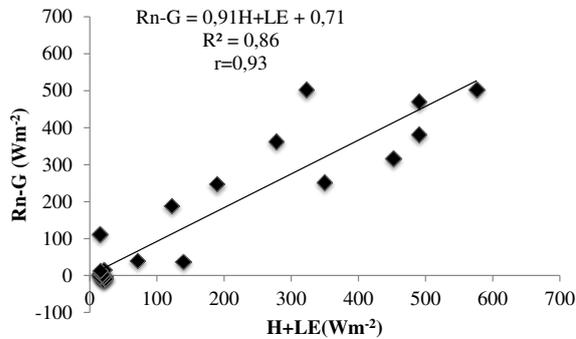
Esse resultado é condizente com os observados por Carvalho et al. (2018) em seu estudo sobre fluxos de radiação e energia em caatinga preservada e cana-de-açúcar no semiárido, que observaram ser o período chuvoso em condições de caatinga os que apresentam menores valores de fluxo de calor no solo e do fluxo de calor sensível.

Observa-se que durante a noite o saldo de radiação instantânea ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) é negativo até as primeiras horas do dia e com poucas oscilações, permanecendo assim até as 06:00 horas. Já, nas primeiras horas do dia, os componentes do balanço de energia tem comportamento inverso da noite com o aumento do seu valor atingindo valores positivos até as 17:00 horas, comportamento este observado tanto para o período úmido quanto para o seco dos três anos estudados (Figura 14).

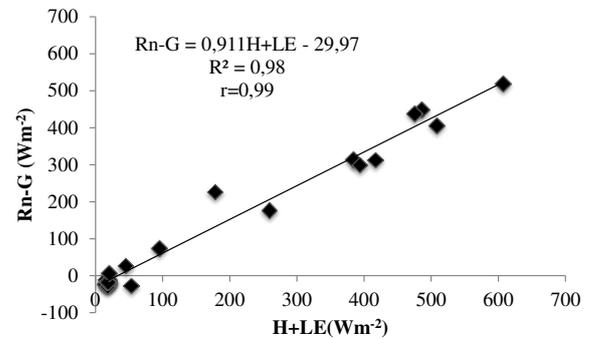
Para Sun et al. (2010), essa variação das trocas de energia entre a superfície e a atmosfera em regiões semiáridas é justificado em decorrência do índice de cobertura vegetal, precipitação e demanda atmosférica do local.

O fechamento do balanço de energia encontra-se na (Figura 15) para os dados do sistema Eddy Covariance no trimestre mais úmido (Figura 15 A, C e E) e mais seco (Figura B, D e F) dos anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente.

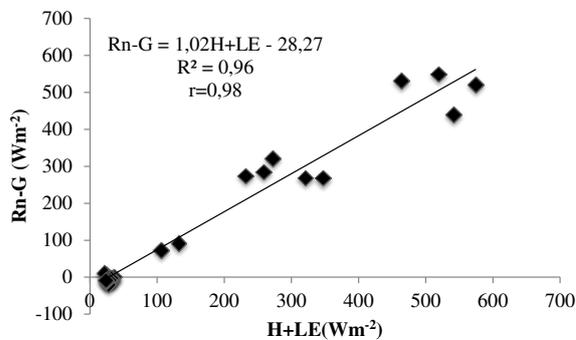
A.



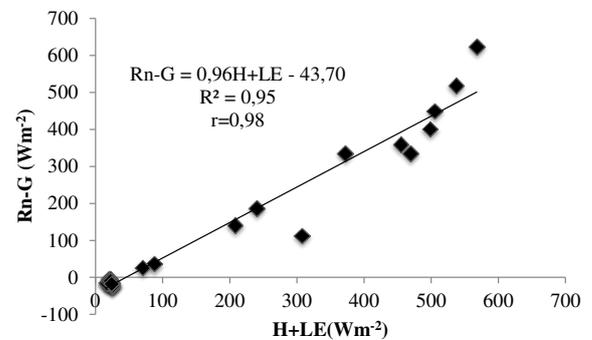
B.



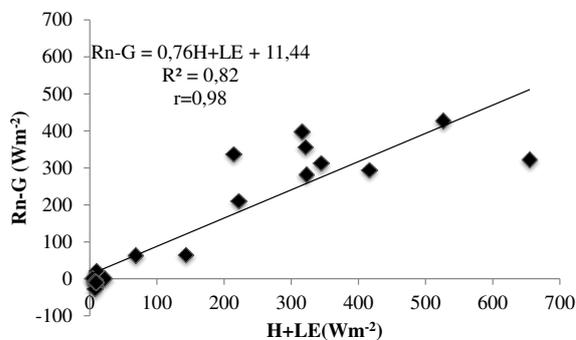
C.



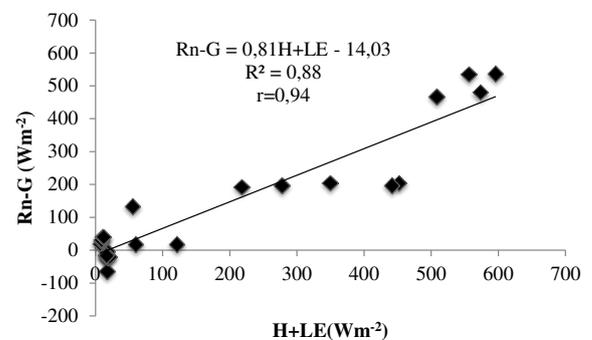
D.



E.



F.



**Figura 14.** Relação entre a energia disponível ( $Rn - G$ ) e a soma dos fluxos de calor sensível e latente ( $H + LE$ ) dados da Eddy Covariance trimestre mais úmido(A, C e E) e mais seco (B, D e F) dos anos de 2014, 2015 e 2016. Rn: saldo de radiação, G: fluxo de calor no solo.

Verifica-se correlação positiva entre a energia disponível ( $R_n-G$ ) e a soma dos fluxos de calor sensível e latente ( $H+LE$ ) no trimestre mais úmido (Figura 15A, C e E) com  $R^2$  de 0,86; 0,96 e 0,82 para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente.

Já para o trimestre mais seco (Figura 15B, D e F) dos anos de 2014, 2015 e 2016, o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) foi de 0,98; 0,95 e 0,88, respectivamente. Esses valores são considerados satisfatórios, reafirmando os dados obtidos por Ataíde et al. (2020) uma vez que afirmam que o período seco possui melhor grau de fechamento do balanço de energia quando comparado ao chuvoso, fato que se reflete nos valores de coeficiente de determinação mais elevados no trimestre mais seco dos anos. Esse melhor fechamento no período seco se deve a quantidade de dias com ausência de chuvas, pois de acordo com Webler et al. (2013) os sensores apresentam um melhor desempenho nessas condições e não necessita de maiores correções pelo sistema Eddy Covariance.

Esse fechamento do balanço de energia é fundamental uma vez que se baseia nas análises dos ganhos e perdas de energia térmica radiativa, condutiva e convectiva por uma superfície evaporante (SILVA et al., 2011), e tem como um dos principais objetivos quantificar a partição do saldo de radiação ( $R_n$ ) na superfície de um ecossistema, sobretudo para determinar os fluxos de calor sensível ( $H$ ) e latente ( $LE$ ), que são diretamente ligados com o aquecimento do ar e a evapotranspiração, respectivamente (SOUZA, 2014).

Quando se utiliza a metodologia da correlação dos turbilhões (*eddy covariance*) esse fechamento do balanço é necessário, visto que os termos ( $R_n$ ;  $G$ ,  $H$  e  $LE$ ) do balanço de energia são determinados separadamente. Dessa forma o fechamento é realizado por meio da relação entre a energia disponível ( $R_n-G$ ) e a soma dos fluxos de calor latente e sensível ( $LE+H$ ). Quanto maior for o coeficiente de determinação no fechamento do balanço de energia, mais confiáveis são os dados de fluxos de calor latente ( $LE$ ) e de calor sensível ( $H$ ), determinados pela metodologia da correlação dos turbilhões (SOUZA et al., 2015).

Contudo, a existência de déficit no fechamento do balanço de energia pode estar associada à não inclusão do componente ( $S$ ) na equação de fechamento do balanço de energia que melhora substancialmente o fechamento, principalmente para áreas de floresta primária, devido à massiva biomassa, que combinada com altas e rápidas

variabilidades de temperatura e umidade do ar, assim como curtas durações de alguns eventos de pancada de chuva (MACHADO, 2012). Além disso, a falta de fechamento do balanço energético viola a primeira lei da termodinâmica e pode ser indicativa de erros sistemáticos de medição nos termos individuais da equação  $R_n - S = H + LE$  (ATAIDE et al., 2020).

### 6.3 Distribuição espacial de dados de albedo, temperatura e NDVI obtidos via sistema Eddy Covariance e SAFER e suas relações com o balanço de energia.

#### 6.3.1 Albedo e temperatura da superfície

Os valores mínimo, máximo, médio e moda do albedo de superfície com base nos dados obtidos do sistema Eddy Covariance e do algoritmo SAFER para o estado do Rio Grande do Norte nos diferentes trimestres dos anos de 2014, 2015 e 2016, encontram-se na Tabela 5. Nota-se que os valores de albedo apresentaram baixa variabilidade ao longo dos trimestres de cada ano tanto para o sistema Eddy Covariance quando para o SAFER. Ao comparar os valores extremos do albedo, constata-se oscilações mínimas entre 0,130 e 0,18 e máxima de 0,140 a 0,190 para os dados do sistema Eddy Covariance e mínima entre 0,125 e 0,155 e máxima de 0,131 a 0,188 para o algoritmo SAFER, respectivamente.

**Tabela 5.** Estatística descritiva do albedo estimados pelo sistema Eddy Covariance e algoritmo SAFER para a área de estudo.

Anos	Albedo											
	Eddy Covariance						SAFER					
	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV
1° trimestre 2014	0,130	0,140	0,133	0,130	0,006	0,043	0,127	0,131	0,128	0,127	0,002	0,018
2° trimestre 2014	0,130	0,140	0,133	0,130	0,006	0,043	0,133	0,159	0,147	0,159	0,013	0,082
3° trimestre 2014	0,140	0,150	0,147	0,150	0,006	0,039	0,125	0,153	0,141	0,153	0,015	0,095
4° trimestre 2014	0,140	0,150	0,143	0,140	0,006	0,040	0,136	0,147	0,140	0,136	0,006	0,047
1° trimestre 2015	0,140	0,160	0,150	0,160	0,010	0,067	0,155	0,188	0,169	0,188	0,017	0,091
2° trimestre 2015	0,130	0,150	0,143	0,150	0,012	0,081	0,128	0,141	0,136	0,141	0,007	0,051
3° trimestre 2015	0,140	0,160	0,150	0,140	0,010	0,067	0,134	0,147	0,138	0,134	0,008	0,056
4° trimestre 2015	0,170	0,180	0,160	0,170	0,006	0,036	0,153	0,163	0,158	0,163	0,005	0,031
1° trimestre 2016	0,140	0,160	0,150	0,160	0,010	0,067	0,130	0,159	0,147	0,147	0,015	0,104
2° trimestre 2016	0,150	0,160	0,153	0,150	0,006	0,038	0,140	0,150	0,145	0,145	0,005	0,035
3° trimestre 2016	0,160	0,170	0,167	0,170	0,006	0,035	0,138	0,155	0,148	0,155	0,009	0,057
4° trimestre 2016	0,180	0,190	0,187	0,190	0,006	0,031	0,153	0,166	0,159	0,166	0,007	0,039
<b>Total</b>	0,130	0,190	0,153	0,150	0,016	0,107	0,125	0,188	0,146	0,163	0,014	0,085

DP= Desvio Padrão; CV= coeficiente de variação.

Verifica-se ao comparar máximas e mínimas que o albedo obtido com os dados do sistema Eddy Covariance são inferiores ao albedo obtido via SAFER (Tabela 5). De acordo com Santos et al. (2015), essa diferença pode ser justificada em decorrência da resultante temporal, ou seja, o albedo medido via sistema Eddy Covariance resulta de medições sobre intervalos de tempo de 30 minutos, ou mais, enquanto que os obtidos via SAFER são baseados em imagens, sendo assim são estimativas instantâneas.

Silva et al. (2018) obtiveram para as áreas com cobertura vegetal de caatinga albedo no intervalo de 0,05 a 0,15; enquanto nas áreas degradadas e de solo exposto ocorreram valores no intervalo de 0,15 a 0,80. Resultado este condizente com o obtido no presente estudo, uma vez que para a área analisada a predominância de vegetação de caatinga e o albedo variou entre 0,125 e 0,190.

Já Bezerra et al. (2014) ao avaliar a dinâmica espaço-temporal do albedo, obtido por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, destacaram que o albedo está diretamente associado ao uso e ocupação do solo e também a cobertura vegetal da caatinga, onde os maiores valores de albedo foram observados no período seco e sobre áreas de solo exposto.

Os valores de coeficientes de variação (CV) para o albedo tanto dos dados do sistema Eddy Covariance (EC) quanto SAFER variaram de 0,018 a 0,010, sendo os menores valores de CV para os dados do sistema EC foram obtidos no 4º trimestre de 2016 e para o SAFER no 1º trimestre de 2016 (Tabela 5). De acordo com o Zwart et al. (2006), valores de CV abaixo de 0,015 indicam extrema homogeneidade no padrão de distribuição espacial.

A temperatura de superfície apresentou valores máximos de 36,30 °C no 4º de 2015 e 39°C no 4º de 2014 para o sistema EC e SAFER, e valores médios estimados em 33,4 e 34,0 °C, respectivamente; já os valores mínimos foram medidos em 29,7°C (Eddy Covariance) 2º trimestre de 2015 e 26 °C (SAFER) 2º trimestre de 2014 (Tabela 6). Dentre os anos analisados, 2015 apresentou as menores medidas termais para o sistema Eddy Covariance e 2014 para o algoritmo SAFER, no entanto, apresentou a maior variação dos valores em relação à média (Tabela 6).

**Tabela 6.** Estatística descritiva para a temperatura de superfície estimados pelo sistema Eddy Covariance e SAFER para a área de estudo.

Anos	TEMP. SUP(°C)											
	Eddy Covariance						SAFER					
	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV
<b>1° trimestre 2014</b>	33,00	34,60	33,93	33,00	0,83	0,02	32,00	36,00	33,67	32,00	2,08	0,07
<b>2° trimestre 2014</b>	31,80	34,00	32,93	31,80	1,10	0,03	26,00	31,00	29,00	31,00	2,65	0,09
<b>3° trimestre 2014</b>	32,60	34,20	33,30	32,60	0,82	0,02	33,00	34,00	33,33	34,00	0,58	0,02
<b>4° trimestre 2014</b>	32,70	34,60	33,80	34,60	0,98	0,03	38,00	39,00	38,33	38,00	0,58	0,02
<b>1° trimestre 2015</b>	34,20	35,60	34,73	35,60	1,30	0,04	33,00	37,00	35,33	37,00	2,08	0,06
<b>2° trimestre 2015</b>	29,70	33,00	31,23	33,00	1,66	0,05	30,00	33,00	32,00	33,00	1,73	0,05
<b>3° trimestre 2015</b>	30,70	33,50	32,37	30,70	1,47	0,05	34,00	36,00	35,33	36,00	1,15	0,03
<b>4° trimestre 2015</b>	34,10	36,30	33,50	36,30	1,15	0,03	35,00	38,00	36,67	38,00	1,53	0,04
<b>1° trimestre 2016</b>	32,30	33,80	33,00	33,80	0,75	0,02	30,00	36,00	33,00	33,00	3,00	0,09
<b>2° trimestre 2016</b>	33,00	34,70	33,73	34,70	0,87	0,03	30,00	31,00	30,33	30,33	0,58	0,02
<b>3° trimestre 2016</b>	32,40	33,90	33,03	32,40	0,78	0,02	35,00	36,00	35,33	36,00	0,58	0,02
<b>4° trimestre 2016</b>	33,20	36,10	34,73	33,20	1,46	0,04	36,00	37,00	36,33	37,00	0,58	0,02
<b>Total</b>	29,70	36,30	33,48	33,00	1,37	0,04	26,00	39,00	34,06	38,00	2,97	0,08

DP= Desvio Padrão; CV= coeficiente de variação.

Com base nos dados de desvio padrão e coeficiente de variação, é possível observar que não houve variação brusca na temperatura ao longo dos três anos estudado, tanto para os dados obtidos via sistema Eddy Covariance quando os estimados pelo SAFER (Tabela 6).

