



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE ENGENHARIA AGRÍCOLA



**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM REGIÕES DO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO UTILIZANDO O ALGORITMO SEBAL**

TAINARA TÂMARA SANTIAGO SILVA

Campina Grande - PB

Janeiro - 2019

TAINARA TÂMARA SANTIAGO SILVA

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM REGIÕES DO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO UTILIZANDO O ALGORITMO SEBAL**

Tese apresentada à Universidade Federal de Campina Grande como parte das exigências do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:

Engenharia de Irrigação e Drenagem

ORIENTADORES:

Prof. Ph.D. Hugo Orlando Carvalho Guerra

Prof. Ph.D. Bernardo Barbosa da Silva

Campina Grande

Janeiro – 2019

S586e Silva, Tainara Tâmara Santiago.
Estimativa de evapotranspiração em regiões do semiárido brasileiro utilizando o algoritmo SEBAL / Tainara Tâmara Santiago Silva. – Campina Grande, 2019.
92 f.: il. color.

Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.

"Orientação: Prof. Dr. Hugo Orlando Carvalho Guerra, Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva".

Referências.

1. Evapotranspiração. 2. Balanço de Energia. 3. Método de Penman- Monteith. 4. Saldo de Radiação. I. Guerra, Hugo Orlando Carvalho. II. Silva, Bernardo Barbosa da. III. Título.

CDU 551.573(043)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE ENGENHARIA AGRÍCOLA



PARECER FINAL DO JULGAMENTO DA TESE DA DOUTORANDA

TAINARA TÂMARA SANTIAGO SILVA

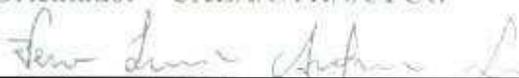
**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM REGIÕES DO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO UTILIZANDO O ALGORITMO SEBAL**

APROVADO (A): 29 de Janeiro de 2019

BANCA EXAMINADORA



Dr. Hugo Orlando Carvalho Guerra
Orientador – UAEA/CTRN/UFCG



Dra. Vera Lucia Antunes de Lima
Examinadora – UAEA/CTRN/UFCG



Dra. Maria Sallydelândia Sobral de Farias
UAEA/CTRN/UFCG



Dr. George do Nascimento Ribeiro
UAEB/CDSA/UFCG



Dr. Jorge Alves de Sousa
CES/DFM/UFCG

Campina Grande - PB

Janeiro - 2019

Dedico este trabalho à minha mãe Maria e meu pai José, pelo amor incondicional, compreensão nos momentos em que a distância é inevitável e esforço destinado à minha formação; e ao meu esposo, Bruno Gaudêncio, pelo amor, dedicação e apoio em todos os momentos.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida e saúde.

Aos meus pais, Maria Batista Santiago e José do Egito Silva, por desde cedo abrirem mão da minha presença, acreditando e confiando que eu seria capaz.

A minha tia e madrinha, Maria Elza Silva, segunda mãe, por ter me acolhido em sua casa e me criado como sua filha, me apoiando em cada momento da minha vida.

Em memória do meu, Padrinho José Menezes Neto que sempre me deu apoio, e que tenho certeza que se estivesse entre nós, estaria muito feliz.

À Universidade Federal de Campina Grande, em particular à Unidade Acadêmica de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realização dos cursos de mestrado e doutorado.

Ao Professor Hugo Orlando Carvalho Guerra, pela orientação, confiança em mim depositada e incansável dedicação em todos os momentos.

A todos os professores que participaram de forma direta ou indireta da minha formação acadêmica, em especial às professoras Vera Lúcia e Maria Sallydelândia.

Aos amigos e colegas do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, pelo companheirismo: Rafaela, Sabrina, Daniele, Mariana, Márcia, Vitória, Thiago, Jean, Felipe, Jailton, Jaricelia, Leandro; e todos que de alguma forma torceram e contribuíram com a pesquisa.

A todos os funcionários da Coordenação de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da UFCG, pela atenção dispensada e pela disponibilidade em ajudar.

Enfim, o meu reconhecimento e gratidão a todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM REGIÕES DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO UTILIZANDO O ALGORITMO SEBAL

RESUMO: Objetivou-se com este trabalho estimar a evapotranspiração com auxílio de dados espectrais de imagens de satélite e elementos meteorológicos, utilizando o modelo SEBAL, que tem por princípio o uso da equação de balanço de energia, e compará-la com a evapotranspiração estimada através do método de Penman-Monteith. As áreas em estudo são de Sousa-PB e Barbalha-CE, sendo a área de Sousa cultivada com coqueiro-anão e a área de Barbalha cultivada com Banana nanica. Para a realização do estudo foi necessário as imagens do satélite Landsat-8 OLI/TIRS, além de utilizar dados complementares de superfície como: temperatura média do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica do ar, velocidade do vento, radiação solar global, obtidos de estações meteorológicas automáticas situadas nas proximidades das áreas. As imagens foram processadas a partir do software ERDAS imagine versão 9.1, no qual realizou-se os processos como: empilhamento das bandas, recorte das imagens empilhadas, seguindo com o processamento das imagens com a utilização do MODEL MAKER, em que se realizaram as operações matemáticas e determinação da evapotranspiração. Os valores de evapotranspiração real diária do coqueiral e da bananeira estimados pelo algoritmo SEBAL, para os Municípios de Souza e Barbalha, estão de acordo com os encontrados na bibliografia. Para a área cultivada com coqueiros foram obtidos valores entre 4,2 e 5,9 mm dia⁻¹, para a área com bananal entre 4,40 e 6,5 mm dia⁻¹. Ao se comparar os valores de evapotranspiração real estimados pelo SEBAL com o método de Penman e Monteith na área de coqueiros em Sousa observaram-se altas diferenças entre os valores de evapotranspiração, principalmente para os dias 15 de Maio e 16 de Junho (16,6, 23,8 e 3,3%, respectivamente). Já quando a comparação foi na área de banana, no Município de Barbalha, as diferenças encontradas entre os valores de evapotranspiração foram de 6,0, 7,4 e 8,4 %, dentro dos intervalos aceitos na Bibliografia. Sendo assim, o Algoritmo SEBAL se apresenta como uma promissora ferramenta para estudos que envolvam o manejo da irrigação e o gerenciamento dos recursos hídricos.

PALAVRAS-CHAVE: balanço de energia, Penman- Monteith, saldo de radiação.

EVAPOTRANSPIRATION ESTIMATION IN BRAZILIAN SEMI-ARID REGIONS USING SEBAL ALGORITHM

ABSTRACT: The objective of this work was to estimate the evapotranspiration using satellite image spectral data and meteorological elements, using the SEBAL model, which has the principle of using the energy balance equation and comparing it with the evapotranspiration estimated by the method of Penman-Monteith. The study areas are from Sousa-PB and Barbalha-CE, the Sousa area being cultivated with dwarf coconut and the Barbalha area cultivated with *Banana nanica*. The Landsat-8 OLI / TIRS satellite images were used to perform the study, and to use complementary surface data such as: average air temperature, relative air humidity, atmospheric air pressure, wind speed, global solar radiation, obtained from automatic weather stations located near the areas. The images were processed from the software ERDAS imagine version 9.1, in which the processes such as: stacking of the bands, cutting of the stacked images, followed with the image processing, using the Model Maker tool were performed mathematical operations, and evapotranspiration determination. The daily actual evapotranspiration of the coconut in the Souza county and the banana culture at Barbalha county, estimated by the SEBAL Algorithm are in agree with those found in the bibliography. For the coconut area were found values between 4,2 e 5,9 mm dia⁻¹, for the banana area values between 4,40 e de 6,5 mm dia⁻¹. When comparing these evapotranspiration values with those obtained by the Penman-Monteith method at the coconut area it was observed high differences among the obtained values for the different methodologies, mainly for the May 15th and June 16th dates (16,6 23,8 e 3,3%). When the comparison was conducted for the banana area, the differences found between the methods were 6,0, 7,4 e 8,4 %, intervals registered and accepted in the Bibliography. The SEBAL algorithm is presented as a promissory tool for studies related with irrigation and water resources management.

Keywords: Energy balance, Penman-Monteith, radiation balance.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área experimental no perímetro de São Gonçalo na região de Sousa PB, destacando a parcela amostral com o cultivo de coqueiro (em amarelo).....	30
Figura 2: Localização da área experimental de Barbalha CE, destacando a parcela amostral com o cultivo irrigado da banana (em amarelo).....	31
Figura 3: Fluxograma das etapas computacionais do processo de obtenção do saldo de radiação à superfície e fluxo de calor no solo.	33
Figura 4: Fluxograma do processo de obtenção de calor sensível (H , $W\ m^{-2}$).....	41
Figura 5: Carta temática do albedo da superfície (R_n , $W\ m^{-2}$) no município de Sousa - PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	50
Figura 6: Carta temática do Índice de vegetação NDVI no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	52
Figura 7: Carta temática do Índice de vegetação SAVI no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	54
Figura 8: Carta temática do Índice de área foliar IAF ($m^2\ m^{-2}$) no Município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016..	55
Figura 9: Carta temática da temperatura da superfície do solo ($^{\circ}K$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.	56
Figura 10: Carta temática do saldo de radiação instantânea à superfície (R_n , $W\ m^{-2}$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.	58
Figura 11: Carta temática do saldo de radiação diária à superfície (R_n , $W\ m^{-2}$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.	59
Figura 12: Carta temática do fluxo de calor no solo (G , $W\ m^{-2}$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016..	61
Figura 13: Carta temática da Evapotranspiração diária ($mm\ dia^{-1}$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	63
Figura 14: Carta temática do albedo da superfície no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.	67

Figura 15: Carta temática do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	69
Figura 16: Carta temática do Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.	70
Figura 17: Carta temática do Índice de Área Foliar (IAF, m ² m ⁻²) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.	71
Figura 18: Carta temática da temperatura da superfície do solo (o K) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.	73
Figura 19: Carta temática do saldo de radiação da superfície (Rn, W m ⁻²) o município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.	75
Figura 20: Carta temática do saldo de radiação diária à superfície (Rn, W m ⁻²) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.	76
Figura 21: Carta temática do fluxo de calor no solo (W m ⁻²) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.	78
Figura 22: Carta temática da evapotranspiração real diária (ET _r 24h, mm dia ⁻¹) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.	79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Evapotranspiração de Penman-Monteith para a área de Sousa-PB.	64
Tabela 2: Comparação entre a evapotranspiração real diária média pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração real diária calculada usando a evapotranspiração de referência diária média obtida pelo modelo de Penman-Monteith.	64
Tabela 3: Dados para obtenção da evapotranspiração real de Penman-Monteith para Barbalha-CE.	80
Tabela 4: Comparação entre a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração real diária obtida pelo modelo de Penman-Monteith, para a área de bananeira no Município de Barbalha.	81

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ETM	Enhanced Thematic Mapper
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
FAO	Food and Agriculture Organization
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LANDSAT	Land Remote Sensing Satellite
OLI	Operational Land Imager
RBV	Return Beam Vidicon
RGB	Red, Green, Blue
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
TIRS	Thermal Infrared Sensor
TOA	Topo da Atmosfera
TM	Thematic Mapper
USGS	United States Geological Survey
UTM	Universal Transverse Mercator

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Albedo
α_{toa}	Albedo planetário de cada pixel
α_{sup}	Albedo da superfície corrigido de cada pixel para os efeitos atmosféricos
θ	Ângulo zenital solar
E	Ângulo de elevação do Sol
Z_x	Altura acima da superfície (m)
Z_1 e Z_2	Alturas em metros acima do dossel da vegetação ($Z_1 = 0,1$ m e $Z_2 = 2,0$ m)
z	Altitude de cada pixel (m)
h	Altura média da vegetação na estação meteorológica (m)
W	Água precipitável (mm)
b (subscrito)	Bandas do Landsat 5 TM e 8 OLI
rb_{IV} e rb_V	Bandas refletivas 4 e 3 do Landsat 5 TM e bandas 5 e 4 do Landsat 8 OLI, respectivamente
L_{b6}	Banda termal do satélite Landsat 5 de sensor TM
L_{b10}	Banda termal do Landsat 8 de sensor TIRS
cp	Calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
λ	Calor latente de evaporação da água, igual a $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ a 20°C
Kt	Coefficiente de turbidez da atmosfera
Zom	Coefficiente de rugosidade local ao transporte de momentum
“a” e “b”	Constantes de calibração da diferença da temperatura ($T_1 - T_2$)
Lmonin	Comprimento de Monin-Obukhov (m)
L	Constante de ajuste do solo (SAVI)
K_1 e K_2	Constantes de calibração das bandas termais do Landsat 5 TM (banda termal 6, L_{b6}) e do Landsat 8 TIRS (banda termal 10, L_{b10}), extraídos dos metadados
σ	Constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)
S	Constante solar ($1367, \text{ W m}^{-2}$)
k	Constante de Von Karman ($k = 0,41$)
γ	Constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
$\psi_m(200\text{m})$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de momentum na altura de 200 m

$\psi h(2m)$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 2 m
$\psi h(0,1m)$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 0,1 m
DSA	Dia sequencial do ano
dT	Diferença de temperatura próxima à superfície (°C)
ϵ_a	Emissividade atmosférica do ar
ϵ_{NB}	Emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal
ϵ_o	Emissividade de cada pixel no domínio da banda larga
ETr _{24h} (SEBAL)	Evapotranspiração real estimada pelo SEBAL utilizando-se imagens do sensor TM e OLI/TIRS (mm dia ⁻¹)
ET _{o 24h}	Evapotranspiração de referência pelo modelo físico padrão de Penman Monteith da FAO-56 (mm dia ⁻¹)
FEinst.	Fração Evaporativa instantânea
FE _{24h}	Fração evaporativa diária
G	Fluxo instantâneo de calor no solo (W m ⁻²)
G _{pixel quente}	Fluxo instantâneo de calor no solo no pixel quente (W m ⁻²)
H	Fluxo instantâneo de calor sensível (W m ⁻²)
H _{quente}	Fluxo instantâneo de calor sensível no pixel quente (W m ⁻²)
LE	Fluxo instantâneo de calor latente (W m ⁻²)
LE _{24h}	Fluxo de calor latente diário (W m ⁻²)
LE _{quente}	Fluxo instantâneo de calor latente no pixel quente (W m ⁻²)
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor na saturação (kPa °C ⁻¹)
K	Graus Kelvin
IAF	Índice de área foliar (m ² m ⁻²)
SAVI	Índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo
SAVI _{pixel quente}	Índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo no pixel quente
NDVI	Índice de vegetação da diferença normalizada
IV	Infravermelho
dr	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol
ρ	Massa específica do ar (kg m ⁻³)
m	Metro
m s ⁻¹	Metro por segundo

$\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$	Mega Joule por metro quadrado dia
g	Módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m s}^{-2}$)
mm dia^{-1}	Milímetro por dia
ND	Número Digital (nível de cinza)
n	Número de pares das variáveis
$\text{pb}_{\text{Land 8}}$	Pesos para cada banda do Landsat 8 OLI
ea	Pressão real de vapor d'água atmosférico (kPa)
es	Pressão de saturação do vapor d'água (kPa)
P_o	Pressão atmosférica instantânea medida na estação meteorológica automática da área em estudo (kPa)
kg m^{-2}	Quilograma por metro quadrado
km	Quilômetro
$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$	Quilo Pascal por grau Celsius
$R_{\text{sol inc}}$	Radiação de onda curta incidente na superfície de cada pixel (W m^{-2})
$R_{\text{ol atm}}$	Radiação de onda longa incidente pela atmosfera na direção da superfície de cada pixel (W m^{-2})
$R_{\text{ol emi}}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície de cada pixel (W m^{-2})
$L_{\text{mín}}$	Radiância espectral mínima
$L_{\text{máx}}$	Radiância espectral máxima
α_{atm}	Refletância da própria atmosfera
rah	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor (m s^{-1})
$\text{rah}_{\text{pixel quente}}$	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor no pixel quente (m s^{-1})
Rn	Saldo de radiação instantâneo à superfície no pixel quente (W m^{-2})
Rn 24h	Saldo de radiação diário à superfície (W m^{-2})
Add_{rad} e Add_{ref}	Termo aditivo do satélite Landsat 8 OLI para radiância e refletância, respectivamente.
Mult_{rad} e Mult_{ref}	Termo multiplicativo do satélite Landsat 8 OLI para radiância e refletância, respectivamente.
Tar	Temperatura do ar instantânea medida na estação meteorológica automática ($^\circ\text{C}$)
Ts	Temperatura da superfície (graus Kelvin)
Tmed	Temperatura média diária ($^\circ\text{C}$), calculada a partir das temperaturas do ar máxima e mínima, medidas na estação meteorológica da área de estudo

$T_{s \text{ pixel quente}}$	Temperatura da superfície no pixel quente ($^{\circ}\text{C}$)
$T_{s \text{ pixel frio}}$	Temperatura da superfície no pixel frio ($^{\circ}\text{C}$)
τ_{SW}	Transmissividade atmosférica instantânea no domínio da radiação solar para dias de céu claro
$\tau_{\text{SW } 24\text{h}}$	Transmissividade atmosférica média diária
UR	Umidade relativa do ar instantânea (%)
u^*	Velocidade de fricção na estação meteorológica (m s^{-1})
ux	Velocidade do vento (m s^{-1})
W m^{-2}	Watts por metro quadrado

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	18
2.	OBJETIVOS.....	19
2.1.	Objetivo geral	19
2.2.	Objetivos específicos	19
3.	REVISÃO DE LITERATURA	20
3.1.	Evapotranspiração.....	20
3.2.	Determinação da evapotranspiração	20
3.3.	Método de Penman – Monteith.....	22
3.4.	Uso do Sensoriamento Remoto.....	23
3.5.	Imagens orbitais	24
3.6.	Satélites e Sensores	25
3.7.	Algoritmos	26
4.	MATERIAL E MÉTODOS.....	29
4.1.	Áreas de estudo	29
4.2.	Estimativa de evapotranspiração através do balanço de energia	31
4.3.	Etapas.....	32
4.4.	Estimativa da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith.....	48
4.5.	Comparação entre a Evapotranspiração obtida pelo SEBAL e pelo Método de Penman-Monteith	49
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	49
5.1.	Albedo de superfície	49
5.2.	Área de Barbalha - CE	66
5	CONCLUSÕES	83
6	REFERÊNCIAS	84

1. INTRODUÇÃO

A água é um recurso natural cada vez mais escasso, e a irrigação do modo que continua sendo realizada nos dias atuais é a atividade que mais consome água, principalmente em regiões áridas e semiáridas. Assim, a utilização de um método eficiente e confiável para determinar as necessidades hídricas das culturas (evapotranspiração) é essencial para um manejo adequado do uso eficiente da água.

Existem métodos diretos e indiretos para o cálculo da evapotranspiração. Os métodos diretos são os mais exatos que os indiretos, que geralmente se baseiam em fórmulas que combinam diferentes elementos climáticos e normalmente, determinam a evapotranspiração de referência a nível pontual, devendo ser transformada em evapotranspiração real corrigindo com um coeficiente de cultura. Entre estes, o método de Penman–Monteith, indicado pela FAO, é considerado o método padrão de estimativa, embora exige grande número de variáveis meteorológicas, ele só pode ser utilizado quando há disponibilidade de todos os dados necessários (ANDRADE JUNIOR et al., 2003).

Diante desses aspectos, muitas vezes dificultosos, o sensoriamento remoto constitui-se em uma alternativa importante e adequada para se estimar a evapotranspiração em escala local e regional (BEZERRA, 2013). As técnicas de sensoriamento remoto podem ser aplicadas em diferentes ecossistemas, demonstrando variações dentro de uma área de superfície heterogênea (BASTIAANSEN, 2000; SILVA et al., 2005a; BEZERRA, 2013). Nesse sentido, a literatura apresenta algumas metodologias para estimar a evapotranspiração utilizando imagens de satélite (ROERINK et al., 2000; KUSTAS e NORMAN, 1996; JACOBS et al., 2000; GARATUZA-PAYAN et al., 2001; GRANGER, 2000). A maioria delas têm como princípio básico o balanço de energia que prevê que do total de energia disponível na superfície, parte é destinada ao aquecimento do solo, parte ao aquecimento do ar e o restante é utilizado na evapotranspiração. Assim, determinando o saldo de radiação de uma superfície cultivada é possível estimar a evapotranspiração.

A determinação do saldo de radiação se dá pelo uso de algoritmos que representam através de processos físicos, o balanço de energia na superfície terrestre e a radiação. Andrade (2008) descreve a evolução destes algoritmos incluindo um dos mais utilizados mundialmente, o SEBAL (Surface Energy Balance Algoritmo for Land),

desenvolvido por Bastiaanssen (1995) que estima a evapotranspiração para grandes áreas.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

Estimar a evapotranspiração com auxílio de dados espectrais de imagens de satélite e elementos meteorológicos, utilizando o modelo SEBAL, que tem por princípio o uso da equação de balanço de energia e compará-la com a estimada através do método de Penman-Monteith, em regiões semiáridas.

2.2. Objetivos específicos

- ✓ Estimar o saldo de radiação e os fluxos de calor no solo;
- ✓ Estimar a evapotranspiração em duas áreas cultivadas, em três datas, utilizando o algoritmo SEBAL;
- ✓ Determinar a evapotranspiração em duas áreas cultivadas, em três datas, utilizando o Método de Penman-Monteith;
- ✓ Comparar a evapotranspiração obtida mediante o algoritmo SEBAL com o modelo físico de Penman-Monteith, para condições semiáridas.

3. REVISÃO DE LITERATURA

3.1. Evapotranspiração

A evapotranspiração é definida pela soma da evaporação da água pela superfície do solo e transpiração pelas plantas, em que esses processos ocorrem separados (RIGHETTO, 1998). Pode ser expressa em valores totais, médios ou diários, em volume por unidade de área ou em lâmina de água, no período considerado. É um processo que depende principalmente, da quantidade de energia solar que chega a superfície do solo, visto que se trata de um processo com gasto de energia (BERNARDO et al., 2005). Segundo Allen et al. (2002), a evapotranspiração é variável no espaço e no tempo. Sendo variável no espaço devido à grande variabilidade espacial das precipitações, características hidráulicas dos solos, tipos de vegetação e densidade, e variável no tempo por causa da sazonalidade do clima.

No manejo da água do solo, a evapotranspiração passa a ser uma das maiores preocupações, em razão da grande influência da perda de água da superfície terrestre no desenvolvimento das culturas, principalmente, em zona com déficit de água, como é o caso das regiões áridas e semiáridas, pela baixa pluviosidade e escassez de reservas de água (MOURA et al., 2013).

3.2. Determinação da evapotranspiração

Existem diversos métodos destinados à estimativa da evapotranspiração, sendo considerados dois grandes grupos, que são os chamados métodos diretos e os métodos indiretos. Com relação ao primeiro, consistem de medidas de medidas in situ realizadas a partir de lisímetros (de pesagem e/ou de drenagem), através de um balanço hídrico no solo e pelo controle da umidade do solo, com exceção do método de controle de umidade do solo, são considerados os métodos mais exatos para determinar a evapotranspiração numa determinada área (CAMARGO & CAMARGO, 2000).

Já o segundo grupo, os métodos indiretos, se baseiam em dados meteorológicos, avaliados por fórmulas empíricas. Um dos primeiros métodos definidos para se estimar a evapotranspiração foi proposto por Thornthwaite em 1948. Thornthwaite utilizou o balanço hídrico de bacias hidrográficas, tendo obtido a evapotranspiração potencial em lisímetros e empregando como variável independente a temperatura do ar (CAMARGO & CAMARGO, 2000). Hargreaves em 1974 e Hargreaves & Samani em 1982 apresentaram metodologias que foram avaliadas por Sentelhas e Camargo (1996) para

estimativa da evapotranspiração de referência para o Estado de São Paulo, comparando-as com dados obtidos em evapotranspirômetros. De acordo com os autores, estes métodos de estimativa da evapotranspiração de referência não apresentaram viabilidade quando aplicados nas condições do Estado de São Paulo, superestimando demasiadamente esse elemento durante todos os meses do ano. Contudo, a simplificação do método de Hargreaves mostrou-se viável, apresentando elevados níveis de concordância entre os dados estimados e medidos. A equação de Hargreaves foi utilizada para determinar a evapotranspiração de referência para todo o Nordeste do Brasil (HARGREAVES, 1974). A equação de Bladney-Cridle é, provavelmente, a mais conhecida expressão de estimativa das exigências hídricas dos cultivos, para fins de dimensionamento de sistemas de irrigação. Desenvolvida para o semiárido dos Estados Unidos, permite estimar a evapotranspiração de um período de tempo mínimo de um mês, quando o único dado meteorológico disponível é a temperatura média mensal (BERNARDO, 1986).

Uma das maneiras mais precisas de se calcular a Evapotranspiração de Referência (ET_o) é o método de Penman-Monteith, descrito por Allen et al. (1998). O método de Penman-Monteith tem embasamento físico e incorpora explicitamente tanto os parâmetros fisiológicos, quanto os aerodinâmicos (ALBUQUERQUE et al., 2002; ALLEN et al., 2006).

