



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA**  
**PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA**

**EWELYN REGINA ROCHA SILVA**

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DO AÇAÍ (*Euterpe oleracea*)  
IRRIGADO, POR MEIO DO *SURFACE ENERGY BALANCE ALGORITHM FOR  
LAND* – SEBAL, NO LESTE DA AMAZÔNIA**

Belém – PA

2020



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA**  
**PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA**

**EWELYN REGINA ROCHA SILVA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia da Universidade Federal Rural da Amazônia, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Dr. Paulo Jorge de Oliveira Ponte de Souza.

Coorientador: Dr. Bernardo Barbosa da Silva (UFCG)

Belém – PA

2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Bibliotecas da Universidade Federal Rural da Amazônia  
Gerada automaticamente mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

S586e Silva, Ewelyn Regina Rocha  
ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DO AÇAÍ (Euterpe oleracea) IRRIGADO, POR MEIO  
DO SURFACE ENERGY BALANCE ALGORITHM FOR LAND - SEBAL, NO LESTE DA  
AMAZÔNIA / Ewelyn Regina Rocha Silva. - 2020.  
98 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado) - Programa de PÓS-GRADUAÇÃO em Agronomia (PPGA), Campus Universitário  
de Belém, Universidade Federal Rural Da Amazônia, Belém, 2020.  
Orientador: Prof. Dr. Paulo Jorge de Oliveira Ponte de Souza  
Coorientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva .

1. Agricultura Irrigada. 2. Balanço de energia. 3. Sensoriamento Remoto. I. Souza, Paulo Jorge de  
Oliveira Ponte de, *orient.* II. Título

---

CDD 631.709811

**EWELYN REGINA ROCHA SILVA**

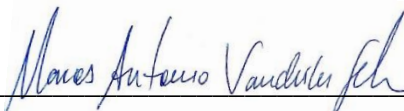
**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DO AÇAÍ (*Euterpe oleracea*)  
IRRIGADO, POR MEIO DO *SURFACE ENERGY BALANCE ALGORITHM FOR  
LAND – SEBAL*, NO LESTE DA AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia, da Universidade Federal Rural da Amazônia, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Agronomia.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Dr. Paulo Jorge de Oliveira Ponte de Souza – Orientador  
Universidade Federal Rural da Amazônia – UFRA



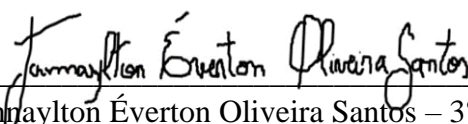
---

Dr. Marcos Antônio Vanderlei Silva – 1º Examinador  
Universidade do Estado da Bahia - UNEB



---

Dr. Marcos Adami – 2º Examinador  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE/CRA



---

Dr. Jan Maylton Éverton Oliveira Santos – 3º Examinador  
Universidade Federal Rural da Amazônia – UFRA

À Maria Elpídia Rocha Santos, minha avó materna, por  
todo seu amor, que me criou quando criança e tudo que  
fez por mim!

À Pedro Rodrigues da Silva e Jovita da Cruz Duarte  
Silva (*in memorian*), meus queridos avós paternos,  
grandes agricultores, que me ensinaram a respeitar a  
natureza!

**Dedico.**

## AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar, a Deus pelo dom da vida pela graça que recebo todos os dias ao abrir os olhos e ouvir os pássaros cantando pela manhã. Não canso de Te dizer:

“Obrigada Senhor por mais um dia!”.

Agradeço a Nossa Senhora de Nazaré que me iluminou nesta caminhada, nunca me deixou só, e que intercedeu por minha saúde colocando anjos na minha vida que me ajudaram em todos os sentidos (fisicamente e psicologicamente) para eu vencer a tuberculose!

Obrigada “Nazinha” por tudo!

Agradeço também aos meus pais, que ao longo da minha vida me amaram, incentivaram para que eu sempre estudasse. E ao meu irmão Ewerton que mesmo morando longe daqui sei que seu carinho e amor são o mesmo.

Ao meu parceiro na vida, na profissão, que Deus escolheu para estar comigo, Bruno Monteiro Ferreira, meu grande *Amor*, obrigada por toda a paciência, incentivo, amparo, cuidados, obrigada por tudo, com você aprendo todos os dias.

Agradeço a um ser vivo que também Deus me deu, que me ajudou muito em momentos difíceis ao longo de 8 anos (e contando) ... o Apolo, que para mim não é simplesmente um cachorro de estimação, ele é um grande amigo!

Às minhas amigas da graduação Cenneya, Lucélia, Lucilene, Mayane, Sueyla e Thaynara, por diversos momentos de conversas, risadas e choros que me auxiliaram/aliviaram nas mais diversas situações.

Ao meu orientador prof. Dr. Paulo Jorge de Oliveira Ponte de Souza, por todos os ensinamentos nas etapas deste trabalho, pela confiança depositada em mim e pelo exemplo de ética profissional e ser humano, por me ouvir em momentos de problemas pessoais, me aconselhando e incentivando, deixo aqui o meu muito obrigada por tudo!

Ao meu coorientador prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva pela paciência, dedicação e empenho à orientação das etapas deste trabalho, que mesmo com a pandemia deste ano, não hesitou em usar o recurso de videoconferência para nossas reuniões. Agradeço demais!

Aos membros da banca da qualificação e da defesa, pelas valiosas contribuições neste texto que foram muito importantes, pois sou admiradora do trabalho dos senhores: Dr. Marcos Adami, Dr. Marcos Antônio Vanderlei Silva, Dr. Adriano Marlisom Leão de Sousa, Dr. Jannaylton Éverton Oliveira Santos.

Ao Grupo Interações Solo-Planta-Atmosfera na Amazônia - ISPAAM, pelo apoio de infraestrutura e aprendizado diário que foi e é fundamental para mim e para os discentes desta universidade, e toda amizade que aí nasceu. Ao meu amigo João, a Déborah, a Grasi, ao Wesley, ao Denis, ao Garibalde, a Natanna, a Erika, a Dany, ao Igor, ao Denilson, a Adrielle, ao Lucas, pelos cafés da tarde no laboratório sempre regado de boas conversas.

Ao Denis de Pinho Sousa, pela disponibilização dos dados para que eu pudesse elaborar esta dissertação, e pelas várias explicações que me iluminaram em momentos de “escuro” durante algumas partes das análises dos dados. Valeu Amigo!

Aos doutorandos Thomás Rocha Ferreira (UFMG), pela ajuda na compreensão do processamento de imagens, bem como a Leide (UFMG), pelas palavras que me fortaleceram muito enquanto estive em Campina Grande. Muito obrigada!

À Nena, nossa querida e amável secretária do curso da pós em Agronomia, obrigada por toda conversa, apoio e sorrisos compartilhados durante esta trajetória, você é uma excelente profissional.

À nossa querida coordenadora do curso da pós em Agronomia, professora Dra. Gisele Barata, que nunca esquece o nome de ninguém (e olha que somos muitos no curso entre mestrandos e doutorandos), obrigada por sempre incentivar, cobrar e fazer acontecer para o curso ser o que é hoje!

À Universidade Federal Rural da Amazônia – UFRA e seu corpo docente, ao Programa de Pós-graduação em Agronomia e seu corpo docente, pela formação profissional desde a minha graduação. À Universidade Federal de Campina Grande (PB) – UFCG, ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia, por todo apoio de infraestrutura para ampliar o aprendizado na vida acadêmica e a toda a amizade que surgiu nestes lugares.

À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos que foi importantíssima nessa jornada.

Aos meus amigos mais próximos, pela convivência e parceria durante esse período, dividindo momentos inesquecíveis.

A todos que ajudaram direta ou indiretamente para a elaboração deste trabalho.

E finalizo com alguns trechos da música *Tocando em frente* de Almir Sater, pois hoje mediante a tudo o que aconteceu me sinto mais forte!

*“Ando devagar, porque **já tive pressa**, e levo esse sorriso, porque já chorei demais.  
Hoje me **sinto mais forte**, mais feliz, quem sabe, só levo a certeza, de que muito pouco  
eu sei, que nada sei...”*

*É preciso amor, pra poder pulsar, é **preciso paz pra poder sorrir**, é preciso a chuva  
para florir!*

*... Penso que cumprir a vida, seja simplesmente, compreender a marcha, e **ir tocando  
em frente...***

*...Todo mundo **ama um dia**, todo mundo chora, um dia a gente chega, e no outro vai  
embora...*

*...Cada um de nós compõe a sua história, cada ser em si, carrega o dom de ser capaz,  
**E ser feliz!!”***

***Obrigada!***

*“Eu disse essas coisas para que em mim vocês tenham paz. Neste mundo vocês terão aflições, contudo, tenham ânimo! Eu venci o mundo.”*

*João 16:33*



## SUMÁRIO

1. CONTEXTUALIZAÇÃO .....	16
2. REVISÃO DE LITERATURA .....	19
2.1 Ciclo Hidrológico .....	19
2.2 Evapotranspiração (ET) .....	20
2.3 A cultura do açaí .....	22
2.4. Sensoriamento Remoto (SR) .....	23
2.4.1 Radiação Eletromagnética (REM) .....	24
2.4.2 Landsat-8: sensores OLI e TIRS .....	26
2.5 Balanço de energia .....	28
2.6 Sensoriamento remoto na Amazônia .....	29
2.7 <i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i> – SEBAL .....	30
2.8 Outros algoritmos para a estimativa de ET .....	31
2.8.1 <i>Surface Energy Balance Index</i> - SEBI .....	31
2.8.2 <i>Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration</i> - METRIC .....	31
2.8.3 <i>Simplified Surface Energy Balance Index</i> - S-SEBI .....	32
2.8.4 <i>Operational Simplified Surface Energy Balance</i> – SSEBop .....	33
2.9 Método da Razão de Bowen .....	35
3. MATERIAL E MÉTODOS .....	37
3.1 Área de estudo e conjunto de dados utilizados .....	37
3.2. Algoritmo SEBAL .....	41
3.2.1 Estimativa da evapotranspiração diária .....	50
3.3. Obtenção dados de fluxos de energia no plantio de açaí .....	51
3.4. Desempenho do algoritmo .....	53
4. RESULTADOS .....	54
4.1 Condições meteorológicas .....	54
4.2 Comparação com dados de campo .....	56
4.3 Variação espaço-temporal do balanço de energia e da evapotranspiração .....	58
4.4 Particionamento do balanço de energia .....	72
5. DISCUSSÃO .....	73
6. CONCLUSÕES .....	82
REFERÊNCIAS .....	83