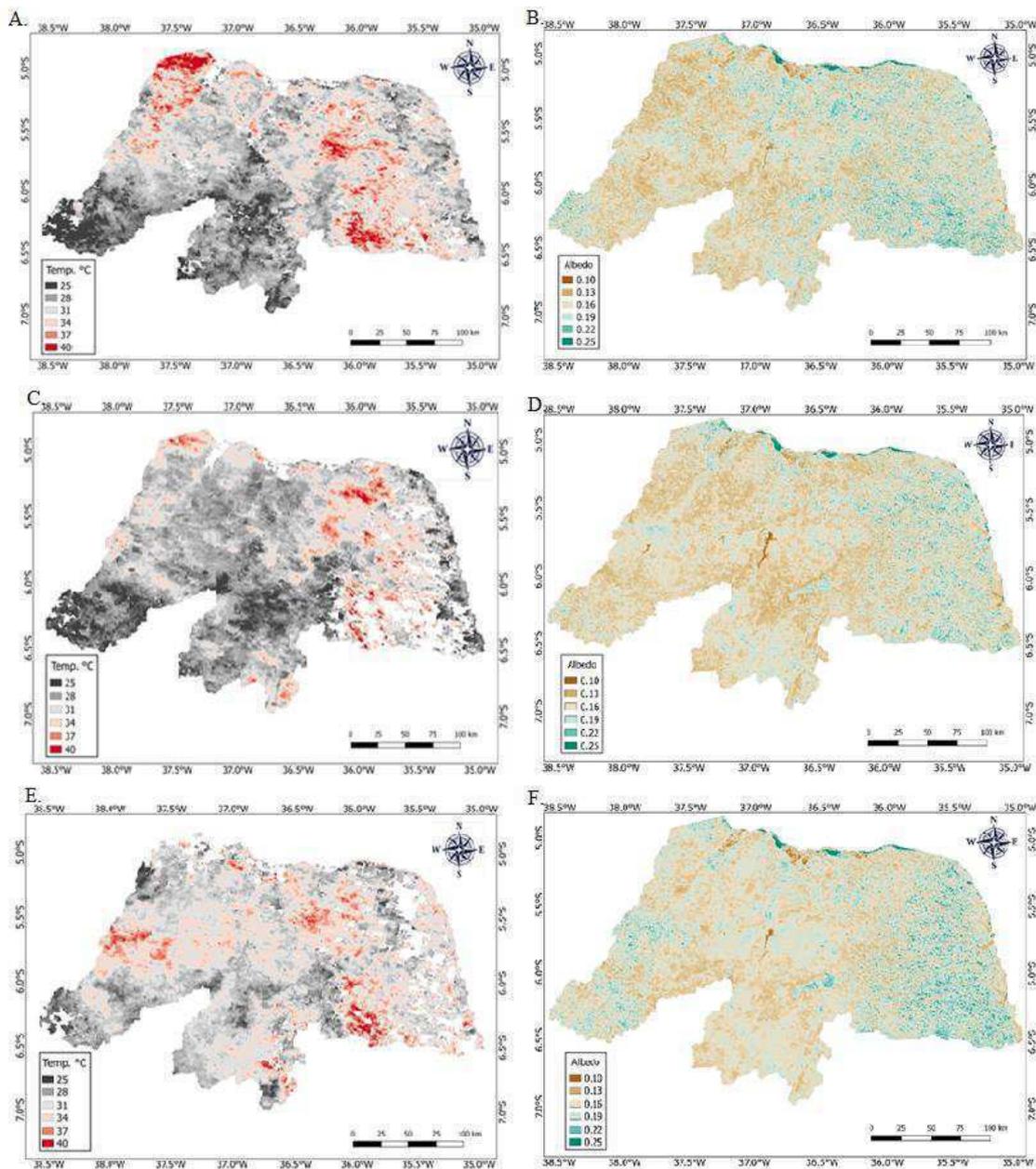
Matos et al. (2016) afirmam que maiores médias pluviométricas e consequentemente maior vigor da vegetação propicia redução nos valores de temperatura da superfície, fato este que justifica o ano de 2014 apresentar as menores valores médios de temperaturas de superfície, visto que o total precipitado foi de 671,2 mm quando comparado a 2015 com 583,3 mm e 2016 com 600,4mm, respectivamente.

Para a área do Parque Nacional da Fuma Feia (PNFF) Bezerra et al. (2014) obteve valor mínimo de temperatura de superfície de 19,15°C no 4° trimestre de 2008 e máximo de 39,60°C para o 4° trimestre de 2009. Estes dados assemelham-se aos obtidos no presente estudo, uma vez que as maiores temperaturas foram obtidas no 4° trimestre dos anos analisados. Fato este que se justifica em função desse trimestre ser o mais seco do ano para o Estado do Rio Grande do Norte com média de precipitação no 4° trimestre de 2,5 e 2,1 mm em 2014 e 2015, respectivamente.

A temperatura de superfície (Ts) atua como indicador de áreas propícias à ocorrência de incêndios, cujas condições de estresse hídrico (baixa umidade e elevada

insolação), favorecem o agravamento do processo de desertificação, além de dispor de informações ao manejo adequado do solo e das plantas (Cunha et al., 2012).

A distribuição espacial de médias trimestral da temperatura da superfície (Figura 15 A, C e E) e do Albedo (Figura 15 B, D e F) nos meses mais úmidos do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente, pelo SAFER com base nas imagens MOD11A2 e MOD09GQ encontram-se na (Figura 16).



**Figura 15.** Distribuição espacial de médias trimestral da temperatura da superfície nos meses mais úmidos (A,C e E) e do Albedo (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014 a 2016, respectivamente.

Nota-se que existe uma relação inversa entre temperatura (Figura 16 A, C e E) e o albedo (Figura 16 B, D e F), sendo que os locais com temperatura em torno de 40°C em vermelho na (Figura 16 A, C e E), apresentam menores albedos em torno de 0,10 a 0,16 (Figura 16B, D e F), para os anos de 2014, 2015 e 2016. O inverso também é observado, onde estão as menores temperaturas são observados os menores albedos.

Harvey & Kendall (2013) afirmam que existe uma relação inversa entre a temperatura de superfície e o albedo, sendo que quanto maior o albedo, maior a porcentagem da radiação incidente que é refletida, e por tanto, uma menor parcela de energia é convertida em calor, resultando em temperaturas superficiais menores. Fato que corrobora com o observado no presente estudo.

Quando se analisou a predominância da temperatura de superfície e do albedo com base nas mesorregiões do estado do Rio Grande do Norte a partir de imagens MOD11A2 e MOD09GQ, observa-se que em 2014 houve o predomínio de temperaturas entre 34 e 40°C e albedo de 0,10 a 0,26 no oeste, agreste e parte do centro potiguar. Regiões essas com predomínio de pastagem; áreas modificadas artificialmente; vegetação de caatinga e cultivos agrícolas.

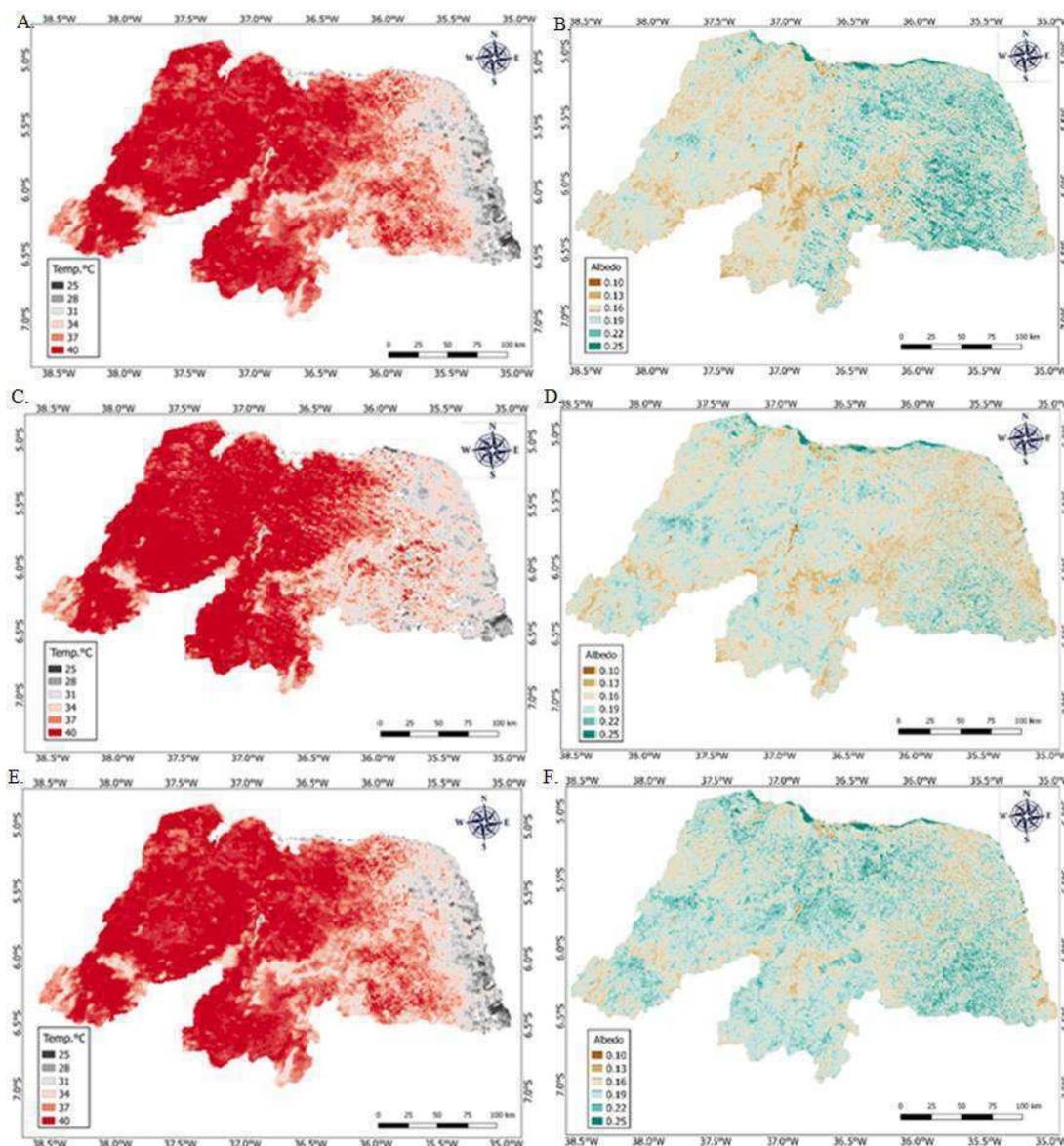
Enquanto, que para o ano de 2015 predominâncias de temperaturas entre 25 e 34°C e albedo de 0,10 a 0,19, respectivamente. Para o ano de 2016 as temperaturas variaram de 31 a 40°C e albedo de 0,16 a 0,25 em todas as mesorregiões do estado (Figura 16). El Kenawy et al. (2019) afirmam que para regiões desérticas, quentes e áridas utilizando também o produto MOD11A2, a temperatura de superfície é subestimada, no entanto, com diferenças que não ultrapassaram 1,5 °C.

De acordo com Gartland (2010), temperaturas de superfície elevadas, estão relacionadas à falta de cobertura do solo, suscitando em constante incidência de radiação solar, e, o solo exposto possui alta amplitude térmica, assim, aquecendo rapidamente durante o período de exposição solar, fazendo com que a temperatura aumente durante o dia, elevando a irradiação de calor e a temperatura ao seu redor.

A distribuição espacial de médias trimestral da temperatura da superfície (Figura 17 A, C e E) e do Albedo (Figura 17 B, D e F) nos meses mais seco (setembro, outubro e novembro), para o Estado do Rio Grande do Norte nos anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente, obtidos via SAFER com produto de imagens MOD11A2 e MOD09GQ encontram-se na (Figura 17).

Observou-se que em relação à temperatura da superfície houve uma diminuição gradativa ao longo dos três anos estudados (Figura 17 A, C e E). Já para o albedo, fica

evidente uma redução considerável quando se comparou ano de 2014 a 2015. De 2015 a 2016 o albedo voltou a aumentar, essas variações podem estar associadas a eventos chuvosos ocorridos durante o período seco no ano de 2015 (10,5 mm) (Figura 17 B, D e F).



**Figura 16.** Distribuição espacial de médias trimestral da Temperatura da superfície nos meses mais secos (A, C e E) e do Albedo (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014, 2015 e 2016.

A temperatura ao longo dos três anos estudados variou de 34 a 40°C em praticamente todas as mesorregiões do estado do Rio Grande do Norte, sendo que na mesorregião leste potiguar foi onde se verificou as menores temperaturas em 2014, 2015 e 2016 variando de 25 a 31°C (Figura 17 A, C e E). Na mesorregião Central

Potiguar, onde está instalada a torre micrometeorológica com o sistema Eddy Covariance, a temperatura da superfície manteve-se constante superior a 37°C.

No Leste Potiguar região onde se encontra resquícios de mata atlântica a temperatura foi menor que as observadas na área de urbanização nas demais mesorregiões, fato que pode ser justificado pelo microclima gerado pela mata; enquanto que nas demais mesorregiões predominam a vegetação do tipo Caatinga; pastagem e cultivos agrícolas que ocupa a maior extensão, espalhando-se por praticamente todas as demais mesorregiões do estado.

Silva et al. (2021) afirmam que regiões com maior densidade de vegetação, como as áreas de mata atlântica contribuem substancialmente para a diminuição da temperatura da superfície na região, em decorrência da capacidade do dossel das plantas em absorver radiação e impedir que essa mesma radiação chegue ao solo e se transforme em ondas curtas, aquecendo substancialmente a área, o que melhora diversos aspectos da superfície.

Santos et al. (2020) ao estudar o uso de sensoriamento remoto na análise da temperatura da superfície em áreas de floresta tropical sazonalmente seca, constataram que a temperatura da superfície tende a ser maior em áreas que apresentam algum tipo de degradação, ou seja, áreas com incidência de desmatamento e solo exposto.

Já Alexander (2020) relata que a o tipo de vegetação influencia diretamente a temperatura da superfície, que pode aumentar ou diminuir; e os tipos de vegetação se diferenciam na capacidade de redução dessa temperatura por meio do processo de transpiração que envolve a transferência de energia e, por conseguinte, a redução da temperatura das folhas.

Para o ano de 2014 o albedo foi maior no leste, agreste e parte do centro potiguar (0,25), em 2015 houve uma redução considerável do albedo com predominância de 0,10 a 0,16; no ano de 2016 o albedo voltou a aumentar, em parte do agreste, centro e oeste potiguar variando de 0,19 a 0,25. O albedo de superfície apresentou os menores valores para corpos d'água (0,10) e áreas vegetadas, seguidos pelas áreas urbanas e solo exposto, para o trimestre mais seco (Figura 17 B, D e F).

Silva et al. (2021) relatam em seu estudo sobre índices biofísicos e o saldo de radiação via sensoriamento remoto no Semiárido Pernambucano, com imagens de 2018 a 2017, que as áreas com vegetação de Caatinga densa apresentaram valores de albedo que variaram entre 0,04 e 0,15; contudo, os maiores valores foram observados sobre a área urbana e também nas áreas de solo exposto, tal qual foram essas áreas que

detectaram valores do albedo entre 0,19 e 0,55. Para a área de caatinga os dados de Silva et al. (2021) corroboram com os obtidos nesse estudo para o ano de 2016.

Para Nascimento (2018) o período mais seco dos anos apresentou a menor precipitação a vegetação diminui sua densidade foliar para se adaptar a escassez de água, o que reflete em maior exposição do solo, reduzindo a disponibilidade de energia provocando um aumento do albedo para os três tipos de cobertura, vegetação natural de caatinga, para agropecuária e para caatinga degradada, ocasiona um aumento do albedo médio anual da superfície de 0,12 e 0,16, respectivamente. Fato que corrobora com os dados obtidos no presente estudo, uma vez que houve uma diferença considerável entre o albedo do trimestre mais úmido quando comparado ao trimestre mais seco, dos anos estudados.

Já Cunha et al. (2013) e Cunha et al. (2012) observaram que o albedo da superfície é ainda maior durante a estação seca, além disso esse parâmetro afeta diretamente o balanço de radiação da superfície e controla a quantidade de energia disponível para o aquecimento e a evaporação de água na baixa atmosfera.

Giongo & Vettorazzi (2014) relatam que geralmente ocorre grande variação no albedo entre o período úmido e seco, e que as mudanças no vigor das espécies vegetais, que apresentam coloração mais intensa no período úmido são condicionantes para as alterações sazonais no albedo. Fato que corrobora com os dados observados no presente estudo.

Esses valores de albedo são coerentes com alguns valores citados na literatura e refletem a ligação entre o aumento da temperatura em algumas áreas e a redução do albedo, da temperatura é justificada pela maior reflexão de energia e consequente menor absorção da mesma (ARRAES et al., 2012; BEZERRA et al., 2014, GIONGO & VETTORAZZI, 2014; OLIVEIRA et al., 2015; LINS et al., 2017).

### **6.3.2 Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI)**

Os valores de máximo, mínimo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação para a variável NDVI obtidas via sistema Eddy Covariance e os estimados pelo SAFER partir da imagem MODIS - MOD09GQ, encontram-se na (Tabela 7).

A variação do NDVI (Tabela 7) mostrar-se como um importante padrão quantitativo na mensuração da área foliar, parâmetro esse determinante para a avaliação e inferência do estágio fenológico e da atividade metabólica das plantas em cada

sistema de cobertura do solo. Assim, para a mesorregião central potiguar, onde se encontra instalada a torre micrometeorológica equipada com o sistema Eddy Covariance o máximo valor de NDVI obtido foi de 0,70 no 1º trimestre de 2016 e o mínimo foi de 0,23 no 4º trimestre de 2015.

**Tabela 7.** Estatística descritiva do NDVI estimados pelo sistema Eddy Covariance e SAFER para a área de estudo.

Anos	NDVI											
	Eddy Covariance						SAFER					
	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV
<b>1º trimestre 2014</b>	0,45	0,52	0,49	0,45	0,04	0,074	0,48	0,64	0,58	0,48	0,10	0,214
<b>2º trimestre 2014</b>	0,40	0,55	0,43	0,40	0,08	0,183	0,40	0,71	0,59	0,71	0,04	0,053
<b>3º trimestre 2014</b>	0,28	0,32	0,30	0,28	0,04	0,117	0,25	0,30	0,27	0,30	0,08	0,255
<b>4º trimestre 2014</b>	0,29	0,32	0,30	0,32	0,02	0,050	0,23	0,41	0,35	0,23	0,10	0,419
<b>1º trimestre 2015</b>	0,35	0,60	0,47	0,60	0,08	0,164	0,30	0,70	0,49	0,70	0,08	0,117
<b>2º trimestre 2015</b>	0,38	0,50	0,43	0,50	0,10	0,234	0,43	0,67	0,53	0,67	0,12	0,178
<b>3º trimestre 2015</b>	0,28	0,35	0,31	0,28	0,05	0,149	0,25	0,34	0,28	0,25	0,09	0,360
<b>4º trimestre 2015</b>	0,23	0,26	0,27	0,26	0,03	0,092	0,23	0,28	0,25	0,28	0,02	0,055
<b>1º trimestre 2016</b>	0,60	0,70	0,65	0,70	0,21	0,326	0,66	0,74	0,71	0,71	0,24	0,341
<b>2º trimestre 2016</b>	0,30	0,65	0,50	0,65	0,08	0,153	0,32	0,57	0,47	0,47	0,12	0,245
<b>3º trimestre 2016</b>	0,25	0,26	0,25	0,25	0,03	0,104	0,26	0,29	0,27	0,29	0,03	0,087
<b>4º trimestre 2016</b>	0,24	0,28	0,26	0,24	0,02	0,080	0,25	0,26	0,26	0,26	0,01	0,022
<b>Total</b>	0,23	0,70	0,39	0,28	0,14	0,351	0,23	0,74	0,43	0,71	0,18	0,248

DP= Desvio Padrão; CV= coeficiente de variação.

Essa região tem predomínio de áreas urbanizadas, pastagens e vegetação do tipo caatinga. Já para os dados obtidos de imagens MOD09GQ com a utilização do algoritmo SAFER para o estado do Rio Grande do Norte o máximo NDVI foi de 0,74 no 1º trimestre de 2016 e mínimo 0,23 no 4º trimestre de 2015 (Tabela 7). De acordo com Matos et al. (2015) áreas com valor de NDVI superiores a 0,5 são áreas de média a alta concentração de vegetação e de 0,03 a 0,3 são a área com nenhuma ou muito pouca vegetação.