De acordo com Allen et al. (2002), os métodos indiretos apresentam alta confiabilidade, pois são capazes de gerar medidas com boa precisão. Porém, os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas, pois as estimativas feitas com esses métodos são baseadas em dados pontuais, para um local específico, e são integrados para a área que envolve o local da medição, considerando que a evapotranspiração é uniforme na referida área, o qual não é necessariamente certo. Outro fator complicador é que devido às variações em uma área quanto à cobertura de culturas, alturas, fase fenológica, necessidades hídricas, é necessário utilizar um coeficiente de cultura para considerar e corrigir todos esses fatores determinantes na evapotranspiração.

O fato que a evapotranspiração é altamente variável no espaço e no tempo (variável no espaço devido à variabilidade da precipitação, das características dos solos e da vegetação e variável no tempo devido à variabilidade do clima) tem motivado o uso de dados fornecidos por satélites, através do desenvolvimento de técnicas de sensoriamento remoto, para avaliar a evapotranspiração de grandes áreas. Uma grande

vantagem desta técnica é que a evapotranspiração pode ser computada sem precisar determinar outros processos hidrológicos. As imagens de satélites constituem um excelente meio para determinar e mapear a estrutura espacial e temporal da evapotranspiração. O sensoriamento remoto tem um grande potencial para melhorar o manejo da irrigação fornecendo estimativas da evapotranspiração em grandes áreas utilizando a mínima quantidade de informação *in situ*.

3.3. Método de Penman – Monteith

Penman e Monteith estabeleceram um modelo para a estimativa da evapotranspiração de referência, a partir de parâmetros medidos nas estações meteorológicas, que associam os efeitos do balanço de energia e energia advectiva. A FAO (Food and Agriculture Organization) das Nações Unidas divulgou o modelo de Penman-Monteith FAO-56 como método padrão para obtenção dos valores diários de evapotranspiração de referência. Este método, conhecido e utilizado universalmente, foi descrito por Monteith (1965) e posteriormente adaptado por Allen et al. (1998).

O método de Penman-Monteith tem embasamento físico e incorpora explicitamente tanto os parâmetros fisiológicos, quanto os aerodinâmicos (ALBUQUERQUE et al., 2002; ALLEN et al., 2006). É referido como aquele método que produz resultados relativamente exatos e consistentes da evapotranspiração de referência (ET₀) em âmbito geográfico e climático (tanto em climas áridos como em úmidos), além de contar com ferramentas para uso na situação da falta de dados (ALLEN et al., 2006).

O modelo de Penman-Monteith (ALLEN et al., 2007 a, b) é expresso pela equação 1:

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) U_2}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} (e_s - e_a) \quad \text{Eq. 1}$$

Em que ET₀ é a evapotranspiração de referência (mm.dia⁻¹); R_n é o saldo de radiação (MJ.m⁻² dia⁻¹); G o fluxo de calor no solo (MJ.m⁻² dia⁻¹), considerado de valor insignificante quando se utiliza de cálculos diários; T a temperatura média diária do ar (°C); U₂ é a velocidade do vento média diária a 2 m de altura (m.s⁻¹); e_s a pressão da saturação do vapor média diária (kPa); e_a é a pressão atual de vapor média diária (kPa); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor (kPa °C⁻¹); γ o coeficiente psicrométrico (kPa °C⁻¹).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 e^{\left(\frac{17,27T}{T+237,3} \right)} \right]}{(T + 237,3)^2} \quad \text{Eq. 2}$$

O coeficiente psicrométrico (γ) é considerado constante, $\gamma = 0,0622 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$, pois ele é uma função da pressão atmosférica, a qual varia muito pouco ao longo do ano (95,03 kPa), e também do calor latente de evaporação da água, que é pouco afetado pela temperatura, sendo recomendado um valor médio igual a $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$.

3.4. Uso do Sensoriamento Remoto

As técnicas de sensoriamento remoto se constituem em uma ferramenta muito útil para o estudo e pesquisa dos inúmeros problemas relacionados com os recursos naturais, pois através de sua principal característica, a repetitividade, o problema do mapeamento em intervalos curtos de tempo é suprido. Em adição a este fato, nas últimas décadas, o emprego de imagens de satélite vem se estabelecendo como um instrumento de fundamental importância nos estudos sobre o balanço de energia e de água, identificação de áreas em processo de degradação, desmatamento de reservas e monitoramento de rebanhos entre outros (ROMÁN et al., 2010).

Para Liu (2006), existem várias aplicações das técnicas de sensoriamento remoto para investigação da superfície da Terra através do Landsat, desde o acompanhamento da utilização do solo, o monitoramento das áreas de preservação, atividades de minério, cartografia, destacam-se também áreas desmatadas e toda a atividade realizada pelo homem em superfície terrestre, podendo ser usado para estimativa do balanço de radiação e dos fluxos de energia em grandes áreas. Sobre isso, Trezza (2002), e Allen et al. (2002) definem a aplicabilidade do modelo baseando no balanço de energia, podendo ser utilizado por qualquer sensor remoto que registre a radiação nos comprimentos de onda do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal.

As técnicas de sensoriamento remoto permitem determinar o balanço de energia de forma espacialmente distribuída, em resposta a heterogeneidade do uso do solo, possibilitando a obtenção do fluxo vertical de calor latente com imagens orbitais, e consequentemente da evapotranspiração, através da diferença dos fluxos também verticais (SANTOS, 2009).

As medições de evapotranspiração geralmente possuem custos elevados, uma vez que, sua realização se dá *in situ*, demandando tempo e utilização de equipamentos

onerosos. No entanto, essa metodologia tende a ser promissora por fornecer valores de evapotranspiração que podem ser espacializados em escala regional, o que permite se diferenciar dos demais métodos por não se restringir a uma estimativa local (BEZERRA, 2013). As técnicas de sensoriamento remoto podem ser aplicadas em diferentes ecossistemas, demonstrando variações dentro de uma área de superfície heterogênea (BASTIAANSEN, 2000; SILVA et al., 2005a; BEZERRA, 2013). Diversos autores já estudaram a evapotranspiração por meio das técnicas de sensoriamento remoto, em especial estudos que envolvem a região Nordeste do Brasil. Nesse aspecto, utilizaram-se de várias plataformas e sensores orbitais (OLIVEIRA, 2012; SILVA et al., 2012; BEZERRA, 2013; LIMA et al., 2014)

O Sensoriamento remoto tem como princípio básico o balanço de energia que prevê que do total de energia disponível na superfície, parte é destinada ao aquecimento do solo, parte ao aquecimento do ar e o restante é utilizado na ET. Assim, determinando o saldo de radiação de uma superfície cultivada (R_n) é possível estimar a evapotranspiração. Os Componentes do balanço de energia são o Fluxo de Calor no solo (G), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) de energia, disponível para a evapotranspiração (SANTOS, 2009).

3.5. Imagens orbitais

As imagens de sensoriamento remoto, por sua natureza digital ou discreta, são constituídas por um arranjo de elementos sob a forma de uma malha ou grid. Cada cela desse “grid” tem sua localização definida em um sistema de coordenadas do tipo “linha e coluna”, representados por “x” e “y”, respectivamente. Por convenção, a origem do “grid” é sempre no seu canto superior esquerdo. O nome dado a essas celas é pixel, derivado do inglês “picture element”. Para um mesmo sensor remoto, cada pixel representa sempre uma área com as mesmas dimensões na superfície da Terra. Cada cela possui também um atributo numérico “z”, que indica o nível de cinza dessa cela, que obviamente, vai variar do preto ao branco; esse nível de cinza é conhecido em inglês por DN, de “digital number” (BRYS, 2008).

O DN de uma cela representa a intensidade da energia eletromagnética (refletida ou emitida) medida pelo sensor, para a área da superfície da Terra correspondente ao tamanho do pixel. Deve ser ressaltado que o DN de um pixel corresponde sempre à média da intensidade da energia refletida ou emitida pelos diferentes materiais presentes nesse pixel. Uma imagem digital pode então ser vista como uma matriz, de dimensões

“x linhas” por “y colunas”, com cada elemento possuindo um atributo z (nível de cinza). No caso das imagens de sensoriamento remoto, essas matrizes possuem dimensões de até alguns milhares de linhas e de colunas (FLORENZANO, 2002).

De acordo com Brys (2008), as imagens obtidas por sensores eletrônicos, em diferentes canais, são individualmente produzidas em preto e branco. A quantidade de energia refletida pelos objetos vai determinar a sua representação nessas imagens em diferentes tons de cinza, entre o branco (quando refletem toda a energia) e o preto (quando absorvem toda a energia).

3.6. Satélites e Sensores

Segundo Giongo (2008), os satélites possuem capacidade de gerar dados com alta resolução espacial, que podem proporcionar melhorias significativas nas técnicas do sensoriamento para aplicação em várias áreas do conhecimento. Assim, se faz necessário cada vez mais enfatizar as formas automáticas para o processamento e análises de imagens.

Os sensores dos satélites são caracterizados através da resolução, podendo ser espacial e espectral. Florenzano (2011) define que a resolução espectral tem a capacidade de medir as refletâncias de determinadas faixas em certos comprimentos de ondas eletromagnéticas, com isso, esse tipo de sensor consegue distinguir e discriminar objetos em função de sua sensibilidade espectral. Já para os sensores de resolução espacial, sua função está ligada ao campo de visada instantânea, que indica o tamanho do pixel no terreno, isto é, quanto maior for a resolução espacial melhor foi o detalhamento da área em estudo, proporcionando um conjunto maior de informações.

O aerolevanteamento com VANT (Veículos Aéreos não Tripulados), o Sensoriamento Remoto tem se mostrado um grande aliado, graças ao desenvolvimento de sensores cada vez mais avançados, de baixo peso e alta performance, específicos para a utilização nesse tipo de aeronave. Aqui no Brasil estão sendo usados, por exemplo, para proteção de fronteiras ou, ainda, para o mapeamento do desmatamento na Floresta Amazônica (BERNARDI, et al., 2014).

O Landsat 8 é composto de sensores OLI (Mapeador Operacional da Terra) e TIRS (Sensor Infravermelho Termal) é composto por 11 bandas multiespectrais entre os comprimentos de onda 0,43-12,51 μm . Possuem resolução espectral de 12 bits, mas são disponibilizadas em 16 bits nos arquivos GeoTIFFs (arquivo compactado) e TXT (metadados), significando dessa forma, a intensidade de cada pixel entre 0 a 65.535, o

que permite assegurar um maior grau de detalhamento das informações a serem geradas (SILVA, 2016).

O funcionamento desses sensores é devido à identificação da radiação refletida pela superfície em diferentes faixas espectrais, como o caso da luz visível, que captam a radiação da região do infravermelho (MENESES e ALMEIDA, 2012). Com a existência de nuvens ou nebulosidade, o imageamento fica impossibilitado, por isso, utilizam os sensores ativos, a exemplo, os radares que podem operar durante a noite, dias nublados, com chuva ou com fumaça, sendo uma das vantagens para os países que situa em zonas tropicais, como o Brasil, onde apresentam parte do tempo coberto por nuvens praticamente todos os dias (FLORENZANO, 2011).

3.7. Algoritmos

Os algoritmos utilizados para processar os dados fornecidos pelo Sensoriamento Remoto são compostos por equações ajustadas para adequar técnicas para diferentes escalas, gerando informações aplicáveis, sem a necessidade de contato físico, proporcionando uma melhor compreensão de alvos distintos. Estes algoritmos são usados com diferentes objetivos, existindo um crescente interesse científico nas pesquisas em recursos naturais, envolvendo água, solo e vegetação (PONZON et al., 2012).

O monitoramento temporal e espacial dos balanços de energia e da água, torna-se viável com imagens de satélite como o Landsat, MODIS, RapidEye, Spot e Geoeye, em extensos talhões agrícolas (WARREN et al., 2014). A contabilização da necessidade e uso de água em diferentes condições ambientais pode ser realizada em diferentes métodos segundo Cabral et al. (2012), mas, há necessidade do auxílio do sensoriamento remoto, sistema de informação geográfico e um conjunto de dados meteorológicos (PONZON et al., 2012).

Algoritmos como o de Bastiaanssen (2000) descrevem por meio de modelos matemáticos a partir do Surface Energy Balance Algorithms for Land - SEBAL, o monitoramento da evapotranspiração em diferentes escalas espaciais com imagens de satélite e dados básicos meteorológicos (BASTIAANSSEN et al., 1998b; TEIXEIRA et al., 2010). O METRIC (Mapping Evapotranspiration at high resolution with Internalized Calibration) segue todos os passos do SEBAL e não requer muitas variáveis meteorológicas em nível de superfície onde o pixel frio é selecionado dentro de uma área irrigada (ALLEN et al., 2005; LIRA, 2008; TASUMI et al., 2005).

O Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving – SAFER é um algoritmo desenvolvido no Brasil para obtenção de todos os componentes do balanço de energia, possibilitando a estimativa da evapotranspiração. É baseado na equação de Penman-Monteith para obter a evapotranspiração atual em larga escala. Ele possui uma aplicação simples, necessitando apenas dos dados de evapotranspiração de referência, radiação global e a temperatura média do ar obtidos através de estações agrometeorológicas. Juntamente com os parâmetros obtidos por sensoriamento remoto e do balanço de energia chega-se a evapotranspiração, que pode ser utilizada como ferramenta no auxílio do manejo da irrigação em diferentes culturas, ao definir o coeficiente de cultura K_c (FEITOSA, 2014).

Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície com imagens de satélites, alguns algoritmos têm sido formulados, dentre eles o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), proposto por Bastiaanssen et al. (1998b), sendo depois modificado por Allen et al. (2002). O método faz uso apenas das radiancias espectrais registrados em sensores de satélites e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície que incluem a velocidade do vento e a temperatura do ar para resolver o balanço radiativo e energético à superfície (COURALT et al., 2003).

O SEBAL, por meio de modelos matemáticos, possibilita a estimativa da evapotranspiração em cada pixel, a partir das radiações espectral (infravermelho próximo, visível e térmica do espectro), sendo computado todos os componentes dos balanços de radiação e energia, no momento da passagem do satélite. O algoritmo tem como requisito básico as imagens de satélite e dados meteorológicos, como velocidade do vento, umidade relativa do ar, radiação solar e temperatura do ar (ANNEX, 2015).

As equações empíricas do SEBAL apresentam erros médios em diferentes superfícies de 20, 10 e 1% a depender da calibração em campos experimentais a nível regional, portanto, tendo representatividade prática no mapeamento da evapotranspiração, em áreas homogêneas e heterogêneas (BASTIAANSEN, 2000). As medições de campo da ET terrestres comparadas ao SEBAL, descritas por Bastiaanssen et al. (2005), mostraram uma precisão da evapotranspiração de até 15% no SEBAL e de 5% nas medições terrestre, no entanto, Hong et al. (2009) encontraram precisão de $\pm 10\%$ no sudoeste dos EUA. Uma grande vantagem do SEBAL é que o processo é semi-automatizado, utilizado para o cálculo do saldo de radiação, que por sua vez, tem

sido bastante aplicado no Brasil por pesquisadores para as várias regiões do país, principalmente, na região semiárida do Nordeste brasileiro (OLIVEIRA et al., 2015).

O algoritmo SEBAL/METRIC (ALLEN et al., 2007a) foi desenvolvido para o cômputo dos componentes do balanço de energia. A determinação do saldo de radiação por este modelo é baseada em estimativas e medidas da superfície e por imagens de satélite, computado pela soma entre o balanço de radiação de onda curta e de onda longa. Para a estimativa dos diferentes componentes do balanço de energia utilizou-se o algoritmo SEBAL, seguindo uma sequência de etapas, sendo as mais importantes e práticas para obtenção do albedo da superfície dos Índices de vegetação NDVI, SAVI e IAF, temperatura do solo, saldo de radiação.

O albedo é a razão entre a radiação solar refletida pela superfície e a radiação incidente, sendo a irradiância solar a principal fonte de energia nesse processo, condicionando a temperatura da superfície e a intensidade dos fluxos de energia entre atmosfera e superfície, além de processos como evapotranspiração e produtividade primária. O albedo varia conforme as características físico-químicas das superfícies e com o ângulo zenital. Um outro fator que pode promover variações do albedo são as atividades humanas, tais como desflorestamento, agricultura e urbanização. Em superfícies vegetadas, o albedo depende da textura do solo e das condições fisiológicas da copa da planta. Já em solo seco, o albedo é expressivamente maior que o observado em solo úmido, enquanto uma superfície lisa tem albedo maior que uma superfície rugosa (MARTINS et al., 2016).

Rodrigues et al. (2013) dizem que, o NDVI é um índice indicativo da quantidade de biomassa e clorofila produzido pela planta. Em superfícies vegetadas com elevada taxa de evapotranspiração, esses valores são positivos e próximos de 1. Entretanto, valores próximos de zero indicam a ocorrência de um possível estresse, o qual a cultura esteja submetida, podendo ser de natureza física, biótica ou abiótica. Em nuvens e espelhos d'água os valores são geralmente negativos.

O SAVI é um índice que leva em consideração os efeitos do solo exposto, é considerado uma melhoria do NDVI, com a utilização de uma constante L, que minimiza os efeitos da cor do solo nos seus resultados. Esta constante varia entre 0 a 1, de acordo com a densidade da vegetação, sendo o valor $L=1$ adotado para áreas com pouca cobertura vegetal, já áreas com cobertura intermediária é representada por $L=0,5$, áreas muito densas, geralmente se utiliza a constante $L=0,25$. Quando o L é igual a 0, o SAVI é idêntico ao NDVI (HUETE et al, 1988).

O índice de área foliar (IAF) é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem, constituindo-se, portanto, em um índice biofísico, que é definido pela razão entre a área foliar de toda vegetação por unidade de área utilizada por esta vegetação (ALLEN, 2002). O saldo de radiação é a fonte de energia disponível para os processos de evapotranspiração (calor latente), aquecimento do ar atmosférico (calor sensível) e do solo (fluxo de calor no solo), além dos processos de fotossíntese, respiração e aquecimento dos vegetais. Deste modo, a quantificação do saldo de radiação é muito importante pois representa a entrada e saída de energia, que contribui para o aumento e redução nos fluxos de calor latente e sensível, além de alterar as taxas de evapotranspiração (FOLHES et al.,2019).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Áreas de estudo

4.1.1 Sousa-PB

A área de estudo é cultivada com coqueiro-anão, localizada no perímetro de São Gonçalo, PB a 15 km do município de Sousa, PB, com as seguintes coordenadas: 6° 45' 39" S, 38° 32' 51" W, e uma altitude de 234 m. Segundo classificação de Koppen-Geiger, o clima da cidade de Sousa é tropical semiárido (do tipo Bsh), com temperatura média anual de 26,7 °C e precipitação média de 872 milímetros (mm) anuais, concentrados entre janeiro e abril, sendo março o mês de maior precipitação (227 mm).

Os solos predominantes na área são Latossolos e Cambissolos, sendo a vegetação natural classificada como Caatinga. As temperaturas predominantes são altas variando com mínimas de 22 °C e máximas de 38 °C. A umidade relativa do ar compensada é de 61%, sendo mais elevada nos meses mais chuvosos, podendo chegar a níveis críticos nos meses mais secos. (INMET, 2016).

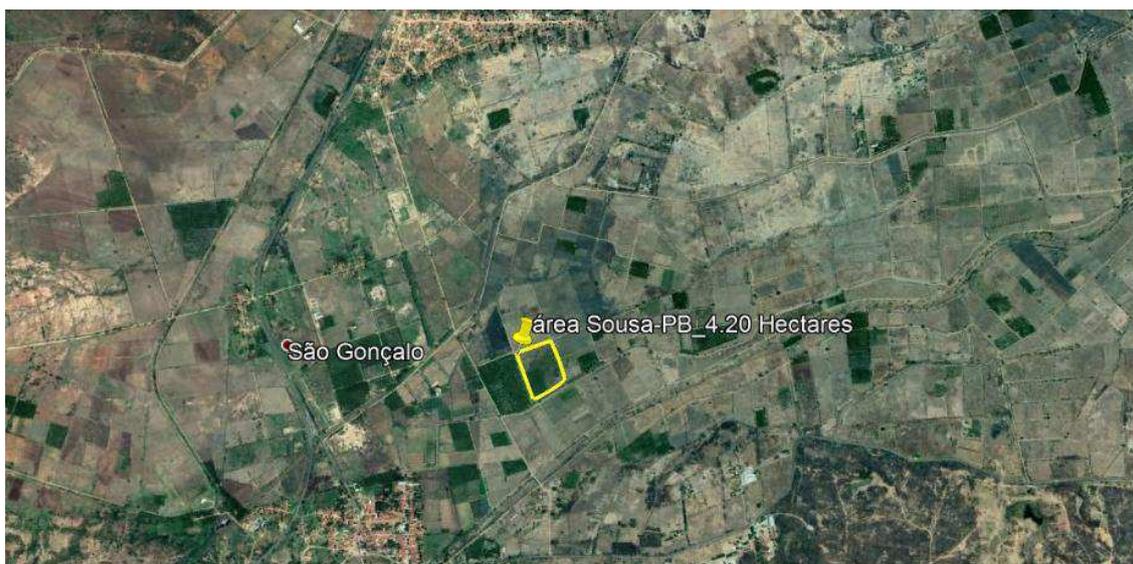


Figura 1: Localização da área experimental no perímetro de São Gonçalo na região de Sousa PB, destacando a parcela amostral com o cultivo de coqueiro (em amarelo).

Para realização da pesquisa os dados foram adquiridos, junto ao Instituto Nacional de Meteorologia-INMET, informações climáticas coletadas pela estação meteorológica automática em Sousa (INMET, 2016). Em Anexo estão os dados anuais de precipitação temperatura, as datas utilizadas no processamento das imagens (15 de Maio, 16 de Junho e 6 de Outubro de 2016) que foram selecionadas de acordo com a menor incidência de nuvens na região.

4.1.2 Barbalha - CE

A área de interesse para realização da pesquisa é cultivada com banana-nanica e está localizada na divisa dos municípios de Barbalha e Missão Nova (Figura 2), região sul do Estado do Ceará, com as seguintes coordenadas geográficas: 07° 18' 40" de latitude Sul, 39° 18' 15" de longitude Oeste e elevação de 414 metros em relação ao nível do mar (CAITANO et al., 2011). O solo local é constituído por associação de LATOSSOLOS VERMELHO-Distróficos (ARAÚJO et al., 2013). Com base na classificação de Koppen-Geiger, o clima na localidade em estudo é do tipo quente e úmido (Aw). A temperatura média anual situa-se próximo de 24,9 °C, umidade relativa superior a 80%, taxa de insolação de 2.848 horas anual e velocidade média do vento próximo a 1,90 ms⁻¹, entretanto, a taxa evaporativa supera 2000 mm/ano, reforçando a importância da suplementação hídrica via irrigação (MEDEIROS et al. 2013).



Figura 2: Localização da área experimental de Barbalha CE, destacando a parcela amostral com o cultivo irrigado da banana (em amarelo).

Para realização da pesquisa foram adquiridas, junto ao Instituto Nacional de Meteorologia-INMET, informações climáticas coletadas pela estação meteorológica automática em Barbalha Cearam (INMET, 2016). As datas utilizadas no processamento das imagens (22 de Maio, 10 de Agosto e 29 de Outubro de 2016) foram selecionadas de acordo com a menor incidência de nuvens na região.

4.2. Estimativa de evapotranspiração através do balanço de energia

O processamento da imagem teve início após a obtenção destas imagens junto ao site americano United States Geological Survey – USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) e o download das imagens foi possível a partir da realização de um cadastro na plataforma “Earth Explorer”, excelente fonte de dados para monitoramento dos eventos que ocorrem na superfície terrestre, uma vez que as imagens são fornecidas sem custo para a comunidade científica (CLAVERIE et al., 2015). Quando adquiridas as mesmas já se encontravam ortorretificadas, ou seja, imagens cujas coordenadas dos seus milhares de pixels passaram por processo de correção e se aproximam bastante das coordenadas reais da superfície.

A escolha das imagens foi realizada de acordo com a representação das condições de cobertura do solo no período chuvoso e seco, respectivamente, além de

apresentarem baixa cobertura de nuvens e excelente qualidade de processamento, atendendo os requisitos da pesquisa.

Nos procedimentos do modelo é necessários dados tabulares da plataforma de coleta de dados meteorológicos automatizados (PCD's), obtidos de forma paralela as imagens, sendo necessário dados de pelo menos uma estação, próxima dos pontos frios e quentes selecionados dentro da área da imagem (ALLEN et al., 2002). Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície, foram utilizadas imagens do satélite Landsat-8 do sensor OLI/TIRS (Operational Land Imager/Thermal Infrared Sensor) e com as respectivas bandas de 2 a 7 e a banda termal 10 dos sensores.