## LISTA DE FIGURAS

<b>FIGURA 1: REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO CICLO DA ÁGUA.....</b>	<b>20</b>
<b>FIGURA 2: REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DE UM ESTÔMATO E A VAPORIZAÇÃO DA ÁGUA.....</b>	<b>21</b>
<b>FIGURA 3: ONDA ELETROMAGNÉTICA.....</b>	<b>25</b>
<b>FIGURA 4: ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO.....</b>	<b>25</b>
<b>FIGURA 5: LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>37</b>
<b>FIGURA 6: LOCALIZAÇÃO DA TORRE MICROMETEOROLÓGICA NO TALHÃO DE PLANTIO DE AÇAÍ.....</b>	<b>39</b>
<b>FIGURA 7: DIAGRAMA DEMONSTRATIVO DAS ETAPAS COMPUTACIONAIS PARA OBTENÇÃO DO SALDO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE A PARTIR DO ALGORITMO SEBAL.....</b>	<b>41</b>
<b>FIGURA 8: FLUXOGRAMA DO PROCESSO ITERATIVO DE OBTENÇÃO DO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL – H.....</b>	<b>49</b>
<b>FIGURA 9: MÉDIA DA TEMPERATURA E UMIDADE RELATIVA MENSAL NO PERÍODO DE SETEMBRO DE 2017 A NOVEMBRO DE 2019.....</b>	<b>54</b>
<b>FIGURA 10: TOTAL MÉDIO DA PRECIPITAÇÃO MENSAL NO PERÍODO DE 24 DE SETEMBRO DE 2017 A 15 DE NOVEMBRO DE 2019.....</b>	<b>55</b>
<b>FIGURA 11: COMPARAÇÃO DAS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA ENTRE OS DADOS ESTIMADOS PELO SEBAL E OBSERVADOS EM SUPERFÍCIE: A) FLUXO DE CALOR SENSÍVEL (H); B) FLUXO DE CALOR NO SOLO (G); C) FLUXO DE CALOR LATENTE (LE) E D) SALDO DE RADIAÇÃO (RN).....</b>	<b>56</b>
<b>FIGURA 12: VALORES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO DOS DADOS DA TORRE MICROMETEOROLÓGICA E OS DADOS ESTIMADOS PELO SEBAL.....</b>	<b>58</b>
<b>FIGURA 13: CENA ANALISADA DO DIA 20 DE NOVEMBRO DE 2017.....</b>	<b>59</b>
<b>FIGURA 14: DISTRIBUIÇÃO DAS VARIÁVEIS DE (A) SALDO DE RADIAÇÃO (RN); (B) ALBEDO (A); (C) TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE (T); (D) FLUXO DE CALOR SENSÍVEL H; (E) FLUXO DE CALOR LATENTE (LE) E (F) EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA (ET24H) DO DIA 20-11-2017.....</b>	<b>60</b>
<b>FIGURA 15: CENA ANALISADA DO DIA 22 DE DEZEMBRO DE 2017.....</b>	<b>61</b>
<b>FIGURA 16: DISTRIBUIÇÃO DAS VARIÁVEIS DE (A) SALDO DE RADIAÇÃO (RN); (B) ALBEDO (A); (C) TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE (T); (D) FLUXO DE CALOR SENSÍVEL H; (E) FLUXO DE CALOR LATENTE (LE) E (F) EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA (ET24H) DO DIA 22-12-2017.....</b>	<b>61</b>
<b>FIGURA 17: CENA ANALISADA DO DIA 31 DE MAIO DE 2018.....</b>	<b>63</b>
<b>FIGURA 18: DISTRIBUIÇÃO DAS VARIÁVEIS DE (A) SALDO DE RADIAÇÃO (RN); (B) ALBEDO (A); (C) TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE (T); (D) FLUXO DE CALOR SENSÍVEL H; (E) FLUXO DE CALOR LATENTE (LE) E (F) EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA (ET24H) DO DIA 31-05-2018.....</b>	<b>64</b>
<b>FIGURA 19: CENA ANALISADA DO DIA 07 DE JUNHO DE 2018.....</b>	<b>65</b>
<b>FIGURA 20: DISTRIBUIÇÃO DAS VARIÁVEIS DE (A) SALDO DE RADIAÇÃO (RN); (B) ALBEDO (A); (C) TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE (T); (D) FLUXO DE</b>	

CALOR SENSÍVEL H; (E) FLUXO DE CALOR LATENTE (LE) E (F) EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA (ET24H) DO DIA 07-06-2018.....	66
<b>FIGURA 21:</b> CENA ANALISADA DO DIA 26 DE JUNHO DE 2019. ....	67
<b>FIGURA 22:</b> DISTRIBUIÇÃO DAS VARIÁVEIS DE (A) SALDO DE RADIAÇÃO (RN); (B) ALBEDO (A); (C) TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE (T); (D) FLUXO DE CALOR SENSÍVEL H; (E) FLUXO DE CALOR LATENTE (LE) E (F) EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA (ET24H) DO DIA 26-06-2019.....	68
<b>FIGURA 23:</b> CENA ANALISADA DO DIA 29 DE AGOSTO DE 2019. ....	69
<b>FIGURA 24:</b> DISTRIBUIÇÃO DAS VARIÁVEIS DE (A) SALDO DE RADIAÇÃO (RN); (B) ALBEDO (A); (C) TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE (T); (D) FLUXO DE CALOR SENSÍVEL H; (E) FLUXO DE CALOR LATENTE (LE) E (F) EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA (ET24H) DO DIA 29-08-2019. ....	70
<b>FIGURA 25:</b> VARIABILIDADE ESPACIAL DA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO NO PLANTIO DE AÇAÍ DOS DIAS ANALISADOS: A) 20-11-2017 (DJ 324); B) 22-12-2017 (DJ 356); C) 31-05-2018 (DJ 151); D) 07-06-2018 (DJ 158); E) 26-06-2019 (DJ 177) E F)29-08-2019 (DJ 241). ....	71
<b>FIGURA 26:</b> DADOS DO FRACIONAMENTO DA ENERGIA DISPONÍVEL OBTIDOS NA TORRE E ESTIMADOS COM O SEBAL.....	72

## LISTA DE TABELAS

<b>TABELA 1:</b> DESCRIÇÃO DAS BANDAS DO OLI/TIRS DO LANDSAT 8.....	27
<b>TABELA 2:</b> COMPARAÇÃO ENTRE OS ALGORITMOS PARA A ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO. $T_{CLP}$ = TEMPERATURA MÉDIA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA; $T_A$ = TEMPERATURA DO AR; $H_{CLP}$ = ALTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA; $V$ = VELOCIDADE DO VENTO; $T_S$ = TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE; $R_N$ = RADIAÇÃO LÍQUIDA DE SUPERFÍCIE; $G$ = FLUXO DE CALOR DO SOLO; $H_A$ = ALTURA DE MEDIÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO E TEMPERATURA DO AR; $IV$ = ÍNDICE DE VEGETAÇÃO; $A_S$ = ALBEDO DE SUPERFÍCIE; $F_E$ = FRAÇÃO EVAPORATIVA.....	34
<b>TABELA 3:</b> VARIÁVEIS E INSTRUMENTOS UTILIZADOS NO EXPERIMENTO, ASSIM COMO, A DISPOSIÇÃO DOS MESMOS EM RELAÇÃO AO SOLO E O DOSSEL VEGETAL. ....	40
<b>TABELA 4:</b> COEFICIENTE DOS PESOS ( $\varpi$ ) PARA O CÁLCULO DO ALBEDO PLANETÁRIO.....	42
<b>TABELA 5:</b> DADOS DA ÁREA REFERENTE A $T_{MAX}$ : TEMPERATURA MÁXIMA DIÁRIA (°C), $T_{MIN}$ : TEMPERATURA MÍNIMA DIÁRIA (°C), $UR_{MAX}$ : UMIDADE RELATIVA MÁXIMA DIÁRIA (%), $UR_{MIN}$ : UMIDADE RELATIVA MÍNIMA DIÁRIA (%), $VV$ : VELOCIDADE MÉDIA DIÁRIA DO VENTO ( $M S^{-1}$ ) A 2 M, $P$ : PRECIPITAÇÃO DIÁRIA, $R_{s24h}$ : RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL DIÁRIA ( $MJ M^{-2}$ ), $R_n$ : SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO ( $MJ M^{-2}$ ).....	55
<b>TABELA 6:</b> INFORMAÇÕES DO MOMENTO DA PASSAGEM DO SATÉLITE DO: $Z$ : ÂNGULO DE ELEVAÇÃO DO SOL; $DR$ : QUADRADO DA RAZÃO ENTRE A DISTÂNCIA TERRA-SOL E SEU VALOR MÉDIO; $COSZ$ : COSSENO DO ÂNGULO ZENITAL SOLAR; $TA$ : TEMPERATURA DO AR (°C); $UR$ : UMIDADE RELATIVA (%); $Patm$ : PRESSÃO ATMOSFÉRICA (KPA); $R_{inst}$ : RADIAÇÃO GLOBAL INSTANTÂNEA ( $W M^{-2}$ ) E $\tau_{sw}$ : TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA.....	56
<b>TABELA 7:</b> ERRO ABSOLUTO MÉDIO, ERRO RELATIVO MÉDIO, RAIZ DO ERRO QUADRÁTICO MÉDIO E ÍNDICE DE CONCORDÂNCIA ENTRE AS VARIÁVEIS DO BALANÇO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO. ....	58
<b>TABELA 8:</b> VALORES MÉDIOS PARA AS CENAS ANALISADAS DAS VARIÁVEIS: SALDO DE RADIAÇÃO (RN), FLUXO DE CALOR SENSÍVEL (H), FLUXO DE CALOR LATENTE (LE), FLUXO DE CALOR NO SOLO (G) E EVAPOTRANSPIRAÇÃO (ET) ESTIMADOS PELO SEBAL.....	63