Morais et al. (2011), em análise espaço-temporal e detecção de mudanças da cobertura vegetal no município de Floresta/PE – Brasil, utilizando o NDVI encontraram para área de transição de Caatinga bem preservadas de floresta subcaducifólia, leituras de NDVI variando de 0,208 a 0,803. Resultados estes bem próximos aos observados no presente estudo.

O valor do NDVI varia entre -1 e 1, ele é obtido pela razão entre a diferença da reflectância do infravermelho (IVP) e do vermelho (V) e pela soma das mesmas variáveis. Este valor representa o estágio em que a vegetação se encontra, quanto maior o índice, maior é quantidade vegetativa do local (DRERUP, 2017).

No primeiro semestre de 2016 precipitou na região onde estava instalada a torre com sistema Eddy Covariance cerca de 438 mm, com uma temperatura média de 28°C. Nesse sentido, pode-se afirmar que a precipitação exerce influência sobre as características da vegetação da região onde encontra-se a torre com sistema Eddy Covariance no do estado do Rio Grande do Norte, expressados pelos valores mais elevados de NDVI encontrados. Cabe salientar que na região onde estava inserido o sistema Eddy Covariance, mesorregião central potiguar o percentual de floresta é de 79,46% (SERVIÇO FLORESTAL BRASILEIRO, 2018).

As cartas temáticas da distribuição espacial de médias trimestral do NDVI nos meses mais úmidos e mais secos para o Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente encontram-se na(Figura 18).

Observa-se que os menores valores de NDVI foram obtidos nos corpos hídricos e áreas com vegetação rala com maior incidência de solo exposto, correspondendo a 0,1, tanto no trimestre mais úmido (Figura 18 A, C e E), quanto no mais seco (Figura 18 B, D e F). Corroborando com a afirmativa de Matos et al. (2016) de que os menores valores de NDVI geralmente são observados em áreas de solo exposto com valores inferiores a 0,1, valore este compatível com áreas de vegetação rala.

Nota-se ainda que no trimestre mais úmido dos três anos estudados foi observada uma maior concentração de vegetação com alta atividade fotossintética, com valores de NDVI mais pronunciados entre 0,5 e 0,7. Salienta-se ainda que valores de NDVI superiores a 0,60, são comuns em áreas com intensa vegetação, refletindo em vegetação sadia em pleno crescimento (PAVÃO et al., 2016).

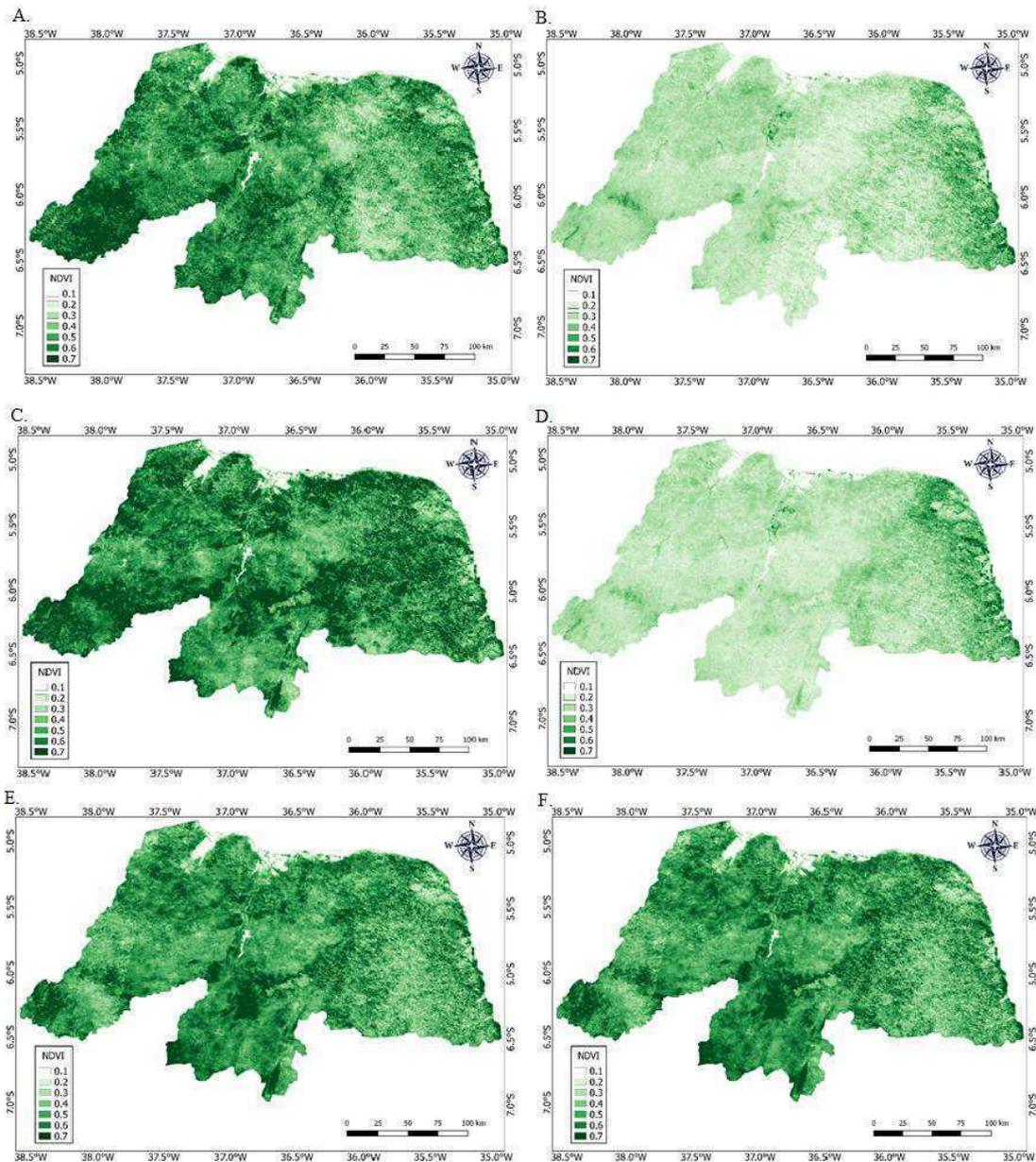
Sá et al. (2010) encontraram valores de NDVI até 0,8070 em áreas de florestas densas no topo da Chapada do Araripe e menores entre 0,1185 e 0,2670 em áreas urbanas. Reafirmando os resultados obtidos nesse estudo.

Lima Junior et al. (2014) relatam que no período chuvoso ocorre o desenvolvimento do mesofilo, elevada produção fotossintética pelos cloroplastos e conseqüentemente aumento do dossel foliar, o que propicia a obtenção de dados pelo NDVI, em decorrência de sua sensibilidade ao teor de clorofila.

Essa característica é bem própria da vegetação de Caatinga, que durante o período de chuvas (trimestre úmido) aumenta sua folhagem, o que corresponde ao ganho de biomassa e elevação da atividade fotossintética, sendo verificados pelo aumento do NDVI (Figura 18 A, C e E).

Araújo et al. (2018) ao estudar mudanças ocorridas no Nordeste Brasileiro por meio da análise espaço-temporal, com utilização do sensor MODIS no período de 2002 a 2011, observou que nos anos com maiores índices de precipitação pluviométrica houve um incremento no NDVI, corroborando com os resultados observados nessa pesquisa.

Já Ferreira et al. (2012) observaram que no período chuvoso ocorre a renovação das copas das árvores, época em que as espécies do bioma caatinga encontram-se exuberantes, fato que justifica os maiores valores de NDVI, observados nos trimestres chuvosos de cada ano analisado.



**Figura 17.** Distribuição espacial de médias trimestral do NDVI nos meses mais úmidos (A, C e E) e mais secos (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014 a 2016, respectivamente.

No trimestre mais seco dos anos estudados que compreende os meses de setembro, outubro e novembro, observa-se que os valores de NDVI foram menores com maior incidência entre 0,1 a 0,4 em praticamente todo o estado, exceto para a microrregião leste potiguar, ou litoral potiguar, respectivamente para os anos de 2014 e 2015 (Figura 18 B e D). Lucena et al. (2018) relatam que o Litoral Leste potiguar é detentor das maiores cotas pluviométricas mesmo no trimestre mais seco dos anos,

seguido pelo Oeste potiguar; já a mesorregião Central e partes do Agreste são detentoras das menores cotas pluviométricas. Esse fato justifica os menores valores de NDVI obtidos nas mesorregiões, agreste, central e oeste potiguar, nos anos de 2014 e 2015.

Ferreira et al. (2012) afirmam que durante o trimestre mais seco do ano as espécies da caatinga liberam suas folhas diminuindo assim a superfície de perda de água para o meio através da evapotranspiração, o que reflete em menores valores de NDVI. Segundo Lima Junior et al. (2014) as irregularidades pluviométricas ao longo dos anos na região de caatinga interferem na produção da biomassa nessas áreas, apresentando grandes variações, tanto espacial como sazonal.

Quando se analisou o ano de 2016 no trimestre mais seco do ano (Figura 18 F), constatou-se que o NDVI teve comportamento similar aos meses do trimestre mais úmido do ano. Este fato pode estar associado a eventos chuvosos registrados em dias anteriores a coleta dos dados para a presente pesquisa.

Silva Filho et al. (2020) afirmam que quanto mais sensível for a vegetação aos ciclos de chuva, ou seja, as plantas podem ampliar ou reduzir sua fotossíntese durante os períodos de chuva e estiagem, respectivamente, tornando-se mais intensa a relação do NDVI com a biomassa da vegetação.

Os resultados obtidos neste estudo corroboram com os encontrados por Allen et al (2010), ao afirmar que o NDVI está diretamente relacionado com a capacidade de realização de fotossíntese da planta, sendo o mesmo influenciado negativamente por estresse hídrico, sanitário e ou nutricional.

### **6.3.3. Saldo de Radiação**

A estatística descritiva para o saldo de radiação obtido com dados do sistema Eddy Covariance e SAFER, para os anos de 2014; 2015 e 2016 encontram-se na (Tabela 8). O saldo de radiação evidenciou valores máximos de 439,96  $Wm^{-2}$  e 331,90  $Wm^{-2}$ , no terceiro trimestre de 2014 e primeiro de 2015, respectivamente, para Eddy Covariance e SAFER, apresentando coeficiente de variação entre 4,6% a 32,4% dados Eddy Covariance e 0,28% a 2,68% para os dados SAFER (Tabela8). O desvio padrão para os dados do sistema Eddy Covariance estão em sua maioria é acima de 20, valores elevados de desvio padrão, indicam que os dados estão dispersos ao longo do valor médio.

**Tabela 8.** Estatística descritiva para o saldo de radiação estimados com dados do sistema Eddy Covariance e SAFER para a área de estudo.

Anos	$Rn(Wm^{-2})$											
	Eddy Covariance						SAFER					
	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV
<b>1° trimestre 2014</b>	257,00	314,57	281,22	257,00	41,94	0,15	312,00	328,00	318,60	312,00	8,05	0,026
<b>2° trimestre 2014</b>	293,32	320,64	300,12	293,32	14,35	0,05	321,00	328,20	325,73	328,20	8,02	0,024
<b>3° trimestre 2014</b>	208,94	439,96	335,14	331,20	73,83	0,22	315,30	323,00	319,17	323,00	6,62	0,020
<b>4° trimestre 2014</b>	290,60	381,31	348,24	381,31	75,25	0,22	317,00	326,70	321,30	317,40	3,26	0,010
<b>1° trimestre 2015</b>	233,23	310,80	284,30	310,80	69,87	0,25	301,70	331,90	316,93	331,90	8,89	0,027
<b>2° trimestre 2015</b>	200,42	287,83	253,66	287,83	58,24	0,23	320,00	327,00	323,97	327,00	5,98	0,018
<b>3° trimestre 2015</b>	265,76	385,30	325,62	265,76	32,83	0,10	317,40	327,20	321,53	317,40	4,10	0,013
<b>4° trimestre 2015</b>	255,60	331,20	322,23	331,20	65,15	0,20	315,70	316,90	316,27	316,90	0,87	0,003
<b>1° trimestre 2016</b>	264,87	299,62	278,41	299,62	7,52	0,03	317,50	327,50	321,73	321,73	5,95	0,019
<b>2° trimestre 2016</b>	169,87	286,49	220,54	286,49	71,42	0,32	322,50	325,70	324,53	324,53	2,76	0,009
<b>3° trimestre 2016</b>	264,28	349,58	310,25	264,28	55,85	0,18	312,10	321,30	317,83	321,30	2,78	0,009
<b>4° trimestre 2016</b>	321,83	326,39	324,11	321,83	14,88	0,05	315,00	318,20	316,60	318,20	3,05	0,010
<b>Total</b>	169,87	439,96	295,07	331,20	55,30	0,19	301,70	331,90	320,46	317,40	6,03	0,019

DP= Desvio Padrão; CV= coeficiente de variação.

Lopes et al. (2014) ao estudar a distribuição espacial do saldo de radiação no semiárido do nordeste brasileiro, obtiveram saldo de radiação para a área de caatinga arbórea de  $549,7(Wm^{-2})$ , valor este superior ao observado no presente estudo, fato que pode esta associado a localização e condições climáticas da região e época do ano diferentes para os estudos.

O saldo de radiação é influenciado por fatores como estação do ano, a radiação solar global e a cobertura do solo (Matos et al., 2016). Fato que justifica os primeiros trimestres de cada ano apresentar os menores valores de saldo de radiação, quando comparados aos últimos trimestres (Tabela 8).

É possível verificar com base nos dados uma variação percentual de 8,6% quando se compara o saldo de radiação estimado via SAFER e o obtido com base no sistema Eddy Covariance (Tabela 8), esse fato pode indicar que os algoritmos como o SAFER possui uma tendência a superestimar os dados, no entanto são necessários maiores estudos, com mais torres micrometeorológica constituídas do sistema Eddy Covariance instaladas ao longo das mesorregiões do estado para ter uma afirmativa mais confiável.

Já Santos et al. (2010) encontraram uma diferença de aproximadamente 23% nos valores do saldo de radiação estimados com imagem do sensor ASTER ( $687 \text{ W m}^{-2}$ ) e medido pelo sistema Eddy Covariance instalado na torre micrometeorológica ( $558 \text{ W m}^{-2}$ ).

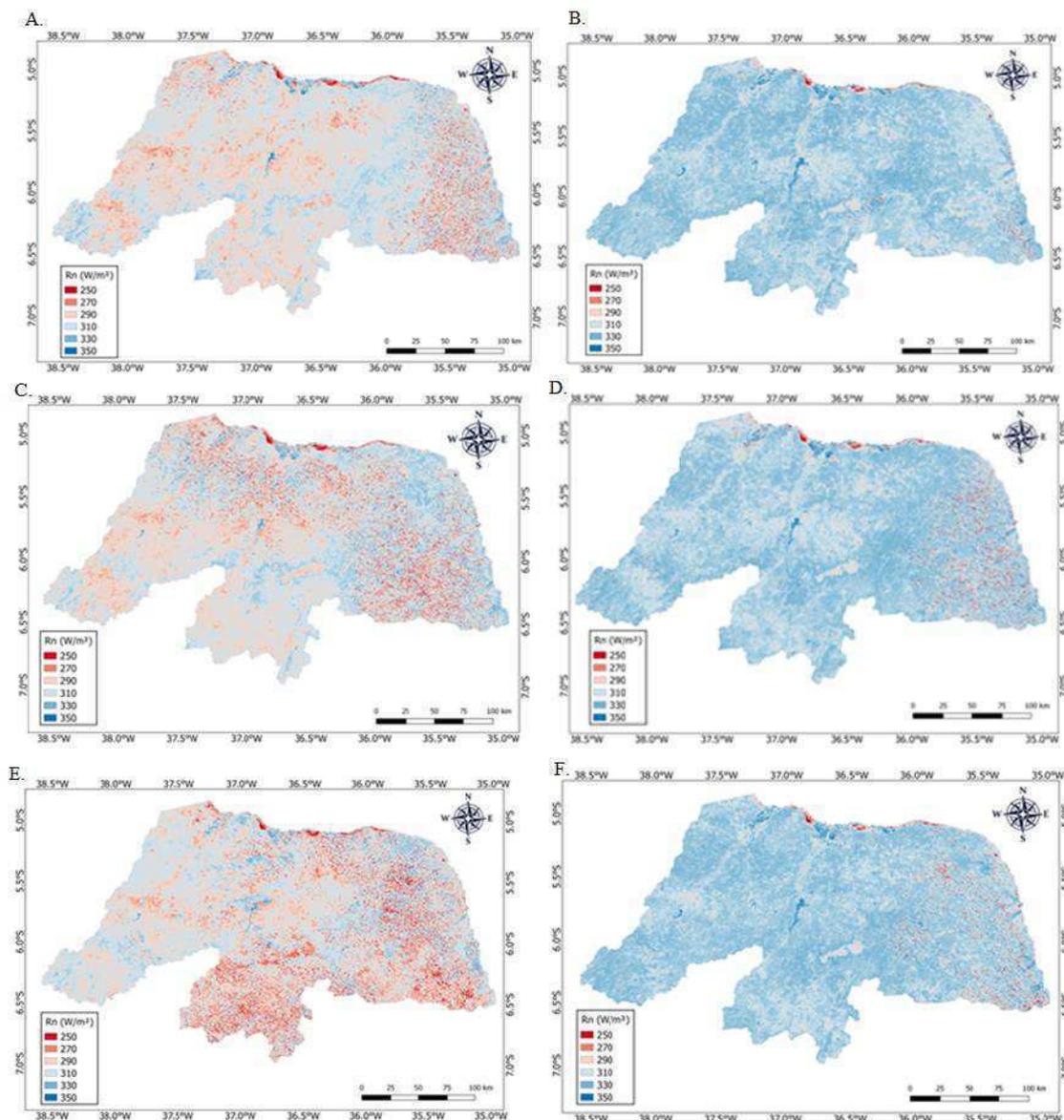
A distribuição espacial de médias trimestral da radiação solar ( $R_n$ ) no trimestre mais úmido (Figura 19 A, C e E) e mais seco (Figura 19 B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente, obtidos via algoritmo SAFER encontram-se na (Figura 19).