Utilizou-se o software ERDAS para realizar os processos: empilhamento das bandas, recorte das imagens empilhadas, seguindo com o processamento das imagens, através da utilização da ferramenta Model Maker, onde se realizou as operações matemáticas para cada etapa atribuída a pesquisa, sendo uma ferramenta indispensável para o processamento das imagens e na obtenção dos balanços de radiação e energia. O ERDAS (ERDAS IMAGINE) é um modelo que permite graficamente criar um fluxograma de trabalho e executar este. O modelo gráfico é um documento que produz uma saída, geralmente uma imagem raster, a partir de um ou mais dados de entrada.

4.3. Etapas

Para estimativa das diferentes componentes do balanço de energia à superfície utilizou-se o algoritmo SEBAL (“Surface Energy Balance Algorithm for Land”) e seguiu-se uma sequência de etapas que consistem no cálculo do balanço de radiação à superfície, calculado a partir da radiância espectral dos dados orbitais.

4.3.1 Saldo de radiação nas áreas cultivadas

As etapas do processamento para a obtenção do saldo de radiação e do fluxo de calor no solo estão descritas na figura 3, abaixo:

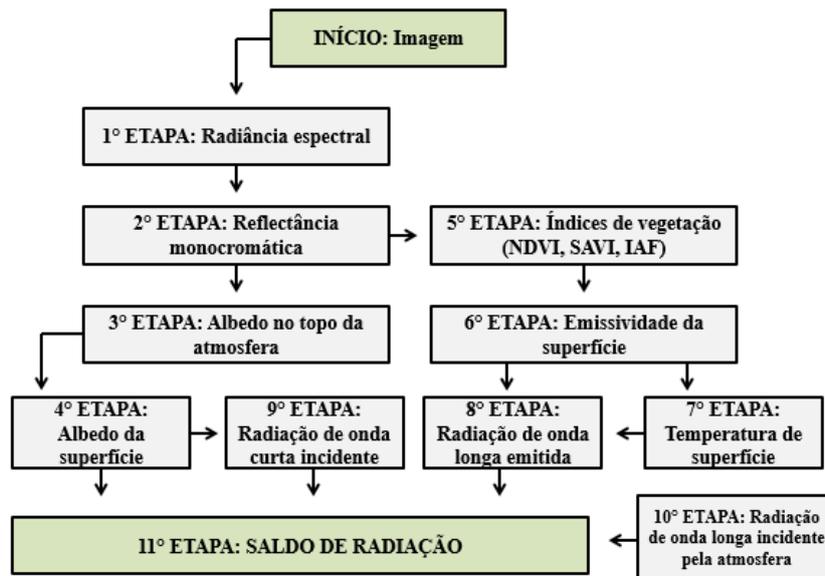


Figura 3: Fluxograma das etapas computacionais do processo de obtenção do saldo de radiação à superfície e fluxo de calor no solo.

Neste estudo foram utilizadas imagens do satélite Landsat 8 para estimativa do saldo de radiação (R_n). Ao efetuar o recorte da área de estudo, foi feita a calibração radiométrica das sete bandas espectrais, o que equivale a converter o número digital de cada pixel e banda em radiância espectral.

1ª Etapa: Calibração Radiométrica (L_b)

A primeira etapa corresponde ao cálculo da radiância espectral (L_b) que representa a energia solar refletida por cada pixel por unidade de área, de tempo, ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite Landsat 8 OLI para as bandas 2, 3, 4, 5, 6 e 7 e a banda 10 da termal. Desse modo, a radiância espectral foi determinada com base nos termos aditivo e multiplicativo, também se fez necessário converter os valores quantizados e calibrados do nível de cinza de cada banda em radiância espectral. Assim, foram utilizados coeficientes radiométricos referentes à radiância, disponibilizados nos arquivos de metadados das imagens. Para determinar a radiância espectral em cada banda utiliza-se a equação 3 (CHANDER E MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2016).

$$L_b = \text{Add}_{\text{rad},b} + \text{Mult}_{\text{rad},b} \cdot \text{ND}_b \quad \text{Eq. 3}$$

Em que, $Add_{rad,b}$ é o termo aditivo e $Mult_{rad,b}$ o multiplicativo, relativos à radiância, e foram extraídos do metadados de cada imagem do OLI e ND_b é a intensidade de cada pixel e a banda (valor entre 0 e 65.365), que também foram observados a partir das imagens.

2ª Etapa: Reflectância Monocromática Planetária (ρ_{λ_i})

Foi necessário, novamente, converter os valores quantizados e calibrados do nível de cinza de cada banda do OLI, dessa vez para a refletância. Dessa maneira, foram utilizados os coeficientes radiométricos referentes à refletância, disponibilizados nos metadados das imagens (CHANDER E MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2016). A refletância foi determinada pela equação 4:

$$r_b = \frac{(Add_{ref,b} + Mult_{ref,b} \cdot ND_b)}{\cos Z \cdot d_r} \quad \text{Eq. 4}$$

Em que, r_b ($W \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) é a refletância monocromática de cada pixel em cada banda; $Add_{ref,b}$ o termo aditivo e $Mult_{ref,b}$ o multiplicativo, relativos à refletância e ND_b a intensidade de cada pixel. Que foram extraídos dos metadados de cada imagem e d_r obtido conforme a equação 5:

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{DSA \cdot 2 \cdot \pi}{365}\right) \quad \text{Eq. 5}$$

Em que DSA é o dia sequencial do ano e o argumento da função cos está em radianos. O valor médio anual de d_r é igual a 1,00, variando entre 0,97 e 1,03, aproximadamente. O cosseno do ângulo zenital solar (Z , adimensional) é obtido a partir do ângulo de elevação do Sol (E , graus), disponibilizado nos metadados das imagens, de acordo com a equação 6:

$$\cos Z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) = \sin(E) \quad \text{Eq. 6}$$

Para os cálculos dos pesos foram determinados os coeficientes de cada banda das imagens, seguindo a metodologia (CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2016). Portanto, foi necessário antes estimar a constante solar ($W \text{ m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) associada a cada uma das bandas refletivas do OLI e, para tanto, utilizou-se a equação 7:

$$k_b = \frac{\pi \cdot L_b}{r_b \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad \text{Eq. 7}$$

Em que, k_b ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) foi calculada a irradiância solar espectral de cada uma das bandas refletivas do Landsat 8 OLI no Topo da Atmosfera (TOA). Em seguida, foram calculados os pesos (p_b , adimensional) para cada banda do OLI, onde o valor do p_b de cada banda espectral, foram obtidos através da razão entre o k_b daquela banda e o somatório de todos os k_b do Landsat 8 OLI (STARKS et al., 1991; CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2005b; SILVA et al., 2016), a partir da equação 8.

$$\rho_b = \frac{k_b}{\sum k_b} \quad \text{Eq. 8}$$

Os pesos calculados foram empregados no cômputo do albedo planetário na etapa seguinte.

3ª Etapa: Albedo Planetário (α_{toa})

O albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{toa}) representa a quantidade de radiação refletida de cada pixel sem correção atmosférica, que consiste na combinação das bandas de 2 a 7 do OLI, com os respectivos pesos do OLI (ρ_b) calculados na Etapa 2. O albedo sem correção foi estimado de modo semelhante ao feito por SILVA et al. (2016), conforme a Equação 9:

$$\alpha_{toa} = p_2 \cdot r_2 + p_3 \cdot r_3 + p_4 \cdot r_4 + p_5 \cdot r_5 + p_6 \cdot r_6 + p_7 \cdot r_7 \quad \text{Eq. 9}$$

Em que, α_{toa} é o albedo planetário de cada pixel ou albedo sem correção atmosférica; p_2 , p_3 , p_4 , p_5 , p_6 e p_7 , respectivamente, são os pesos de cada uma das bandas e r_2 , r_3 , r_4 , r_5 , r_6 e r_7 , respectivamente, são as refletâncias de cada uma das bandas utilizadas.

4ª Etapa: Albedo da Superfície ou albedo corrigido (α_{sup})

A atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida, desse modo, o albedo calculado no topo da atmosfera necessita de correções devido aos processos de absorção e espalhamento. Assim, na quarta etapa foi obtido o albedo de superfície corrigindo os efeitos atmosféricos (α), através da equação 10:

$$\alpha_{sup} = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{atm}}{\tau_{sw}^2} \quad \text{Eq. 10}$$

Onde, α_{sup} é o albedo da superfície corrigido para os efeitos atmosféricos; α_{atm} a refletância da própria atmosfera, que pode ser obtida a partir de um modelo de transferência radiativa, em geral, varia entre 0,025 e 0,04 (ALLEN et al., 2002). Com isso, para o modelo SEBAL tem sido recomendado por pesquisadores o valor de 0,03, que foi adotado nesta pesquisa, tendo como base os estudos realizados dos diversos autores (BASTIAANSEN, 2000; SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2011; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; SILVA et al., 2016) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar para dias de céu claro obtida de acordo com os autores (ASCE-ERWI, 2005; ALLEN et al., 2002; ALLEN et al., 2007a; OLIVEIRA et al., 2012; SILVA et al., 2016), conforme a equação 11:

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \cdot \exp\left[\frac{-0,00146 \cdot P_0}{K_t \cdot \cos Z} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos Z}\right)^{0,4}\right] \quad \text{Eq. 11}$$

Em que, P_0 (kPa) é a pressão atmosférica instantânea (medida na estação meteorológica automática da área em estudo); K_t o coeficiente de turbidez da atmosfera ($K_t = 1,0$ para céu claro e limpo e $K_t = 0,5$ para ar extremamente turbido ou poluído, por ALLEN et al., 2002; 2007a), neste trabalho foi utilizado $K_t = 1,0$, conforme pesquisas mais atuais dos autores (OLIVEIRA et al., 2012; SILVA et al., 2016); W (mm) é a água precipitável conseguida em função da umidade relativa do ar instantânea (medida na estação meteorológica), mediante equação 12 (GARRISON & ADLER 1990).

$$W = 0,14 \cdot e_a \cdot P_0 + 2,1 \quad \text{Eq. 12}$$

Onde, e_a (kPa) é a pressão real de vapor d'água atmosférico, calculada através de dados meteorológicas da estação localizada na área em estudo, na equação 13:

$$e_a = \frac{UR \cdot e_s}{100} \quad \text{Eq. 13}$$

Onde, e_a (kPa) é a pressão de saturação do vapor d'água obtida por meio de dados da estação automática, a partir da equação 14.

$$e_s = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{ar}}{237,3 + T_{ar}}\right) \quad \text{Eq. 14}$$

Onde, T_{ar} ($^{\circ}C$) é a temperatura do ar instantânea da estação meteorológica.

Caso ocorra uma eventual falta de dados de pressão atmosférica (P_0 , kPa) obtêm-se a mesma de acordo com os pesquisadores ASCE-EWRI (2005) e ALLEN et al. (2002), conforme equação 15.

$$P_0 = 101,3 \left(\frac{T_{ar} - 0,0065 \cdot z}{T_{ar}} \right)^{5,26} \quad \text{Eq. 15}$$

Onde, T_{ar} é a temperatura do ar da estação meteorológica, em Kelvin e z é a altitude em metros.

5ª Etapa: Índice de vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

A quinta etapa é composta pelo cálculo do índice de vegetação (NDVI, SAVI e IAF). O NDVI (NORMALIZED DIFFERENCE VEGETATION INDEX), atingido através da razão entre a diferença das refletâncias do infravermelho próximo (ρ_{IV}) e do vermelho (ρ_V), pela soma das mesmas, de acordo com os pesquisadores (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; RODRIGUES et al., 2009; ARRAES et al., 2012; CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; GUSMÃO et al., 2013; BEZERRA et al., 2014; SOUZA, 2014), segundo a equação 16, a seguir:

$$NDVI = \frac{r_{b\ IV} - r_{b\ V}}{r_{b\ IV} + r_{b\ V}} \quad \text{Eq. 16}$$

$r_{b\ IV}$, $r_{b\ V}$ correspondem, respectivamente, as bandas 5 e 4 do sensor Landsat 8 OLI.

O NDVI é utilizado como indicador sensível a quantidade e a condição da vegetação verde e seus valores podem variar de -1 a +1, e para superfícies com alguma vegetação o NDVI varia de 0 a 1, já para a água e nuvens o NDVI geralmente é menor que zero.

Para o cálculo do índice de vegetação ajustado para os efeitos do solo SAVI (*Soil adjusted vegetation index*) corresponde a um índice que busca amenizar os efeitos antecedentes do solo (Huete,1988). Sendo determinada (ALLEN et al., 2002; OLIVEIRA, 2012; SOUZA, 2014), como na equação 17.

$$SAVI = \frac{(1 + L)(r_{b\ IV} - r_{b\ V})}{(L + r_{b\ IV} + r_{b\ V})} \quad \text{Eq. 17}$$

Onde, L é a constante de ajuste ao solo, que depende do tipo de solo, o valor mais utilizado pelos pesquisadores é 0,5 (ALLEN et al., 2002; ACCIOLY et al., 2002;

BOEGH et al., 2002). Porém, nesta pesquisa foi utilizado 0,1, conforme estudos mais recentes (ALLEN et al., 2007a; SOUZA, 2014).

O índice de área foliar IAF, é definido pela razão entre a área de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. O FAI que é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem e o mesmo foi computado pela seguinte equação empírica obtida por Allen et al. (2002), equação 18:

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad \text{Eq. 18}$$

6ª Etapa: Emissividades (ϵ_{NB})

Na sexta etapa realizou-se o cálculo da emissividade. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, existe a necessidade de acrescentar à emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal – ϵ_{NB} (10,4 – 12,5 μm). Dessa forma, para o cálculo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, considera-se a emissividade no domínio da banda larga – ϵ_0 (5 – 100 μm).

Segundo ALLEN et al. (2002), as ϵ_{NB} e ϵ_0 podem ser obtidas e validadas, para $NDVI > 0$ e $IAF > 3$, conforme as equações 19 e 20, abaixo:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033.FAI \quad \text{Eq. 19}$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01.FAI \quad \text{Eq. 20}$$

Foram utilizadas as condições: para pixels com valores de $FAI \geq 3$, se considera $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$. Para $NDVI < 0$, $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$, conforme ALLEN et al. (2002).

7ª Etapa: Temperatura da Superfície (T_{Sup})

Na sétima etapa foi realizado o cálculo da temperatura de superfície (T_{sup}) em que foi utilizada a radiância espectral da banda termal L_{b10} do Landsat 8 do sensor TIRS e a emissividade ϵ_{NB} obtidas da etapa anterior. Dessa forma, obtém-se a temperatura da superfície em kelvin, (ALLEN et al., 2002; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2011; CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; SOUZA et al., 2016), pela seguinte equação, 21:

$$T_{\text{Sup}} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{\text{NB}} \cdot K_1}{L_{\text{b10}}} + 1\right)} \quad \text{Eq. 21}$$

Onde, K_1 e K_2 ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) são constantes de calibração da banda termal 10 do Landsat 8 TIRS ($K_1 = 774,89$ e $K_2 = 1321,08 \text{ W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), extraídos dos metadados das imagens processadas.

8ª Etapa: Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{\text{ol,emi}}$)

Para o cálculo de radiação de onda longa emitida ($R_{\text{ol,emi}}$) alcançado na oitava etapa foi utilizado equação de Stefan-Boltzman, segundo ALLEN et al. (2002), equação 22:

$$R_{\text{ol,emi}} = \epsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_{\text{sup}}^4 \quad \text{Eq. 22}$$

Onde, ϵ_0 é a emissividade de cada pixel calculada na sexta etapa; σ a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{K}^{-4}$) e T_{sup} a temperatura da superfície em Kelvin, calculada na sétima etapa.

9ª Etapa: Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{\text{sol,inc}}$)

A radiação solar de onda curta incidente ($R_{\text{sol,inc}}$) foi calculada na nona etapa, e é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, que para as condições de céu claro (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2011) é dada pela seguinte equação 23:

$$R_{\text{sol,inc}} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{\text{sw}} \quad \text{Eq. 23}$$

Onde: S é a constante solar (1367 Wm^{-2}), Z o ângulo zenital solar, d_r o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol, τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

10ª Etapa: Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{\text{ol,atm}}$)

A radiação de onda longa incidente ($R_{\text{l,atm}}$) pela atmosfera na direção da superfície, foi calculada na décima etapa e computada pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da emissividade atmosférica do ar, segundo a equação 24 (BASTIAANSEN, 1995; ALLEN et al., 2002; BASTIAANSEN et al., 2005).

$$R_{\text{ol,atm}} = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_{\text{ar}}^4 \quad \text{Eq. 24}$$

Onde, σ é a constante de Stefan-Boltzman; T_{ar} a temperatura do ar instantânea na estação meteorológica em Kelvin ($K = 273,15 + T_{ar}$) e ϵ_a a emissividade atmosférica do ar (calculada na equação 25), com base na transmissividade atmosférica instantânea (τ_{sw}).

$$\epsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \cdot \tau_{sw})^{0,09} \quad \text{Eq. 25}$$

11ª Etapa: Saldo de radiação (R_n)

O saldo de radiação à superfície R_n (Wm^{-2}) foi calculado conforme a equação 26 BASTIAANSEN, 1995; ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2011; SILVA et al., 2012; GUSMÃO et al., 2013; OLIVEIRA et al., 2015).

$$R_n = R_{sol,inc} \cdot (1 - \alpha_{sup}) - R_{ol,emi} + R_{ol,atm} - (1 - \epsilon_0) \cdot R_{ol,atm} \quad \text{Eq. 26}$$

Onde, $R_{sol,inc}$ é a radiação de onda curta incidente; α_{sup} o albedo corrigido de cada pixel; $R_{ol,atm}$ a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel; $R_{ol,emi}$ a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ϵ_0 a emissividade de cada pixel.

Foi estimado também o saldo de radiação diário à superfície (R_{n24h} , $W m^{-2}$), mediante modelo calibrado para condições verificadas no semiárido brasileiro (SILVA et al., 2011; SILVA et al., 2012), através da equação 27.

$$R_{n24h} = R_{s24h} (1 - \alpha_{sup}) - 123 \cdot \tau_{sw24} \quad \text{Eq. 27}$$

Em que, R_{n24h} é a radiação solar média diária, que foi medida na estação meteorológica, τ_{sw24} é a transmissividade média diária, para converter o saldo diário em $MJ m^{-2}$, conforme já usado em várias aplicações por diversos pesquisadores, multiplica-se o R_{n24h} pelo fator 0,0864.

4.3.1. Fluxo de calor no solo - G ($W m^{-2}$)

O fluxo de calor no solo foi atingido segundo a equação 28, desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representam os valores próximos ao meio dia.

$$G = \left[\frac{T_{sup}}{\alpha_{sup}} \cdot (0,0038 \cdot \alpha_{sup} + 0,0074 \cdot \alpha_{sup}^2) \cdot (1 - 0,98 \cdot NDVI^4) \right] \cdot R_n \quad \text{Eq. 28}$$

Para efeito de correção dos valores de fluxo de calor no solo para corpos de água, onde o NDVI < 0 poderá utilizar a seguinte expressão: $G = 0,5 \cdot R_n$, segundo Allen et al., 2002.

4.3.2. Fluxo de calor sensível - H ($W m^{-2}$)

No SEBAL o fluxo de calor sensível H ($W m^{-2}$) é estimado com base na velocidade do vento e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície, de acordo com equação 29 (BASTIAANSEN et al., 1998a):

$$H = \rho \cdot c_p \cdot \frac{(a + b \cdot T_{sup})}{r_{ah}} \quad \text{Eq. 29}$$

Onde: ρ é a massa específica do ar, c_p o calor específico do ar, a e b são constantes de calibração da diferença da temperatura entre dois níveis Z_1 e Z_2 , T_{sup} a temperatura da superfície ($^{\circ}C$) e r_{ah} a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ($s m^{-1}$).

Na figura 3 está representado como foi realizado o procedimento para o cálculo do fluxo de calor sensível (H), que utilizou os dados meteorológicos da estação inserida na área em estudo.

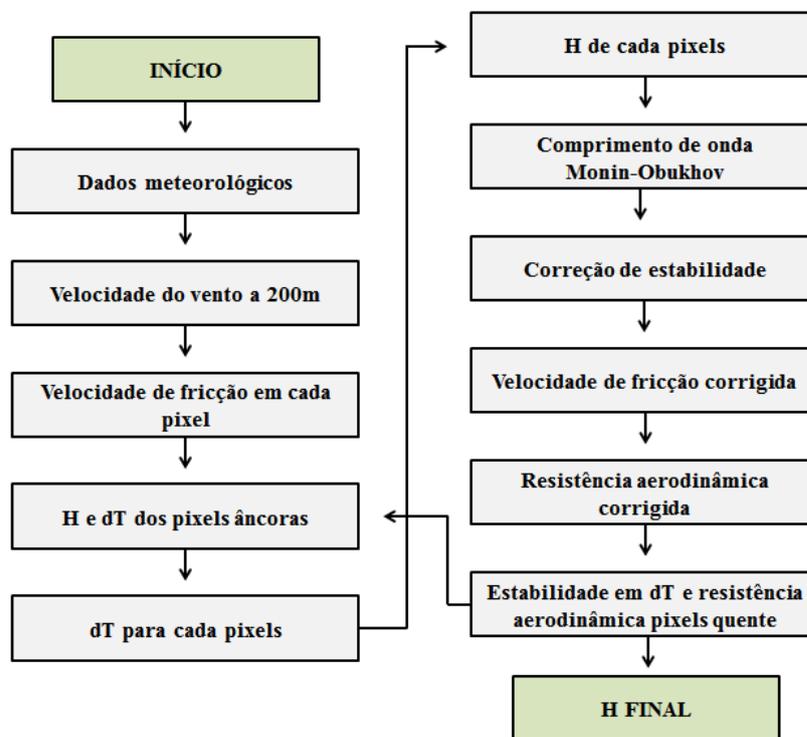


Figura 4: Fluxograma do processo de obtenção de calor sensível (H, $W m^{-2}$).

Inicialmente, para se determinar o fluxo de calor sensível (H) com a utilização do algoritmo SEBAL, foi necessário se conhecer dois pixels, chamados de pixels âncoras (quente e frio), e assim determinar a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (rah) em todos os pixels da área de estudo. O transporte de calor (rah), considerando a atmosfera em condição de estabilidade neutra, é calculada de acordo com a equação 30:

$$r_{ah} = \frac{\ln(Z_2 / Z_1)}{u_* k} \quad \text{Eq. 30}$$

Onde: Z_1 e Z_2 são as alturas acima da superfície, em metros normalmente 0,1 m e 2,0 m, respectivamente. Desta forma, admitiu-se os mesmos valores para este estudo. u_* é a velocidade de fricção (m s^{-1}) e k , a constante de Von Karman (0,41), muito utilizada nesse tipo de estudo. Ainda nesta etapa foram utilizados dados da estação meteorológica, como velocidade do vento u_* (m s^{-1}) e a altura média da vegetação h (m). Foi considerado um raio igual à metade da resolução espacial do Landsat 8 OLI/TIRS e a altura de obtenção da velocidade do vento. Assim, se obterá o coeficiente de rugosidade (Z_{0m}) em função da altura média da vegetação na estação, segundo BRUTSAERT (1982), equação 31.

$$Z_{0m} = 0,12 \cdot h \quad \text{Eq. 31}$$

A velocidade de fricção foi calculada usando o perfil logaritmo do vento, para condição de estabilidade neutra, obtida segundo a equação 32:

$$u_* = \frac{k \cdot u_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{0m}}\right)} \quad \text{Eq. 32}$$

Onde: u_x é a velocidade do vento (m s^{-1}) na altura Z_x (m).

Em seguida, deve-se considerar ainda a atmosfera em equilíbrio neutro, e estimar a velocidade do vento ao nível de $Z_x = 200$ m [u_{200} (m s^{-1})], chamada de “*blending height*”, admitindo-se que os efeitos da rugosidade da superfície foram desprezíveis, assim, a velocidade do vento ao nível de 200 m é espacialmente constante, e calculada através da equação 33:

$$u_{200} = \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad \text{Eq. 33}$$

Se u_{200} é constante em toda a área estudada, se obteve a velocidade de fricção (u_* , $m s^{-1}$), através da equação 34:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad \text{Eq. 34}$$

Em que, Z_{0m} (m) foi obtido pixel a pixel em função do SAVI e também utilizou-se a velocidade do vento a 200 m (u_{200}) e $Z_x = 200$, segundo Bastiaanssen (2000), equação 35:

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 \times \text{SAVI}) \quad \text{Eq. 35}$$

Quando existir água ou presença de nuvens nas imagens, utiliza-se $Z_{0m} = 0,005$.