## **LISTA DE SIGLAS**

DJ – Dia juliano

ET - Evapotranspiração

G - Fluxo de calor no solo

H - Fluxo de calor sensível

IAF - Índice de Área Foliar

IDESP - Instituto de Desenvolvimento Econômico, Social e Ambiental do Pará

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LE – fluxo de calor sensível

NASA - National Aeronautics and Space Administration

NDVI - Normalized Difference Vegetation Index

OLI - Operational Land Image

REM - Radiação eletromagnética

Rn - Saldo de radiação na superfície

SAVI - Soil Adjusted Vegetation Index

SEBAL - Surface Energy Balances Algorithms for Land

SIG – Sistema de Informações Geográficas

SR - Sensoriamento Remoto

TIRS – Thermal Infrared Sensor

USGS - United States Geological Survey

# ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DO AÇAÍ (*Euterpe oleracea*) IRRIGADO, POR MEIO DO *SURFACE ENERGY BALANCE ALGORITHM FOR LAND* – SEBAL, NO LESTE DA AMAZÔNIA

## RESUMO

A agricultura irrigada é considerada como o setor que mais consome os recursos hídricos disponíveis. A cultura do açaí, originária de áreas de várzea, foi implantada em terra firme em muitas propriedades, tornando necessário o uso da irrigação. Para irrigar de forma adequada visando minimizar o desperdício é necessário estudos visando aumentar a eficiência no uso da água no setor agrícola. Uma das alternativas é estimar de forma precisa a evapotranspiração (ET) que é um elemento importante do ciclo hidrológico e do balanço de energia na superfície terrestre. O objetivo deste estudo foi estimar a evapotranspiração real diária por meio da implementação do algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* -SEBAL, no leste da Amazônia. Para isso foram usadas seis imagens dos sensores *OLI/TIRS* do satélite Landsat 8 dos dias 20/nov. e 22/dez. de 2017 e 31/maio e 07/jun. de 2018 e 26/jun. e 29/ago. de 2019. O desempenho do algoritmo foi obtido em comparação com dados de campo oriundos da torre micrometeorológica implantada em uma área de plantio comercial de açaí (*Euterpe oleraceae* M.). Os resultados mostraram-se satisfatórios ao se observar os valores de erro absoluto médio, erro relativo médio, raiz do erro quadrado médio e índice de concordância dos fluxos de energia (com exceção do fluxo de calor no solo) e da evapotranspiração, com a capacidade de distinguir diferentes tipos de coberturas do solo, demonstrando a sensibilidade do modelo, o que proporcionou elaborar a distribuição espacial dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração. As estimativas da evapotranspiração com o algoritmo apresentaram boa concordância com os resultados obtidos pelo método da razão de Bowen na área do plantio de açaí. Isto possibilitará que o modelo SEBAL seja usado como um dos métodos para auxiliar em tomadas de decisões quanto ao manejo da irrigação em áreas cultivadas, reduzindo gastos com custos de energia e principalmente perdas hídricas.

**Palavra-chave:** agricultura irrigada, balanço de radiação, Landsat-8.

# ESTIMATION OF EVAPOTRANSPIRATION OF IRRIGATED AÇAÍ (*Euterpe oleracea*) THROUGH THE *SURFACE ENERGY BALANCE ALGORITHM FOR LAND* – SEBAL, IN EASTERN AMAZON

## ABSTRACT

Irrigated agriculture is considered to be the sector that most consumes the available water resources. The culture of açaí, originating from flooded areas, was implanted on firm land in many properties, making it necessary to use irrigation. To properly irrigate in order to minimize water losses, studies are needed to increase the efficiency of water use in the agricultural sector. One of the alternatives is to accurately estimate evapotranspiration (ET), which is an important element of the hydrological cycle and the energy balance on the Earth's surface. The aim of this study was to estimate the actual daily evapotranspiration through the implementation of the *Surface Energy Balance Algorithm for Land* -SEBAL algorithm, in eastern Amazonia. We used six images captured by the sensors OLI/TIRS on Landsat 8 in the following dates: November 20, 2017; December 22, 2017; May 31, 2018; June 7, 2018; June 26, 2019 and August 29, 2019. The performance of the algorithm was obtained in comparison with field data from the micrometeorological tower implanted in a commercial acai plantation area (*Euterpe oleraceae* M.). The results were satisfactory when observing the values of mean absolute error, mean relative error, root of the mean square error and agreement index of energy flows (with the exception of heat flow in the soil) and evapotranspiration, with the capacity to distinguish different types of ground cover, demonstrating the sensitivity of the model, which provided the elaboration of the spatial distribution of the components of the energy balance and evapotranspiration. The evapotranspiration estimates with the algorithm showed good agreement with the results obtained by the Bowen ratio method in the area of açaí plantation. This will make it possible for the SEBAL model to be used as one of the methods to assist in decision making regarding the management of irrigation in cultivated areas, reducing energy costs and especially water losses.

**Keywords:** irrigated agriculture, radiation balance, Landsat-8.

## 1. CONTEXTUALIZAÇÃO

A agricultura irrigada é considerada como a principal usuária e consumidora dos recursos hídricos disponíveis, sendo o setor que mais demanda água (LIVELE e SILVEIRA, 2015; BORGHETTI, 2017). A necessidade de água para a irrigação e produção de alimentos se tornou um dos fatores que mais pressionam os recursos hídricos, pois ela é responsável por 70% da exploração global de água doce (FAO, 2012). A falta de água para diversas formas de consumo, incluindo a irrigação, já é uma questão relevante em muitas partes do mundo e espera-se que se torne ainda maior devido ao aumento da população e maior demanda por alimentos (ELLIOTT *et al.*, 2014).

Segundo Hamdy *et al.* (2003) a eficiência no uso da água no setor agrícola é muito baixa, ocasionada por perdas de água e, como a agricultura é o principal usuário, a perda de transporte de água nas redes de irrigação é, portanto, de grande importância. Para Lacerda e Oliveira (2007), a irrigação pode contribuir de forma decisiva para a expansão e modernização da agricultura. Entretanto, irrigações em excesso ou insuficientes, resultam em redução da produção. Dessa forma, irrigar só é rentável e sustentável, se realizada de forma adequada visando ao máximo minimizar o desperdício.

Na Amazônia brasileira, o desenvolvimento agrícola se intensificou nos anos 90 com incentivos políticos e programas do governo que atraíram pequenos e grandes produtores para a região (BECKER, 2005; BRONDÍZIO *et al.*, 2009; MACEDO *et al.*, 2012). O estado do Pará, pertencente à Amazônia brasileira, atingiu em 2017, 3.191 km<sup>2</sup> de área cultivada, dentre os principais cultivos está o açaí com 9,4% da produção do estado (BOLETIM AGROPECUÁRIO DO PARÁ, 2017). As áreas com produção de açaí vêm crescendo a cada ano, principalmente no nordeste paraense, o qual em 2018 produziu 97 mil toneladas do fruto (IBGE/SIDRA, 2018). O açaí tem relevante valor econômico e cultural na região, e se destacou nos últimos anos nos cenários nacional e internacional.

Esse contexto despertou a atenção de vários produtores, principalmente os da mesorregião do Nordeste Paraense, para implantação do açaí em suas terras, desenvolvendo sistemas de cultivo apropriados, como a irrigação, que segundo Homma *et al.* (2006), esses sistemas visam aumentar a produtividade e a produção tanto na safra como na entressafra. Nessa mesma linha, o governo do estado amplia o reconhecimento e o apoio, destacando a cadeia do açaí como uma das oportunidades de negócios prioritárias do



planejamento estratégico de governo para os próximos anos (BOLETIM AGROPECUÁRIO DO PARÁ, 2017).

Em muitas áreas do estado do Pará, a estação das chuvas geralmente se estende de dezembro a junho e a estação seca (menos chuvosa) de julho a novembro (MORAES et al., 2005). Portanto, as estações secas definidas e, algumas vezes, de longa duração representam um problema para o crescimento e produção de palmeiras de açaí em regiões de terras firmes no bioma amazônico (SILVESTRE *et al.*, 2017). Isso porque para o açaí, o período de lançamento da inflorescência (cachos) do açazeiro ocorre no período chuvoso e a colheita do fruto maduro ocorre no período de estiagem (após seis meses). Nesse último período não ocorre a formação e lançamento de novas inflorescências, por falta de água, causando no semestre seguinte a entressafra (FARIAS NETO, 2016). Dessa forma, para suprir o mercado na entressafra é necessário disponibilizar água para a planta por meio da irrigação, que atualmente ainda é aplicado de forma empírica pois há poucos estudos para esta finalidade, podendo ocasionar perdas hídricas expressivas neste sistema.