Nos trimestres mais úmidos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente, observou-se que o saldo de radiação foi menor que  $290 \text{ Wm}^{-2}$ , em praticamente todo o estado, sendo que os menores valores estão nas áreas urbanas, com pavimentação e construções (Figura 19 A, C e E). Fato que pode ser comprovado ao correlacionar as imagens do NDVI, temperatura e albedo.

Moreira et al. (2011) constataram que geralmente os menores valores de saldo de radiação, estão presentes em áreas urbanas, fato que corrobora com os dados obtidos no presente estudo, uma vez que os menores  $R_n$  tanto no trimestre mais úmido quanto no seco foram observados nas áreas urbana do estado do Rio Grande do Norte.

Já nos trimestre mais seco houve predomínio de saldo de radiação superior a  $310 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo os maiores valores observados para os corpos hídricos e as áreas com vegetação ( $350 \text{ Wm}^{-2}$ ) (Figura 19 B, D e F). Possivelmente este fato, justifica-se em decorrência dos baixos valores do albedo, temperatura da superfície e NDVI nessas áreas.

Esse aumento do  $R_n$  no período seco dos anos estudados esta intimamente atrelado ao menor vigor da vegetação, fato este comprovado pela distribuição espacial do NDVI constatado na Figura 19, uma vez que o  $R_n$  é a quantidade de energia restante, após a entrada e saída na superfície.



**Figura 18.** Distribuição espacial de médias trimestral do saldo de radiação nos meses mais úmidos (A, C e E) e mais secos (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014, 2015 e 2016.

Esses valores diferiram dos encontrados por Santos et al. (2017), onde obteve-se valores do Rn entre  $482,9 \text{ Wm}^{-2}$  e  $727,0 \text{ Wm}^{-2}$  a partir do sensor MODIS, utilizando torre micrometeorológica, situadas em área de caatinga em recuperação e degradada, localizadas na região de Campina Grande, Estado da Paraíba, para o ano de 2013. Já Matos et al. (2016) também relatam obter os maiores valores de saldo de radiação no leito do rio, com valores superiores a  $650 \text{ Wm}^{-2}$ .

Nota-se ainda que os valores mais elevados para o saldo de radiação, tanto no período seco como úmido foram observados nos pontos onde foram observados os

menores valores de albedo e temperatura, por serem pontos com vegetação mais densa; regiões de cultivo irrigado que apresentam menores déficits hídricos, o que propicia uma repartição de energia de forma equilibrada, ou seja, são pontos resultantes de menor reflexão de ondas curtas, e tendo deste modo, menor emissão das ondas longas (Oliveira et al., 2015).

Corroborando com os dados de Uda et al. (2013) ao afirmarem que os maiores valores em termos de saldo de radiação estão associados às classes com menores valores de albedo e temperatura.

Matos et al. (2016) afirmam que o saldo de radiação é influenciado diretamente pela estação do ano, que influencia também na radiação solar global e na condição da vegetação. Fato este, verificado no presente estudo, onde foi possível notar que o saldo de radiação foi superior no trimestre mais úmido em comparação ao seco.

#### 6.3.4. Evapotranspiração

Os dados de estatística descritiva para evapotranspiração real obtida com sistema Eddy Covariance e modelados pelo SAFER encontram-se na (Tabela 9). Para os dados do sistema Eddy Covariance o valor mínimo foi de (0,10  $\text{mmdia}^{-1}$ ) obtido no 3º trimestre de 2015. Para os dados modelados pelo SAFER o valor mínimo foi de (0,0  $\text{mmdia}^{-1}$ ) verificado no 3º e 4º trimestre de 2014 e 2015 e no 1º e 4º trimestre de 2016 (Tabela 9).

Possivelmente estes valores baixos de ET diária podem ter como explicação a época do ano, a qual representa o trimestre mais seco de cada ao estudado, ou seja, de baixa precipitação, acarretando baixa disponibilidade hídrica na zona radicular da cobertura vegetal, além dos solos serem predominantemente rasos, desta forma penalizando a taxa evapotranspirométrica da vegetação de caatinga (Bezerra et al., 2014).

**Tabela 9.** Estatística descritiva para a evapotranspiração estimados pelos dados do sistema Eddy Covariance e modelada pelo SAFER para a área de estudo.

Anos	Evapotranspiração real ( $\text{mm dia}^{-1}$ )											
	Eddy Covariance						SAFER					
	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV	Mínimo	Máximo	Média	Moda	DP	CV
1º trimestre 2014	2,50	3,80	3,17	2,50	0,65	0,21	0,60	2,00	1,23	0,60	0,71	0,58
2º trimestre 2014	0,60	3,60	2,20	0,60	1,51	0,69	1,90	3,90	3,20	3,90	1,13	0,35

<b>3° trimestre 2014</b>	0,20	0,40	0,33	0,20	0,12	0,35	0,00	0,50	0,23	0,50	0,25	1,08
<b>4° trimestre 2014</b>	0,20	0,50	0,37	0,50	0,15	0,42	0,00	0,40	0,13	0,40	0,23	1,73
<b>1° trimestre 2015</b>	0,40	3,70	2,00	3,70	1,01	0,51	0,70	2,00	1,17	2,00	0,72	0,62
<b>2° trimestre 2015</b>	0,30	2,00	1,23	2,00	0,86	0,70	0,90	3,40	2,40	3,40	1,32	0,55
<b>3° trimestre 2015</b>	0,10	0,40	0,23	0,10	0,15	0,65	0,00	0,90	0,37	0,90	0,47	1,29
<b>4° trimestre 2015</b>	0,20	0,20	0,17	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>1° trimestre 2016</b>	3,50	4,20	3,93	4,20	0,38	0,10	0,00	3,60	2,37	2,37	2,05	0,87
<b>2° trimestre 2016</b>	0,70	3,60	1,87	3,60	1,53	0,82	0,90	5,20	2,93	2,93	2,16	0,74
<b>3° trimestre 2016</b>	0,20	0,80	0,57	0,20	0,32	0,57	0,10	0,30	0,17	0,30	0,12	0,69
<b>4° trimestre 2016</b>	0,70	1,40	1,00	0,70	0,36	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	0,10	4,20	1,43	0,20	1,37	0,96	0,00	5,20	1,18	0,00	0,75	0,64

DP= Desvio Padrão; CV= coeficiente de variação.

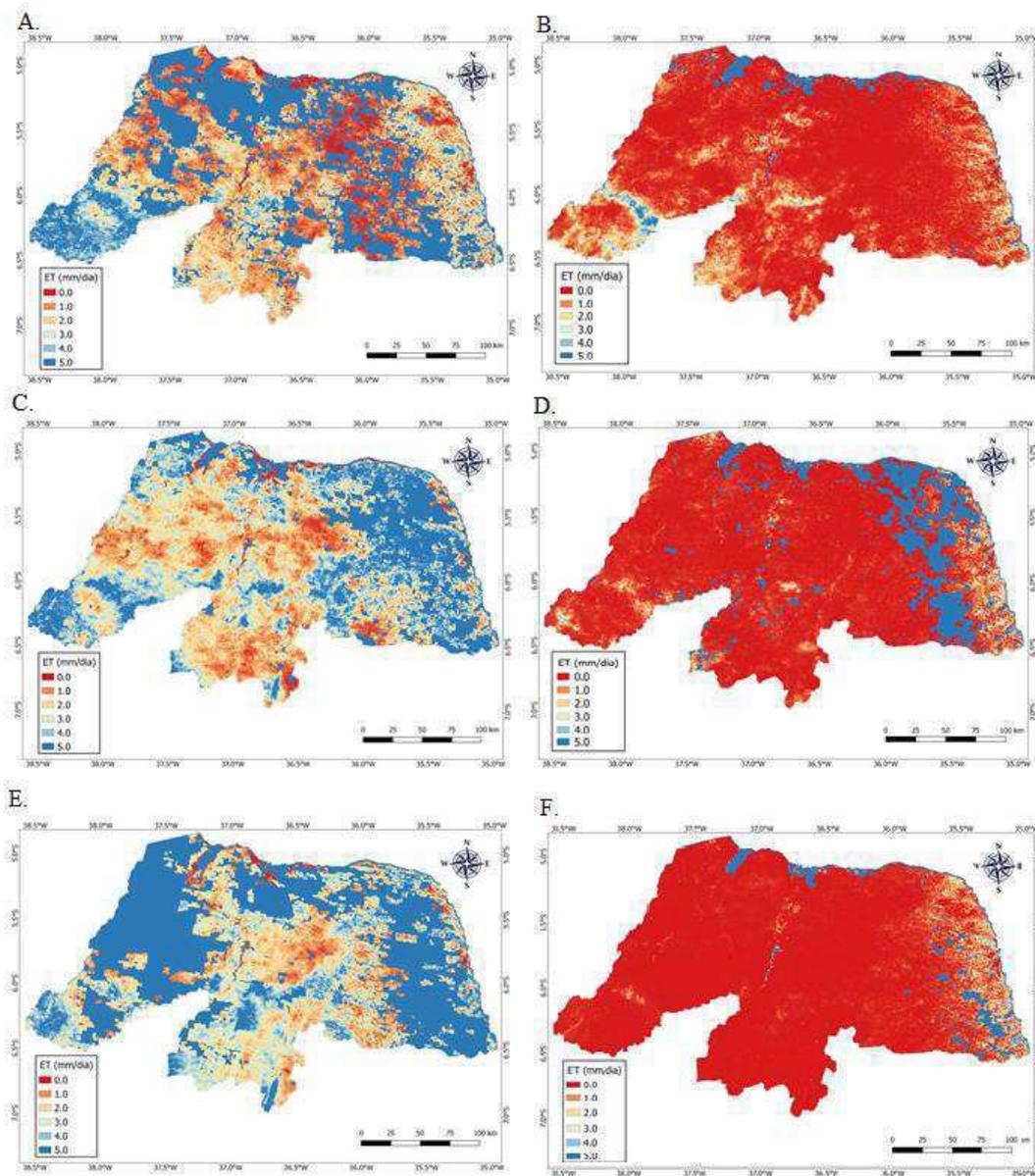
Verificou-se ainda relação inversa entre evapotranspiração e fluxo de calor no solo, ou seja, elevados valores de fluxo de calor refletem baixos valores de evapotranspiração, corroborando com o estudo de Miranda et al. (2017) ao afirma que a baixa umidade do solo reflete em pequenos valores de evapotranspiração, indicando que a grande porção da energia foi utilizada para aquecimento do ar.

O valor máximo de ET foi obtido para os dados do sistema Eddy Covariance, correspondendo a 4,20 mm dia<sup>-1</sup> (1° trimestre de 2016) e SAFER 5,20 mmdia<sup>-1</sup>(2° trimestre de 2016) (Tabela 8). Nota-se ainda que o valor médio de evapotranspiração para o Eddy Covariance foi de 1,4 mm dia<sup>-1</sup> e SAFER 1,18 mm dia<sup>-1</sup> (Tabela 9). Mendonça et al. (2012), aplicando o algoritmo SEBAL a partir de imagens MODIS, no estado de Pernambuco, observaram valores entre 0 e 6,00 mm dia<sup>-1</sup>. Valores esses aproximados aos valores de ET obtidos no presente estudo.

Dantas et al. (2015) relataram média de evapotranspiração oscilando entre 0,39 mm dia<sup>-1</sup> a 1,59 mm dia<sup>-1</sup>, valores esses observados para áreas de solo aberto, regiões que sofreram com ação antrópica e áreas de vegetação nativa rala. Resultados estes que são condizentes com os obtidos neste trabalho.

A evapotranspiração é um dos componentes mais problemáticos do ciclo hidrológico para quantificar com precisão (LIMA et al., 2017) por causa da heterogeneidade de superfícies terrestres e o grande número de fatores controladores envolvidos, como cobertura vegetal, propriedades físicas do solo, condições atmosférica, topografia entre outros.

A estimativa da ET por meio do algoritmo SAFER, para todo o estado do Rio Grande do Norte representada em carta temática, para o trimestre mais úmido e mais seco dos anos de 2014; 2015 e 2016 encontram-se na (Figura 20).



**Figura 19.** Distribuição espacial de médias trimestral da Evapotranspiração (mm) nos meses mais úmidos (A, C e E) e mais secos (B, D e F) do Estado do Rio Grande do Norte para os anos de 2014 a 2016 respectivamente.

Os menores valores de evapotranspiração foram observados nas áreas de maior quantidade de solo exposto, resultados representados pelas tonalidades vermelho e amarelo com valores variando de 0 a 2 mm dia<sup>-1</sup>, sendo estes valores menos evidenciados no período úmido (Figura 20 A, C e E); no entanto no trimestre mais seco (Figura 20, B, D e F) esses valores foram observado em praticamente todo o estado.

Esses dados ressaltam a sensibilidade do algoritmo SAFER para detectar as diferentes condições hídricas e de vegetação, para estimar a evapotranspiração.

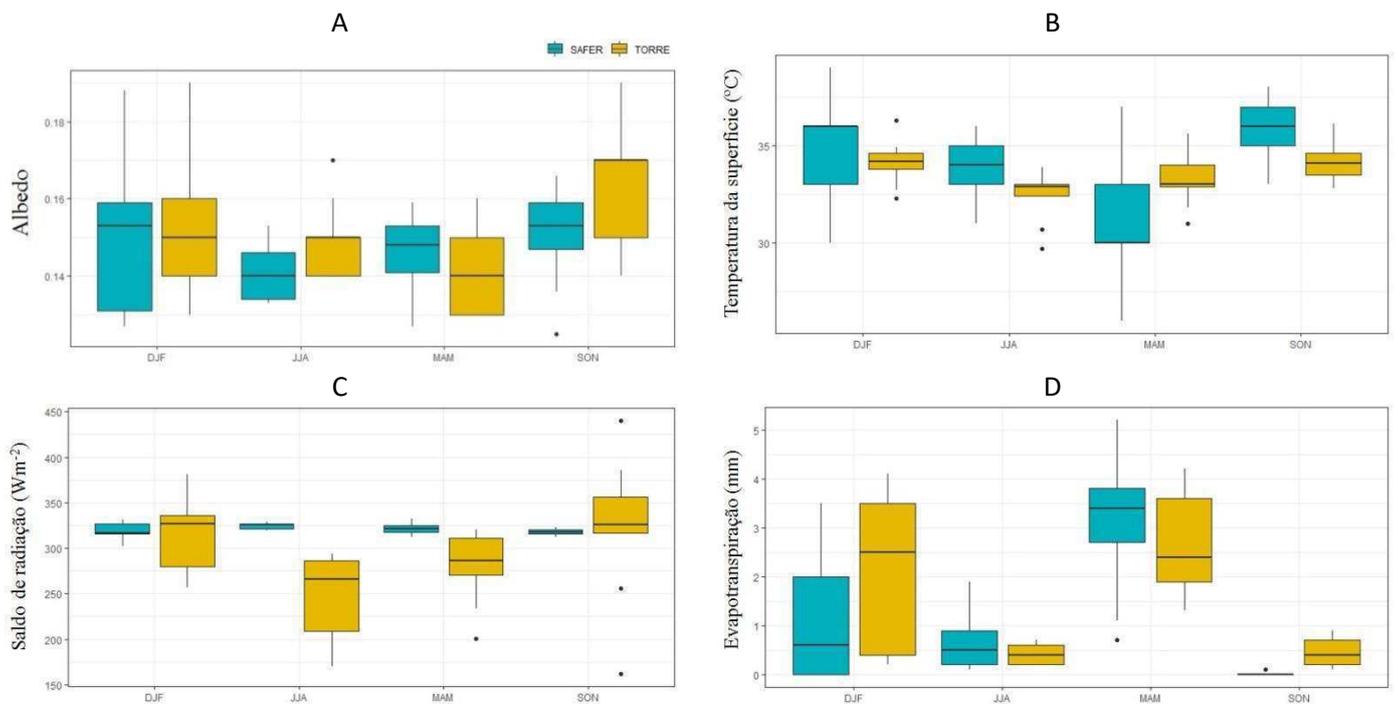
No período de seca, a vegetação da caatinga transforma a maior parte da energia disponível em calor sensível (H), o que propicia os menores valores de evapotranspiração (TEIXEIRA, 2009), corroborando com o observado neste estudo.

Os maiores valores de evapotranspiração foram encontrados nas áreas demarcadas pela coloração azul na carta temática e variam aproximadamente entre 4 e 5 mm dia<sup>-1</sup>. Nota-se ainda que no trimestre mais úmido dos anos de 2014, 2015 e 2016 (Figura 20 A, C e E) foi o que obteve os maiores valores de ET. Esses valores de ET estão bem acima dos obtidos por Souza et al. (2015), que mediram a ET em Caatinga no Semiárido pernambucano encontrando valores máximos oscilando entre 0,5 a 3,0 mm dia<sup>-1</sup>.

Lima et al. (2017) ao estudar a variação sazonal dos fluxos de energia e evapotranspiração em caatinga no agreste pernambucano, obtiveram máximo de ET de 4,9 mm dia<sup>-1</sup>, com os maiores valores nos períodos de maior umidade do solo. Corroborando com os dados obtidos nesse estudo, uma vez que a evapotranspiração foi proporcional ao período de maior umidade do solo.

Já Santos et al. (2010), aplicando os algoritmos SEBAL e S-SEBS com imagens produto do Landsat, reportaram valores máximos de ET de 6,0 mm dia<sup>-1</sup> em agrossistemas nas condições do semiárido brasileiro, valor este próximo aos máximos obtidos neste trabalho. De acordo com Bezerra et al. (2014) as maiores taxas de evapotranspiração são observadas para os meses mais úmidos dos anos. Fato que se justifica em decorrência de maior umidade do solo, presença de cobertura vegetal, temperaturas amenas e maior disponibilidade hídrica.

O comparativo da variação do albedo, temperatura de superfície, saldo de radiação e evapotranspiração obtidos com dados de campo (Eddy Covariance) versus dados estimados (SAFER), para o período estudado encontram-se na Figura 21. Para o albedo da superfície (Figura 21A), os valores variaram entre 0,12 e 0,19, sendo que a menor variação foi observada no trimestre que compreende os meses de junho, julho e agosto, meses secos do ano tanto nos dados do sistema Eddy Covariance quanto do algoritmo SAFER, com erros absoluto de 0,014 e medio percentual de 9,22%.



**Figura 20.** Variação do albedo, temperatura de superfície, saldo de radiação e evapotranspiração entre dados do sistema Eddy Covariance e SAFER, durante o período de estudo.