A principal hipótese do SEBAL é que existe uma relação linear entre a diferença de temperatura da superfície (T_s) e a temperatura do ar (T_{ar}) denominada dT e assim, permite a determinação de dT mediante um processo de calibração interna para condições extremas de temperatura e umidade, desse modo, foram escolhidos dois pixels âncoras, chamados de pixel FRIO e QUENTE. O cálculo da diferença da temperatura do ar próxima à superfície foi feito admitindo-se que essa diferença pode ser obtida em função da temperatura radiométrica de cada pixel, como na equação 36:

$$dT = a + b \cdot T_{ar} \quad \text{Eq. 36}$$

Onde a e b são coeficientes atingido com base nas condições verificadas nos pixels âncoras, sendo T_{ar} a temperatura de cada pixel ($^{\circ}C$).

No pixel frio assume-se que o fluxo de calor sensível é nulo ($H=0$) e, conseqüentemente, $dT = 0$, equação 37:

$$a + b \cdot T_{sup} = 0 \quad \text{Eq. 37}$$

Já no pixel quente assumiu-se que o calor latente é nulo, $LE = 0$. Dessa maneira, o valor do fluxo de calor sensível (H) nesse pixel é dado pela equação 38:

$$H_{quente} = R_n - G = \frac{\rho \cdot c_p \cdot (a + b \cdot T_{sup})}{r_{ah}} \quad \text{Eq. 38}$$

Onde, ρ (kg m^{-3}) é a massa específica do ar, c_p o calor específico do ar, a pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) e T_{sup} ($^{\circ}\text{C}$), R_n (W m^{-2}) e G (W m^{-2}) foram obtidos exatamente na coordenada do pixel quente da imagem.

Com base nesses valores de pixels quente e frio, foram alcançados os coeficientes da equação linear envolvendo dT e a temperatura da superfície. Com isso e os valores coletados nos pixels frio e quente das imagens obtém-se os coeficientes da equação linear que envolve dT e a temperatura da superfície (OLIVEIRA, 2012), assim temos as equações 39 e 40:

$$a + b \cdot T_{\text{sup pixel frio}} = 0 \quad \text{Eq. 39}$$

$$a + b \cdot T_{\text{sup pixel frio}} = \frac{(R_n - G)_{\text{pixel quente}} \cdot r_{\text{ah pixel quente}}}{\rho \cdot c_p} \quad \text{Eq. 40}$$

Como no pixel frio $dT = 0$, ou seja, $dT = a + b T_{\text{ar}} = 0$, tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, possibilitando o cálculo de a e b . Logo, pode-se obter, segundo as equações 41 e 43:

$$b = \frac{(R_n - G) \cdot r_{\text{ah}}}{\rho \cdot c_p \cdot (T_{\text{s pixel quente}} - T_{\text{s pixel frio}})} \quad \text{Eq. 41}$$

$$a = -b \cdot T_{\text{s pixel frio}} \quad \text{Eq. 42}$$

Em que, R_n , G e r_{ah} , respectivamente, correspondem aos valores coletados no pixel quente do saldo de radiação instantâneo (W m^{-2}), fluxo de calor no solo instantâneo (W m^{-2}) e resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível (s m^{-1}); $T_{\text{s pixel quente}}$ é a temperatura da superfície no pixel quente ($^{\circ}\text{C}$) e $T_{\text{s pixel frio}}$ é a temperatura da superfície no pixel frio ($^{\circ}\text{C}$).

Os valores de H obtidos não representam adequadamente o fluxo de calor sensível de cada pixel, fazendo-se necessário identificar a condição de estabilidade atmosférica. Para isso, se utiliza a teoria da similaridade de Monin-Obukhov para identificar a condição de estabilidade atmosférica de cada pixel e se efetivar a correção da estabilidade para o transporte de momentum e calor sensível. O comprimento de Monin-Obukhov (L_{monin} , m) foi utilizado para identificar as condições de estabilidade da atmosfera, seu cálculo foi em função dos fluxos de calor e de momentum, dado pela equação 43.

$$L_{\text{monin}} = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_{\text{sup}}}{k \cdot g \cdot H} \quad \text{Eq. 43}$$

Em que, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m s}^{-2}$); H o fluxo de calor sensível (W m^{-2}), obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade e ρ a massa específica do ar (kg m^{-3}), que foi calculada conforme equação 44.

$$\rho = 3,486 \cdot \frac{P_o}{T_s \cdot \left(1 - 0,378 \cdot \frac{e_a}{P_o}\right)} \quad \text{Eq. 44}$$

Em que e_a é a pressão real de vapor d'água atmosférico (kPa), de acordo com Allen et al. (1998). Os valores de L_{monin} definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L_{\text{monin}} < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L_{\text{monin}} > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L_{\text{monin}} = 0$, a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) devem ser considerados. Para isto, foram utilizadas as formulações de PAULSON (1970) e WEBB (1970), equações 45 e 53.

1. Para a condição de instabilidade (se for $L_{\text{monin}} < 0$):

$$\Psi_{m(100m)} = 2 \cdot \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2\arctg(x_{(200m)}) + 0,5 \cdot \pi \quad \text{Eq. 45}$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \cdot \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad \text{Eq. 46}$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \cdot \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad \text{Eq. 47}$$

Em que,

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L_{\text{monin}}}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. 48}$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L_{\text{monin}}}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. 49}$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L_{monin}}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. 50}$$

2. Para a condição de estabilidade (se for $L_{monin} > 0$):

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \cdot \left(\frac{200}{L_{monin}}\right) \quad \text{Eq. 51}$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \cdot \left(\frac{2}{L_{monin}}\right) \quad \text{Eq. 52}$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \cdot \left(\frac{0,1}{L_{monin}}\right) \quad \text{Eq. 53}$$

3. Para a condição de neutralidade (se for $L_{monin} = 0$): $\Psi_m=0$ e $\Psi_h=0$.

O valor corrigido para a velocidade de fricção (u_* , $m s^{-1}$) é dado pela equação 54.

$$u_* = \frac{u_{200K}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad \text{Eq. 54}$$

Em que, u_{200} é a velocidade do vento a 200 m ($m s^{-1}$); k a constante de Von Karman (0,41); Z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\Psi_{m(200m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de *momentum* a 200 m.

Assim quando obtiver o u_* corrigido também terá o valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah} , $s m^{-1}$) a partir da equação 55.

$$r_{ah} = \frac{\ln\frac{Z_2}{Z_1} - \Psi_h(Z_2) + \Psi_h(Z_1)}{u_* K} \quad \text{Eq. 55}$$

Em que, $Z_2 = 2,0$ m, $Z_1 = 0,1$ m e $\Psi_h(Z_2)$ e $\Psi_h(Z_1)$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Quando corrigidos u_* e r_{ah} retorna-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente, em que foi ganho, conseqüentemente, a estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}).

4.3.3. Fluxo de calor latente (LE)

O fluxo de calor latente – LE ($W m^{-2}$) compreende o fluxo de massa na atmosfera que provém da evaporação das superfícies e da transpiração das plantas, ao mesmo tempo em que representa a taxa de calor cedido à água da superfície (solo e plantas) para que evapotranspire. Nesta fase do SEBAL, o seu cálculo é bem simples, pois conhecidos os fluxos de calor sensível, de calor no solo e o saldo de radiação, LE pode ser calculado a partir da equação geral do balanço de energia:

$$LE = R_n - G - H \quad \text{Eq. 56}$$

Em que: os fluxos correspondem ao instante da passagem do satélite.

4.3.4. Evapotranspiração diária (ETr)

Com o algoritmo SEBAL, a evapotranspiração diária ETr_{24h}, ($mm \text{ dia}^{-1}$) foi determinada com base na fração evaporativa instantânea (FE_{inst.}), definida pela razão entre LE e ($R_n - G$). Vários estudos confirmam que a FE_{inst.} é aproximadamente igual a FE_{24h} (BASTIAANSSEN et al., 1998a; BEZERRA, 2013), equação 57.

$$FE_i = \left(\frac{LE}{R_n - G} \right) = FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{R_{n24h}} \quad \text{Eq. 57}$$

Admitiu-se que $G_{24h} = 0$. Desta forma, o fluxo de calor latente diário LE_{24h} foi dada pela equação 58.

$$LE_{24h} = FE_{inst} \cdot R_{n24h} \quad \text{Eq. 58}$$

Em que, LE_{24h} ($W m^{-2}$) é o fluxo de calor latente diário e R_{n24h} ($W m^{-2}$) o saldo de radiação diário. E a conversão do fluxo de calor latente diário (LE_{24h}) em evapotranspiração diária (ETr 24h) é dada pela equação 59.

$$ET_{24h} = \frac{86400 \cdot FE_{inst} \cdot R_{n24h}}{2450000} \quad \text{Eq. 59}$$

Em que os valores 86400 e 2450000, correspondem a transformação do LE em $mm \text{ dia}^{-1}$.

4.4. Estimativa da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith

A determinação da evapotranspiração de referência foi realizada pelo método de Penman-Monteith (ALLEN et al., 2007 a, b) expresso pela equação 60:

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) U_2}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} (e_s - e_a) \quad \text{Eq. 60}$$

Em que ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}); R_n o saldo de radiação ($\text{MJ.m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); G o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), considerado de valor insignificante quando se utiliza de cálculos diários; T é a temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); U_2 a velocidade do vento média diária a 2 m de altura (m.s^{-1}); e_s é a pressão da saturação do vapor média diária (kPa); e_a a pressão atual de vapor média diária (kPa); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); γ é o coeficiente psicrométrico ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108e^{\left(\frac{17,27T}{T+237,3} \right)} \right]}{(T + 237,3)^2} \quad \text{Eq. 61}$$

O coeficiente psicrométrico (γ) é considerado constante, $\gamma = 0,0622 \text{ kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$, pois ele é uma função da pressão atmosférica, a qual varia muito pouco ao longo do ano (95,03 kPa), e também do calor latente de evaporação da água, que é pouco afetado pela temperatura, sendo recomendado um valor médio igual a $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$.

A evapotranspiração real da cultura será obtida multiplicando a Evapotranspiração de Referência ET_0 , determinada pelo método de Penman e Monteith, pelo Coeficiente de Cultura K_c , segundo recomendações de Allen et al., (1998).

O coqueiro irrigado, após o quinto ano de idade, no semiárido brasileiro, apresenta um coeficiente de cultura médio K_c de 1,00, valor recomendado por Allen et al. (1998) e utilizado por Miranda et al., (2007) e Sousa et al., (2011), para coqueiros em estado intermediário de crescimento.

A bananeira irrigada no semiárido brasileiro, apresenta um coeficiente de cultura médio K_c de 1,21, valor recomendado por Oliveira et al. (2013) para bananeiras em estado intermediário de crescimento.

4.5. Comparação entre a Evapotranspiração obtida pelo SEBAL e pelo Método de Penman-Monteith

Para comparar as evapotranspirações obtidas pelo SEBAL e pelo Penman, foram utilizados o erro absoluto médio (EAM), e o erro relativo médio (ERM) em que: ET_{Sebal} e ET_{Penman} correspondem, respectivamente, aos valores da evapotranspiração segundo o SEBAL e o método de Penman-Monteith.

$$EAM = 1/n \sum_{i=1}^n |ET_{sebal} - ET_{Penman}| \quad \text{Eq. 62}$$

$$ERM = 100/n \sum_{i=1}^n |ET_{sebal} - ET_{Penman}| / ET_{Penman} \quad \text{Eq. 63}$$

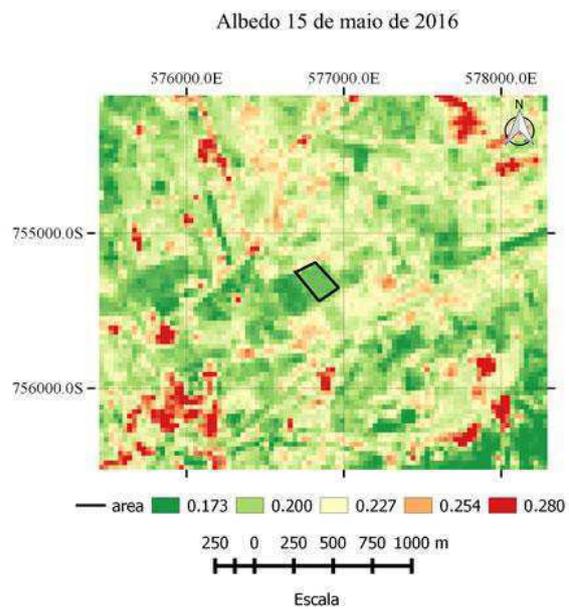
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Albedo de superfície

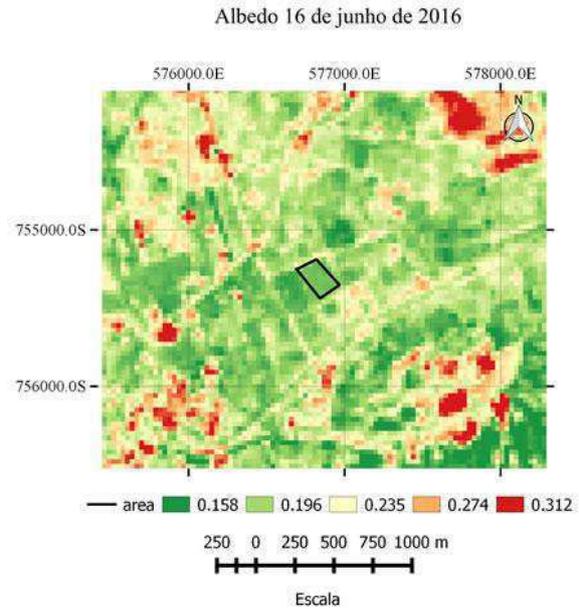
A Figura 5 apresenta a carta temática do albedo da superfície (α_{sup}) no município de Sousa – PB nas datas de 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016. O albedo de superfície, é obtido a partir do modelo da transmissividade atmosférica instantânea no domínio da radiação solar para dias de céu claro.

Analisando os valores encontrados nas imagens nos diferentes dias do ano de 2016, nota-se que o albedo apresentou valores mínimos de 0,130 e máximos de 0,312 nas áreas das cenas. De acordo com Querino et al (2006), existe uma grande variação nos valores de albedo entre o período seco e chuvoso. No entanto, a área em estudo cultivada com coqueiro anão (cercada por linha preta) apresentou um albedo de superfície entre 0,173 a 0,200, 0,158 a 0,196, e 0,130 a 0,151, respectivamente, para os dias 15 de maio, 16 de junho e 06 de outubro do ano de 2016.

A



B



C

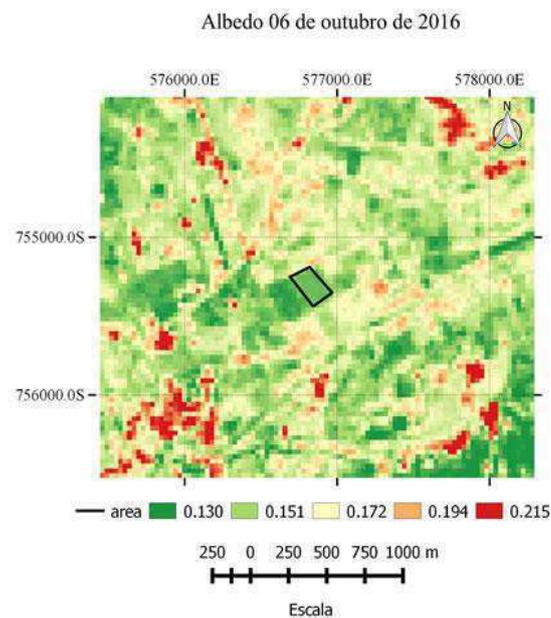


Figura 5: Carta temática do albedo da superfície (R_n , $W \text{ m}^{-2}$) no município de Sousa - PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Os pixels em tons mais próximos do vermelho e avermelhados representam os valores maiores de albedo, em torno de 0,215 e 0,312, nas três cenas analisadas, sendo observados valores semelhantes em áreas impermeabilizadas e também, nas áreas urbanas ou solo exposto, esses resultados estão de acordo com Silva et al. (2016) que

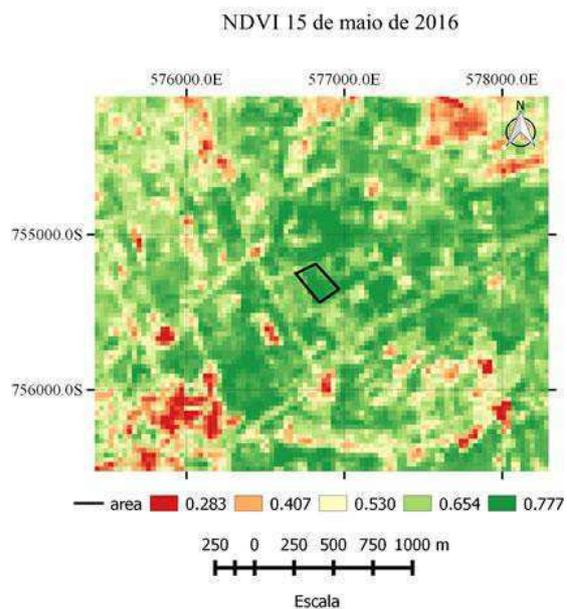
encontraram valores de albedo entre 0,283 e 0,312 para áreas urbanas e de solo exposto. Já as áreas que apresentam vegetação, possuem tons verdes, os valores do albedo são menores (0,130 a 0,200) nas cenas, pode ser justificado pela energia incidente que é utilizada pelas plantas para os seus processos fisiológicos (fotossíntese e transpiração), onde o albedo diminui de maneira proporcional a maior utilização dessa energia, ou seja, quanto mais energia gasta pela planta, menor será o albedo.

5.1.1. Índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

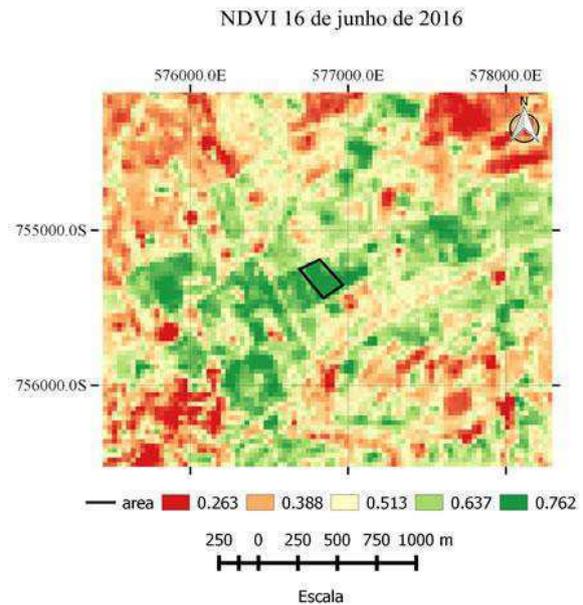
- NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada)

Observa-se na Figura 6 a carta temática para o índice de vegetação por diferença normalizada no município de Sousa – PB nas datas de 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

A



B



C

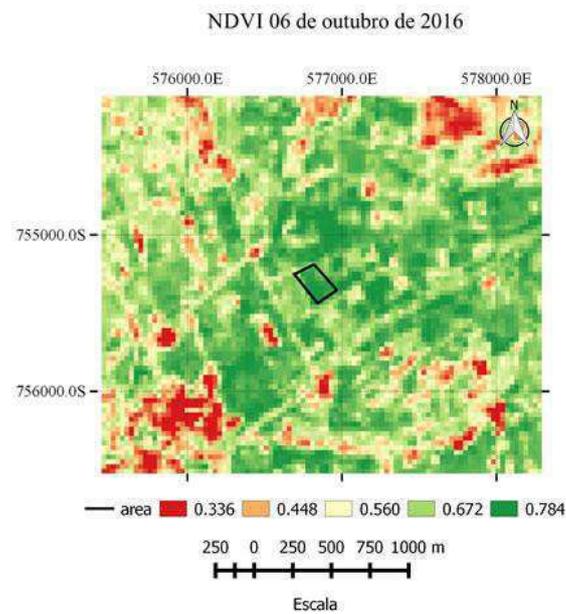


Figura 6: Carta temática do Índice de vegetação NDVI no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Os valores de NDVI observados nas cenas foram de aproximadamente (0,777; 0,762; 0,784), respectivamente, para as datas de 15 de maio, 16 de junho e 06 de outubro do ano de 2016. Mostrando a existência de uma área vegetada, como verificada *in situ* ao avaliar as características biofísicas da cultura do coqueiro anão. Apesar de no período estudado apresentar uma variação sazonal da cultura, a amplitude de variação do NDVI se demonstrou pequena. Os resultados encontrados ratificam os de Allen et al (2002), ao afirmarem que o NDVI está diretamente relacionado com a capacidade fotossintética da planta, onde valores baixos indicam ocorrência de possível estresse hídrico, sanitário e ou nutricional. Já valores elevados denotam que a cultura agrícola se encontra saudável, ou seja, com atividade metabólica normal e potencial produtivo máximo. Trabalhando em perímetros irrigados com fruticultura em Petrolina-PE, Silva e Bezerra (2006) verificaram uma oscilação nos valores de NDVI entre 0,7 e 0,9.

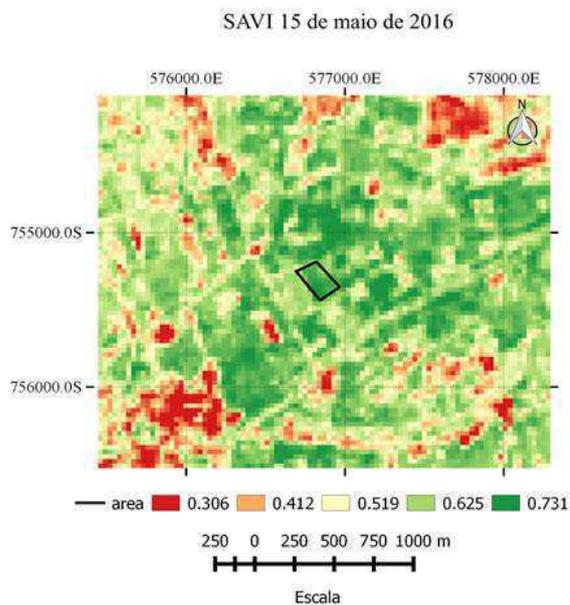
Existe pouca variação no que se refere a área analisada, entretanto, no entorno percebe-se uma diferença bastante acentuada, principalmente, na data de 16 de junho de 2016, essas variações devem estar relacionadas com a quantidade de água disponível.

- INDICE DE VEGETAÇÃO SAVI (Índice de Vegetação Ajustado ao Solo)

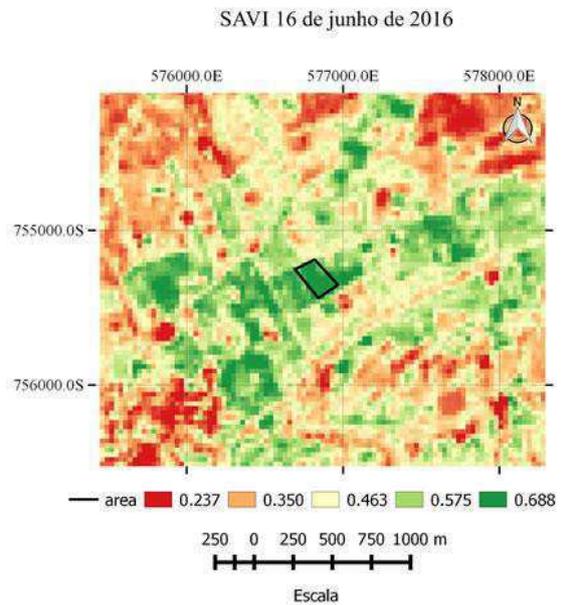
Observa-se na Figura 6 a carta temática para o índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI) no município de Sousa – PB nas datas de 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Os maiores valores do SAVI são encontrados para áreas com uma vegetação mais densa, que estão simbolizadas pela cor verde. Os valores apresentados foram em torno de 0,731; 0,688 e 0,711, respectivamente, para os dias 15 de maio, 16 de junho e 06 de outubro do ano de 2016.