Nesse contexto torna-se indispensável o planejamento e estudo de perdas hídricas e uma das formas de se analisar este fato é por meio da estimativa de um elemento fundamental do ciclo hidrológico, indispensável no manejo de irrigação e na gestão dos recursos hídricos: A evapotranspiração (ET), que pode ser estimada através do balanço energético, onde seus parâmetros são de grande importância em diferentes usos ambientais, como ciclo de energia global, monitoramento climático, previsão do tempo, etc (WENG; KARIMI; KIAVARZ, 2019).

Varejão-Silva (2006) define a ET como o processo conjunto da evaporação da água existente no substrato (solo ou água) e da transpiração, resultantes da atividade biológica dos seres vivos que o habitam, para a atmosfera. A ET transporta grandes volumes de água da superfície para a atmosfera, logo, a quantificação da água evapotranspirada é de fundamental importância em diversas áreas, incluindo a agricultura (FISHER *et al.*, 2017; ROCHA *et al.*, 2017).

Dependendo da base de dados meteorológicos disponíveis e dos tipos de coberturas de solo, vários são os métodos para a estimativa da ET, como, por exemplo, medidas diretas (ocorre medição do fluxo de entrada e saída de água no solo), medidas indiretas (onde pode-se usar várias equações como Thornthwaite, Priestley-Taylor, Penman-Monteith, razão de Bowen), que são métodos que usam dados de estações meteorológicas locais para fazer a avaliação, o que os torna adequados em escalas local, segundo Tasumi *et al.* (2003).

Uma das limitações destas técnicas é que elas essencialmente produzem valores pontuais ou para pequenas áreas, e são aplicáveis para uma área relativamente homogênea ao redor do equipamento de medida da ET, a qual está exposta aos fatores ambientais. Por isso, em função da diversidade da superfície e da não-linearidade do processo, essas medidas não podem ser extrapoladas diretamente para escalas regionais (BASTIAANSEN *et al.*, 2005), uma vez que não são representativas de áreas maiores. Uma das possibilidades para solucionar a restrição das medições pontuais da evapotranspiração consiste em manusear dados de sensoriamento remoto para estimar essa variável.

O uso de sensores de satélite e de métodos de sensoriamento remoto atraiu grande atenção para a estimativa da evapotranspiração pelo método de balanço de energia (BASTIAANSEN *et al.*, 1998; JANA *et al.*, 2016), cujas primeiras estimativas a partir de imagens de sensoriamento remoto ocorreram na década de 70 (DE TROCH *et al.*, 1996; ZHANG; KIMBALL; RUNNING, 2016). Dentre os vários modelos existentes, se destaca o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), proposto por BASTIAANSEN (1995).

O SEBAL foi desenvolvido para estimar o fluxo de calor latente (LE) e a evapotranspiração com base no resíduo do balanço de energia a partir da utilização de imagens termais e multiespectrais (região do visível e infravermelho próximo) e poucos dados meteorológicos auxiliares (BASTIAANSEN *et al.*, 1998), estimando assim a evapotranspiração. A partir de então o modelo SEBAL tem sido usado em diversos biomas e diferentes análises, obtendo resultados satisfatórios conforme os trabalhos de Santos, Silva e Rao (2007); Pacheco *et al.* (2014); Machado *et al.* (2014); Mahmoud e Alazba (2016); Da Silva *et al.* (2018); Rahimzadegan e Janani (2019).

Tendo em vista que a estimativa da evapotranspiração é um dos elementos essenciais do ciclo hidrológico e importante para definir a quantidade de água a ser ofertada às culturas sob forma de irrigação, e ainda que sua obtenção poder ser feita via sensoriamento remoto, a hipótese deste estudo assume que é possível interpretar dados sobre a dinâmica de trocas energéticas e radiativas, estimando a evapotranspiração por meio do SEBAL, e com isto, poder auxiliar o setor da agricultura, em tomadas de decisão para o uso da irrigação, visando o mínimo de desperdício de água.

## OBJETIVOS DA PESQUISA

### Geral

Estimar a evapotranspiração real diária utilizando o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* - SEBAL, no leste da Amazônia.

### Específicos

1. Utilizar o algoritmo SEBAL e imagens dos sensores *OLI/TIRS* do satélite Landsat 8;
2. Comparar as componentes do balanço de energia e a evapotranspiração estimados pelo algoritmo SEBAL com os dados de superfície - oriundos da torre micrometeorológica instalada em área de plantio comercial de açaí;
3. Avaliar o desempenho do algoritmo;
4. Elaborar mapeamento da distribuição espacial dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração.

## 2. REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 Ciclo Hidrológico

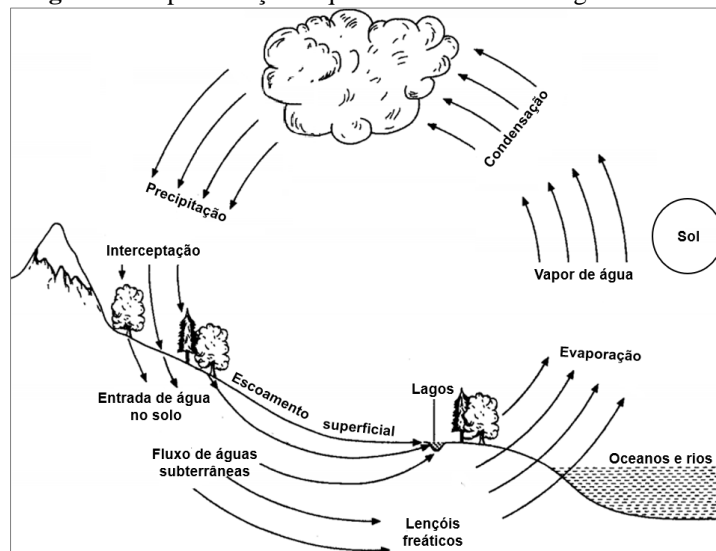
A água é considerada a substância mais abundante e importante do planeta Terra, participando diretamente dos processos vitais de animais e plantas (OLIVEIRA, 2014; WOLKMER e PIMMEL, 2013). A água está distribuída pelos oceanos, nos continentes e na atmosfera, entre os quais existe uma circulação contínua (WARD e ROBINSON, 2000), onde a relação constante entre esses reservatórios compreende o ciclo hidrológico e representa um dos processos mais importante da dinâmica externa da Terra (TEIXEIRA *et al.*, 2000)

Segundo Righetto (1998), o ciclo hidrológico é um processo natural de evaporação, condensação, precipitação, interceptação, retenção e escoamento superficiais, infiltração, percolação da água no solo e nos aquíferos, escoamentos fluviais e interações entre esses componentes. Para Finkler (2012), o ciclo hidrológico é um processo natural, no qual a água sofre transformações físicas, circulando no meio terrestre, aquático e atmosférico. A energia radiante fornecida pela iluminação solar consiste no elemento responsável pela dinâmica do

sistema terra-atmosfera, e de forma especial, pela dinâmica do ciclo hidrológico (TUCCI *et al.*, 2007). Outros elementos, como, por exemplo, os ventos, a precipitação, deslocamentos de massas de água também são muito importantes.

A precipitação pode ser interceptada pela folhagem da vegetação, retida pelas irregularidades da superfície, infiltrada no solo ou até mesmo escoar. A parcela infiltrada pode retornar por evapotranspiração à atmosfera, por escoamento subsuperficial aos canais ou pode percolar pelo solo alimentando os lençóis de águas subterrâneas (BIELENKI JÚNIOR e BARBASSA, 2012) (Figura 1). Na sua forma mais simples, é o ciclo que descreve a circulação da água que evapora dos oceanos, entra na atmosfera, é precipitado para a terra, que provavelmente retornará aos oceanos por superfície e canais subterrâneos.

**Figura 1:** Representação esquemática do ciclo da água.



**Fonte:** WARD e ROBINSON, 2000.

## 2.2 Evapotranspiração (ET)

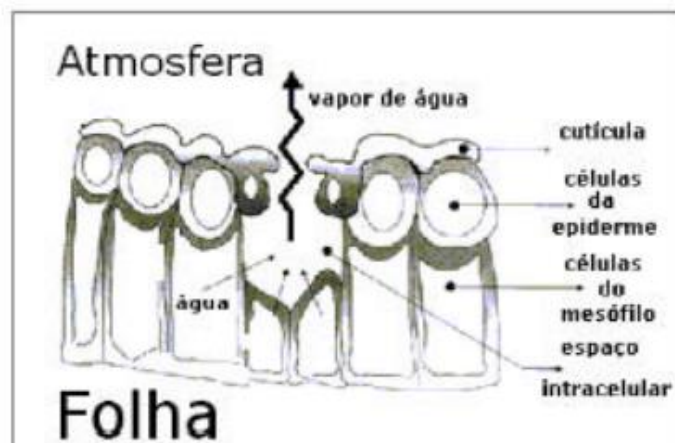
A evapotranspiração é o processo de transferência de água para a atmosfera por evaporação de água do solo e das águas (provenientes de precipitação que ficam sobre a folhagem da vegetação) e por transpiração das plantas (ALLEN *et al.*, 1998). O termo de evapotranspiração foi proposto por Thornthwaite, em 1944, para representar ambos processos, evaporação e transpiração, que ocorrem de maneira natural e simultânea (PEREIRA *et al.*, 2002). Estes processos ocorrem separadamente, mas geralmente são analisados conjuntamente, por meio da evapotranspiração, devido à dificuldade de distingui-los (ALLEN *et al.*, 1998). A ET é um dos principais componentes do ciclo hidrológico e um fenômeno de fundamental

importância para a vida no planeta (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; BRUTSAERT, 2005). Constituído um dos principais parâmetros na estimativa do consumo de água pelas plantas, a ET depende da disponibilidade de energia, da demanda atmosférica e da quantidade de água no solo (CAMARGO e CAMARGO, 2000; KASHYAP e PANDA, 2001; STEDUTO *et al.*, 2003).