Quirino et al. (2015) relatam que durante a estação chuvosa os valores de albedo são inferiores a estação seca, porém a variação é menor na estação seca do ano. Fato que reafirma o observado nesse estudo, uma vez que durante a estação seca foi verificado menor variação do albedo, embora esse tenha sido inferior aos valores obtidos na estação chuvosa.

Quando se analisou a variação da temperatura de superfície obtida via sistema Eddy Covariance e quando comparado aos dados do Algoritmo SAFER (Figura 21B). A maior variação observada para a temperatura de superfície foi para os dados obtidos via SAFER. Nota-se ainda que nos meses úmidos (MAM) aumentou a amplitude térmica e as temperaturas foram mais amenas. Corroborando com Teixeira et al. (2013) que encontraram redução nos valores de temperatura de superfícies em áreas úmidas e aumento nos valores em condição de seca.

Bezerra et al. (2014) e Arraes et al. (2012) afirmam que os eventos de chuva favorecem a resiliência da vegetação de Caatinga no semiárido, sendo que o maior aporte de umidade no período chuvoso junto a vegetação mais adensada favorece um microclima local na região, fato que se reflete na maior amplitude térmica nessa época do ano.

Ao estudarem o ciclo diurno da temperatura do ar estimada pelo sensor AIRS Ruzmaikin et al. (2017), observaram que, em períodos de maior nebulosidade noturna, as estimativas da variação diária da temperatura apresentam maior variabilidade quando comparados a situações de menor nebulosidade.

Para o saldo de radiação (Figura 21C) os dados obtidos pelo SAFER mantiveram-se com poucas variações ao longo do período entre 300 e 340  $\text{wm}^2$ , próximos aos valores médios, já os dados da Eddy Covariance variaram entre 200 e 400  $\text{wm}^2$ , com erro médio absoluto de 51,7 e médio percentual de 21,14%.

Resultado este que difere do relatado por Debastiani et al. (2018) que não verificaram diferença entre  $R_n$  médio obtido pelos dados do satélite e para o  $R_n$  estimado a partir dos dados da estação de superfície. Essa diferença pode estar possivelmente relacionada a área de estudo e ao algoritmo utilizado para determinação do saldo de radiação.

Já Santos et al. (2010) verificaram uma diferença de aproximadamente 23% nos valores do  $R_n$  estimados com imagem do sensor ASTER ( $687 \text{ Wm}^{-2}$ ) e medido por instrumentos sensores instalados em torre micrometeorológica ( $558 \text{ W m}^{-2}$ ). Os autores justificaram essa variação em decorrência a existência de algumas nuvens presentes nas imagens, no entanto, nesse estudo a variação observada pode estar associada a quantidade de torres micrometeorológica equipadas com sistema Eddy Covariance instaladas para comparar com as imagens de todo o estado.

Marques (2015) afirmam que um dos maiores desafios na utilização de algoritmos como SEBAL para determinação do Saldo de Radiação está atrelado a qualidade das imagens utilizadas, uma vez que para que os dados tenham boa correlação com os dados de campo é necessária a ausência de nuvens sobre a área de estudo.

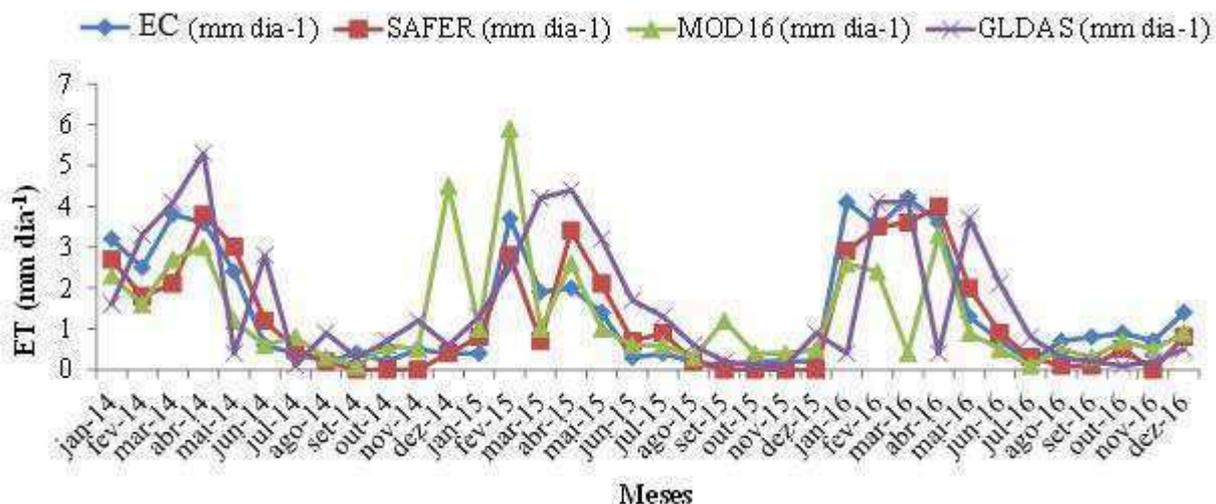
A ET (Figura 21D) apresentou comportamento em função do regime pluviométrico da região, onde obteve-se erros médio absoluto de 0,49 e médio percentual de 57,11%, no entanto, registra-se uma melhor concordância no período mais seco (JJA e SON) no trimestre mais úmido (MAM) obtém-se uma superestimativa; enquanto na transição do período seco para úmido (DJF) uma subestimativa dos dados de ET. Ramos (2018) observou que na maior parte das imagens utilizando produtos MODIS e aplicando o modelo SAFER houve subestimativa dos valores mensurados em campo quando se determinou a evapotranspiração.

De acordo com Teixeira et al.(2013) e Hernandez et al.(2014) o algoritmo SAFER possui precisão de estimativa para evapotranspiração semelhantes e comparáveis aos desempenhos alcançados por algoritmos que utilizam técnicas de sensoriamento remoto e que são constituídos de metodologias de processamento bastante complexas a exemplo do SEBAL.

#### 6.4. Validação os dados de evapotranspiração

Verifica-se que para os quatro métodos utilizados para determinação a evapotranspiração real o comportamento foi similar, ou seja, no período que compreende o trimestre mais úmido foram observados os maiores valores de ET e no que corresponde ao trimestre mais seco observou-se os menores valores de evapotranspiração para os anos de 2014, 2015 e 2016 (Figura 22).

Martins & Rosa (2019) ao avaliar a estimativa de evapotranspiração real a partir de imagens do sensor MODIS/AQUA e do algoritmo SEBAL na bacia do Rio Paranaíba – Brasil, observaram valores mínimos de  $0,0 \text{ mm dia}^{-1}$ , para áreas com solos em pousio no período seco do ano; enquanto que, nessa mesma data, áreas cobertas por vegetação apresentaram índices superiores a  $2 \text{ mm dia}^{-1}$ , chegando a  $3,89 \text{ mm dia}^{-1}$  em áreas com vegetação densa.



**Figura 21.** Distribuição temporal da Evapotranspiração real obtida via SAFER, sistema Eddy Covariance, GLDAS e MOD16A2 durante o período de estudo de 2014 a 2016.

Para o ano de 2014 os valores médios foram de 1,6; 1,3; 1,2 e 1,8  $\text{mm dia}^{-1}$ ; já em 2015 os valores médios foram 0,9; 0,9; 1,2 e 1,7  $\text{mm dia}^{-1}$ ; 2016 apresentou valores médios diários de 1,8; 1,5; 1,0 e 2,4  $\text{mm dia}^{-1}$ , respectivamente, para a evapotranspiração

real determinada com dados do sistema Eddy Covariance; SAFER; MOD16 e GLDAS (Figura 22). Bezerra et al. (2014) afirmam que durante o período de limitação hídrica, ou seja, na estação seca do ano, ocorre uma notória redução da ET, visto que os valores desta variável são impulsionados para baixo devido o fechamento dos estômatos das plantas da caatinga; déficit hídrico no solo e uma relação decrescente com o aumento da radiação global ( $R_g$ ).

Ferreira & Meirelles (2011), ao utilizar o algoritmo SEBAL para estimativa de evapotranspiração observaram para o Sul do Estado de Goiás média diária de 1,57 mm dia<sup>-1</sup>, valores estes bem próximos aos obtidos no presente estudo, mesmo sendo em regiões distintas.

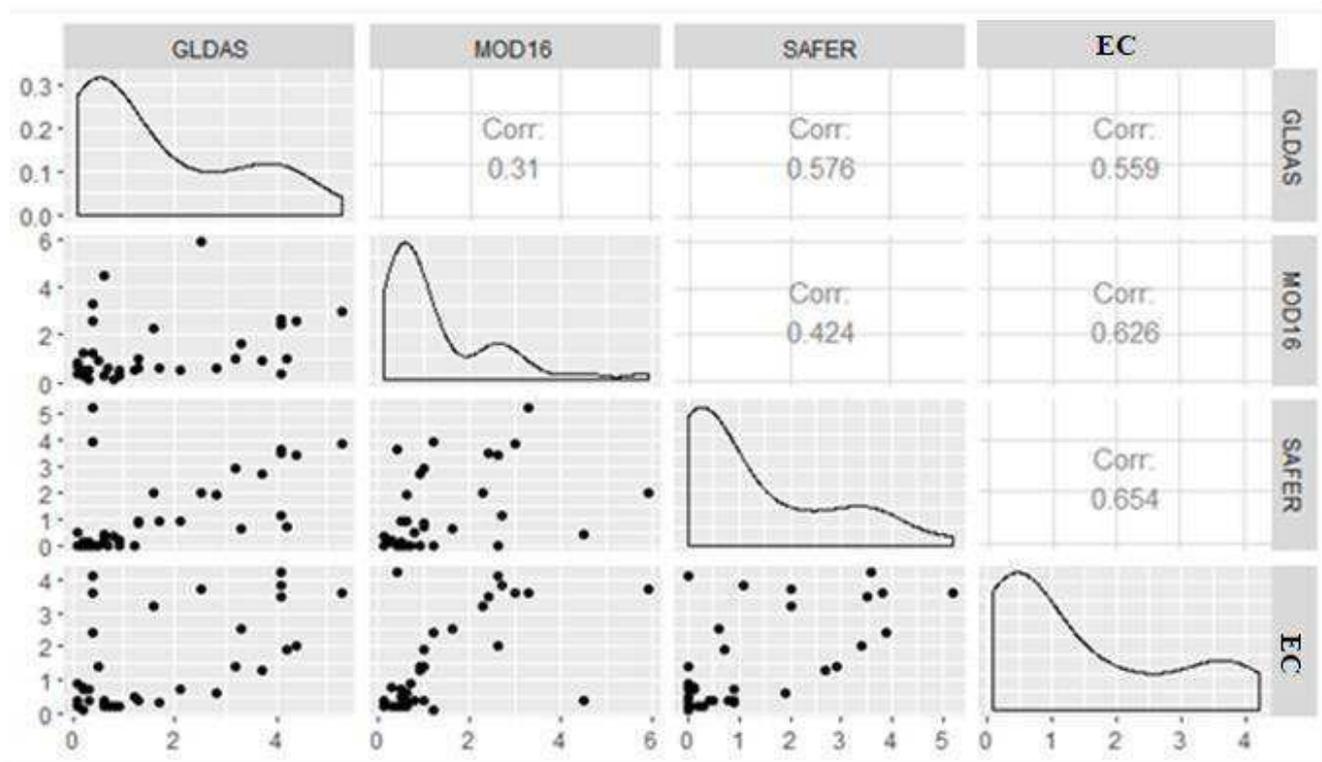
Marques et al.(2020) constataram ao estudar o controle ambiental e biofísico de evapotranspiração de Floresta Tropical Sazonalmente Seca (Caatinga) no Semiárido Brasileiro nos anos de 2014 e 2015 que os menores valores de ET em ambos os anos ocorreram na estação seca, como consequência da perda de folhas (baixos valores de índice de área foliar) ou o fechamento parcial do estômatos das poucas espécies perenes causadas pela escassez hídrica neste período. Sendo que os maiores valores de ET foram registrados na estação chuvosa, quando a fisiologia e o metabolismo das espécies da Caatinga são totalmente ativo. Resultado este que reafirma o observado no presente estudo.

Ao analisar o período seco do ano no município de Petrolina –PE Souza et al. (2015) observaram valores de evapotranspiração real praticamente nulos, com média diária igual a 0,5 mm dia<sup>-1</sup>.

Após obtenção dos valores de ETr com a realização do processamento do algoritmo SAFER a partir de produtos de imagens MODIS, procedeu-se a validação dos dados, utilizando dados de ET determinados pelo dados obtidos via sistema Eddy Covariance. Realizou-se também a validação de dados da Eddy Covariance x MOD16; Eddy Covariance x GLDAS; MOD16 x GLDAS; SAFER x GLDAS e SAFER x MOD16 (Figura 23).

Foi verificada elevada dispersão e não significância entre os dados ao nível de 5% de probabilidade pelo teste F; no entanto a correlação foi classificada como alta entre EC x SAFER ( $r=0,65$ ); EC x MOD16 ( $r=0,62$ ); EC x GLDAS ( $r=0,55$ ) e SAFER x GLDAS ( $r=0,56$ ) e média para MOD16 x GLDAS ( $r=0,31$ ) e SAFER x MOD16 ( $r=0,42$ ) (Figura 23).

Ramos (2018) ao aplicar o algoritmo SAFER para determinação da evapotranspiração real na cana-de-açúcar no submédio do vale do São Francisco, verificou elevada dispersão e não significância entre os dados ao nível de 5% de probabilidade, o que resultou em baixa eficiência na estimativa da ETr de forma a subestimar a ETr modelada; além de muito baixa correlação ( $r = 0,16$ ). Corroborando com os dados obtidos nesse estudo, no entanto, a correlação diferiu em ambos os estudos.



Parâmetros

Estatística	ETr	ETr	ETr	ETr	ETr	ETr
	EC x ETrSAFER	EC x ETrMOD16	EC X ETrGLDAS	MOD16 x ETrGLDAS	SAFER x ETrGLDAS	SAFER x ETrMOD16
EPE	1,21	1,18	1,42	1,75	1,34	1,19
EQM	7,21	6,98	8,42	10,35	7,96	7,06
RMSE	1,20	1,16	1,40	1,72	1,32	1,18
EMA	0,84	0,73	1,07	1,32	0,97	0,75
$R^2$	0,42	0,39	0,31	0,09	0,38	0,35
d	0,88	0,89	0,81	0,67	0,84	0,88
r	0,65	0,62	0,55	0,31	0,56	0,42
c	0,58	0,56	0,45	0,21	0,52	0,52

**Figura 22.** Evapotranspiração real (ETr,  $\text{mm dia}^{-1}$ ) a partir de imagens do satélite MODIS com uso do algoritmo SAFER (ETr SAFER) em comparação com outros métodos de estimativa.

Em trabalho de validação de imagens processadas com produtos MODIS e dados coletados de campo com torres micrometeorológica, Kim et al. (2012) e Fu et al. (2017) também obtiveram correlações variando de média a alta para valores de ETr em regiões vegetadas da Ásia e china, fato determinado pela complexidade dos ecossistemas e variação no comportamento dos parâmetros meteorológicos na região. Estes autores não observaram significância de correlação quando compararam as imagens de produtos MODIS utilizadas para obtenção da ETr com o método Eddy Covariance (EC), que também utiliza mensurações de parâmetros meteorológicos em campo.

Miranda et al. (2017) obtiveram boas relações entre a ET(SAFER) versus ET(Eddy Covariance) para área de caatinga e a partir de imagens de produtos do MODIS em escala diária ( $R^2 = 0,85$ ), de oitos dias ( $R^2 = 0,88$ ) e mensal ( $R^2 = 0,92$ ). Resultado estes que difere dos obtidos no presente estudo, fato que se justifica em decorrência dos dados utilizados para validação do o algoritmo SAFER no presente estudo ser de apenas um ponto no Estado do Rio Grande do Norte.

Destaca-se, também, que o erro padrão de estimativa variou de 1,18 a 1,75 mm dia<sup>-1</sup>, o erro quadrático médio de 6,98 a 10,35 mm dia<sup>-1</sup>; a raiz do erro quadrático médio de 1,16 a 1,72 mm dia<sup>-1</sup> e o erro médio absoluto de 0,73 a 1,32 mm dia<sup>-1</sup>(Figura 23). O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) foi considerado baixo variando de 0,09 a 0,42 indicando que os dados estão afastados da linha de regressão ajustada. Sendo que o a maior dispersão dos dados em relação a linha de regressão ajustada foi observada para ETr (MOD16) x ETr (GLDAS) (Figura 23).

Na Figura 23 pode ser visto que os modelos SAFER e MOD16 geralmente concordam melhor com os dados observados (Eddy Covariance), cada um com aproximadamente o mesmo erro RMSE. No entanto, o modelo SAFER tem uma correlação ligeiramente maior e tem o mesmo desvio padrão do observado (Eddy Covariance), enquanto o modelo MOD16 tem pouca variabilidade espacial (com um desvio padrão de 1,1 mm dia<sup>-1</sup> comparado ao valor observado no Eddy Covariance de 1,4 mm dia<sup>-1</sup>). O modelo GLDAS tem as maiores variações em torno dos valores observadas (Eddy Covariance), resultando em um erro REQM (1,40 mm dia<sup>-1</sup>).

Araújo et al. (2019) verificaram que o GLDAS tende a apresentar maior variabilidade nas estimativas de evapotranspiração quando comparado a dados de campo obtidos de torres micrometeorológica, justificando-se em função da escassez de dados, necessitando de correções para completar falhas.

As discrepâncias entre os dados do MOD16 quando comparados com dados observados em condições de campo (Eddy Covariance) podem estar atreladas à alguns fatores, como os erros inerentes da classificação imprecisa dos tipos de cobertura da terra e às incertezas associadas aos dados de entrada, tais como a fração fotossinteticamente ativa, o índice de área foliar, e aos dados meteorológicos de reanálise (KIM et al., 2012).

Os valores obtidos nesse trabalho, assemelham-se aos obtido por Sun et al. (2011) que obtiveram valores de  $R^2$  variando de 0,33 e 0,35 e RMSE de  $1,28 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $1,39 \text{ mm dia}^{-1}$ , para os sítios K67 e K83, respectivamente, utilizando dados do MOD16. Já Araújo (2014) obteve EMA da ordem de  $0,79 \text{ mm dia}^{-1}$ , em experimento realizado em Quixeré – CE quando validou os dados de campo com algoritmos (SEBAL) de estimativa de evapotranspiração de uso no sensoriamento remoto.