A



B



C

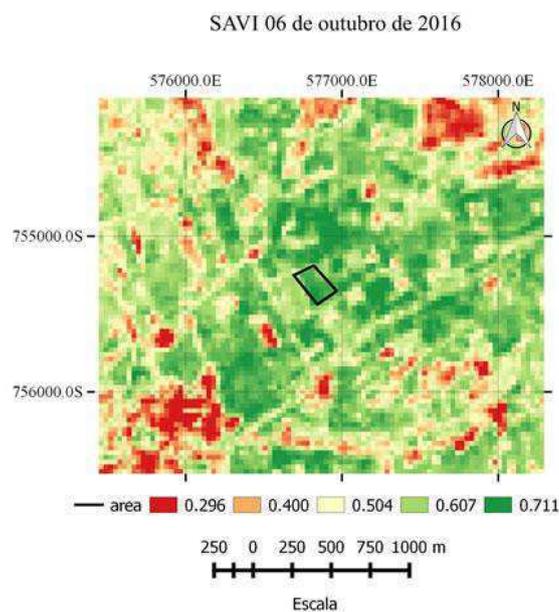


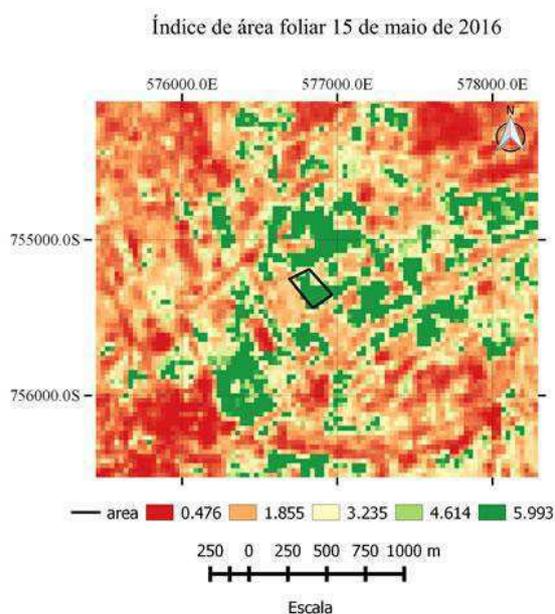
Figura 7: Carta temática do Índice de vegetação SAVI no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

- IAF (Índice de Área Foliar)

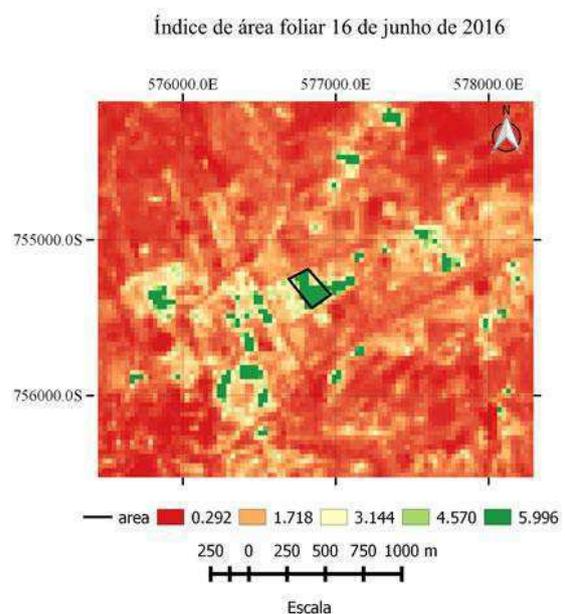
A Figura 8 apresenta a carta temática para o índice de área foliar (IAF) no município de Sousa – PB nas datas de 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016. Analisando a carta temática do índice de área foliar da cena em estudo com área cultivada com coqueiros, assim como nos índices anteriores o índice teve boa representação dos valores observados. Os maiores valores de IAF apresentam-se nas tonalidades de verde escuro, justamente nas áreas com coqueiro que são estudadas. Já os menores valores estão representados em tons vermelhos e amarelados.

Nota-se uma variação bastante significativa nas imagens de maio, junho e outubro de 2016, no que se refere a variação do índice de área foliar da cena no geral. Todavia, quando se observa apenas a área em estudo obtêm-se os valores aproximadamente de 5,993; 5,996 e 5,991, respectivamente, para 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016. Esses resultados corroboram com os encontrados por Souza (2014) que observou os maiores valores de IAF sobre áreas com vegetação, seja ela herbácea ou arbórea/arbustiva.

A



B



C

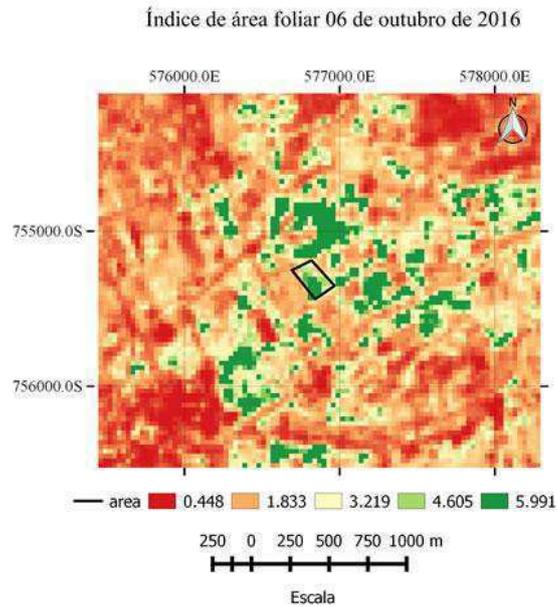


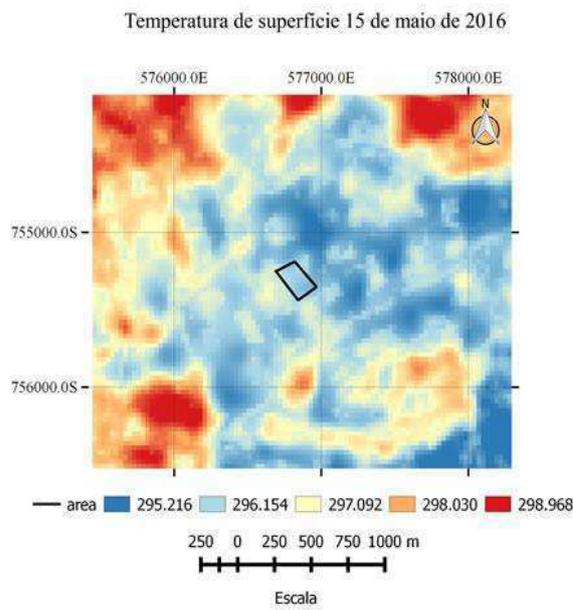
Figura 8: Carta temática do Índice de área foliar IAF ($m^{-2} m^{-2}$) no Município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Analisando os valores encontrados nas imagens nos diferentes dias do ano de 2016, percebe-se que o índice de área foliar apresenta valores mínimos próximos de 0,292 e máximos próximos de 5,996 nas áreas da cena.

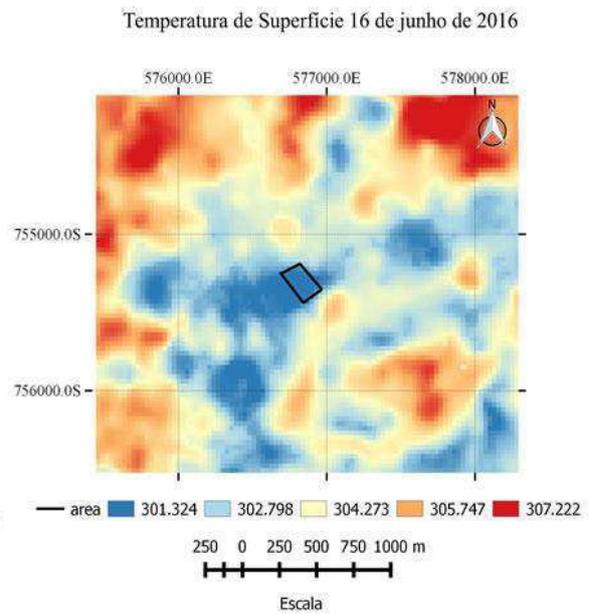
5.1.2. Temperatura da superfície do solo (T_s)

A carta temática para a temperatura de superfície ($^{\circ}K$) no município de Sousa – PB nas datas de 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016, está evidenciada na Figura 9.

A



B



C

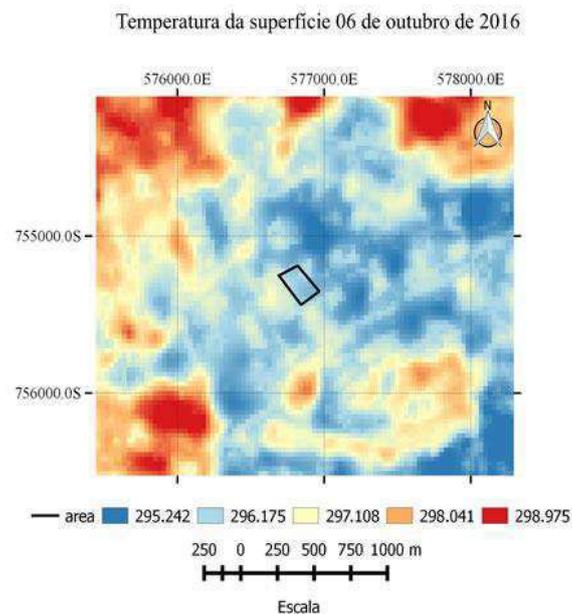


Figura 9: Carta temática da temperatura da superfície do solo ($^{\circ}\text{K}$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

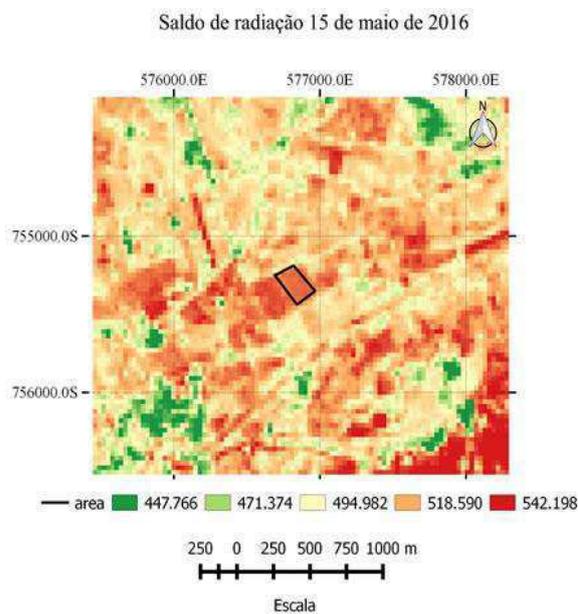
Pode-se ver que as maiores temperaturas de superfície estão representadas pelos tons mais escuros de vermelho, e são consideradas as áreas de solo exposto e/ou pouca vegetação. Os menores valores de temperatura estão apresentados em tons de azul e representam as áreas com vegetação intensa.

Analisando a área em estudo identifica-se os valores das temperaturas de superfície do solo, sendo elas: 23^o C (15 de maio de 2016), 28^o C (16 de junho de 2016) e 23^o C (06 de outubro de 2016). No que se refere as maiores temperaturas observadas nas cenas completas os valores foram 26^o C, 34^o C e 26^o C, respectivamente para os dias 15 de maio, 16 de junho e 06 de outubro do ano de 2016. Segundo Gartland (2010), as temperaturas de superfície elevadas, estão relacionadas à falta de cobertura do solo, acarretando 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 se redor.

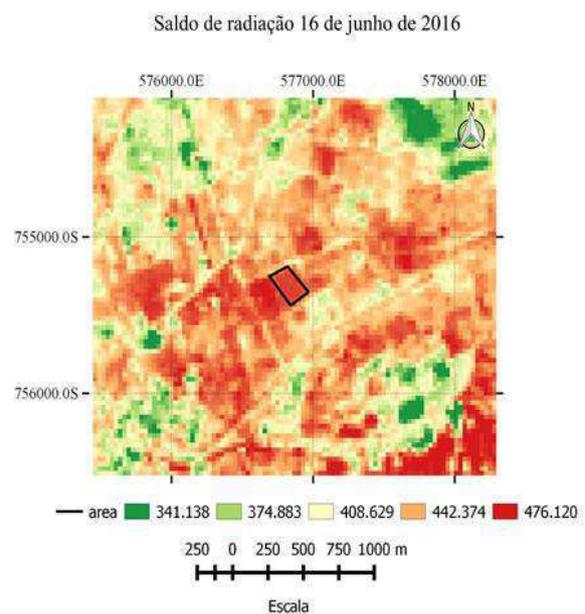
5.1.3. Saldo de radiação instantânea (Rn)

As cartas temáticas do saldo de radiação instantâneo à superfície (Rn, W m⁻²) estão expostas na Figura 10, referentes ao município de Sousa – PB para as datas 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

A



B



C

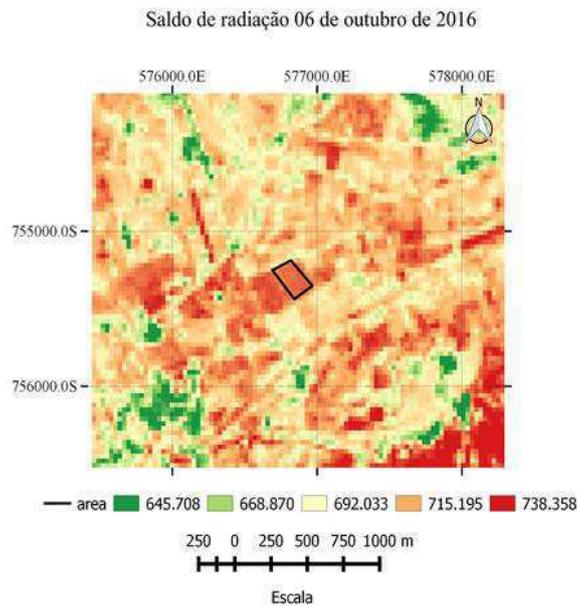


Figura 10: Carta temática do saldo de radiação instantânea à superfície (R_n , $W m^{-2}$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Verificou-se na referida figura valores de saldo de radiação instantâneo, entre 518,59 e 542,19 $W m^{-2}$, 476,12 $W m^{-2}$ e 715,19 e 738,35 $W m^{-2}$, respectivamente, na área cultivada com coqueiro nas datas, 15 de maio, 16 de junho e 06 de outubro do ano de 2016.

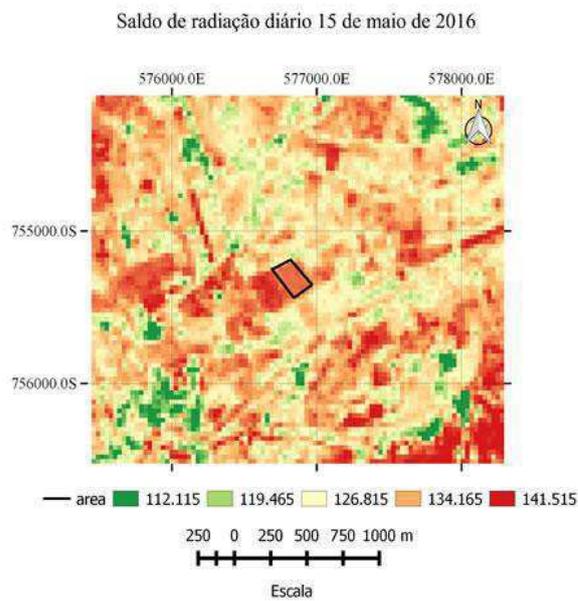
Os maiores valores de R_n são representados por cores vermelhas mais escuras e identificam vegetação mais densa, áreas resultantes de menor reflexão por parte das ondas curtas, que por sua vez, ocorre menor emissão das longas. Resultados semelhantes foram encontrados por Arraes et al. (2012), que identificaram as maiores médias do R_n na área de vegetação nativa densa.

Constata-se ao observar as imagens analisadas, que as áreas em que se registraram albedos elevados o saldo de radiação instantâneo foi menor, e naquelas com menor albedo o R_n foi relativamente superior.

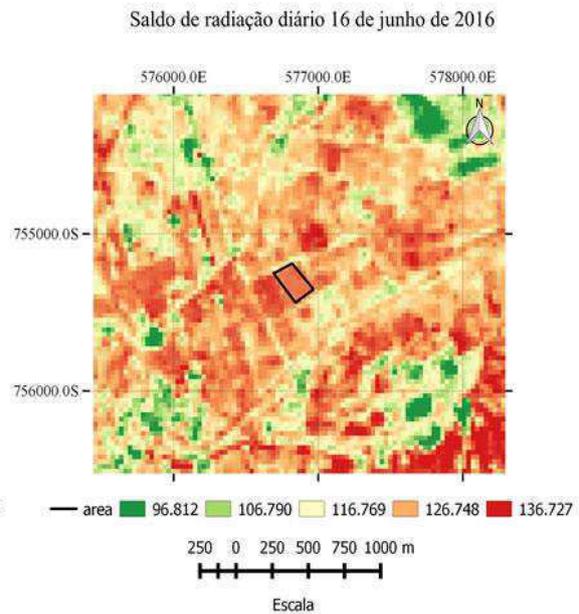
5.1.4. Saldo de radiação diária (R_{n24h})

O saldo de radiação diário (R_{n24h}) diante dos dias de imageamento estudados para o ano de 2016 está apresentado na Figura 11 e demonstrou comportamento padrão consistente com o R_n instantâneo.

A



B



C

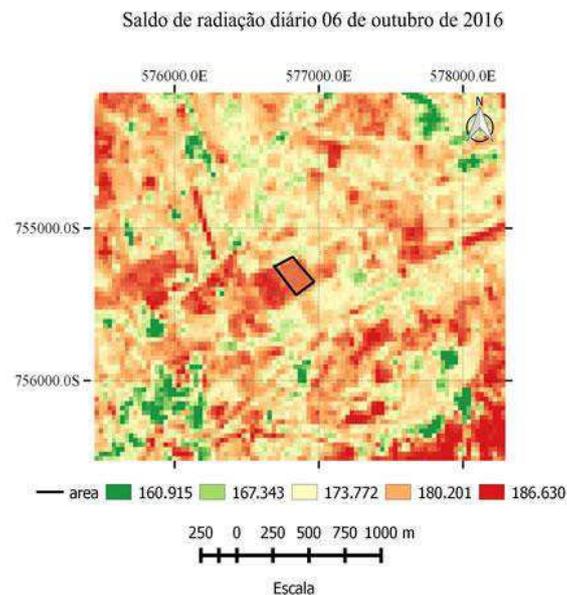


Figura 11: Carta temática do saldo de radiação diária à superfície (R_n , $W m^{-2}$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Os maiores valores de R_n diário assim como na R_n instantânea foram encontrados nas áreas com vegetação densa de coqueiro-anão. Já os menores valores foram percebidos para as áreas que apresentam solo exposto.

Observou-se valores de saldo de radiação diário, entre 134,16 e 141,51 $W m^{-2}$, 126,74 e 136,73 $W m^{-2}$ e 180,20 e 186,63 $W m^{-2}$, respectivamente na a área cultivada

com coqueiro nas datas, 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Silva et al. (2011) encontraram valores de saldo de radiação diário para o ano de 2008, nos valores entre 146,87 e 164,70 $W m^{-2}$. Lima et al. (2012) determinaram também o saldo de radiação diário médio, e alcançaram valores na ordem de 95,99 a 168,07 $W m^{-2}$. Oliveira et al. (2015), diante da estimativa do saldo de radiação diário observaram valores de 95,4 a 157,5 $W m^{-2}$ para uma área na zona da mata nordestina.

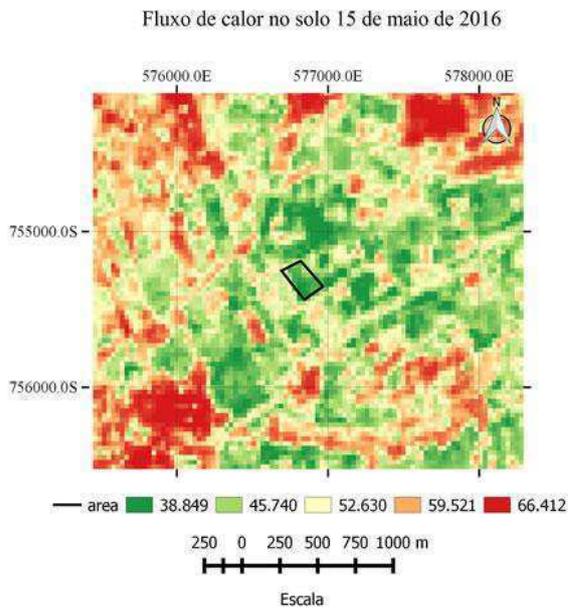
5.1.5. Fluxo de calor no solo (G)

A Figura 12 mostra a carta temática dos valores médios de fluxo de calor no solo (G, $W m^{-2}$) no município de Sousa – PB para as datas 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

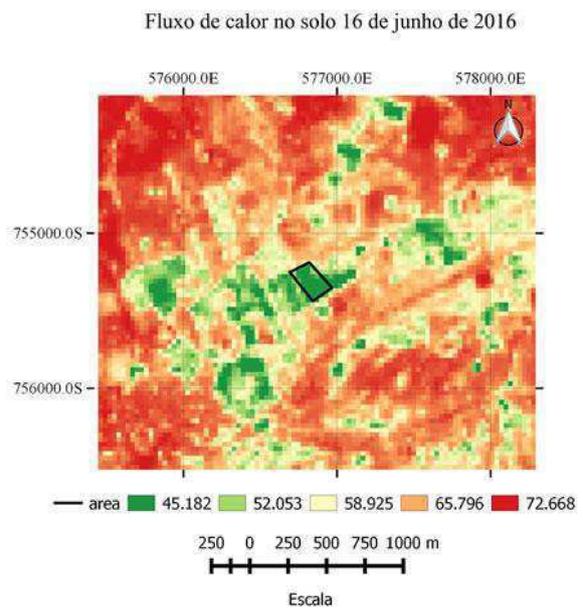
A variação da relação fluxo do calor no solo / saldo de radiação está relacionada com a configuração do sistema solo-planta local, variando em função do tipo de solo e da quantidade de água no solo (BEZERRA et al., 2008), do tipo de cobertura (ALLEN et al., 2005; SANTOS et al., 2010) e do microclima local (ALLEN et al., 2007).

Os maiores valores de G estão relacionados as áreas com maior exposição de solo. Os menores valores para esse parâmetro foram encontrados nos locais com vegetação mais densa e também com menores valores de temperatura da superfície do solo. Percebeu-se valores do fluxo de calor no solo, 38, 84 $W m^{-2}$, 45,18 $W m^{-2}$ e 49,94 $W m^{-2}$, respectivamente, na a área cultivada com coqueiro nas datas, 15 de maio, 16 de junho e 06 de outubro do ano de 2016. De acordo com o observado para o saldo de radiação, a variável de fluxo de calor demonstrou comportamento oposto, uma vez que, para Jensen (2007) a vegetação tende a diminuir a transferência de energia para o solo.

A



B



C

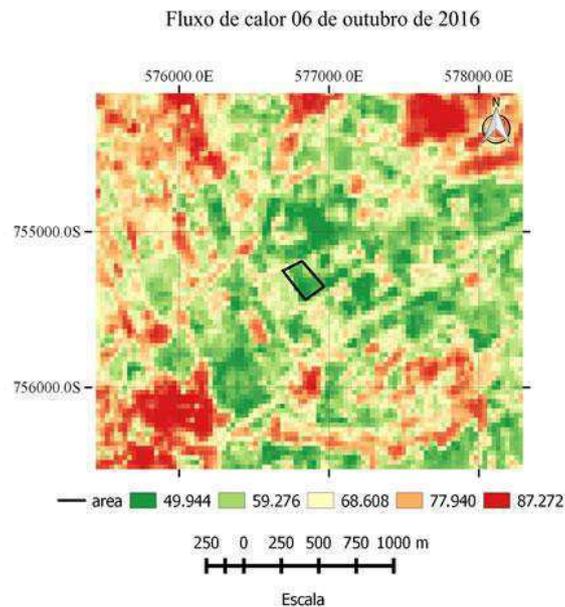


Figura 12: Carta temática do fluxo de calor no solo (G , $W m^{-2}$) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

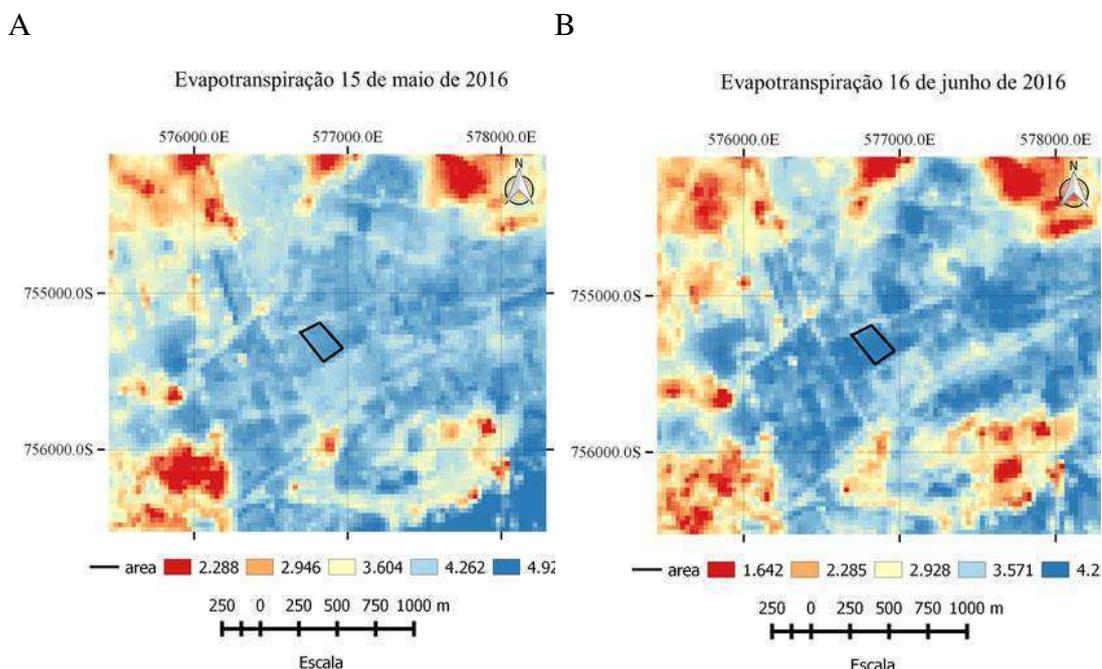
Em todas as datas analisadas os valores de fluxo de calor no solo foram entre 38,84 e 87,27 $W m^{-2}$ esses valores podem ser confirmados por Silva et al. (2012) que verificaram, em geral, valores de G inferiores a 150 $W m^{-2}$, e Lima et al. (2014) obtiveram médias de fluxo de calor no solo entre 76,26 a 134,06 $W m^{-2}$. Para Silva (2015) quando se utiliza imagens orbitais, a variável que apresenta maiores incertezas é

o fluxo de calor no solo. Bastiaanssen et al (1998) reportam que o fluxo de calor apresenta os piores resultados entre os componentes do balanço de energia, quando estes são comparados com medidas *in situ*.