A evaporação é um fenômeno físico de mudanças da fase líquida para vapor, da água presente em condições naturais (OMETTO, 1981). É também definida como um conjunto de fenômenos físicos de passagem da água, em seu estado líquido, estocadas em corpos hídricos, superfícies dos terrenos ou sobre as folhas umedificadas pelas chuvas e irrigação, para a atmosfera (GARCEZ *et al.*, 1988; PINTO *et al.*, 2007).

A maior parte (cerca de 97%) da água absorvida pelas raízes é transportada pela planta e evaporada pelas superfícies foliares. Essa perda de água denomina-se transpiração (TAIZ *et al.*, 2017). A transpiração consiste na vaporização da água líquida contida nos tecidos das plantas e a remoção do vapor à atmosfera (ALLEN *et al.*, 1998). A água é absorvida do solo por meio das raízes para a atmosfera, através dos estômatos, estando relacionada aos processos fisiológicos das plantas (GARCEZ *et al.*, 1988; PINTO *et al.*, 2007). A vaporização acontece dentro da folha, isto é, nos espaços intercelulares, e a troca de vapor com a atmosfera é controlada pela abertura dos estômatos. Quase toda água levada as folhas é perdida através de transpiração e só uma fração minúscula é usada dentro da planta (ALLEN *et al.*, 1998) (Figura 2).

**Figura 2:** Representação esquemática de um estômato e a vaporização da água.



Fonte: FAO-56.

A evapotranspiração é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, segundo Tateishi e Ahn (1996) e Dingman (2002) este valor é em

torno de 60% a 80% da precipitação. A ET desempenha um papel de suma importância na liberação de calor latente (LE) que, de acordo com Bastiaanssen *et al.* (1998), o seu valor integrado no tempo é importante para diferentes aplicações em estudos de hidrologia, agronomia e modelagem atmosférica.

Para Pereira *et al.* (1997), a quantidade de água evapotranspirada depende principalmente do fornecimento de água às plantas, do poder evaporante do ar e da disponibilidade de energia, sendo que este último fator prevalece sobre os demais, de modo que a quantidade de água utilizada por uma cultura, difere com a extensão da área vegetada, com a demanda atmosférica e com as estações do ano. Entretanto, Sentelhas, Pereira, Angelocci, (2000), afirmam que assim como o fator de desacoplamento que indica a relação biosfera-atmosfera nos processos de ET de uma planta, existem fatores que também são determinantes da ET: os fatores climáticos (a radiação líquida, a temperatura, a umidade relativa e o vento), os fatores da planta (espécie e sua arquitetura foliar, albedo) e fatores de manejo e do solo (espaçamento, capacidade de armazenamento de água).

Assim, o estudo da evapotranspiração é de extrema importância para a compreensão e gestão dos recursos hídricos, seja para o planejamento agrícola e urbano, seja no contexto da gestão ambiental de determinada região. Segundo Bernardo (1989), a estimativa do consumo de água pelas culturas agrícolas é uma das principais atividades para o correto planejamento, mensuração e manejo de qualquer sistema de irrigação, bem como para a avaliação de recursos hídricos destinados à irrigação. Para Reichardt (1985), a água é de fundamental importância na produção vegetal, sua falta ou excesso afeta de maneira decisiva o desenvolvimento das plantas e, por isso, o manejo adequado desse bem é de relevante importância na maximização da produção agrícola.

### **2.3 A cultura do açaí**

O açaizeiro (*Euterpe oleracea* Mart.) se destaca, dentre os diversos recursos vegetais, pela sua abundância e por produzir importante alimento para as populações locais, além de ser a principal fonte de matéria-prima para a agroindústria de palmito no Brasil (Embrapa, 2006). Essa espécie é encontrada principalmente nos estados do Pará, Amazonas, Maranhão e Amapá, e é uma palmeira que ocorre com elevada frequência na Amazônia oriental (CALBO; MORAES, 2000; HOMMA; SANTANA, 2009).

Conforme Pagliarussi (2010), a partir de meados da década de 90, o suco do açaí foi, gradativamente, conquistando novas fronteiras de mercado, atendendo não apenas ao mercado local, mas também às outras regiões do país e ainda ao mercado internacional. De acordo com IBGE, em 2018 a produção nacional de frutos do açaí totalizou 221.646 toneladas, sendo o estado do Pará, com 2/3 desse volume, o principal produtor com cerca de 147.730 toneladas (IBGE 2018). O açaí é a principal cultura da fruticultura paraense, em termos da ocupação de mais de 25 mil pessoas, de forma direta e indireta, e responde por cerca de 70% da formação da renda dos extrativistas ribeirinhos (LOPES e SANTANA, 2005).

A predominância dos açazeiros ainda é em áreas de várzeas do estuário amazônico, entretanto o crescimento da demanda do fruto provocou grande interesse no manejo de açazeiros nas áreas de terra firme (HOMMA *et al.*, 2006). Segundo Farias Neto *et al.* (2010), está ocorrendo uma expansão dos açazeiros manejados e com crescente utilização da irrigação em áreas com sistemas agroflorestais, ocupando as áreas desmatadas e áreas degradadas. Conforme Nogueira (2016), os cultivos em terra firme com ou sem irrigação e, ou, em sistemas agroflorestais representam 20,72% da produção. Esse sistema de produção tem evoluído no estado do Pará, onde o cultivo é praticado seguindo-se recomendações técnicas de espaçamento, adubação e plantas melhoradas geneticamente (SANTANA *et al.*, 2004; FARIAS NETO *et al.*, 2011; NOGUEIRA *et al.*, 2013).

Com o crescimento do mercado, foi inevitável a ocorrência da mudança do sistema extrativo que apresenta baixa produtividade (4,2t/ha), para o sistema manejado (8,4 t/ha) e o irrigado que pode atingir 15 t/ha, com possibilidade de crescer ainda mais com as inovações tecnológicas (SANTOS *et al.*, 2012). Um dos interesses pelo plantio de açazeiro manejado em terra firme é para obter a produção na entressafra onde os preços são bastante elevados (TAVARES e HOMMA, 2015) podendo garantir ao produtor maior lucro.

Como a cultura do açaí é natural de áreas de várzea, ou seja, com água em abundância, trazê-la para terra firme torna o processo de irrigação imprescindível, pois percebe-se que a longo prazo o plantio necessita de muita água para se manter produzindo o ano todo, dessa forma o planejamento para o manejo da irrigação é fundamental.

#### **2.4. Sensoriamento Remoto (SR)**

Sensoriamento remoto (SR) é definido como técnica de aquisição de informação sobre alguma propriedade de um objeto ou fenômeno sem o contato físico com ele. A informação

sobre um alvo é obtida pela detecção e medida de mudanças que o objeto impõe sobre o meio circundante, seja ele eletromagnético, acústico ou potencial. (SIMONETTI; ULABY, 1983; ELACHI; ZYL, 2006). Para Slater (1980), SR é o conjunto de atividades utilizadas para a aquisição de informações relativas aos recursos naturais da Terra, ou o seu meio ambiente, obtidas pela análise da energia eletromagnética refletida, emitida ou retroespalhada pelos alvos, coletadas por meio de sensores instalados a bordo de plataformas em altitude, tais como balões, foguetes, aviões ou satélites, o que ofereceu avanços nas técnicas de aquisição de imagens obtidas por sensoriamento remoto (FLORENZANO, 2007).

Quando se trabalha com SR, os seguintes aspectos devem ser levados em consideração (LORENZZETTI, 2015):

- a) As características da energia que incide sobre o alvo, quando proveniente de uma fonte tal qual o Sol, ou mesmo de uma antena de um sensor ativo como um radar, ou da energia que o próprio alvo emite. Deve-se levar em conta, por exemplo, a distribuição espectral, a intensidade e a polarização da radiação.
- b) A característica do meio em que essa radiação se propaga, isto é, as propriedades de absorção, espalhamento e emissão (atmosfera).
- c) As propriedades dos alvos (albedo, refletividade, emissividade, rugosidade, etc.)
- d) As próprias características do sensor (campo de visada, resposta espectral, relação sinal/ruído, nível mínimo de resposta e variação ao grau de polarização da radiação).

Com relação aos tipos de sensores observa-se normalmente dois tipos: passivos e ativos. Os sensores passivos detectam radiação refletida ou emitida pelo alvo que foi iluminado por uma fonte de radiação externa, qual seja, a radiação eletromagnética originada pelo Sol. Já os ativos, são aqueles que captam energia refletida ou retroespalhadas pelos alvos, que eles próprios atingiram; os radares e lasers são exemplos de sistemas ativos, uma vez que produzem a energia radiante que irá interagir com os objetos da superfície (NOVO, 2008).

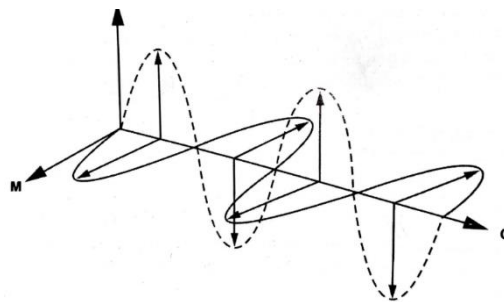
#### **2.4.1 Radiação Eletromagnética (REM)**

A radiação eletromagnética proveniente do Sol é a origem de energia para quase todos os processos naturais observados no planeta. O conhecimento da REM parte do entendimento da dualidade de comportamento presente em sua natureza. A REM se propaga no vácuo e de



acordo com estudos do físico escocês James C. Maxwell, em seus trabalhos relacionados aos princípios matemáticos da teoria eletromagnética, concluiu que quando um campo magnético sofre variações em dada região, aparece nesta um campo elétrico (E), que por sua vez, faz aparecer um campo magnético (M) e assim sucessivamente, gerando uma onda eletromagnética (MOREIRA, 2011) (Figura 3).