Hu et al. (2015) validando o produto MOD16 com 15 torres micrometeorológica de fluxos situadas em diferentes tipos de bioma que vão de terras cultivadas, pastagens, matas, savanas, às florestas para o ano de 2011, tiveram valores do REQM entre 0,33 a  $1,57 \text{ mm dia}^{-1}$  e o erro absoluto variou entre 0,03 a  $1,11 \text{ mm dia}^{-1}$ . Valores estes que estão próximos aos obtidos neste trabalho.

Entre as correlações analisadas, o índice de Willmott (d) indicou que ETr (MOD16) x ETr (GLDA)S são os que apresentaram a menor concordância ( $d=0,67$ ). Na classificação com base no índice de desempenho proposto por Camargo & Sentelhas (1997); ETr (EC) x ETr (SAFER); ETr (Eddy Covariance) x ETr(MOD16); ETr (SAFER) x ETr (GLDAS) e ETr (SAFER) x ETr (MOD16), apresentaram maiores valores de índice “c” sendo classificados como sofrível. Já ETr (MOD16) x ETr (GLDAS) apresentou o menor valor de índice “c”(0,21) classificado como péssimo (Figura 23).

Embora o coeficiente de correlação de Pearson tenha evidenciado correlação ótima e média para a associação linear entre os modelos e os dados de campo (Eddy Covariance), ele não contempla a concordância entre os métodos, justificando o uso do índice “d” de Willmott e do índice “c”.

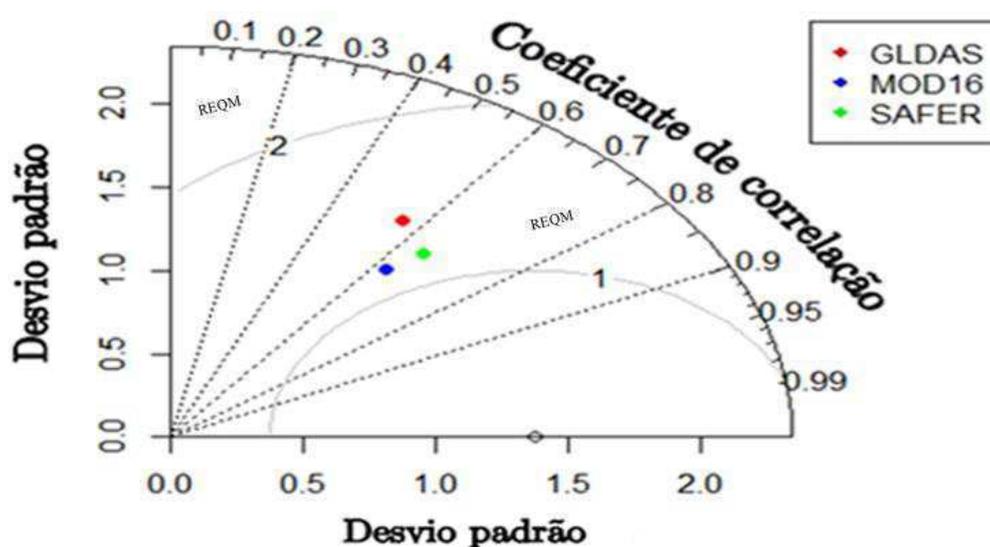
Pelo índice “d” e o “c” é possível afirmar que a concordância entre a ETr (EC) x ETr(SAFER), ETr(MOD16) x ETr(GLDAS) não foi adequada, evidenciando tendências de subestimativa e supeestimativa, respectivamente.

Araujo et al. (2017) ao comparar os dados do R-SSEB aos do produto MOD16 concluíram que os mesmos tendem a superestimar os valores de evapotranspiração. Fato

que corrobora com os dados obtidos nesse estudo, cabendo salientar que as diferenças entre os modelos podem estar associadas ao método empregado ser dependente de dados de reanálise para estimativa dos elementos do tempo e da resistência aerodinâmica (Mu et al., 2011).

O índice de desempenho “c” combina a precisão fornecida pelo coeficiente de correlação( $r$ ) e a concordância fornecida pelo índice Willmott ( $d$ ) (ALVARES et al., 2013).

A Figura 24, apresenta o Diagrama de Taylor, o qual conta com desvio padrão, coeficiente de correlação e a raiz do erro quadrático médio das diferenças centralizadas para ETr(EC) x ETr(SAFER); ETr(EC) x ETr(MOD16) e ETr(Eddy Covariance) x ETr(GLDAS), representadas pelas cor verde; azul e vermelha e o dado de referencia encontra-se na linha do eixo x do desvio padrão entre 1,0 e 1,5.



**Figura 23.** Diagrama de Taylor resumando as informações de validação da evapotranspiração pelos diferentes métodos de estimativa.

Nota-se que quanto mais próximo o ponto estiver do método de estimativa da evapotranspiração utilizado como referencia, ou seja, se a correlação entre os métodos foi igual a 1,0 melhor é o método para estimar a evapotranspiração (Figura 24).

Em relação aos métodos testados, é possível verificar que o método de estimativa GLDAS como é considerado o menos adequado para estimar a evapotranspiração real para o estado do Rio Grande do Norte, mesmo o desvio-padrão sendo praticamente igual ao obtido para o método utilizado como referência; entretanto

o seu valor de raiz do erro quadrático médio foi mais distante da referência, apresentando baixa correlação (0,57) (Figura 24).

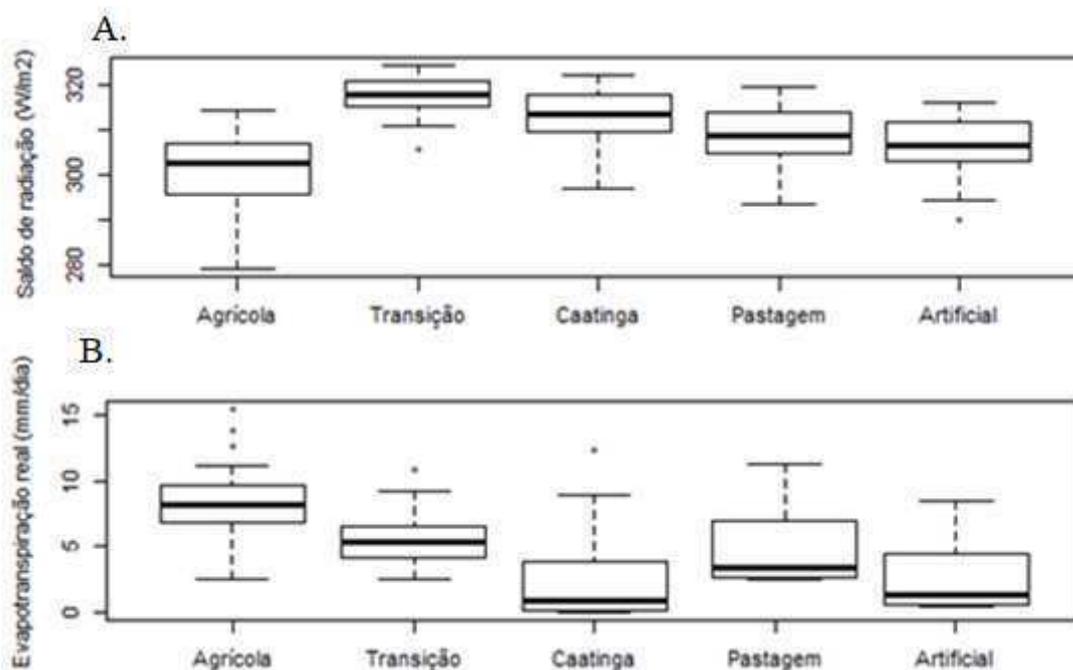
De acordo com o diagrama de Taylor os métodos de estimativa da evapotranspiração de referência SAFER e MOD16 são os que mais se aproximam do método padrão de estimativa (Figura 24).

O Diagrama de Taylor aumenta a qualidade da discussão sobre o desempenho e a escolha de determinado modelo ou simulação, pois é possível analisar simultaneamente uma série de estatísticas dos dados observados e estimados. O mesmo começou a ser visto em muitos estudos mesmo antes da publicação de sua descrição (LAMBERT & BOER, 2001).

Esse diagrama consiste em uma forma ilustrativa de resumir informações básicas uma única figura, que combina diferentes estatísticas em forma de gráfico (PEREIRA et al., 2014).

### 6.5. Comportamento de variáveis biofísicas para diferentes usos de solo

O comportamento do saldo de radiação ( $R_n$ ) evapotranspiração ( $ET$ ), obtidos de produtos de imagens MODIS com o algoritmo SAFER para diferentes tipos e usos do solo para o estado do Rio Grande do Norte encontram-se na (Figura 25).



**Figura 24.** Comportamento do Saldo de radiação (A) e Evapotranspiração (B), para diferentes usos do solo.

Não foram verificadas grandes variações para o saldo de radiação nos diferentes usos de solo com valores mínimos de ( $280 \text{ W m}^{-2}$ ) e máximos de ( $330 \text{ W m}^{-2}$ ) (Figura 25A). Nota-se que a área de cultivo agrícola evidenciou os menores valores para o saldo, ou seja, maiores valores de radiação de onda longa (Figura 25A). Corroborando com os dados obtidos por Arraes et al. (2012) que identificaram as menores médias do saldo de radiação ( $R_n$ ) sobre área antrópica, assim, destacaram uma menor existência de energia disponível a ser repartida no processo da evapotranspiração, aquecimento do ar e aquecimento do solo.

Os maiores saldos de radiação foram verificados em áreas de transição e com vegetação de caatinga (Figura 25A). Fato que se justifica em decorrência da maior quantidade de energia disponível a ser repartida no processo da evapotranspiração, aquecimento do ar e aquecimento do solo. O  $R_n$  superior nessas áreas demonstra que elas possuem maior capacidade de retenção da energia disponível no ambiente.

Gomes et al. (2013), também verificaram para dados obtidos em superfície, altos valores de  $R_n$  para solo coberto com vegetação de caatinga mais densa e valores menores para áreas artificiais (urbanizadas) no semiárido nordestino.

Esses resultados são similares aos observados por Fausto et al. (2016) uma vez que em seu estudo sobre os impactos da alteração do uso do solo no saldo de radiação no Cerrado do sul de Mato Grosso, obtiveram os menores valores de saldo de radiação para áreas de cultivo de cana-de-açúcar e soja e os maiores nas áreas com vegetação do tipo mata ciliar e nos corpos hídricos.

A evapotranspiração apresentou valores máximos de  $15 \text{ mm dia}^{-1}$  e mínimos de  $0,0 \text{ mm dia}^{-1}$  (Figura 25B). É possível observar que as áreas de cultivo apresentaram uma média de  $8 \text{ mm dia}^{-1}$ , seguida da área de transição com valor médio de  $5 \text{ mm dia}^{-1}$ . Fato justificado, em função da evapotranspiração ser controlada pelos tipos de uso de solo e cobertura do solo (USCS), assim como pela disponibilidade de água presente ao mesmo tempo.

Esses resultados, diferem dos observados por Veloso et al. (2017) que obtiveram menores valores de evapotranspiração para áreas de cultivo irrigado quando comparadas as áreas de vegetação nativa. Os autores justificaram essa variação em

função da quantidade de energia disponível para o processo evaporativo, bem como pela dinâmica de uso do solo das áreas irrigadas.

As áreas ocupadas com vegetação de Caatinga e artificial (urbanizadas) evidenciaram as menores médias de evapotranspiração em  $\text{mm dia}^{-1}$  (Figura 25B). Menores valores de evapotranspiração em área urbana pode estar associado a impermeabilização do solo, haja vista que essas áreas são impermeáveis, o que facilita o escoamento superficial, diminui a quantidade de água retida no local e também em função da redução da vegetação (PACHECO et al., 2014).

As áreas artificiais, ou seja, com construções e pavimentação possui os menores valores de evapotranspiração em decorrência de não haver o acúmulo de água para ser evaporada. Yang et al. (2012), a partir de dados do sensor MODIS, em regiões de vegetação esparsa ou nua, conseguiu valores inferiores a  $2,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ ; enquanto, no solo exposto, valores na faixa de 0 a  $1 \text{ mm.dia}^{-1}$ , esse resultados reafirmam o que foi observado nesse estudo, uma vez que as áreas de caatinga quando em período seco apresenta muitas mancha de solo nu, além disso os solos são rasos com baixa capacidade de armazenamento de água no solo, fato ainda mais evidenciado devido a falta de cobertura vegetal ocorrida em função da senescência das plantas, o que propicia os menores valores de evapotranspiração.

De acordo com Pacheco et al. (2014) um fator determinante para a estimativa da ET utilizando algoritmos é a temperatura de superfície. Em regiões desprovidas de cobertura vegetal são encontrados valores elevados de temperatura de superfície e redução nos valores de ET.

Mutti et al. (2018) mostrou que durante um ano chuvoso, as diferenças de ET entre as classes de cobertura do solo são menos perceptível devido à saturação do solo e à urgência da vegetação para atender às suas necessidades fisiológicas. Em um ano seco, no entanto, as diferenças são mais evidentes, com solo descoberto apresentando menores taxas de ET em  $\text{mm dia}^{-1}$ .

## 7. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste estudo permitem concluir que o uso do algoritmo SAFER apresentou baixa eficiência na modelagem da ETr obtidos em áreas de Caatinga sob preservação ambiental para o estado do Rio Grande do Norte.

A ETr modelada pelo SAFER com o uso de imagens MODIS foi superestimada nos meses mais úmidos e subestimadas nos meses mais secos dos anos de 2014; 2015 e 2016.

Os componentes o balanço de energia nas condições de campo utilizando o sistema Eddy Covariance que evidenciaram maior diferença entre o período mais úmido e mais seco dos anos de 2014; 2015 e 2016 foram o fluxo de calor sensível e latente.

Durante a noite o saldo de radiação instantânea, fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) é negativo na área de Caatinga sob preservação ambiental.

A partição dos componentes do balanço de energia é maximizada pela ocorrência de seca prolongada.

A temperatura da Superfície possui relação inversa com o albedo, sendo os menores valores de albedo identificados nos corpos hídricos e os menores nas regiões com maior índice de área urbana e nas áreas de solo exposto.

O albedo variou de 10 a 25% na região e a temperatura da superfície de 25 a 40°C.

Os valores de NDVI são influenciados pelas condições termohidrológicas, sendo diretamente proporcional a incidência de precipitação. No trimestre mais seco o maior NDVI 0,70 foi obtido na microrregião leste potiguar.

O maior saldo de radiação  $350 \text{ Wm}^{-2}$  foi observado nos locais com baixa temperatura, albedo e NDVI.

A ETr anual foi de 586,39; 577,59 e 594,69 nos anos estudados para o estado do Rio Grande do Norte.

Nos meses mais quentes dos anos de 2014; 2015 e 2016, obteve-se os menores valores de ETr ( $0,0 \text{ mm dia}^{-1}$ ) em praticamente todas as regiões do estado do Rio Grande do Norte.

A estimativa da ET diária pelo SAFER apresentou EMA da ordem de  $0,84 \text{ mm dia}^{-1}$  e RMSE de  $1,20 \text{ mm dia}^{-1}$ .

A vantagem de utilizar o algoritmo SAFER ao invés do produto MOD16 na estimativa da ET se deve a maior correlação existente entre SAFER e Eddy Covariance.

A correlação dos métodos ETr MOD16 x ETr GLDAS, apresentou os piores índices em comparação com os demais métodos de estimativa de evapotranspiração utilizados.

Os valores de saldo de radiação e Evapotranspiração nos diferentes tipos de usos do solo apresentam baixa variação espacial.

Uma adequada rede de estações equipadas com o sistema Eddy Covariance dentro do Estado do Rio Grande do Norte possibilitaria uma validação mais confiável do algoritmo SAFER.

Recomenda-se efetuar correções para a ETr, determinados pelo MODIS, por meio de equações lineares antes de aplicar o SAFER para determinação da ETr para o Estado do Rio Grande do Norte.

Novos estudos são necessários para validar e calibrar o modelo SAFER para o Estado do Rio Grande do Norte, utilizando sistema torres micrometeorológica equipadas com o sistema Eddy Covariance instaladas nas quatro mesorregiões do estado.

## 8. REFERÊNCIAS

AIRES, L.M.; PIO, C.A.; PEREIRA, J.S. The effect of drought on energy and water vapour exchange above a mediterranean C3/C4 grassland in Southern Portugal. **Agricultural Forecasting Meteorological**. v.148, n.4,p. 565–579, 2008.

ALBERTO, M. C. R.; BURESH, R. J.; HIRANO, T.; MIYATA, A.; WASSMANN, R.; QUILTY, J. R.; CORREA, T. Q.; SANDRO, J Comparisons of energy balance and evapotranspiration between flooded and aerobic rice fields in the Philippines. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 9, p. 1417–1430, 2011.

ALEXANDER, C. Normalized difference spectral indices and urban land cover as indicators of land surface temperature (LST). **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.86,n.22, p. 102013. 2020.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; KJAERGAARD, J. H. **Mapping evapotranspiration at high resolution, application manual for Landsat satellite imagery**. Version 2.0.7. University of Idaho, Kimberly, p. 248, 2010.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH M. **Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements – FAO Irrigation and Drainage Paper**. No. 56 FAO, Rome, Italy, 300 p. 1998.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. de M. Modeling monthly mean air temperature for Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 113, n. 15, p. 407-427, 2013.

ARAÚJO F. R. N.; FREIRE, M. B. G. S.; WILCOX, B. P.; WEST, J. B.; FREIRE, F. J. ; MARQUES, F. A. Recovery of carbon stocks in deforested caatinga dry forest soils requires at least 60 years. **Forest ecology and management**, v. 407,n.50, p. 210-220, 2018.

ARAÚJO, A. L.; SILVA, M. T.; SILVA, B.B.; SANTOS, C. A. C.; AMORIM, M. R, B. Modelagem Simplificada Para Estimativa do Balanço de Energia à Superfície em Escala Regional (R-SSEB). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, 433-446, 2017.

ARAÚJO, A. L.; SILVA, M. T.; SILVA, B. B.; SANTOS, C. A. C.; DANTAS, M. P. Análise das Mudanças de Parâmetros Biofísicos Sobre o Nordeste Brasileiro de 2002 a 2011 com Dados Modis. **Revista brasileira de meteorologia**, v.33, n.4, p. 589-599. 2018.

ARAÚJO, A.L. **Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais**. 101f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2014.