5.1.6. Evapotranspiração ETr 24h (mm dia⁻¹)

Na Figura 13 observa-se a carta temática da evapotranspiração diária (mm dia⁻¹) no Município de Sousa – PB nos dias 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016. Os maiores valores foram encontrados nas áreas vegetadas, como observados pelas colorações em azul escuro e claro, que incluem as áreas estudadas. Os menores valores foram encontrados nas áreas de maior atividade antrópica, nas áreas impermeabilizadas e de solo exposto. Esses resultados estão representados pelas tonalidades em amarelo e vermelho.

Analisando os valores encontrados nas imagens nos diferentes dias do ano de 2016, nota-se que a evapotranspiração diária apresenta valores mínimos de 1,6 mm dia⁻¹ e máximos de a 5,9 mm dia⁻¹ nas áreas das cenas.



C

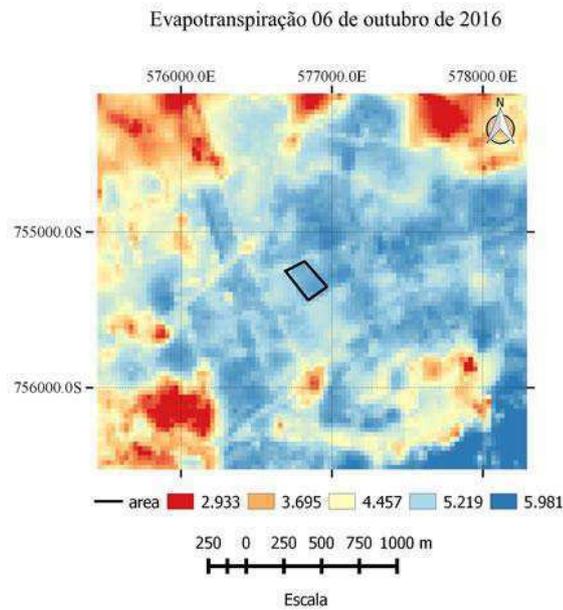


Figura 13: Carta temática da Evapotranspiração diária (mm dia^{-1}) no município de Sousa – PB: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Verificou-se valores de evapotranspiração diária (mm dia^{-1}), entre 4,2 e 4,9 mm dia^{-1} , 4,2 mm dia^{-1} , e 5,2 e 5,9 mm dia^{-1} , respectivamente, nas áreas cultivadas com coqueiros nos dias 15 de maio, 16 de junho e 06 de outubro do ano de 2016. Estes resultados estão de acordo com os observados por Silva et al. (2012) que trabalhando também na região de Sousa-PB encontraram uma evapotranspiração de 4,4 a 5,6 mm dia^{-1} em coqueiros. Foi possível perceber uma relação inversa entre evapotranspiração e fluxo de calor no solo, ou seja, elevados valores de fluxo de calor denotam baixos valores de evapotranspiração, corroborando com o estudo de Silva (2015) que evidenciou que a baixa umidade do solo resultou em pequenos valores de evapotranspiração, indicando que a grande porção da energia foi utilizada para aquecimento do ar.

Nas condições edafoclimáticas da Paraíba a evapotranspiração do coqueiro anão-verde variou de um valor mínimo de 0,52 mm.d^{-1} , aos 11 meses de idade até um valor máximo de 5,01 mm.d^{-1} aos 36 meses de idade. A fase de crescimento vegetativo estendeu-se até 680 DAP (23 meses de idade), ao longo do qual os valores de Kc observados aumentaram de 0,63 até 1,00. Durante a fase intermediária (florescimento e desenvolvimento dos frutos) o Kc médio foi de 1,02.

5.1.7. Evapotranspiração diária obtida através do método de Penman – Monteith para a área de Sousa-PB

Na Tabela 1, encontra-se os dados utilizados para o cálculo da evapotranspiração real diária pelo método de Penman-Monteith, no município de Sousa-PB para os dias 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

Tabela 1: Evapotranspiração de Penman-Monteith para a área de Sousa-PB.

Data das imagens	Temperatura (°C)		U. relativa (%)		Velocidade do Vento, (m/s)	Radiação Global MJ/m ² /d	ET de Referência (mm)	ETr Atual (Kc=1,0)* (mm)
	Máx	Mín	Máx	Min				
15/05/16	24,4	17,9	87,6	67,5	1,0	23,74	3,5	3,5
16/06/16	22,9	19,3	81,6	70,6	1,1	22,3	3,2	3,2
06/10/16	26,1	24,3	65,3	52,9	2,2	26,1	5,7	5,7

5.1.8. Comparação das evapotranspirações obtidas com o Algoritmo SEBAL e com o Método de Penman-Monteith

A Tabela 2 apresenta a comparação entre os valores de evapotranspiração real diária média (ETr 24h, mm dia⁻¹) obtidos pelo algoritmo SEBAL para as datas de 15 de maio, 16 de junho e 6 de outubro de 2016 e a evapotranspiração de referência diária média (ETo 24h, mm dia⁻¹) determinadas pelo modelo físico padrão de Penman-Monteith, para a área de coqueiros no município de Sousa.

Tabela 2: Comparação entre a evapotranspiração real diária média pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração real diária calculada usando a evapotranspiração de referência diária média obtida pelo modelo de Penman-Monteith.

Data das imagens	Evapotranspiração (SEBAL)	Evapotranspiração (Penmann-Monteith)	Erro Absoluto (mm dia ⁻¹)	Erro Relativo (%)
15/05/16	4,2	3,5	0,7	16,6
16/06/16	4,2	3,2	1	23,8
06/10/16	5,9	5,7	0,2	3,3

Silva et al., (2012) validaram a evapotranspiração real conseguida pelo algoritmo SEBAL, nos pomares de coqueiro irrigados, onde variou de 4,4 a 5,6 mm dia⁻¹. Os valores da evapotranspiração na mesma área e data, determinados pelo Método de

Penman-Monteith variaram de 4,3 a 4,9 mm dia⁻¹, com uma diferença absoluta média de 0,4 mm dia⁻¹, ou 8.0%. Machado et al. (2014) comparando a ETc estimada pelo método Penman-Monteith e a ET pelo SEBAL, observaram valores respectivos para três anos nas datas de 26/08/2006, 06/09/2010 e 28/01/2011, de ET (SEBAL) de 4,14, 4,13 e 5,13 mm dia⁻¹ e da ET (Penman-Monteith) de 4,46, 4,19 e 4,63 mm dia⁻¹, respectivamente, correspondendo a diferenças de 7,2, 1,4 e 9,7%.

Bezerra (2013) encontraram valores de ET SEBAL variando de 1,54 mm dia⁻¹ para o mínimo e, de 4,37 mm dia⁻¹ para o máximo e da ET Penman-Monteith de 3,92 mm dia⁻¹ para o mínimo e para o máximo no valor de 5,97 mm dia⁻¹, para região semiárida. As diferenças encontradas entre a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo SEBAL e pelo método da FAO-Penman-Monteith, quando comparadas com as encontradas na bibliografia foram altas principalmente, para as datas de 15 de maio e 16 de junho. No entanto, segundo Machado et.al., (2014), ambos os métodos não podem ser diretamente comparados devido à falta de ajustes nos seus valores, pois o Modelo SEBAL não foi planejado para áreas cultivadas com frutais.

Uma possível explicação para essa diferença pode estar associada a alguns fatores. É provável, por exemplo, que tenham ocorrido incorreções durante a operação do modelo SEBAL, como na estimativa da resistência aerodinâmica ao transporte de momento entre a vegetação e um nível acima dela, calculados em função do perfil vertical da velocidade do vento. No caso de plantas isoladas, como o coqueiro, a aplicação do SEBAL poderia ficar prejudicada, visto que é difícil caracterizar o comprimento da rugosidade da vegetação, pela dificuldade em estabelecer a espessura da camada limite interna nesta situação. Superfícies descontínuas (pomares) estão sempre mais expostas ao vento que uma vegetação contínua (culturas anuais). O coeficiente de rugosidade é usado no cálculo da transferência de calor sensível para a atmosfera e, conseqüentemente, no cálculo da evapotranspiração (Folhes et al, 2019). Kustas e Norman (1999) acrescentam que a implementação do modelo precisaria minimizar os erros na estimativa do saldo de radiação e do fluxo do calor no solo.

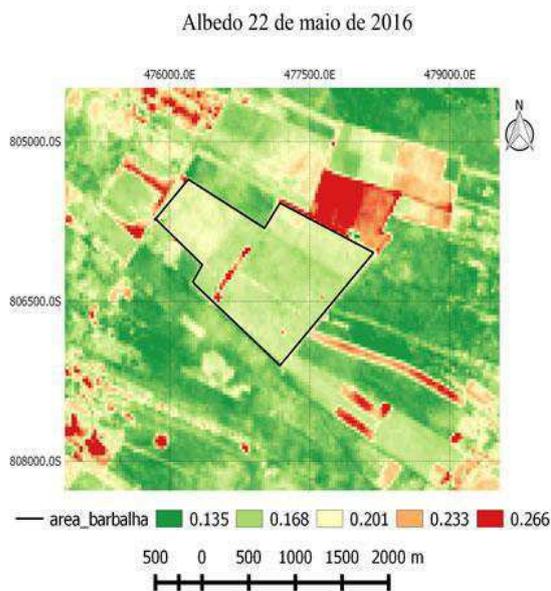
Outra hipótese levantada diz respeito à não correção do termo radiativo na equação de Penman-Monteith pois as culturas com cobertura descontínua, como ocorre num coqueiro, interagem de maneira diferente com a radiação. Assim, em estudos com coqueiros que objetivam estimar a evapotranspiração de plantas isoladas, faz-se necessário o cômputo da energia radiante absorvida pela folhagem de uma planta e sua expressão por unidade de área foliar e não comumente por unidade de terreno.

5.2. Área de Barbalha - CE

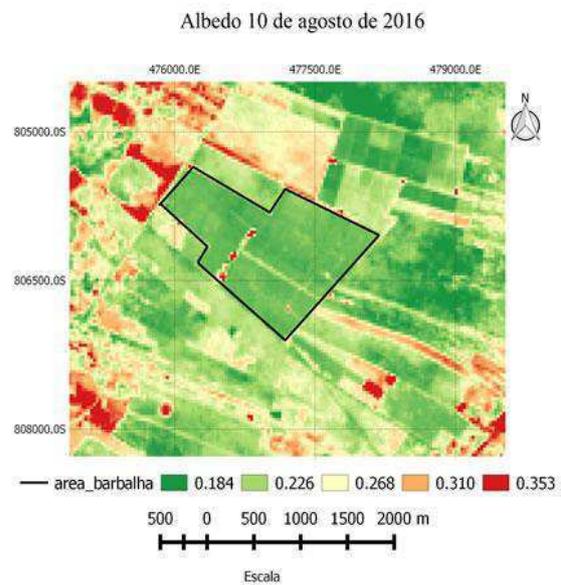
5.2.1. Albedo de superfície

A Figura 14 refere-se a carta temática do albedo da superfície no município de Barbalha – CE nas datas de 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016. As áreas cultivadas com banana (cercada por linha preta) apresentaram albedo de entre 0,168 e 0,201 (22 de maio), 0,184 (10 de agosto), e entre 0,144 e 0,179 (29 de outubro). Cunha et al. (2012) encontraram valores de albedos semelhantes na ordem de 0,12 a 0,21 para áreas vegetadas. Silva et al. (2016) também identificaram em áreas com a presença de vegetação valores que se situaram entre 0,12 a 0,23, semelhantes aos encontrados nessa pesquisa. Borges (2008), estudando uma superfície coberta por vegetação, observou a diminuição do albedo provavelmente em decorrência da maior utilização pelas plantas da energia incidente, seja nos processos de fotossíntese ou transpiração.

A



B



C

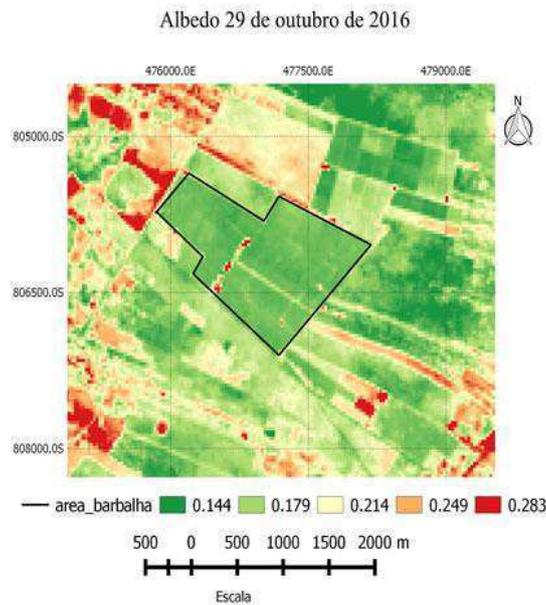


Figura 14: Carta temática do albedo da superfície no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

Ainda no que se refere a carta temática do albedo da superfície, os maiores valores variam entre 0,26 a 0,35, para áreas de solo exposto. Rodrigues et al. (2009), em estudo realizado na região semiárida do Ceará, na bacia hidrográfica do rio Trussu, nos anos de 2000 e 2001, obtiveram valores variando entre 0,26 a 0,36 de albedo de superfície em solo exposto. Os menores valores na cena foram encontrados entre 0,13 e 0,18, certamente para áreas com bananeiras. Valores semelhantes foram mencionados também por Rodrigues et al. (2009) na cobertura vegetal de Caatinga apresentando valores 0,10 a 0,15, corroborando com os valores encontrados no presente estudo.

A diferença do albedo entre os meses de maio, agosto e outubro deve-se possivelmente por dois fatores: em agosto existia mais vegetação ou que no momento da leitura estava mais úmido, pois a cultura era irrigada.

5.2.2. Índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

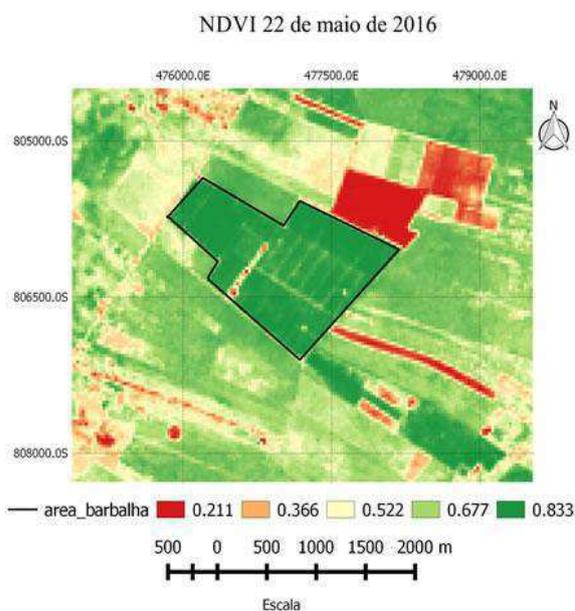
- NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada)

Vê-se na Figura 15 a carta temática do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), no município de Barbalha – CE para os dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016. De acordo com a Figura, as áreas cultivadas com banana apresentam valores de NDVI de aproximadamente 0,833, entre

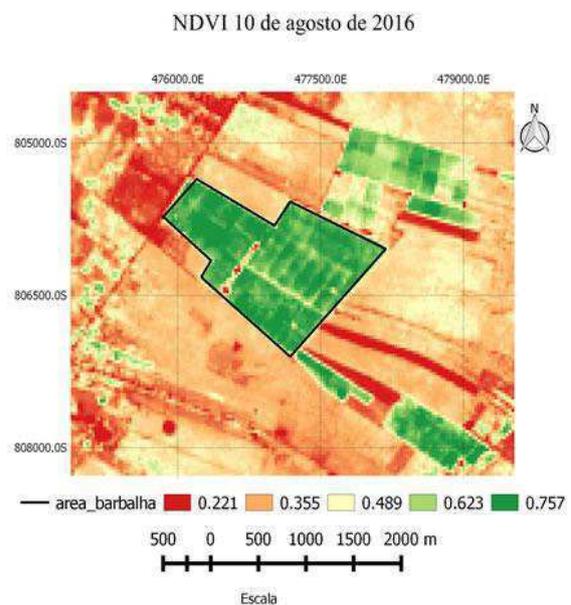
0,623 e 0,757 e 0,755, respectivamente, para as datas de 22 de maio, 10 de agosto e 29 de outubro de 2016, mostrando a existência de uma área vegetada, como verificado *in situ* ao avaliar as características biofísicas da cultura. Os resultados encontrados no presente estudo corroboram com Allen et al. (2007 a), que indicam que o NDVI é diretamente relacionado com a capacidade fotossintética da planta e influenciada negativamente pelo déficit hídrico.

Os maiores valores de NDVI encontrados variam entre 0,755 a 0,833, possivelmente para áreas densamente vegetadas. Os menores valores para este índice estão entre 0,211 e 0,226, seguramente para áreas menos vegetadas com populações mais novas. As variações dos valores de NDVI estão relacionadas com o tempo de implantação do bananal, haja vista que podem ser encontradas áreas de cultivo com culturas implantadas em diferentes anos, acordando com Teixeira et al (2014), ao explicarem que a variabilidade dos valores de NDVI em cultivos perenes podem estar diretamente relacionados com a dinâmica da produção e colheita. É pouco provável que os baixos valores de NDVI encontrados sejam devido ao estresse hídrico das plantas de bananeira dado que a cultura era irrigada.

A



B



C

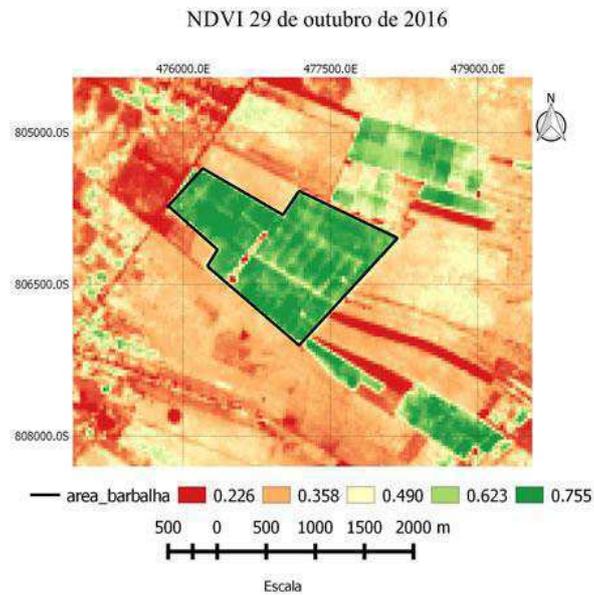
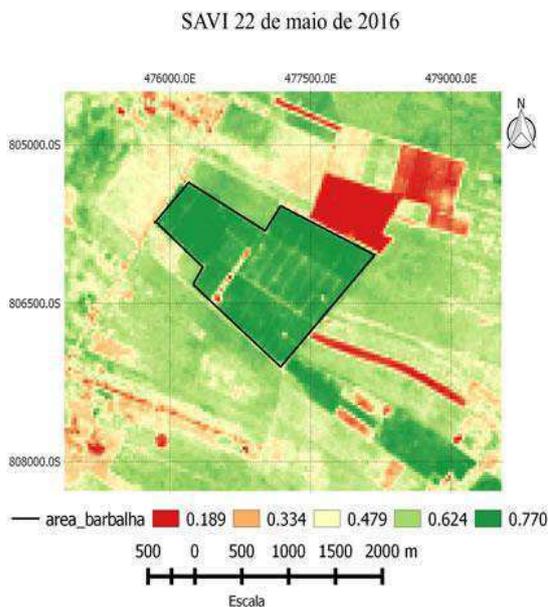


Figura 15: Carta temática do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

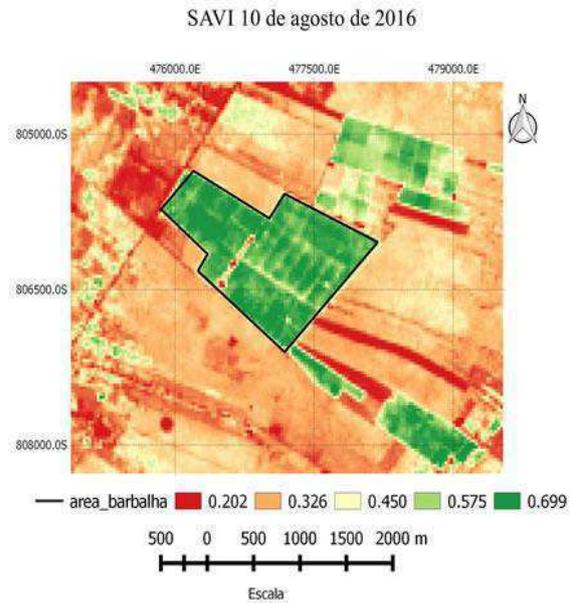
- Índice de vegetação SAVI (Índice de Vegetação Ajustado ao Solo)

A carta temática do Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI) no município de Barbalha – CE dos dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016, pode ser observada na Figura 16.

A



B



C

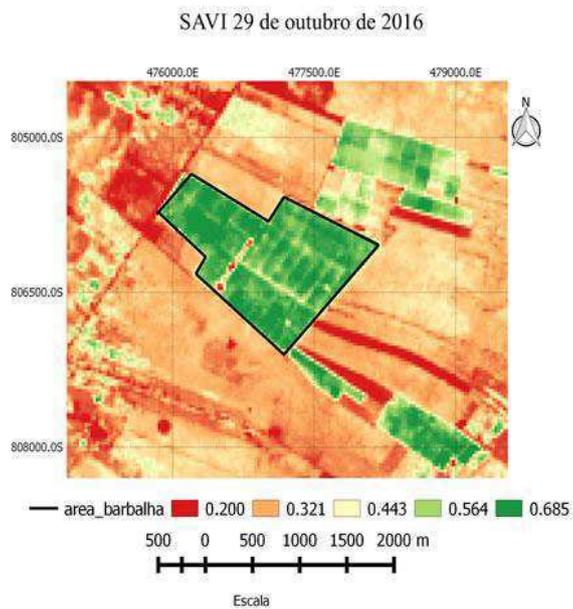


Figura 16: Carta temática do Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (SAVI) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

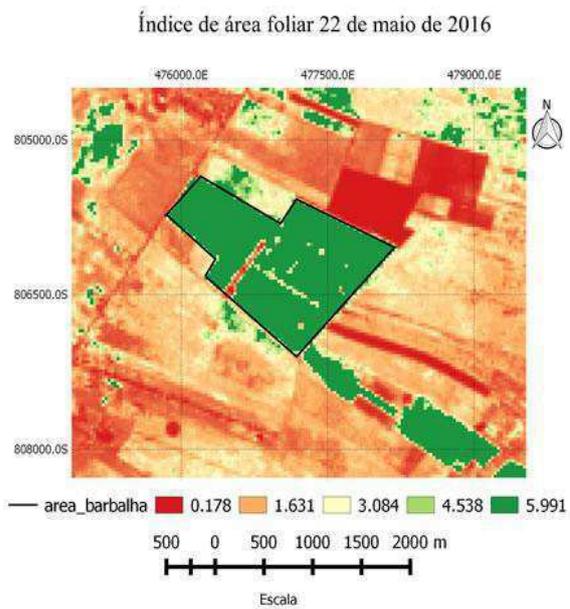
Os maiores valores do SAVI apresentam-se em áreas com uma vegetação mais densa (verde). Para os dias analisados os valores foram de aproximadamente 0,770, 0,690 e 0,685, respectivamente para 22 de maio, 10 de agosto e 29 de outubro do ano de 2016.

Analisando os valores encontrados nas imagens nos diferentes dias do ano de 2016, nota-se que o índice de vegetação ajustado ao solo apresenta valores mínimos entre 0,18 e 0,20 nas áreas da cena. Resultados semelhantes foram encontrados em áreas com vegetação menos densa ou com solo exposto que tendem a apresentar valores de refletância variando entre 0,16 e 0,23 com o SAVI em períodos com maior déficit hídrico no decorrer do ano (BORATTO; GOMIDE, 2013).