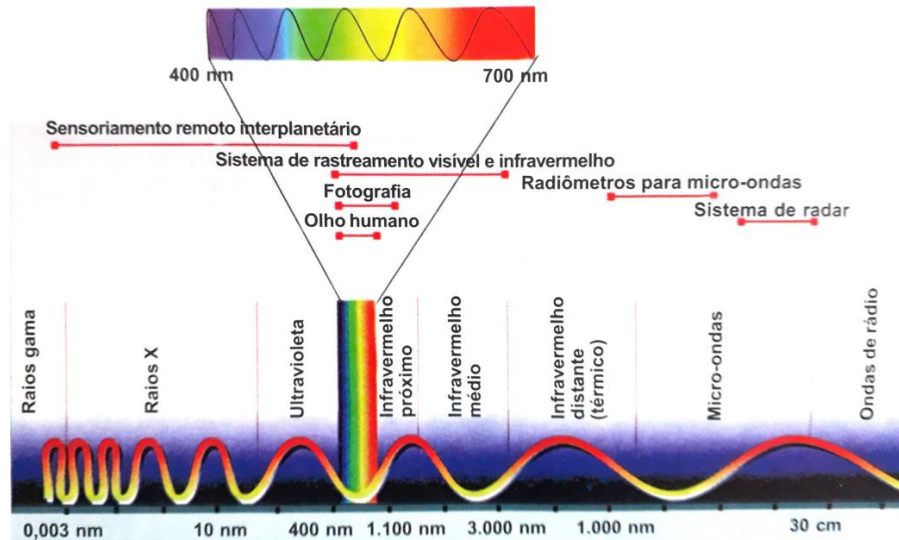
**Figura 3:** Onda eletromagnética.



**Fonte:** Moreira, 2011.

A energia eletromagnética usada no SR, é normalmente dividida em regiões ou faixas espectrais, em termos de frequência ou comprimentos de onda (LORENZZETTI, 2015), existindo comprimentos de ondas curtas (com maior frequência) e ondas longas (com menor frequência). Todos os tipos de radiação eletromagnética têm propriedades fundamentais. Qualquer corpo cuja temperatura está acima do zero absoluto irradia energia eletromagnética (JENSEN, 2009). A magnitude desta radiação varia com o comprimento de onda e depende da iluminação, da temperatura, e também de algumas características físicas do corpo. A Figura 4 mostra as principais faixas espectrais que compõem o espectro eletromagnético, onde cada uma dessas subdivisões representa uma faixa de energia diferente, que apresenta comportamentos variados ao interagir com superfícies e meios pelo qual a energia se desloca (NOVO, 2008).

**Figura 4:** Espectro eletromagnético.



Fonte: Moreira, 2011.

A energia que chega a superfície do planeta proveniente do Sol, interage com todos os objetos (alvos) e, dessa interação a energia pode ser fracionada em até três partes: absorvida, refletida e transmitida (LANDGREB, 2003; MOREIRA, 2011), e se essa energia for absorvida, ela é convertida em calor e pode ser irradiada em outro comprimento de onda (LANDGREB, 2003).

A fração absorvida é o resultado da transferência de energia da radiação para o material afetado, e esse efeito pode ser térmico ou não térmico. A fração que é transmitida é a passagem da REM através do meio sem alterar a frequência das radiações monocromáticas que a compõem. Já a fração da REM refletida pelos alvos da superfície terrestre é muito importante para o SR, pois um grande número de aplicações de imagens e dados de satélite é feito através da coleta, processamento e análise da radiação refletida pelos alvos (MOREIRA, 2011).

Essas informações podem ser coletadas por sensores instalados a bordo de satélites, o que caracteriza o sensoriamento remoto orbital que gera imagens com base na resposta espectral da região imageada (alvos) (LILLESAND; KIEFER, 1993), para mapeamentos e estudos da superfície terrestre e seus fenômenos.

#### 2.4.2 Landsat-8: sensores OLI e TIRS

A missão do Landsat já está com mais de 44 anos, com o lançamento do primeiro satélite, o Landsat 1, em 1972. O satélite Landsat-8 (L8) está operando com sucesso em órbita desde o seu lançamento em 11 de fevereiro de 2013, a partir da Base da Força Aérea de Vandenberg e iniciou oficialmente sua missão em 30 de maio de 2013, após um período de validação inicial em órbita (PESTA *et al.*, 2015). O objetivo principal da operação Landsat-8 é

coletar, arquivar, processar e distribuir dados científicos de maneira consistente com o registro de dados Landsat existente (IRONS; DWYER; BARSI, 2012).

O L8 tem um ciclo de repetição temporal de 16 dias e opera em uma órbita síncrona polar circular de 705 km de altitude. Devido à sua cobertura temporal, resolução espacial em uma escala apropriada para monitorar a atividade humana, bem como o benefício do livre acesso ao público, o registro de dados do Landsat é importante para diversas pesquisas (MISHRA *et al.*, 2014).

O Landsat-8 possui dois sensores a bordo: o OLI – *Operational Land Imager* e o TIRS – *Thermal Infrared Sensor*. O sensor OLI possui 9 bandas espectrais (Tabela 1) com resolução espacial de 30 m, as bandas 2 a 8 abrangem regiões espectrais semelhantes às missões anteriores do Landsat. Além disso, a OLI apresenta duas novas bandas à missão Landsat - uma banda azul/violeta (Banda 1) para observar a cor do oceano costeiro e uma banda de infravermelho de ondas curtas (SWIR) no meio de uma forte região de absorção de vapor de água (Banda 9) para detectar nuvens cirros (PESTA *et al.*, 2015)

O instrumento TIRS foi projetado para detectar e registrar a radiação infravermelha de ondas longas emitida pela Terra. Possui dois canais espectrais térmicos de ondas longas (Tabela 1), um centrado em 10,9 micrômetros (Banda 10) e um segundo centrado em 12,0 micrômetros (Banda 11), com resolução espacial de 100 m (STOREY, *et al.*, 2014). Consiste em um sistema óptico, plano focal, fontes de calibração a bordo e os componentes e estruturas eletrônicos associados (MONTANARO *et al.*, 2014).

**Tabela 1:** Descrição das bandas do OLI/TIRS do Landsat 8.

<b>Bandas</b>	<b>Sensor</b>	<b>Comprimento de onda (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Resolução espacial (m)</b>
1 (azul)	OLI	0,43 – 0,45	
2 (azul)	OLI	0,45 – 0,51	
3 (verde)	OLI	0,53 – 0,59	30
4 (vermelho)	OLI	0,64 – 0,67	
5 (IV-próximo)	OLI	0,85 – 0,88	
6 (IV-médio1)	OLI	1,57 – 1,65	
7 (IV-médio2)	OLI	2,11 – 2,29	
8 (Pancromática)	OLI	0,50 – 0,68	15
9 (Cirrus)	OLI	1,36 – 1,38	30
10 (IV-termal1)	TIRS	10,60 – 11,19	100
11 (IV-termal2)	TIRS	11,50 – 12,51	

Fonte: Landsat, 2013.

## 2.5 Balanço de energia

O saldo de radiação ( $R_n$ ) disponível à superfície é modulado pela radiação solar que chega ao solo, e é repartido em energia para o aquecimento do solo (fluxo de calor no solo -  $G$ ), aquecimento do ar (fluxo de calor sensível -  $H$ ) e para processos evaporativos (fluxo de calor latente -  $\lambda ET$ ), e conforme Hemakumara *et al.* (2003), o particionamento dessa energia é controlado pelo tipo e estado da superfície. O balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera, através do estudo da partição do saldo de radiação nos diversos processos que ocorrem na cultura, o que permite que se avaliem as alterações no microclima da vegetação, em função dos estádios de desenvolvimento da cultura e das condições de solo e atmosfera (FONTANA *et al.*, 1991).

Um dos métodos para se estimar a evapotranspiração é o método do balanço energético, o qual se baseia no princípio da conservação de energia, com respeito aos fluxos de energia que se observam em uma determinada superfície. A energia particionada pelo balanço de energia é proveniente do balanço de radiação, que corresponde ao saldo radiativo entre a radiação que entra e a radiação que sai do sistema Terra-atmosfera, sendo estimada por meio da Equação:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (1)$$

onde,  $R_n$  é o saldo de radiação;  $\alpha$  é o albedo da superfície;  $R_{s\downarrow}$  é o fluxo de radiação incidente de onda curta (emitida pelo sol);  $R_{L\downarrow}$  é o fluxo de radiação de onda longa incidente (emitida pela atmosfera);  $R_{L\uparrow}$  é o fluxo de radiação de onda longa emitida pela superfície.

A quantidade de energia que atinge o topo da atmosfera resulta do quanto de radiação está sendo emitida pelo Sol, da distância Terra-Sol e do ângulo de elevação solar, que é influenciada pela ação da latitude, estações do ano e do fotoperíodo. Outros efeitos como a cobertura de nuvens, a altitude, assim como a influência da atmosfera que interage de forma diferenciada para cada comprimento de onda do espectro eletromagnético, devem ser considerados em estudos sobre o quanto de radiação atinge a superfície (BARRY; CHORLEY, 2010).

O saldo de radiação seria então a energia disponível para os processos energéticos, que corresponde a soma de todos os fluxos de energia do sistema solo-planta-atmosfera, conforme a equação (PEREZ *et al.*, 1999):

$$R_n = LE + H + G + A + F \quad (2)$$

onde  $LE$  é o fluxo de calor latente;  $H$  é o fluxo de calor sensível;  $G$  é o fluxo de calor no solo;  $A$  é o fluxo de calor sensível utilizado no processo de fotossíntese das plantas;  $F$  é a energia convertida em fitomassa. Em termos quantitativos,  $A$  e  $F$  podem ser ignorados, pois representam um valor de magnitude baixa (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013).