ARAÚJO, M. L. S.; SANTOS, J. R. N.; FEITOSA, F. E. C. S.; DOS SANTOS, J. S.; SILVA, V. A. R.; ALMEIDA, J. L.; RIBEIRO, C. V.; SILVA, F. B. Caracterização

Espaço-Temporal Dos Componentes Do Balanço De Radiação E Calor Na Região De Transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 24,n.15, p.1-19 2019.

ARRAES, F. D. D.; ANDRADE, E. M.; SILVA, B. B. Dinâmica do balanço de energia sobre o açude Orós e suas adjacências. **Revista Caatinga**, v.25,n.1, p.119-127. 2013.

ATAIDE, W. L. S.; OLIVEIRA, F. A.; PINTO, C. A. D. Balanço de radiação, energia e fechamento do balanço em uma floresta prístina na Amazônia oriental. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.13, n.6, p.2603-2627. 2020.

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, n.213, p.198–212. 1998.

BASTIAANSEN, W.G.M. Regionalization of Surface Flux Densities and Moisture Indicators in Composite Terrain. 273f. Thesis (Ph.D.) - Wageningen Agricultural University, Wageningen. 1995.

BASTIAANSEN, W.G.M., ALLEN, R.G.; DROOGERS, P.; D'URSO, G.; STEDUTO, P. Twenty-five years modeling irrigated and drained soils, state of the art. **Agricultural Water Management**. v.92, n. 206, p. 111–125, 2007.

BEZERRA, B.G; DA SILVA, B.B.; BEZERRA, J.R.C.; SOFIATTI, V.; DOS SANTOS, C.A.C. Evapotranspiration and crop coefficient for sprinkler-irrigated cotton crop in Apodi Plateau semiarid lands of Brazil. **Agricultural Water Management**. v.107, p.86–93, 2012.

BEZERRA, J. M.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B. B.; LOPES, P. M. O.; SILVA, E. F. F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, n.1, p. 73-84, 2014.

BIUDES, M. S.; SOUZA, M. C.; MACHADO, N. G.; DANELICHEN, V. H.;BIUDES, M. S.; VOURLITIS, G. L.; MACHADO, N. G.; ARRUDA, P. H.; NEVES,CAMACHO, R. G. V; BAPTISTA, G. M. M. Análise geográfica computadorizada aplicada à vegetação da caatinga em unidades de conservação do Nordeste: a) Estação Ecológica do Seridó-ESEC/RN/Brasil. **Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 2611-2618.

BURBA, G. G.; VERMA, S.B.; KIM, J. Fluxos de energia superficial de *Phragmites australis* em uma região húmida da pradaria. **Meteorologia Agrícola e Florestal** , v.94, n.10, p.31-51, 1999.

CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativas da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, n.1, p.89-97, 1997.

CARVALHO, H. F. S.; MOURA, M. S. B.; SILVA, T. G. F. Fluxos de Radiação e Energia em Caatinga Preservada e Cana-de-Açúcar no Semiárido. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 3, 452-458, 2018.

CHOUDHURY, B.J.; FUNG, I.Y. Satellite observed global vegetation dynamics and its relations with biosphere-atmosphere carbon exchange. **Advances in Space Research**. v.9,n.7, p. 229-237, 1989.

COURAULT, D.; SEGUIN, B.; OLIOSO, A. **Review to estimate evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use of mesoscale atmospheric models**. ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regionspp. 1-18, 2003.

CUNHA, A. P. M.; M ALVALÁ, R.C. S.; OLIVEIRA, G. S. Impactos das mudanças de cobertura vegetal nos processos de superfície na região semiárida do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.2, 139 - 152, 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,n.5, p.539-548, 2012.

DANTAS M. J.; ARRAES, F. D.D.; SANTOS, J. B.; ZIMBACK, C. R.L. Sensoriamento Remoto Na Determinação Da Evapotranspiração Na Bacia Do Riacho Jardim/CE. **Energia na Agricultura**. v. 30, n.4, p.383-394, 2015.

DEBASTIANI, A. B.; SÁ, E. A. S.; MARTINS NETO, R. P.; SCHIMALSKI, M. B. Mapeamento do saldo de radiação no Parque Nacional de São Joaquim – SC. **Advances in Forestry Science**, v.5, n.3, p.363-367, 2018.

DELGADO.Q.; MAESTRE, F.T.; GALLARDO, A.; BOWKER, M. A.; WALLENSTEIN,M. D.; QUERO, J. L.; VAL, J.; WANYOIKE, W.; WANG, D.; ZAADY, E. Desacoplamento de ciclos de nutrientes do solo em função da aridez em terras secas globais. **Nature**, v.502, n.3, p. 672-690, 2013.

DINIZ. M. T. M.; PEREIRA, V. H. C. Climatologia do estado do Rio Grande do Norte, Brasil: sistemas atmosféricos atuantes e mapeamento de tipos de clima. **Boletim Goiano De Geografia**, v. 35, n. 3, p. 488-506, 2015.

DOORENBOS, J.; KASSAM, A.H. **Yield response to water**. Rome: FAO, 1979. 193 p. (FAO Irrigation and Drainage Paper, 33).

DRERUP, P.; BRUECK, H.; SCHERER, H. W. A Evapotranspiration of winter wheat estimated with the FAO 56 approach and NDVI measurements in a temperate humid climate of NW Europe. **Agricultural Water Management**, v. 192,n.46, p. 180-188, 2017.

EAMUS, D. How does ecosystem water balance affect net primary productivity of woody ecosystems. **Functional Plant Biology**, v.30, n.2, p. 187-205, 2003.

EL KENAWY, A. M.; HEREHER, M. E.; ROBAA, S. M. An Assessment of the Accuracy of MODIS Land Surface Temperature over Egypt Using GroundBased Measurements. **Remote Sensing**, v.11, n.24, p.1-29. 2019.

FAUSTO, M. A.; ANGELINI, L. P.; MARQUES, H. O.; SILVA FILHO, A.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. “Impacto da alteração do uso do solo no saldo de radiação no Cerrado do sul de Mato Grosso.” **Revista Ambiente e Água**, v. 11 n. 2, p. 350-361, 2016.

FENG, Y, C.; MA, S. FU, CHEN H.Y. Soil carbon and nutrient dynamics following cessation of anthropogenic disturbances in degraded subtropical forest. **Land Degradation & Development** . v. 28, n.15, p.2457 – 2467, 2017.

FERREIRA, A. S.; MEIRELLES, M. S. P. Implementação preliminar do modelo SEBAL para estimativa de evapotranspiração na mesorregião Sul Goiano. **In: Simpósio brasileiro de sensoriamento remoto**, 15, 2011, Curitiba/PR. Anais... Curitiba: INPE, 2011. p. 5576-5583.

FERREIRA, J. M. S.; FERREIRA, H. S.; SILVA, H. A.; SANTOS, A. M.; GALVÍNCIO, J. D. Análise Espaço-Temporal da Dinâmica da Vegetação de Caatinga no Município de Petrolina – PE. **Revista Brasileira de Geografia Física** ,v. 4 n. 4, p. 904-922, 2012.

FOKEN, T.; LEUNING, R.; ONCLEY, S. R.; MAUDER, M.; AUBINET, M. **Corrections and Data Quality Control**. In Eddy Covariance; Springer Netherlands: Dordrecht, 2012; pp. 85–131.

FU, Q.; LI, B.; HOU, Y.; BI, X.; ZHANG, X. Effects of land use and climate change on ecosystem services in Central Asia’s arid regions: A case study in Altay Prefecture, China. **Science of the Total Environment**, v. 607, n.608, p. 633-646, 2017.

ARTLAND, L. **Ilhas de Calor: como mitigar zonas de calor em áreas urbanas**. Tradução de: Silvia Helena Gonçalves. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.248p.

GIELOW, R.; CARVALHO, J. A. JR.; ERNESTO A.; AND SANTOS, J. C. Evolution of albedo, net radiation and soil heat flux before and after a forest burning in Southern Amazonia, Proceedings of the Sixth Southern Hemisphere. **Conference on Meteorology and Oceanography**, Santiago, Chile, pp. 25-26. 2000.

GIONGO, P. R.; VETTORAZZI, C. A. Albedo da superfície por meio de imagens TM-Landsat 5 e modelo numérico do terreno. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.8, p.833–838, 2014.

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, n. 2, p. 153-164, 2009.

GOMES, L.C.F.; SANTOS, C.A.C.; ALMEIDA, H.A. Balanço de Energia à Superfície para a Cidade de Patos-PB Usando Técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 1, p. 15-28, 2013.

HARVEY, J.; KENDALL, A. Field measurement of albedo for different land cover materials and effects on thermal performance. **Building and Environment**, v. 59,n.2, p. 536-546, 2013.

HERNANDEZ, F. B. T.; TEIXEIRA, A. H. C; NEALE, C. M. U.; TAGHVAEIAN, S. large scale actual evapotranspiration using agro-meteorological and remote sensing data in the northwest of Sao Paulo State, Brazil. VII International Symposium On Irrigation Of Horticultural Crops. Leuven : **Int Soc Horticultural Science**, v. 1038, n. 3, p. 263-270, 2014.

HU, G.; JIA, L.; MENENTI, M. Comparison of MOD16 and LSA-SAF MSG evapotranspiration products over Europe for 2011. **Remote Sensing of Environment**, v. 156,n.38, p. 510-526, 2015.

IGARASHI, Y.; KATUL, G.G.; KUMAGAI, T.; YOSHIFUJI, N.; SATO, T.; TANAKA, N.; TANAKA, K.; FUJINAMI, H.; SUZUKI, M.; TANTASIRIN, C. Separating physical and biological controls on long-term evapotranspiration fluctuations in a tropical deciduous forest subjected to monsoonal rainfall. **J Geophysical Research: Biogeosciences**. v.120,n.7,p. 1262– 1278, 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE) 2015. **Divisão regional**. Disponível em: [http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geografia/default\\_div\\_int.shtm?c = 1](http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geografia/default_div_int.shtm?c = 1), Acesso em 08/11/2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Mapa com biomas brasileiros**. 2017. Disponível em: <https://agenciabrasil.etc.com.br/geral/noticia/2019-10/ibge-lanca-novo-mapa-com-biomas-brasileiros>. Acesso em: 14/05/2020.

IVO, I. O.; BIUDES, M. S.; MACHADO, N. G.; PAVÃO, V. M. Influência do JENSEN K.H.; SANDHOLT I. SHU,Y.; STISEN, S. Estimation of regional evapotranspiration over the North China Plain using geostationary satellite data. **International journal of applied eart observation**, v.3, n.2, p. 192-206, 2011.

JESUS, E. S.; MATTOS, A. Análise espaço temporal da evapotranspiração sobre a microrregião do seridó no estado do rio grande do norte. **HOLOS**, n. 29, v. 6, p.22-32, 2013.

JIA, L.; SU, Z.; Hurk, B. V. D.; MENENTI, M.; MOENE, A.; BRUIN, H. A. R.; YRISARRY, J. J. B.; IBANEZ, M.; CUESTA, A. Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 28, n. 1, p. 75-88, 2003.

JUNG, M.; REICHSTEIN, M.; CIAIS, P.; SENEVIRATNE, S.; SHEFFIELD, J.; GOULDEN, M. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. **Nature**. v. 467, n.21, p.951–954, 2010.

KATUL, G.G.; OREN, R.; MANZONI, S.; HIGGINS, C.; PARLANGE, M.B.; Evapotranspiration: a process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. **Reviews of Geophysics**. v.50, n.3, p.1-25 , 2012.

KEANE, R.E.; RYAN, K.C.; VEBLEN, T.T.; ALLEN, C.D.; LOGAN, J.; HAWKES, B. **Cascading effects of fire exclusion in rocky mountain ecosystems: a literature review**. Rep. RMRS-GTR-91, USDA Forest Service General Technical, Fort Collins, Colorado, pp. 24. 2002.

KELLNER, E. Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish Sphagnum mire. **Agricultural Forecasting Meteorological**. v.110,n.2, p. 101–123, 2001.

KIM, H. W.; HWANG, K.; MU, Q.; LEE, S. O.; CHOI, M. Validation of MODIS 16 Global Terrestrial Evapotranspiration Products in Various Climates and Land Cover Types in Asia. **Journal of Civil Engineering**, v.16,n.5, p.222-238, 2012.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928. Wall-map 150cmx200cm.

KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.; ANDERSON, M.; FRENCH, A. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index–radiometric temperature relationship. **Remote Sensing Environmental**. v.85,n.4, p. 429–440, 2003.

KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M.; Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. **Hydrological Sciences Journal**. v.41, n. 120, p.495–516, 1996.

LAMBERT, S. J.; BOER, G. J. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 7, p.83-106, 2001.

LEAL, I. R.; SILVA, J. M. C. D.; TABARELLI, M.; LACHER, T. E., JR. Changing the course of biodiversity conservation in the caatinga of northeastern Brazil. **Conservation Biology**, v.19,n.3, p. 701- 706, 2005.

LEI, H.; YANG, D. Interannual and seasonal variability in evapotranspiration and energy partitioning over an irrigated cropland in the North China Plain. **Agricultural Forecasting Meteorology**. v.150, n.4,p. 581–589, 2010.

LEITÃO, M. M.V.B.R. **Balço de radiação e energia numa cultura de soja irrigada**. 1989. 111f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 1989.

LETTENMAIER, D.P.; FAMIGLIETTI, J.S. Water from on high. **Nature**, v.444, n.7002,p. 562-563.2006 .

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. Part I? Algorithms. **Remote Sensing of Environment**. v.3,n. 76, p. 213-238, 2000.

LIMA JÚNIOR, C.; ACCIOLY, L.J.O.; GIONGO, V.; LIMA, R.L.F.A.;SAMPAIO, E.V.S.B.; MENEZES, R.S.C. Estimativa de biomassa lenhosa da caatinga com uso de equações alométricas e índice de vegetação. **Scientia Forestalis**, v.42, n.102, p. 289-298. 2014.

LIMA, J. R. S.; OLIVEIRA, C. L.; BARBOSA, A. C.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, E. S. Variação sazonal dos fluxos de energia e evapotranspiração em caatinga no agreste pernambucano. **Agrometeoros**, v.25, n.1, p.113-120,2017.

LINS, F. A. C.; ARAÚJO, D. C. dos S.; SILVA, J. L. B. da; LOPES, P. M. O.; OLIVEIRA, J. D. A.; SILVA, A. T. C. S. G. Estimativa de parâmetros biofísicos e evapotranspiração real no semiárido pernambucano utilizando sensoriamento remoto. **Revista Irriga & Inovagri**. Edição especial, p.64-75, 2017.

LIU, T.D.J.; SHANGA, J. M.B.Q.B.; KOVACS, J.M.; WALTERSB, D.; JIAO, X.; GENGA, X.; SHIA, Y. Assessment of red-edge vegetation indices for crop leaf area index estimation. **Remote Sensing of Environment**. v.222, n.3, p. 133–143. 2019.

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**, n.66, v. 2, p. 233-244. 2014.

LUCENA, R. L.; CABRAL JÚNIOR, J. B.; STEINKE, E. T. Comportamento Hidroclimatológico do Estado do Rio Grande do Norte e do Município de Caicó. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 3, 485-496, 2018.

MACHADO, W.B. **Balço de energia em áreas de floresta e de um campo agrícola no leste da Amazônia**. 65f. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém-PA, 2012.

MARQUES, H. O. **Estimativa do saldo de radiação de uma floresta de transição amazônia-cerrado por sensoriamento remoto**. 53f. F.Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2015.

MARQUES, T. V.; MENDESA, K.; MUTTIA, P.; MEDEIROS, S.; SILVA, L.; PEREZ-MARIN, A. M.; CAMPOSA, S.; LÚCIOA, P. S.; LIMA, K.; REIS, J.; RAMOS, T. M.; DA SILVA, D. F.; OLIVEIRA, C. P.; COSTA, G.B.; ANTONINO, A. C. D.; MENEZES, R. S. C.; SILVA, C.M. S.; BEZERRA, B. Environmental and biophysical controls of evapotranspiration from Seasonally Dry Tropical Forests (Caatinga) in the Brazilian Semiarid. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.287, n. 1; p.1-15, 2020.

MARTINS, A. P.; ROSA, R. Estimativa de evapotranspiração real a partir de imagens do sensor MODIS/AQUA e do algoritmo SEBAL na bacia do Rio Paranaíba – **Brasil**. **Caderno de Geografia**, v.29, n.57, p.351- 367. 2019.

MATOS, R. C. M.; CANDEIAS, A. L.B.; AZEVEDO, J. R. G.; HATTERMANN, F. F.; KOCH, H.; KLEINSCHMIT, B. Análise multitemporal do albedo, ndvi e temperatura no entorno do reservatório de Itaparica –PE: anos de 1985 e 2010. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 67, v.3, p. 545-554, 2015.

MATOS, R. C. M.; CANDEIAS, A. L. B. AZEVEDO, J. R. G. Estimativas do saldo de radiação instantâneo no entorno do reservatório de Itaparica –PE com uso de imagens orbitais. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 68, v. 3, p. 641-654, 2016.

MCMAHON, T.A.; PEEL, M.C.; LOWE, L.; SRIKANTHAN, R.; MCVICAR, T.R. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data, a pragmatic synthesis. **Hydrology and Earth System Sciences**. v.17,n.4, p. 1331–1363, 2013.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F de A.; SOUZA, P. P. **Zona de Convergência Intertropical do Atlântico**. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 26-42.

MENDONÇA, J. C; SOUSA, E. F; BOUHID, R. G; SILVA, B. B; FERREIRA, N. J. Estimativa do fluxo do calor sensível utilizando o algoritmo sebal e imagens modis para a região norte fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27,n.1, p. 85 – 94, 2012.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE(MMA). **Mapeamento de Cobertura Vegetal do Bioma Cerrado**. Edital Probio 02/ 2004 Projeto Executivo B.02.02.109. 2007 Relatório Final. Available. disponível em: [http://mapas.ma.gov.br/geodados/brasil/vegetacao/vegetacao2002/cerrado/documentos/relatorio\\_final.pdf](http://mapas.ma.gov.br/geodados/brasil/vegetacao/vegetacao2002/cerrado/documentos/relatorio_final.pdf). Acesso em: 21.07.17.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE(MMA). **Subsídios para a Elaboração do Plano de Ação para a Prevenção e Controle do Desmatamento na Caatinga**. 2011. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/>. Acesso em: 26.09.15.