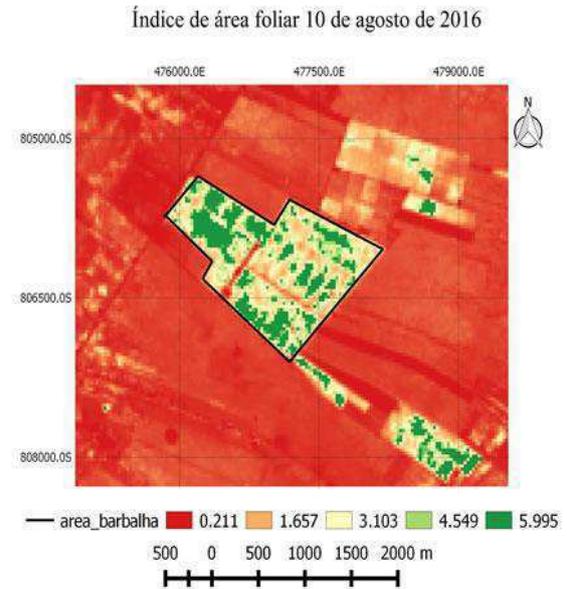
- Índice de área foliar (IAF)

Na Figura 17 tem-se a carta temática do Índice de Área Foliar (IAF, $m^{-2} m^{-2}$) no município de Barbalha – CE para as datas de 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

A



B



C

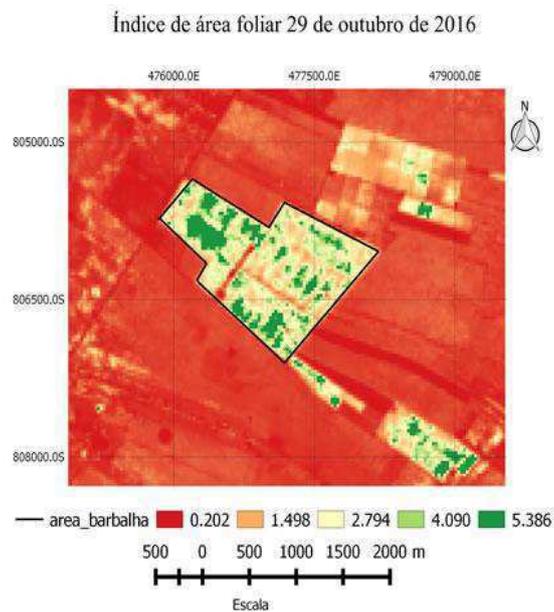


Figura 17: Carta temática do Índice de Área Foliar (IAF, $m^{-2} m^{-2}$) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

Na área cultivada com banana os maiores valores de IAF apresentam-se em tonalidades do verde ao alaranjado, justamente nas áreas com banana irrigada estudadas.

Os maiores valores de IAF estão em tonalidades do verde ao amarelo, nas áreas com banana irrigada. Destaca-se que o índice de área foliar da área de banana em 22 de

maio de 2016 foi de aproximadamente $6,00 \text{ m}^{-2} \text{ m}^{-2}$, já na mesma área em 10 de agosto do mesmo ano foi de 3,1 a $4,5 \text{ m}^{-2} \text{ m}^{-2}$ e em 29 de outubro o IAF entre 2,79 e $4,09 \text{ m}^{-2} \text{ m}^{-2}$.

Os menores índices são observados nos pixels mais claros, do amarelo ao verde claro nas datas de 10 de agosto e 29 de outubro retratando áreas com pouca cobertura vegetal. Já os maiores índices de área foliar foram visualizados em maio por terem uma cobertura vegetal maior. A razão desta diferença é que o mês de maio é o mês mais frio e o período chuvoso anterior pode ter deixado boas condições de umidade no solo. No período climaticamente mais quente e seco (Outubro) as entrelinhas secaram devido à irrigação ser localizada restando como cobertura apenas a área foliar das bananas.

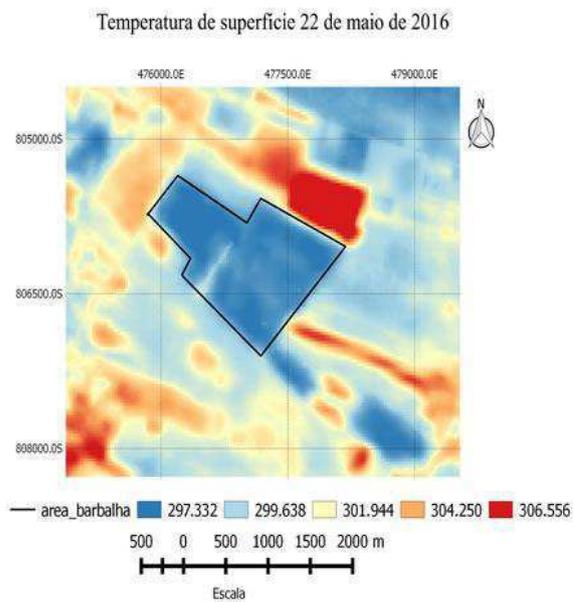
Oliveira (2012) observou resultados médios instantâneos de IAF entre 0,40 a $2,47 \text{ m}^{-2} \text{ m}^{-2}$. Souza (2014) em análise para os distintos usos e ocupações do solo observaram valores que variaram entre 0,1 a $1,7 \text{ m}^{-2} \text{ m}^{-2}$.

5.2.3. Temperatura da superfície do solo (Ts)

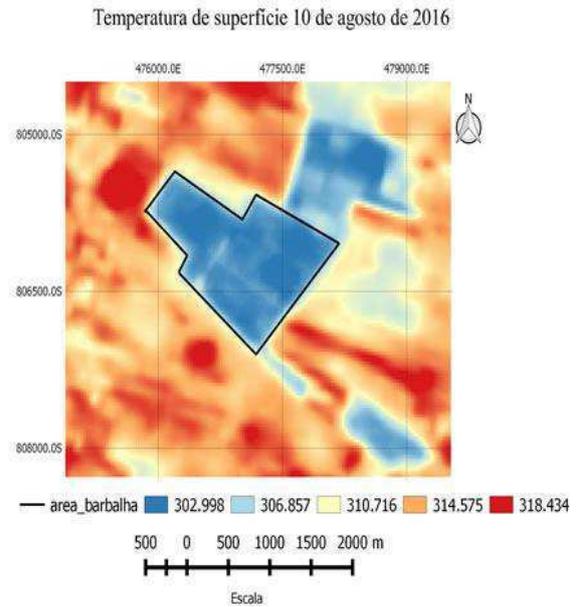
Observa-se na Figura 18 as cartas temáticas da temperatura da superfície do solo ($^{\circ} \text{K}$) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016. Nota-se que as maiores temperaturas estão representadas pelos tons mais escuros de vermelho e são vistas através das áreas de solo exposto e pouca vegetação. Já os menores valores encontram-se nas áreas vegetadas.

Os valores de temperatura de superfície do solo na área com o cultivo de bananas encontrados de acordo com as imagens são de aproximadamente 24°C , 29°C e 30°C , respectivamente para as datas 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016. Santos e Silva et al. (2010), que identificou valores de Ts para áreas com cultivo de bananeiras na ordem de 28°C , enquanto nas áreas de solo exposto os valores encontrados foram de 39°C e para vegetação nativa na ordem de 29°C . Assim, os menores valores de temperatura de superfície do solo observados nas cenas foram nas áreas vegetadas. Esses resultados corroboram com Souza et al. (2016) que encontraram entre os anos de 1991 e 2010 os menores valores de temperatura no solo em áreas vegetadas, quando comparado aos maiores valores encontrados no solo exposto. A temperatura do solo nas áreas vegetadas era de 30°C . Em confronto com a temperatura no solo exposto que era de $31,1^{\circ}\text{C}$.

A



B



C

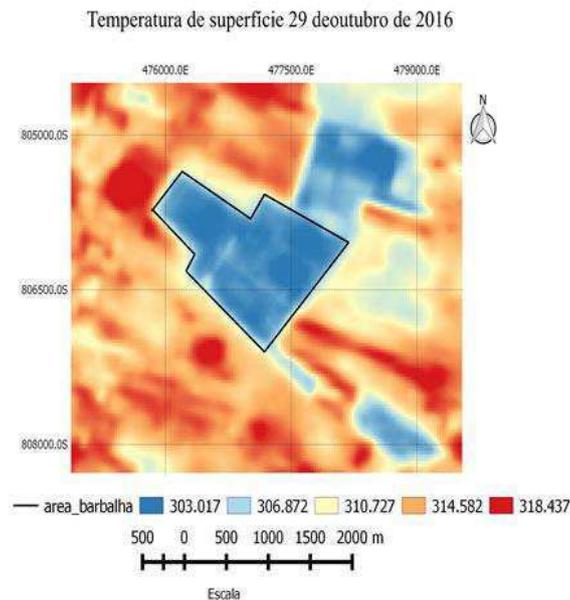


Figura 18: Carta temática da temperatura da superfície do solo ($^{\circ}$ K) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

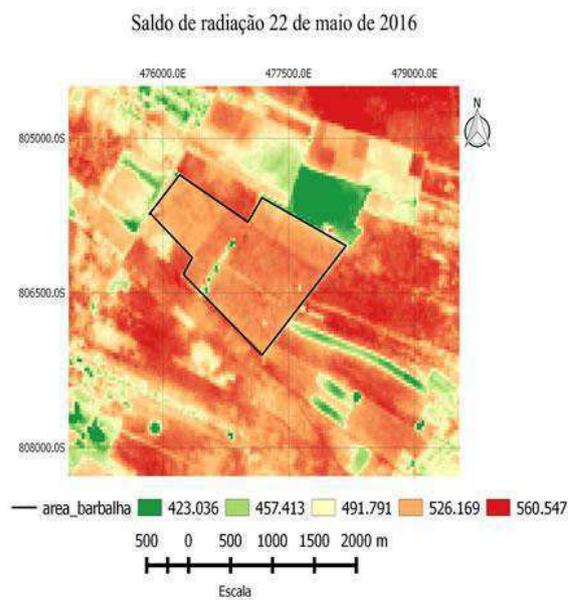
5.2.4. Saldo de radiação instantâneo (R_n)

As cartas temáticas do saldo de radiação instantâneo à superfície (R_n , $W m^{-2}$) estão representados nas Figura 19 e se referem as datas 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016. Os menores valores de R_n são apresentados por cores verdes mais escuras e são observadas nas áreas com os maiores valores de albedo

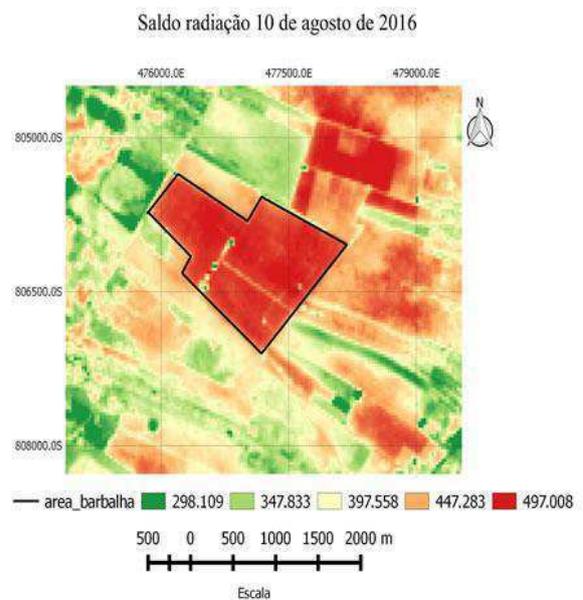
e temperatura da superfície. Como é o caso de áreas impermeabilizadas e de solo exposto, evidenciando de forma clara, que são regiões com perda de energia solar, tanto por emissão quanto por reflexão. Os maiores valores de Rn estão situados nas cores alaranjadas a vermelhas, onde encontram-se áreas com vegetação, resultantes de menor reflexão por parte das ondas curtas, que por sua vez, ocorre menor emissão das longas.

Na área em estudo no dia 22 de maio, observou-se valores de saldo de radiação instantâneo de aproximadamente $526,17 \text{ W m}^{-2}$, já para o dia 10 de agosto de $497,0 \text{ W m}^{-2}$ e no dia 29 de outubro $669,29 \text{ W m}^{-2}$. Analisando os resultados das áreas com cultivo de bananas nas diferentes datas pode-se verificar que na área de banana em 29 de outubro de 2016 foi encontrado um valor maior do saldo de radiação instantâneo, quando comparado com as áreas nas demais datas.

A



B



C

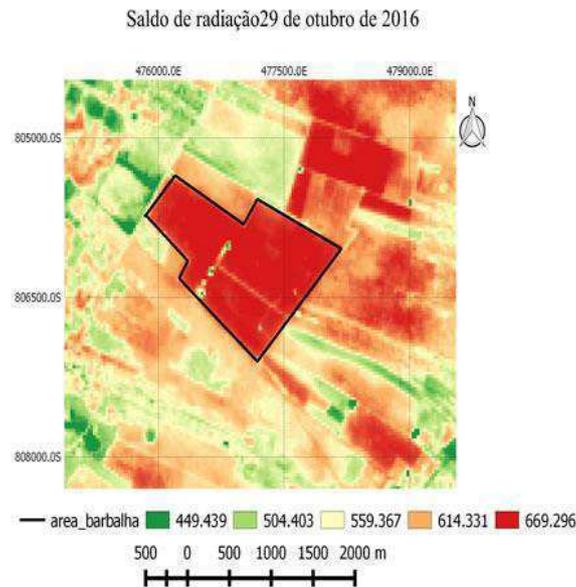


Figura 19: Carta temática do saldo de radiação da superfície (R_n , $W m^{-2}$) do município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

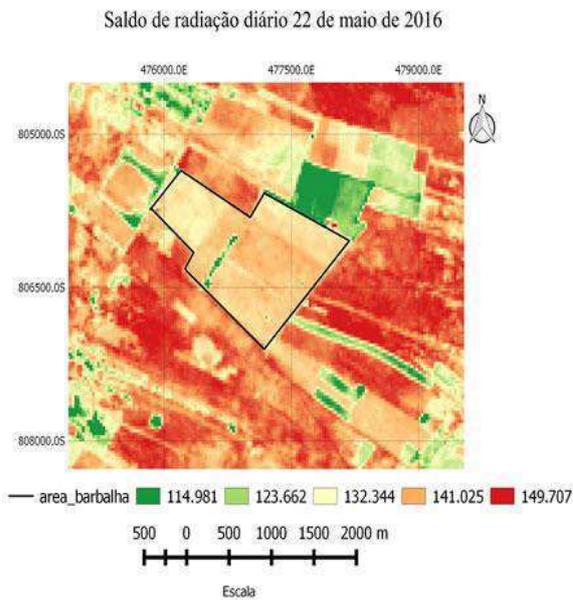
Os valores encontrados são coerentes e na mesma ordem de magnitude dos encontrados por Bezerra et al. (2008) e Santos et al. (2010) para áreas com cobertura vegetativa de densidade intermediária (entre $678 W m^{-2}$ e $703 W m^{-2}$). Além disso encontraram saldo de radiação em torno de $600 W m^{-2}$ quando a vegetação nativa apresentava menor densidade.

5.2.5. Saldo de radiação diário (R_{n24h})

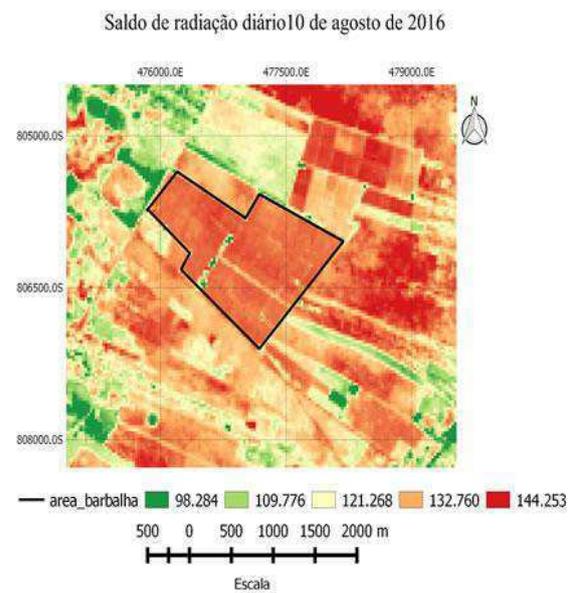
Na figura 20 estão expostas as cartas temáticas do saldo de radiação diária à superfície (R_{n24h} , $W m^{-2}$) no município de Barbalha – CE para os dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

Os maiores valores de saldo de radiação diário nas cenas foram encontrados, assim como na R_n instantâneo, nas áreas com vegetação seja ela nativa ou áreas com bananais e estão entre $144,25$ e $175,84 W m^{-2}$. Os menores resultados para esse parâmetro foram em especial nas áreas de solo exposto existentes na localidade e nas demais áreas impermeabilizadas na ordem de $98,28$ e $130,97 W m^{-2}$.

A



B



C

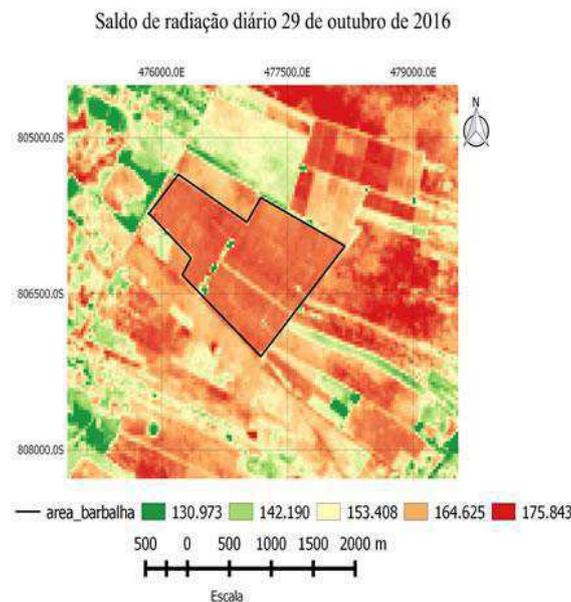


Figura 20: Carta temática do saldo de radiação diária à superfície (R_n , $W m^{-2}$) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

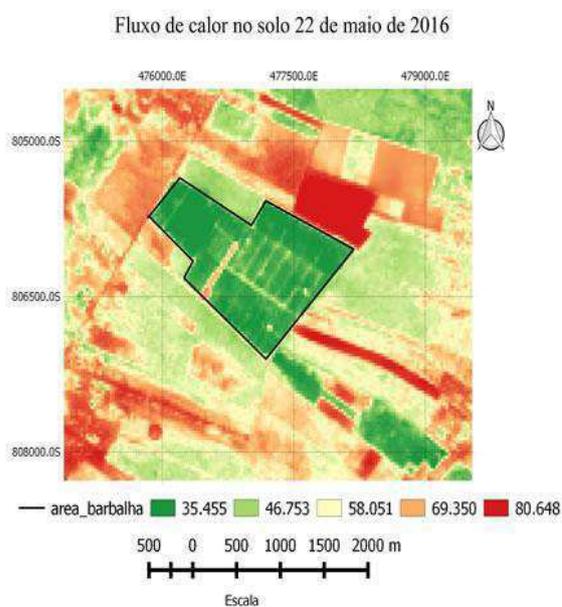
Constatou-se valores de saldo de radiação diária, entre 132,34 e 141,03 $W m^{-2}$, 132,76 e 144,25 $W m^{-2}$, e 164,62 e 175,84 $W m^{-2}$, para as datas de 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016. Silva et al. (2011) encontraram valores de saldo de radiação diário para o ano de 2008, com os valores entre 146,87 e 164,70 $W m^{-2}$. Lima et al. (2012) determinaram também, o saldo de radiação diários

médios, e obtiveram valores na ordem de 95,99 a 168,07 W m⁻². Oliveira et al. (2015), diante da estimativa do saldo de radiação diário observaram valores de 95,4 a 157,5 W m⁻² para uma área na zona da mata nordestina.

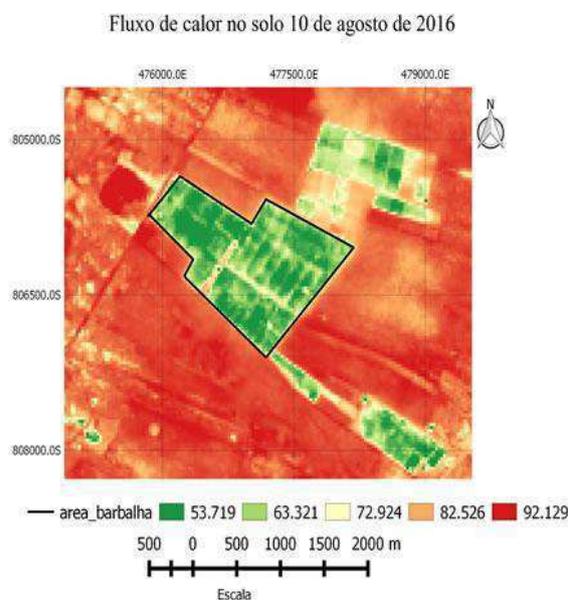
5.2.6. Fluxo de calor no solo (G)

Nas Figura 21 observa-se as cartas temáticas da do fluxo de calor no solo (W m⁻²) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016. O fluxo de calor para a área com bananeiras no dia 22 de maio de 2016 foi de 35,45 W m⁻², no dia 10 de agosto de 2016 foi entre 53,71 e 63,32 W m⁻² e para o dia 29 de outubro de 2016 foi entre 69,19 e 83,92 W m⁻², concordando com os valores encontrados por Bezerra et al. (2008), que encontraram fluxo de calor no solo com magnitude de 60 W m⁻². Os menores valores de fluxo de calor no solo foram encontrados na área com vegetação de bananeiras mais densa como indicado pelo maior índice de área foliar (Figura 17) e menores temperaturas da superfície do solo (Figura 18) quando comparados com os valores de fluxo encontrados no dia 29 de outubro de 2016.

A



B



C

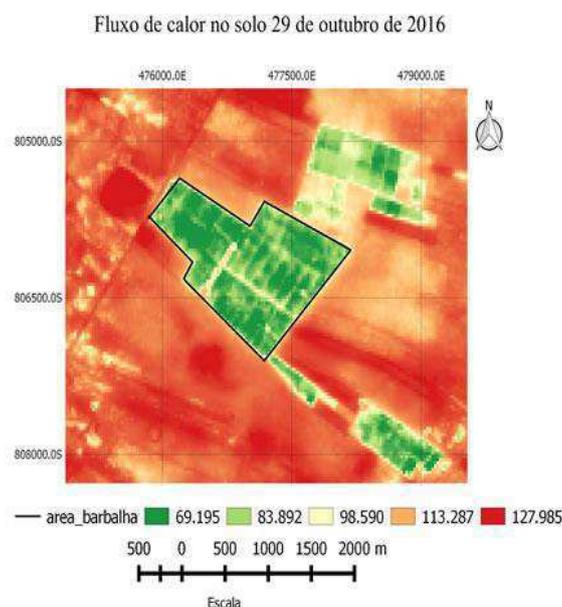


Figura 21: Carta temática do fluxo de calor no solo (W m^{-2}) no município de Barbialha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

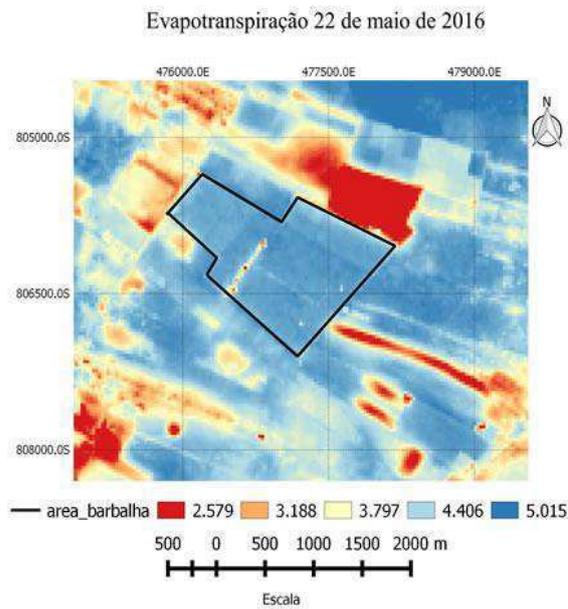
Ainda relacionado a Figura 21 nota-se que os maiores valores de fluxo de calor no solo se apresentam nas áreas com maior solo exposto e apresentam-se entre 80,64 e 127,98 W m^{-2} . Esses resultados concordam com os encontrados por Arraes et al. (2012) analisando o fluxo (G) para distintos usos do solo, onde encontraram os menores valores de G nas áreas irrigadas e os maiores na área de solo exposto. Silva et al. (2012) também observaram valores de G, em geral, inferiores a 150 W m^{-2} , semelhantes a este trabalho. Lima et al. (2014) encontraram médias de G entre 76,26 e 134,06 W m^{-2} .