## 2.6 Sensoriamento remoto na Amazônia

A atividade exploratória dos recursos naturais e as constantes transformações da cobertura de superfície ocorridas na Amazônia exercem influência no clima e na hidrologia (NOBRE *et al.*, 2007; CARDOSO *et al.*, 2009). Outros estudos indicaram ainda, que a região amazônica tem várias interações com a atmosfera (SHUKLA; NOBRE; SELLERS, 1990; CORREIA; MANZI, 2006; BUTT; OLIVEIRA; COSTA, 2011), uma vez que fornece uma vasta porção de calor e vapor d'água à atmosfera local e global, tornando a floresta um importante regulador dos balanços hídricos e de energia. Dessa forma, estudos com o objetivo de entender a dinâmica temporal e espacial das trocas radiativas e energéticas foram amplamente motivadas na Amazônia (LIBERATO, 2011).

Entretanto, medidas obtidas em campo por tais estudos são, em geral pontuais representando pequenas áreas, que não representam espacialmente a dinâmica das iterações para toda a região (PAPADAVID e HADJIMITSIS, 2012; WANG *et al.*, 2015). Dessa forma a utilização de dados oriundos de plataformas orbitais, tem se intensificado, neste sentido, pois facilitam não somente o monitoramento dos processos de mudança da paisagem, mas também a facilidade de amostragem (SHIMABUKURO; SANTOS; AQUINO, 1982; FERREIRA *et al.*, 2008).

O uso do sensoriamento remoto, associada ao processamento de imagens e o sistema de informações geográficas (SIG), permite a obtenção de dados que são imprescindíveis para subsidiar ações referentes ao planejamento e desenvolvimento de diversas áreas. Tornando possível responder questões sobre as mudanças climáticas, bem como observar as alterações que ocorrem na cobertura vegetal dos biomas e monitorar os recursos naturais de forma geral (INPE, 2017).

Na Amazônia foram realizados vários trabalhos nas últimas décadas utilizando o sensoriamento remoto, como por exemplo, em análises de áreas desmatadas (OLIVEIRA *et al.*,

2016; ALMEIDA, 2008 e SHIMABUKURO *et al.*, 1994), estudos de fragmentos vegetais (PRADO *et al.*, 2010 e BRAGA *et al.*, 2019) espacialização e análise de focos de queimadas, estimativa dos componentes do balanço radiativo com ampla cobertura espaço-temporal (FERREIRA JÚNIOR *et al.*, 2013; OLIVEIRA e MORAES, 2013, PAVÃO *et al.*, 2015), evapotranspiração com uso de sensores remotos (MALHI *et al.*, 2002; DE OLIVEIRA *et al.*, 2016; DE OLIVEIRA SERRÃO *et al.*, 2019; WU *et al.*, 2020), entretanto análises sobre a estimativas de evapotranspiração em áreas agrícolas são pouco estudadas na Amazônia principalmente no estado do Pará.

### **2.7 Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL**

Com o auxílio das tecnologias, o uso do sensoriamento remoto está cada vez mais sendo utilizado para o aprimoramento e gerenciamento dos recursos naturais. O algoritmo SEBAL, foi proposto por Bastiaanssen *et al.* (1995) e posteriormente adaptado por Allen *et al.* (2002), surgindo com o objetivo de estimar o balanço de radiação e a evapotranspiração, fundamentado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998). Para isto o modelo utiliza dados radiativos de imagens de satélites e informações de superfície como velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, dados que podem ser obtidos em estações com monitoramento meteorológico.

As imagens oriundas dos sensores dos satélites necessitam efetuar medições de radiância na faixa do espectro do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal, como por exemplo cenas do satélite Landsat. A física contida no algoritmo possibilita o cálculo dos fluxos em superfície para áreas com diferentes coberturas de solo e calcula, para cada pixel da imagem, o balanço de radiação e de energia (ALLEN *et al.*, 2002, BASTIAANSSEN *et al.*, 1998) sem a necessidade de extensivas medidas de campo. Conforme Comparoé *et al.* (2008), o SEBAL se sobressai entre os demais métodos por consistir em um algoritmo baseado fisicamente em análises de imagens de satélite e demandar um mínimo de informações meteorológicas.

O SEBAL é processado por meio de rotinas computacionais que predizem um balanço completo da radiação e de energia ao longo da superfície da Terra (MACHADO, 2017). Em relação à precisão em suas estimativas, Bastiaanssen *et al.* (1998) afirmam que a exatidão desse

algoritmo difere em função da escala espacial e do tipo de cobertura da superfície, alterando-se com a heterogeneidade da área e com o tamanho do pixel.

## **2.8 Outros algoritmos para a estimativa de ET**

### **2.8.1 *Surface Energy Balance Index - SEBI***

Proposto por Menenti e Choudhury (1993), nos EUA, esse método foi o primeiro a se basear no contraste entre regiões úmidas e secas na área a ser estudada. Nesse algoritmo parte-se do princípio que a ET real pode ser determinada em termos da fração evaporativa, ou seja, da relação entre o fluxo de calor latente e o fluxo de calor sensível. É determinado um alcance mínimo e máximo para a temperatura de superfície, baseando-se nos valores extremos do balanço de energia. A evaporação é considerada zero, em regiões secas, por conta da baixa disponibilidade hídrica e, nesse caso, o fluxo de calor sensível é máximo e pode ser escrito em termos da resistência aerodinâmica e da diferença entre temperatura superficial e temperatura atmosférica adjacente à superfície. Em regiões úmidas a ET assume seus maiores valores e a temperatura superficial é considerada mínima. Essa temperatura é estimada em função da  $ET_o$  (evapotranspiração de referência) determinada pela equação de Penman-Monteith, que exige o cálculo do fluxo de calor no solo e do saldo de radiação. Sendo estabelecidos os extremos, a temperatura superficial é interpolada para cada pixel da imagem e a  $ET_r$  (evapotranspiração de real) é obtida a partir da relação entre o resultado da interpolação e o fluxo de calor latente potencial (LIOU; KAR, 2014).

### **2.8.2 *Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration - METRIC***

Proposto por Allen, Tasumi e Trezza (2007), é um algoritmo derivado do SEBAL que propõe em sua formulação a integração da evapotranspiração de referência. Ele utiliza as mesmas formulações que o SEBAL para a obtenção do saldo de radiação, do fluxo de calor no solo, do fluxo de calor latente e do fluxo de calor sensível. O METRIC se diferencia do SEBAL em relação a escolha dos pixels âncoras. Este algoritmo propõe a utilização de um balanço hídrico superficial para garantir que no pixel quente a ET seja igual a zero e no pixel frio, que a ET seja igual a  $1,05*ET_o$ , sendo  $ET_o$  a evapotranspiração de referência, estimada pelo método de Penman-Monteith e a superfície de referência é um campo de alfafa. O pixel frio deverá sempre ser escolhido sobre uma área de cultivo bem irrigada cujas características se aproximem

da alfafa. Outra importante diferença é a forma de extrapolação da evapotranspiração instantânea para valores diários ou sazonais, no METRIC, ela é baseada na fração de evapotranspiração de referência,  $ET_{oF}$ , sendo dada pela razão entre a evapotranspiração instantânea e a evapotranspiração de referência (alfafa), estimada com dados de estação meteorológica para a data de aquisição da imagem. O modelo vem sendo testado como uma ferramenta operacional reguladora para administrar outorgas de uso da água e identificar áreas onde há a violação da legislação no sentido de ultrapassar a máxima taxa de desvio permitida nos EUA (BURKHALTER *et al.*, 2013; FRENCH; HUNSAKER; THORP, 2015; KILIC *et al.*, 2016)

Este modelo vem sendo amplamente utilizado nos Estados Unidos, em regiões no sudeste de Idaho, Novo México, Colorado, Nebraska e sudeste da Califórnia, conforme explicitado por Allen *et al.* (2005), Allen *et al.* (2007), Tasumi e Allen (2007), Anderson *et al.* (2012). No Brasil, a metodologia do METRIC foi aplicada em diversos estudos: Scherer-Warren (2012) no Distrito Federal, Silva *et al.* (2012) no estado do Ceará, Giongo e Vettorazzi (2014) e Silva e Manzione (2019) ambos em São Paulo, estes autores obtiveram resultados satisfatórios em seus estudos para a estimativa das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração.

### **2.8.3 Simplified Surface Energy Balance Index - S-SEBI**

Foi desenvolvido por Roerink *et al.* (2000) é um modelo simplificado para estimar a evapotranspiração. Não exigindo a determinação empírica de uma temperatura máxima e mínima fixa para áreas úmidas e secas. Ele determina uma relação entre os valores extremos de temperatura e a reflectância de cada pixel, de forma que os fluxos de calor sensível e latente são fracionados de acordo com a temperatura superficial obtida em cada pixel. Essa simplificação traduz-se na maior vantagem do método, que não exige dados meteorológicos adicionais para o seu cômputo. No algoritmo, o saldo de radiação instantâneo é obtido pelo balanço de ondas curtas e longas na superfície. O fluxo de calor no solo é derivado da relação entre as características superficiais e as características da vegetação (representadas pelo NDVI). Finalmente, os fluxos de calor latente e sensível são computados em conjunto a partir da fração evaporativa. Em relação a esse termo, segue-se a teoria de Bastiaanssen (1995) em que, assumindo-se a radiação global e a temperatura do ar constantes, existe uma correlação entre a reflectância e a temperatura superficiais. Em regiões com menores reflectâncias a temperatura



de superfície se mantém aproximadamente constante, mesmo com pequenos incrementos na reflectância. Essas regiões são, normalmente, corpos d'água ou áreas intensivamente irrigadas e a energia disponível é quase em sua totalidade utilizada nos processos evaporativos. Conforme a reflectância aumenta mais expressivamente, a temperatura superficial começa a aumentar. Quando esse comportamento é observado diz-se que a temperatura superficial é controlada pela evaporação, visto que seu aumento se dá por conta da redução da taxa evaporativa pela menor umidade disponível. Quando o aumento da reflectância da superfície supera um dado valor limite, a temperatura superficial começa a diminuir. Isso ocorre porque a disponibilidade hídrica tornou-se tão baixa que não há mais como ocorrer evaporação. Nesse caso, a energia disponível é utilizada em sua totalidade no processo de aquecimento da superfície, ou seja, para o fluxo de calor sensível, porém, como a reflectância é elevada, a energia total disponível para esse aquecimento é mais baixa (maior parte foi refletida). Quando esse comportamento é observado, diz-se que a temperatura superficial é controlada pela radiação (ROERINK; SU; MENENTI, 2000). O S-SEBI vem sendo utilizado em áreas onde a aplicação de outros algoritmos não é possível dada à baixa disponibilidade de dados meteorológicos.