MIRANDA, R. DE Q.; GALVÍNCIO, J. D.; MOURA, M. S. B. DE; JONES, C. A.; SRINIVASAN, R. Reliability of MODIS Evapotranspiration Products for Heterogeneous Dry Forest: A Study Case of Caatinga. **Advances in Meteorology**, v. 2017, n. 2, p. 1-14, 2017.

MONCRIEFF, J.; CLEMENT, R.; FINNIGAN, J.; MEYERS, T. **Averaging, Detrending, and Filtering of Eddy Covariance Time Series**. In Handbook of Micrometeorology; Kluwer Academic Publishers: Dordrecht; pp. 7–31. 2004.

MONTEIRO, P. F. C.; FONTANA, D. C.; SANTOS, T. V.; ROBERTI, D. R. I. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração para áreas de cultivo de soja no sul do Brasil utilizando imagens do sensor TM Landsat 5. **Bragantia**, v. 73, n. 1, p. 72–80, 2014.

MOORE, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boundary Layer Meteorology**, v. 37,n.5, p. 17-35, 1986.

MORAIS, Y. C. B.; SANTOS, B. O.; LAURENTINO, M. L. S.; SILVA, J. C. B.; GALVÍNCIO, J. D. Análise espaço-temporal e detecção de mudanças da cobertura vegetal no município de Floresta/PE – Brasil, utilizando o NDVI. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto** Curitiba Brasil: INPE. 2011. p. 2128-2134.

MOREIRA, I. B. M.; NÓBREGA, R. S.; SILVA, B. B. Estimativa do Saldo de Radiação Instantâneo na Cidade do Recife, Através de Imagens do Satélite Landsat 5 Tm. **Revista Brasileira de Geografia Física**,v.3,n.4, p. 589-601, 2011.

MOURA, P.M.; ALTHOFF, T.D.; OLIVEIRA, R.A.; SOUTO, J.S.; SOUTO, P.C.; MENEZES, R.S.C.; SAMAPAI, E.V.S.B. Carbon and nutrient fluxes through litterfall at four succession stages of Caatinga dry forest in Northeastern Brazil. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v. 25, n.18, p. 25 – 28. 2016.

MU Q.; HEINSCH F.A.; ZHAO M.; RUNNING S.W. Desenvolvimento de um algoritmo de evapotranspiração global baseado em dados MODIS e meteorológicos globais. **Sensores Remotos**.v.111, n.4,p.519 – 536, 2007.

MU Q.; ZHAO M. Running S.W. Melhorias no algoritmo de evapotranspiração terrestre global MODIS. **Sensores Remotos**, .8, p. 1781 – 1800, 2011.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S.W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sens. Environ.** v.115, n.8, p.1781–1800. 2011.

MUTTI, P.R.; DA SILVA, L.L.; MEDEIROS, S.S.; DUBREUIL, V.; MENDES, K.R.; MARQUES, T.V.; LÚCIO, P.S.; SANTOS E SILVA, C.M.; BEZERRA, B.G. 2019. Basin scale rainfall-evapotranspiration dynamics in a tropical semiarid environment during dry and wet years. **Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation**. v.75,n.15, p. 29–43. 2019.

NAKAI, T.; VAN DER MOLEN, M.K.; GASH, J. H. C. Correction of sonic anemometer angle of attack errors. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 136, n. 1–2, p. 19–30, 2006.

NASCIMENTO, F. C. A. **Padrões espaciais e sazonais dos balanços de energia e carbono na caatinga no estado do rio grande do norte**. 122 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Campina Grande - PB, 2018.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). 2019. **MODIS Atmosphere**, disponível em <http://www.modis.gsfc.nasa.gov> v.115,n.gov,br. Acesso em: 10/05/2017.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; MOURA, A. E. S. S. Balanço de radiação por sensoriamento remoto em bacia hidrográfica da zona da mata nordestina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.30,n.1,p. 16-28. 2015.

ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS PARA AGRICULTURA E ALIMENTAÇÃO (FAO). 2016. **Estado das Florestas Mundiais. Florestas e Agricultura: Desafios e Oportunidades no Uso da Terra**. Disponível em: <http://www.fao.org/3/c0176o/c0176o.pdf> Acesso em: 14/10/2019.

PACHECO, A. P.; CERQUEIRA, M. A.; SILVA, B. B.; NICACIO, R. M. Análise espaço temporal da evapotranspiração na área de preservação ambiental da Ilha de Santa Rita, Alagoas, Brasil. **Revista Árvore**, v.38, n.3, pp. 453-460, 2014.

PAVÃO, V.M.; QUERINO, C.A.S.; QUERINO, J.K.A.S.; MARTINS, P.A.S.; SIQUEIRA, L.F.; LEITE, L.O. Análise da radiação solar global (rg) e albedo superficial sobre um ecossistema de floresta nativa em Humaitá - AM durante o período chuvoso. **Revista EDUCamazônia**. v.12, n.1, p.42-56, 2014.

PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society of London**, v 193, n.30, p.120 – 145. 1956.

PEREIRA, D. P.; LIMA, J. S. S.; XAVIER, A. C.; PASSOS, R. R.; FIEDLER, N. C. Aplicação do diagrama de taylor para avaliação de interpoladores espaciais em atributos de solo em cultivo com eucalipto. **Revista Árvore**, v.38, n.5, p.899-905, 2014.

PEREZ, P.J.; CASTELLVI, F.; IBAÑEZ, M.; ROSELL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.97, n.3, p.141-50, 1999.

PIRES, W. N.; MOURA, M. S. B.; SOUZA, L. S. B.; SILVA, T, G. F.; CARVALHO, H.F.S. Fluxos de radiação, energia, CO<sub>2</sub> e vapor d'água em uma área de caatinga em regeneração. **Agrometeoros**, v.25, n.1, p.143-151, 2017.

PRADO, D. E. **As caatingas da America do Sul**. In I. R. LEAL, M. TABARELLI, & J. M. C. Silva (Eds.), *Ecologia e conservação da Caatinga*, Recife: Universitária da UFPE, 2003. 822 p.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation, using large scale parameters. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 2, p.81-92, 1972.

QIU, G.; XIE, F.; FENG, Y.; TIAN, F. Experimental studies on the effects of the “Conversion of Cropland to Grassland Program” on the water budget and evapotranspiration in a semi-arid steppe in Inner Mongolia, **Journal of Hydrology** . v.411,n.1, p. 2, 120–129, 2011.

QUEIROZ, L. P. D. **The Brazilian caatinga: phytogeographical patterns inferred from distribution data of the Leguminosae**. In R. T. PENNINGTON, G. P. LEWIS, & J. A. Ratter (Eds.), *Neotropical savannas and seasonally dry forests: Diversity, biogeography, and conservation* (pp. 122e152). Boca Raton, FL: Taylor & Francis Group, 2006.

QUIRINO, D. T.; CASAROLI, D.; PEREIRA, R. M.; OLIVEIRA, R. A.; ALMEIDA, R. T.. Avaliação das estimativas de precipitação do satélite TRMM (algoritmo 3B42 Versão 7 e Real Time) utilizadas no balanço hídrico climatológico no Estado de Goiás. **Anais... XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, p. 5094 – 5101, 25 a 29 de Abr. de 2015.

RAMOS, R. R. D. **Aplicação do simple algorithm for evapotranspiration retrieving (safer) para a cana-deaçúcar no submédio do vale do são francisco**. 61f. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Vale do São Francisco, Campus Juazeiro - BA, 2018.

RANDOWN, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n.1, p. 1- 8, 2012.

RAUPACH, M.R. Raupach Combination theory and equilibrium evaporation. **Quarterly journal of the royal meteorological society** .127, n.30, p. 1149-1181. 2001.

REICHSTEIN, M.; FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; PAPALE, D.; AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; BUCHMANN, N.; GILMANOV, T.; GRANIER, A.; GRÜNWALD, T. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: Review and improved algorithm. **Global Change Biology**, v. 11, n. 9, p. 1424–1439, 2005.

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

ROUSE, J.W.; HAAS, R.H.; SCHELL, J.A. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In: ERTS-1 SYMPOSIUM, 3., 1973, Washington. **Proceedings...** Washington: NASA, 1974. v.1, p.309-317.

RUDDORF, B.F.T.; MOREIRA, M.A. **Sensoriamento aplicado a agricultura**. (Capítulo 9). São José dos campos: INPE, 2002. 19p.

RUZMAIKIN, A.; AUMANN, H.H.; LEE, J.; SUSSKIND, J. Diurnal cycle variability of surface temperature inferred from AIRS data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 10,n.417, p. 928-938, 2017.

SANTANA, J.A.S.; SOUTO, J.S. Diversidade e estrutura fitossociológica da Caatinga na Estação Ecológica do Seridó-RN. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v.6, n.5 , p.232-242. 2006.

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, p.633-647, 2017.

SANTOS, C. V. B.; CARVALHO, H. F. S.; SILVA, M.J.; MOURA, M. S. B.; GALVÍNCIO, J. D. Uso de Sensoriamento Remoto na análise da temperatura da superfície em áreas de floresta tropical sazonalmente seca. **Revista Brasileira de Geografia Física** v.13, n.03 , p.941-953. 2020.

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.

SANTOS, J. C.; LEAL, I. R.; CORTEZ, J. S. A.; FERNANDES, G. W.; TABARELLI, M. Caatinga: the scientific negligence experienced by a dry tropical forest. **Tropical Conservation Science**, v.4,n.3, p.276-286, 2011.

SANTOS, T. V.; FONTANA, D. C.; ALVES, R. C. M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 45, n. 5, p. 488–496, 2010.

SCHMIDT, W.; COELHO, R.D.; JACOMAZZI, M.A. Distribuição espacial de pivôs centrais no Brasil: I - Região Sudeste. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.8, n. 2, p.330-333, 2004.

SENAY, G. B.; BUDDE, M.; VERDIN, J. P.; MELESSE, A. M.A. Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields. **Sensors**, v. 7,n.15, p. 979-1000, 2007.

SERVIÇO FLORESTAL BRASILEIRO. **Inventário Florestal Nacional: principais resultados**: Rio Grande do Norte. Brasília, DF: MMA, 2018. 64 p. (Série Relatórios Técnicos - IFN). Disponível em: <https://www.florestal.gov.br/documentos/informacoes-florestais/inventario-florestal-nacional-ifn/resultados-ifn/3991-resultados-ifn-rn-2018/file>. Acesso em: 20 de setembro de 2020.

SILVA FILHO, R. ; VASCONCELOS, R. S.; GALVÃO, C. O.; RUFINO, I. A. A.; CUNHA, J. E. B. L. Representação matemática do comportamento intra-anual do NDVI no Bioma Caatinga. **Revista ciência florestal**. v. 30, n. 2, p. 473-488, 2020.

SILVA, B. K. N; SILVA, V.P.R; AZEVEDO, P.V; FARIAS, C. H. A. Análise de sensibilidade dos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência e razão de Bowen em cultura da cana-de-açúcar. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.10, p.1046–1053, 2011.

SILVA, B.B. **Balço de energia com técnicas de sensoriamento remoto e imagens de satélite**. 18f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2005.

SILVA, D. A. O.; SILVA, J. L. B.; SILVA, T. S.; SANTOS, P. ; LOPES, I ; SANTOS, C. G. Impacto da alteração do uso do solo usando dados orbitais no baixo São Francisco. **Revista Ambientale**. v.10, n. 3, p. 71-86, 2018.

SILVA, L. C.; SILVA, J. L. B.; MOURA, G. B. A.; SILVA, D. A. O.; LOPES, P. M. O.; NASCIMENTO, C. R.; SILVA, M. V.; BATISTA, P. H. D. Índices biofísicos e o saldo de radiação à superfície via sensoriamento remoto no Semiárido Pernambucano. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v. 06, n. 01, p. 012-023, 2021.

SOUZA, L. S. B.; MOURA, M. S. B.; SEDIYAMA, G. C.; SILVA, T. G.F. Balço de energia e controle biofísico da evapotranspiração na Caatinga em condições de seca intensa. **Pesquisa agropecuária brasileira**, v.50, n.8, p.627-636, 2015.

SUN, G.; ALSTAD, K.; CHEN, J. CHEN, S.A general predictive model for estimating monthly ecosystem evapotranspiration. **Ecohydrology**, v. 4, n. 2, p. 245-255, 2010.

SUYKER, A.E.; VERMA, S.B. Interannual water vapor and energy exchange in an irrigated maize-based agroecosystem. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.148, n.3,p. 417–427, 2008.

TANG, R.; LI, Z. L.; CHEN, K. S.; JIA, Y.; LI, C.; SUN, X. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 174,n.175, p. 28-42, 2013.

TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; TREZZA, R. At-Surface Reflectance and Albedo from Satellite for Operational Calculation of Land Surface Energy Balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 13, 51-63, 2008.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research**, v.106, n.7, p.7183-7192, 2001.

TEIXEIRA, A. H. C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated crops and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing and Penman-Monteith equation. **Remote Sensing**, v.2, n.5, 1287-1319. 2010.

TEIXEIRA, A. H. C.; LEIVAS, J. F.; RONQUIM, C. C.; VICTORIA, D. C. Sugarcane Water Productivity Assessments in the São Paulo state, Brazil. **International Journal of Remote Sensing Applications**, v. 6, n.3, p. 84-95, 2016.

TEIXEIRA, A. H. C.; SCHERER, W. M.; HERNANDEZ, F.B.T.; ANDRADE, R.G.; LEIVAS, J.F. Large-Scale Water Productivity Assessments with MODIS Images in a Changing Semi-Arid Environment: A Brazilian Case Study. **Remote Sensing**, v. 5, n.3, p. 5783-5804, 2013.

TEIXEIRA, A.H. de C. **Water productivity assessments from field to large scale: a case study in the Brazilian semi-arid region**; LAP Lambert Academic Publishing: Saarbrücken, Germany, 2009.226p.

THORNTWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate, **Geographical Review**, n. 1, p. 55-94, 1948.

TOMASELLA, R. C. S.; ALVALÁ, M. F.; SESTINI, A. G.; AFFONSO, D. A.; RODRIGUEZ, A. A.; BARBOSA, A. P. M. A.; CUNHA, G. F.; VALLES, E.; CREPANI, S. B. P.; DE OLIVEIRA, M. S. B.; DE SOUZA, P. M.; CALIL, M. A.; DE CARVALHO, D. M.; VALERIANO, F. C. B.; CAMPELLO, M. O. Identifying areas susceptible to desertification in the Brazilian northeast, **Solid Earth** v. 6, n. 1, p. 347-360, 2015.

UDA, P.K.; CORSEUIL, C.W.; KOBIYAMA, M. Mapeamento do saldo de radiação da bacia do alto Rio Negro, região sul brasileira. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.18, n.2, p. 249-258.2013.

UNLAND, H.E.; HOUSER, P.R.; SHUTTLEWORTH, W.J.; YANG, Z.L. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.82, n.4, p.119–153, 1996.

VILLARINO, S.H.; STUDDERT, G.A.; BALDASSINI, P.; CENDOYA, M.G.; CIUFFOLI, L.; MASTRANGELO, M.; PIÑEIRO, G. Desflorestamento impacta em estoques de carbono orgânico de terra na Região de Chaco Semiárid, Argentina. **Scienci Total Environent**, v. 575, n.201, p.1056-1065. 2016.

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. D. Modelling gross primary production of a WEBB, E. K.; PEARMAN, G. I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal**, v.105, n.447, p.85-100. 1980.

WEBLER, A.D.; GOMES, J.B.; AGUIAR, R.G.; ANDRADE, N.R.L.; AGUIAR, L.J.G. Mudanças no uso da terra e o particionamento de energia no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 17,n.8,p. 868-876. 2013.

WILCZAK, J. M.; ONCLEY, S. P.; STAGE, S. A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 99, n. 1, p. 127–150, 2001.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, R.; FEDDEMA, J. J.; KLINK, K. M.; LEGATES, D. R.; O'DONNELL, J.; ROW, C. M. Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research*, v. 90,n.5, p. 8995-9005. 1985.

XIA, J.; LIANG, S.J.; CHEN, W.; YUAN, S.; LIU, L.; LI, W.; CAI, L.; ZHANG. Satellite-based analysis of evapotranspiration and water balance in the grassland ecosystems of Dryland East Asia. **PLoS ONE**, v. 9, n.5, 2014.

YANG, D.; SUN, F.; LIU, Z.; CONG, Z.; LEI, Z. Interpreting the complementary relationship in non-humid environments based on the Budyko and Penman hypotheses. **Geophysical Research Letters**, v.33, n.18,p. 1-5, 2006.

YANG, Y. ; SONGHAO, S.; LEI, J. remote sensing temporal and spatial patterns of evapotranspiration and the responses to water management in a large irrigation district of North China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.164, n.22, p.112-122, 2012.

ZENG, Y. ; LIU, Y.; FANG, R.; MA, R. ;LAL, S.; NA, Y.; HUANG, Y. Impacto da restauração da vegetação nas plantas e na estequiometria do solo C: N: P na Montanha Yunwu da China. **Ecology Engine**, v. 109, n.130, p. 92 – 100. 2017.

ZENG, S. ;PIAO, X.; LIN, G.; YIN, S.; PENG, P. ;CIAIS, R.B.; MYNENI. Global evapotranspiration over the past three decades: estimation based on the water balance equation combined with empirical models. **Environmental Research Letters**, v.7, n.1p-14-26, 2012.

ZHANG, Y.; KADOTA, T.; OHATA, T.; OYUNBAATAR, D. Environmental controls on evapotranspiration from sparse grassland in Mongolia. **Hydrological Processes**. v.21, n.15,p. 2016–2027, 2007.

ZHOU, S.; YU, B.; HUANG, Y.; WANG, G. Daily underlying water use efficiency for AmeriFlux sites. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. v.120, n.5,p. 887–902, 2015.

ZHU, G.; LU, L.; SU, Y.; WANG, X.; CUI, X.; MA, J.; HE, J.; ZHANG, K.; Li, C. Energy flux partitioning and evapotranspiration in a sub-alpine spruce forest ecosystem. **Hydrological Processes**. v.28, n.19,p. 5093–5104, 2014.

ZWART, S. J.; BASTIAANSEN, W. G. M.; GARATUZA-PAYAN, J.; WATTS, C. J. **SEBAL for detecting spatial variation of water productivity for wheat in the Yaqui Valley, Mexico**. In: (ed.) D’Urso, G.; JOCHUM, M. A. O.; MORENO, J. Earth observation for vegetation monitoring and water management. Maryland: American Institute of Physics, 2006. p.154-161.