5.2.7. Evapotranspiração (ETr 24h)

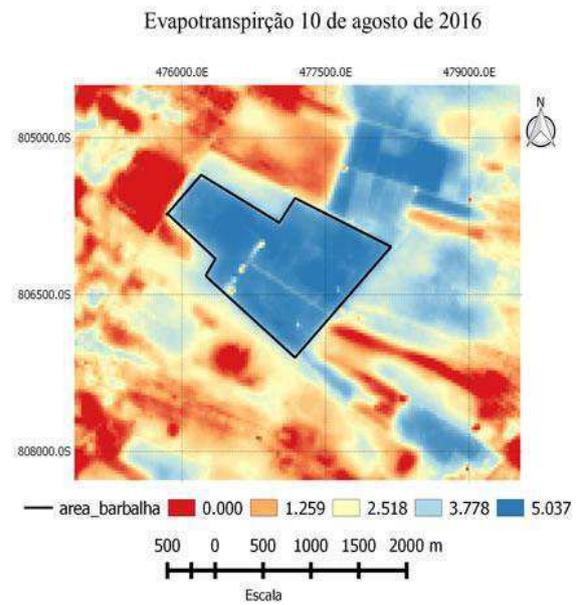
A Figura 22 mostra a carta temática da ETr 24h (mm dia^{-1}) no Município de Barbialha– CE para os dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016. Os menores valores evapotranspiração foram observados nas áreas de maior quantidade de solo exposto, resultados representados pelas tonalidades em amarelo e vermelho com valores de 0 a 0,4 mm dia^{-1} . Os maiores valores foram encontrados nas áreas vegetadas demarcados pela coloração azul e variam aproximadamente entre 5,0 e 6,5 mm dia^{-1} nas cenas analisadas.

A evapotranspiração real diária do bananal foi entre 4,40 e 5,01 mm dia^{-1} para o dia 22 de maio de 2016. No dia 10 de agosto de 2016 obteve-se uma evapotranspiração real diária de aproximadamente 5,0 mm dia^{-1} e para o dia 29 de outubro de 2016 foi de 6,5 mm dia^{-1} .

A



B



C

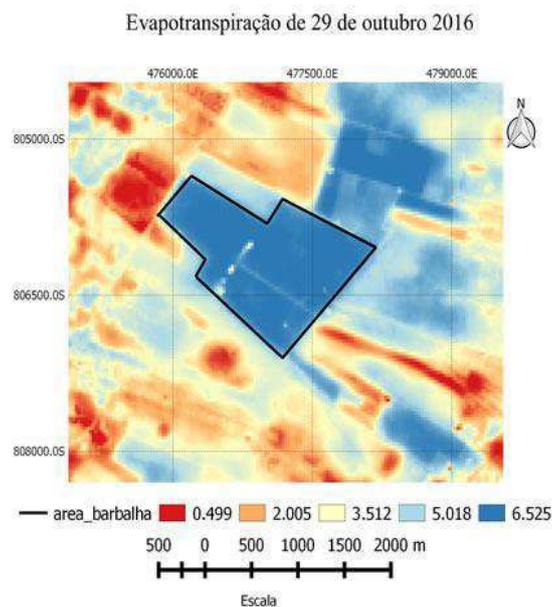


Figura 22: Carta temática da evapotranspiração real diária (ETr 24h, mm dia^{-1}) no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

Teoricamente, as maiores taxas de evapotranspiração deveriam ser encontradas no mês de junho, por estarem diretamente correlacionadas com o período chuvoso anterior, umidade do solo, ocorrência de nebulosidade, presença de cobertura vegetal, temperaturas amenas e maior disponibilidade hídrica. Posteriormente, com o passar dos meses e o estabelecimento do período seco o déficit pluviométrico, deveria ocorrer a

redução da umidade do solo, aumentar a senescência da vegetação nativa, reduzir o índice de área foliar deixando o solo descoberto e em consequência reduzir a taxa evaporativa das plantas.

No entanto, o dia 29 de outubro apresentou uma evapotranspiração real diária maior (6,5mm) que a observada para o dia 22 de maio (4,7mm). Isto provavelmente, deve-se a temperatura do ar que foi maior no dia 19 de outubro (29,6°C) do que a do dia 22 de maio (24 °C) mesmo com a área irrigada. Em Outubro percebe-se a predominância do azul, indicando maior número de pixels com valores de ETr maiores de 5 mm por dia.

Costa (2009), estudando a cv. “Pacovan Apodi” na região da chapada do Apodi, encontrou um valor médio de ETc de 4,84 mm dia⁻¹ para o 2º ciclo. Barroso et al (2010), pela sua vez, trabalhando com a banana Pacovan, no Município de Apodi-CE no seu terceiro ciclo de produção, encontraram uma Evapotranspiração real de 5,68 mm dia⁻¹.

Freitas et al. (2008) verificaram que a ETc média anual da cultura da banana na Bacia do São Francisco-PE de 5,2 mm dia⁻¹. Para o município de Pentecoste-CE, Silva (2004) obteve para duas cultivares de banana durante o 1º ciclo, valores da ETc de 5,8 mm dia⁻¹ para a cv. “Pacovan” e de 4,79 mm dia⁻¹ para cv. “Prata Anã”.

5.2.8. Determinação da Evapotranspiração pelo Método de Penman-Monteith para a área de Barbalha-CE

Na Tabela 4, estão os dados utilizados para o cálculo da evapotranspiração real diária pelo método de PENMANN – MONTEITH, no município de Barbalha - CE para os dias 22 de maio, 10 de agosto e 29 de outubro do ano de 2016.

Tabela 3: Dados para obtenção da evapotranspiração real de Penman-Monteith para Barbalha-CE.

Data das imagens	Temperatura (°C)		U. relativa (%)		Velocidade do Vento, (m/s)	Radiação Global MJ/m ² /d	ETr de Referencia (mm)	ETr Atual* (Kc=1,21) (mm)
	Máx	Mín	Máx	Mín				
22/05/2016	28,4	26,7	75,0	71,0	2,1	22,9	4,1	5,0
10/08/2016	23,3	19,6	69,0	63,3	2,2	23,5	4,5	5,4
29/10/2016	24,8	21,0	57,6	51,3	2,1	27,9	5,9	7,1

*ETr = ETo (Penman) * Coeficiente de Cultivo Kc

A Tabela 5 apresenta a comparação dos valores de evapotranspiração real diária (ETr 24h, mm dia⁻¹) conseguido pelo algoritmo SEBAL na área de Barbalha-CE, para as datas de 22 de maio, 10 de agosto e 29 de outubro do ano de 2016 e a evapotranspiração de referência diária (ETo 24h, mm dia⁻¹) determinadas pelo modelo físico padrão da FAO-56, para as mesmas datas.

A evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo SEBAL os valores foram menores para todas as datas analisadas do ano de 2016, ao serem comparados evapotranspiração diária calculada pelo modelo de Penman-Monteith.

5.3.8 Comparação entre a evapotranspiração real diária obtida pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração real diária obtida pelo modelo de Penman-Monteith

Tabela 4: Comparação entre a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração real diária obtida pelo modelo de Penman-Monteith, para a área de bananeira no Município de Barbalha.

Data da Imagem	ETr (SEBAL)	ETr (Penman)	Erro absoluto (mm dia ⁻¹)	Erro relativo (%)
22/05/2016	4,7	5,0	0,3	6,0
10/08/2016	5,0	5,4	0,4	7,4
29/10/2016	6,5	7,1	0,6	8,4

As estimativas de ETr diárias obtidas pelo SEBAL foram comparadas com a ETo diária fornecida por Penman-Monteith, e observou-se os valores de 5,0 e 4,7 mm dia⁻¹ para a data de 22 de maio de 2016, respectivamente para os métodos SEBAL e Penman-Monteith com um erro absoluto de 0,3 mm dia⁻¹ ou um erro relativo de 6,0%.

Já para a data 10 de agosto de 2016, ao comparar a ETr 24h (SEBAL) com a ETo 24h obtida por Penman e Monteith, observaram-se valores respectivos de 5,0 e 5,4 mm dia⁻¹, com um erro absoluto de 0,4 mm dia⁻¹ ou um erro relativo de 7,4%. Para a data de 06 de outubro de 2016 encontrou-se os valores de 6,5 e 7,1 mm dia⁻¹, respectivamente para os métodos SEBAL e Penman-Monteith com um erro absoluto de

0,6 mm dia⁻¹ ou um erro relativo de 8,4%. Observa-se assim que, a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo SEBAL, os valores foram inferiores para todas as datas analisadas quando comparada e a evapotranspiração diária calculada pelo modelo de Penman-Monteith.

Esta subestimativa pode estar associada a alguns fatores. É provável, por exemplo, que tenha ocorrido incorreções durante a operação do modelo SEBAL, na estimativa da resistência aerodinâmica ao transporte de momento, entre a vegetação e um nível acima dela, calculado em função do perfil vertical da velocidade do vento. No caso de plantas isoladas, como a banana, a aplicação desta estimativa fica prejudicada pois é difícil caracterizar a rugosidade da vegetação, pela dificuldade em estabelecer a espessura da camada limite interna nesta situação. No cálculo da transferência de calor sensível para a atmosfera (H) e, conseqüentemente, no cálculo de ET, a medida que aumenta a rugosidade da vegetação, aumenta a estimativa de H, diminuindo a estimativa da evapotranspiração.

Andrade et al. (2012) afirmam que os resultados conseguidos com o SEBAL confirmam seu potencial como ferramenta para auxílio na implementação de modelos e algoritmos, voltados para a compreensão da complexa dinâmica dos processos biofísicos no âmbito da interação solo-planta-atmosfera.

5 CONCLUSÕES

Os valores de evapotranspiração real diária do coqueiral e da bananeira, estimados pelo algoritmo SEBAL, para os Municípios de Souza e Barbalha estão de acordo com os encontrados na bibliografia.

Ao se comparar os valores de evapotranspiração real estimados pelo SEBAL, com os valores estimados empiricamente pelo método de Penmann e Monteith nas áreas de coqueiros em Sousa observou-se grandes diferenças entre os valores de evapotranspiração obtidos por ambas metodologias. Já quando essa comparação se refere a área de banana no Município de Barbalha as diferenças encontradas entre os valores de evapotranspiração estão dentro dos intervalos aceitos e concordam com aqueles encontrados na Bibliografia.

A diferença dos valores de evapotranspiração diária obtida por ambos os métodos se deve ao modelo SEBAL utilizado, que é baseado no balanço de energia que converte medidas de radiação em características na superfície do solo, que permitem estimar o calor latente responsável pela evapotranspiração das culturas. Considerando que este modelo foi desenvolvido inicialmente para áreas de completa cobertura vegetal, sua validação em áreas de coqueiros e bananais precisa ser avaliada.

Ainda assim, apesar dos resultados obtidos indicarem a necessidade de estudos mais aprofundados, o Algoritmo SEBAL se apresenta como uma promissora ferramenta para estudos que envolvam o manejo da irrigação e o gerenciamento dos recursos hídricos em escala regional.

6 REFERÊNCIAS

- ACCIOLY, L. J. D. O.; PACHÊCO, A.; COSTA, T. C.; LOPES, O. F.; OLIVEIRA, M. A. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.6, n.3, p.492-498, 2002.
- ALBUQUERQUE, P. E. P.; ANDRADE JUNIOR, A. S.; SOUZA, F.; SEDIYAMA, G. C.; BEZERRA, J. R. C.; STONE, L. F.; SILVEIRA, P. M. Coeficientes de cultivos das principais culturas anuais. *Irrigação e Tecnologia Moderna*, n.52/53, p.49-57, 2002.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. *Irrigation and Drainage systems*, v.19, n.3, p.251-268, 2005.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements – FAO. *Irrigation and drainage*, paper 56. Rome, Italy, 318p. 1998.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua em los cultivos. V. 56, p.298, 2006.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.395-406, 2007b.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.380-394, 2007a.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). *Advance Training and User's Manual –Idaho Implementation*, v.1, p.97, 2002.
- ANDRADE JUNIOR, A. S.; BASTOS, E. A.; SENTELHAS, P. C.; SILVA, A. A. G. Métodos de estimativa da Evapotranspiração de referência diária para Parnaíba e Teresina, Piauí. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.11, n.1, p.63-68, 2003.

- ANDRADE, R. G. Aplicação do algoritmo sebal na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar. Tese de doutorado-Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 2008.
- ANDRADE, R. G.; SEDIYAMA, G. C.; PAZ, A. R.; LIMA, E. P.; FACCO, A. G. Geotecnologias aplicadas à avaliação de parâmetros biofísicos do Pantanal. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.47, p. 1227-1234, 2012.
- 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, 2012.
- ASCE-EWRI - American Society of Civil Engineers - Environmental and Water Resources Institute. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report, ASCE, 2005.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. A remote sensing approach under clear skies Mediterranean climates. Ph. D. Thesis, Wageningen Agricultural University, p.273., 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. Journal of Hydrology, v.229, n.1, p.87-100, 2000.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. Journal of Hydrology, v.212-213, p.213-229, 1998b.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. J.; VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. Journal of Hydrology, v.212-213, p.198-212. 1998a.
- BASTIAANSSEN, W.G.M., NOORDMAN, E.J.M., PELGRUM, H., DAVIDS, G. & ALLEN, R.G. SEBAL for spatially distributed et under actual management and growing conditions, ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering v.131, n.1, p. 85–93, 2005.
- BERNARDI, A. D. C.; NAIME, J. D. M.; RESENDE, A. D.; BASSOI, L.; INAMASU, R. Agricultura de precisão: resultados de um novo olhar. Brasília, DF: Embrapa, 2014.
- BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C., Manual de Irrigação, 7ª edição, Editora UFV, 2005.

- BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da Evapotranspiração Real Diária Utilizando-se Imagens Digitais TM – LANDSAT 5. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.23, n.3, p. 305-317, 2008.
- BEZERRA, J. M. Estimativa da evapotranspiração real para área de caatinga utilizando SEBAL. Dissertação – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife – PE, 2013.
- 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, Brasil¹. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.18, n.1, p.73-84, 2014.
- BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment*, v.79, n.2, p.329-343, 2002.
- BORATTO, I. M. P.; GOMIDE, R. L. Aplicação dos índices de vegetação NDVI, SAVI e IAF na caracterização da cobertura vegetativa da região Norte de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16, 2013, Foz do Iguaçu. Anais. São José dos Campos: INPE, p.7345-7352, 2013.
- BRUTSAERT, W. H. *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel, Boston, Massachusetts, p.212, 1982.
- BRYN, L. M.; Página dinâmica para aprendizado do sensoriamento remoto. Dissertação de mestrado. UFRS. 2008.
- CABRAL, O. M.; ROCHA, H. R.; GASH, J. H.; LIGO, M. A.; RAMOS, N. P.; PACKER, A. P.; BATISTA, E. R. Fluxes of CO₂ above a sugarcane plantation in Brazil. *Agricultural and forest meteorology*, v.182, p.54-66, 2012.
- CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M.B.P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia*, Campinas, v.59, n.2, p. 125-137, 2000.
- CHANDER, G.; MARKHAN, B. Revised Landsat 5 - TM radiometric calibration procedures and post calibration dynamic ranges. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, v.41, n.11, p.2674-2677, 2003.
- COURALT, D.; SEGUIM, B., OLIOSO, A. Review to estimate Evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use mesoscale atmospheric models. *ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions*, 2003.

- CUNHA, J. E. B. L.; RUFINO, I. A.; SILVA, B. B.; CHAVES, I. D. 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.
- FEITOSA, D. G. Avaliação temporal e espacial do balanço de radiação, de energia e da evapotranspiração no noroeste paulista, face a mudança no uso do solo. Dissertação. Faculdade de Engenharia UNESP-Campus de Ilha Solteira, -SP, 2014.
- FLORENZANO, T. G; Iniciação ao Sensoriamento Remoto. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.
- FLORENZANO, Tereza Gallotti. Imagens de satélites para estudos ambientais. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.
- FOLHES, M.T.; SOARES, J.V. ; RENNÓ, C.D. Análise da evapotranspiração de culturas irrigadas através de sensoriamento remoto. Tese em Sensoriamento Remoto em andamento, 2019.
- GARATUZA-PAYAN, J.; PINKER, R.T.; SHUTTLEWORTH, W.J.; WATTS, C.J. Solar radiation and evapotranspiration in northern Mexico estimated from remotely sensed measurements of cloudiness. *Hydrological Sciences Journal* v.46, n.3, p.465 – 478, 2001.
- GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of precipitable water over the United State for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Solar Energy*, v.44, n.4, p.225-241, 1990.
- GIONGO, P. R. Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. Dissertação, Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE, Recife – PE, 92.f 2008.
- GRANGER, R. J. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*. n.229, p.70–76, 2000.
- GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVÍNCIO, J. D.; OLIVEIRA, L. M. M. Índice de vegetação e temperatura da superfície no ecótono Ilha do Bananal por sensoriamento remoto. *Revista de Geografia*, v.30, n.3, p.209-225, 2013.
- HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering Agriculture*, v.1, n.2, p.96-99, 1982.

- HONG, S. H.; HENDRICKX, J. M. H.; BORCHERS, B. Up-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from Landsat (30 m) to MODIS (250 m) scale. *Journal of Hydrology*, v.370, p.122-138, 2009.
- HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.25, n.3, p.295-309, 1988.
- JACOBS, J. M., MYERS, D. A., ANDERSON, M. C., DIAK, G.R. GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. v.266, p.53–65, 2000.
- KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences*. n.41, v.4, p.495–516, 1996.
- LIMA, J. R. D. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. D. O.; SOUZA, E. S. D.; SILVA, I. D. F. D. Energy balance and evapotranspiration in cowpea under rainfed conditions. *Revista Ciência Agronômica*, n.42, v.1, p.65-74, 2012.
- LIMA, E. D. P., SEDIYAMA, G. C., ANDRADE, R. G., LOPES, V. D., & SILVA, B. D. Evapotranspiração real diária em sub-bacias do Paracatu, utilizando produtos do sensor Modis. *Embrapa Territorial-Artigo em periódico indexado (ALICE)*. 2014.
- LIRA, V. M. DE. Obtenção de parâmetros biofísicos e evapotranspiração da cana-de-açúcar mediante imagens orbitais na região do sub médio São Francisco. TESE. Campo Grande - MS: UFCG, 2008.
- LIU, W. T. H. Aplicações de Sensoriamento Remoto. Campo Grande: Ed. UNIDERP, p.881, 2006.
- MACHADO, C. C., SILVA, B. D., DE ALBUQUERQUE, M. B., & GALVÍNIO, J. D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM-Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(1), 55-67, 2014.
- MARTINS, A. P.; ROSA, R. Estimativa do albedo de superfície utilizando imagens Modis/Aqua e o algoritmo SEBAL na Bacia do rio Paranaíba-Brasil. XVII Simposio Internacional SELPER 2016.
- MENESES, P.R; ALMEIDA, T. Introdução ao Processamento de imagens de sensoriamento Remoto. Brasília, 2012.

- MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In: Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms, v.19, p.205-234, 1965.
- MOURA, A. R. C.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; AZEVEDO, J. R. G. de.; SILVA, B. B. da; OLIVEIRA, L. M. M. de.; Evapotranspiração de referência baseada em métodos empíricos em bacia experimental no estado de Pernambuco – Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.28, n.2, p. 181 - 191, 2013.
- OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; SILVA, B. B.; MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D. Análise quantitativa de parâmetros biofísicos de bacia hidrográfica obtidos por sensoriamento remoto. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.47, n.9, p.1209-1217, 2012.
- OLIVEIRA, Jadson M.; COELHO FILHO, M. A.; COELHO, Eugênio F. Crescimento da bananeira Grande Naine submetida a diferentes lâminas de irrigação em tabuleiro costeiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 17, n. 10, p. 1038-1046, 2013.
- 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.
- PAULSON, C.A. The mathematical representation of wind Speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, v.9, n.6, p.857-861, 1970.
- PENMAN, H. L. Evaporation: na introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, v.4, n.1, p.9-29, 1956.
- RIGHETTO, A. M. *Hidrologia e Recursos Hídricos*. 1ª edição. São Carlos. EESC/USP, p.125, 1998.
- RODRIGUES, J. D.; ANDRADE, E. D.; TEIXEIRA, A. D. S.; SILVA, B. D. Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. *Engenharia Agrícola*, v.29, n.3, p.452-465, 2009.
- ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth (B)*. n.25, v.2, p:147-157, 2000.
- ROMÁN, M. O.; SCHAAF, C. B.; LEWIS, P.; GAO, F.; ANDERSON, G. P. PRIVETTE, J. L.; STRAHLER, A. H.; WOODCOCK, C. E.; BARNSLEY, M.

- Assessing the coupling between surface albedo derived from MODIS and the fraction of diffuse skylight over spatially-characterized landscapes. *Remote Sensing of Environment*, v.114, n.4, p.738-760, 2010.
- SANTOS, C. A.; SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.16, p.9-20, 2010.
- 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, Brasília*, v.45, n.5, p.488-496, 2010.
- SANTOS, T. V.; Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais. *Dissertação. UFRS, Porto Alegre, RS*, 2009.
- SENTELHAS, P.C; CAMARGO, A. P. Equação para a estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, baseada no método de Hargreaves – 1974. *Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria*, v.4, n.1, p.77-81, 1996.
- SILVA, B. B. D.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M.; MONTENEGRO, S. M.; BARBOSA JUNIOR, B. Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.20, n.1, p.3-8, 2016.
- SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. *Revista Caatinga*, v.24, n.3, p.145-152, 2011.
- SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S.M.G.L. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do Semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. *Pesquisa agropecuária brasileira, Brasília*, v.47, n.9, p.1218-1226, 2012.
- SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, n.2, p.243- 252, 2005a.
- SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 TM. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.13, n.2, p.201-211. 2005b.

- SILVA, B. B.; SILVA, S. T. A.; GOMES, H. B. Alterações Climáticas Decorrentes de Mudanças no Uso da Terra Mediante Sensoriamento Remoto. *Mercator*, v. 9, número especial 1, p. 91-106, 2010.
- SILVA, J. L. B.; Monitoramento espaço-temporal da cobertura vegetal do bioma caatinga no Ceará mediante imagens orbitais. Dissertação de mestrado. UFRPE. Recife, 2016.
- SOUZA, J. F. Análise das mudanças do uso e ocupação do solo, variabilidade da temperatura e do saldo de radiação em João Pessoa – PB. Dissertação. Universidade Federal da Paraíba, 130f, 2014.
- SOUZA, J. F.; SILVA, R. M.; SILVA, A. M. Influência do uso e ocupação do solo na temperatura da superfície: o estudo de caso de João Pessoa – PB. *Ambiente Construído*, v.16, n.1, p.21-37, 2016.
- STARKS, P. J.; NORMAN, J. M.; BLAD, B. L.; WALTER-SHEA, E. A.; WALTHALL, C. L. Estimation of shortwave hemispherical reflectance albedo from bi-directionally reflected radiance data. *Remote Sensing of Environment*, v.38, n.2, p.123-134, 1991.
- TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L. Satellite-based energy balance to assess within-population variance of crop coefficient curves. *Journal of irrigation and drainage engineering*, n.131, v.1, p:94-109, 2005.
- TEIXEIRA, A. H. C.; HERNANDEZ, F. B. T.; ANDRADE, R. G.; LEIVAS, J. F.; VICTORIA, D. C.; BOLF, E. L. Irrigation performance assessments for corn crop with Landsat images in the São Paulo state, Brazil. In: *Inovagri International Meeting*, 2, 2014, Fortaleza. Anais... Inovagri,. p.739-748. 2014.
- TREZZA, R. Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control. 2002. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 2002.
- USGS (United States Geological Survey). Landsat Missions Timeline. Disponível online em: Acessado em 10 de janeiro de 2016a.
- WARREN, M.; TEIXEIRA, A. D. C.; Rodrigues, L. N.; Hernandez, F. B. T. Utilização do Sensoriamento Remoto Termal na Gestão de Recursos Hídricos (Utilization of Thermal Remote Sensing in Water Resource Management). *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 7, n. 1, p. 066–082,2014.

- WEBB, E. K. Profile Relationships: The Log-linear Range and Extension to Strong Stability. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v.96, n.407, p:67-90, 1970.
- QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; LYRA, R. D. F.; MARIANO, G. L. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zenital na região amazônica. Revista Brasileira de Meteorologia. v 21, n 3, p 42-49, 2006.
- SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. Revista Brasileira de Agrometeorologia. São José dos Campos, v14, n2, p174-186, 2006.
- JENSEN, J.R. Remote Sensing of the environment: an earth resource perspective. 2ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, p.598, 2007.
- SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração real por meio de imagens do satélite Landsat 8. Cascavel-PR: UNIOESTE, 75f, 2015.