Estudos de Santos *et al.* (2010), estimando a evapotranspiração mostraram que o algoritmo S-SEBI é uma ferramenta promissora e trouxe bons resultados (erros de até 16%) em suas análises na região semiárida do estado do Ceará. Mattar *et al.* (2014) em estudos na região de La Mancha, na Espanha, usaram o mesmo algoritmo e ao validar com os dados de superfície obtiveram erro relativo para a evapotranspiração de 5%. Em estudos de Oliveira-Guerra *et al.* (2014) na zona centro-sul do Chile, e Boronina e Ramillien (2008) na bacia do Lago Chade (África Central e Ocidental) ao usarem o modelo S-SEBI foi possível estimarem a ET diária em escala regional obtendo resultados promissores.

#### **2.8.4 Operational Simplified Surface Energy Balance – SSEBop**

Proposto por Senay *et al.* (2007), foi desenvolvido a partir das simplificações propostas pelo S-SEBI e da determinação da ET real a partir da sua relação com a ETo de forma similar ao proposto pelo METRIC. O SSEBop sugere a amarração dos pixels frios e quentes a partir de uma média entre três valores obtidos da temperatura superficial para as áreas úmidas e outros três valores da temperatura de superfície para regiões secas. A ET é estimada pelo produto entre a fração evaporativa e a evapotranspiração de referência sobre cada pixel. Senay *et al.* (2013) apresentaram uma nova abordagem ao método SSEBop de forma a operacionalizar a sua

aplicação, possibilitando a estimativa rotineira da ETr sobre os Estados Unidos. A principal característica é o uso de dados de temperatura da superfície (obtidas por imagens de satélite), temperatura do ar (obtida em estações meteorológicas ou até mesmo por modelos climáticos) e a evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>). A principal diferença deste método em relação aos outros é referente à maneira com que se determina a diferença entre pixels âncoras. Neste caso, como a temperatura de superfície termal é obtida em condições de céu limpo, admite-se que as condições para escolha dos pixels não se alteram, ou se altera de forma irrelevante, de ano para ano. Como se assume o estado de céu limpo, a temperatura do pixel frio será uma fração da temperatura do ar, uma vez que a taxa de ET é máxima. Já a temperatura do pixel quente é obtida justamente assumindo-se uma diferença constante em relação ao pixel frio, a partir do estudo prévio da climatologia das temperaturas do local de estudo. A ETr pode ser, então, calculada de maneira análoga ao método SSEB tradicional.

Vários estudos se utilizaram deste método e também obtiveram resultados satisfatórios, como por exemplo De Paula *et al.* (2019), ao avaliar o desempenho do SSEBop na estimativa da evapotranspiração real das culturas de soja e feijão irrigadas na Bacia do Rio Preto, no leste do Distrito Federal (GO), e comparadas à ET obtida pelo método da razão de Bowen, registraram raiz do erro médio quadrático (RMSE) igual 62 mm dia-1 e erro médio absoluto (MBE) igual a 0,04 mm dia-1. Senay *et al.* (2014) ao comparar dados de ET estimados com o modelo SSEBop utilizando imagens Landsat e obtidos em campo por meio de lisímetros em áreas irrigadas e não irrigadas conseguiram resultados de RMSE entre 1,13 mm dia-1 a 3,24 mm dia-1, no centro sul dos Estados Unidos (nordeste do Novo México e parte do Texas). Alemu e Henebry (2017) em estudos para caracterizar a dinâmica das terras agrícolas na África Oriental entre outros métodos também utilizaram o SSEB e obtiveram  $r^2 > 0,73$  para a maioria das variáveis nos locais de estudo.

Assim, foram apresentados alguns dos principais algoritmos criados para determinação da ET real via sensoriamento remoto e pode-se verificar que os mesmos obtiveram bons resultados ao se comparar com dados obtidos *in loco*. O resumo comparativo entre eles, parâmetros de entradas, premissas, bem como suas vantagens e desvantagens estão descritos na Tabela 2.

**Tabela 2:** Comparação entre os algoritmos para a estimativa da evapotranspiração.  $T_{clp}$  = Temperatura média da camada limite planetária;  $T_a$  = temperatura do ar;  $h_{clp}$  = Altura da camada limite planetária;  $v$  = velocidade do vento;  $T_s$  = Temperatura da superfície;  $R_n$  = radiação líquida de superfície;  $G$  = fluxo de calor do solo;  $h_a$  = Altura de

medição da velocidade do vento e temperatura do ar; IV = Índice de Vegetação;  $\alpha_s$  = Albedo de superfície;  $F_e$  = Fração evaporativa.

Algoritmo	Parâmetros de entrada	Principais premissas	Vantagens	Desvantagens
SEBAL	$v, h_a, T_s,$ IV, $R_n, G$	$d T = a + b * T_s$ ( $ET$ ) <sub>pixel quente</sub> = 0; ( $ET$ ) <sub>pixel frio</sub> → considerado como a energia disponível de superfície	Requer medições mínimas baseadas no solo; equipado com calibração interna automática; Correções atmosféricas não são necessárias	Possui incertezas na determinação dos pixels âncoras
SEBI	$T_{clp}, h_{clp},$ $v, T_s,$ $R_n, G$	( $ET$ ) <sub>pixel quente</sub> = 0; ( $ET$ ) <sub>pixel frio</sub> → evapora potencialmente	Relacionando os efeitos de $T_s$ e $r_a$ diretamente no LE	Requer medições locais
METRIC	$v, h_a, T_s,$ IV, $R_n, G$	( $ET$ ) <sub>pixel quente</sub> = 0 ( $LE$ ) <sub>pixel frio</sub> = 1,05 * $ET_o$	Semelhante ao SEBAL, mas a inclinação e o aspecto da superfície podem ser considerados	Possui incertezas na determinação dos pixels âncora
S-SEBI	$T_s, \alpha_s,$ $R_n, G$	$(EF)_a = (T_H - T) / (T_H - T_{LE})$ $T_H = (LE)_{min}$ $T_{LE} = (LE)_{máx.}$	Medições baseadas no solo não são necessárias	Os pixels extremos devem ser específicos para a localidade
SSEBop	$T_a, h_a, v,$ $T_s, R_n, G$	$FE = (T_H - T_s) / (T_H - T_{LE})$ $T_H = T_{LE} + \Delta T$ $T_{LE} = \% \text{ da } T_a \text{ min}$ $ET_f = F_e * ET_o$	Requer dados de temperatura do ar bem distribuídos pela área de estudo	Os pixels extremos devem ser específicos para a localidade

Fonte: Adaptada de Liou e Kar (2014).

## 2.9 Método da Razão de Bowen

Proposta por Bowen, em 1926, o Balanço de Energia pela Razão de Bowen (BERB) é definida como sendo igual à razão entre os fluxos de calores sensível (H) e latente (LE). O método se baseia nas análises das trocas de energia térmica radiativa, condutiva e convectiva por uma superfície (KANG *et al.*, 2008). Afim de se estudar a partição da energia disponível e que pode ser determinada com medições das diferenças da temperatura do ar e pressão de vapor d'água em dois níveis acima do dossel da vegetação (PEREIRA *et al.*, 1997; OLIVEIRA *et al.*, 2014; MACHADO *et al.*, 2016).

A metodologia aponta vantagens operacionais e de cálculo, entretanto, os sensores devem estar calibrados, pois os gradientes da temperatura e da concentração de vapor em duas

alturas distintas são muito pequenos. Da mesma forma como em qualquer metodologia, algumas limitações existem afetando os resultados obtidos. Todd *et al.* (2000) e Angus e Watts (1984) descreveram que tais restrições são identificadas na sensibilidade do sensor de registrar os gradientes dos componentes do balanço de energia e; a igualdade entre os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível ( $K_h$ ) e latente ( $K_w$ ).

Dessa forma, visando refinar a metodologia alguns autores recomendaram critérios para melhorar os resultados. Como o estudo realizado por Perez *et al.* (1999), que verificaram dois pontos: (1) que os dados inconsistentes (valores absolutos da razão de Bowen superiores a 0,7) ocorriam, principalmente, próximo do nascer e pôr do sol e à noite devido à inversão térmica e, (2) ocorrência de baixos gradientes de pressão de vapor (menores que  $0,03 \text{ kPa m}^{-1}$ ) originários de advecção reduzida ou chuvas. Esses autores também concluíram que pequenos valores de gradientes de vapor de água fomentam a inconsistência do método e que dois tipos de dados devem ser rejeitados: os dados noturnos e os obtidos após precipitação.

Ohmura (1982) recomenda que para aqueles dados nos quais as medições dos gradientes de temperatura e de pressão de vapor foram menores que o limite da resolução dos sensores, devem ser desconsiderados. Outras pesquisas foram realizadas com o mesmo intuito, como os trabalhos de Ortega-Farias *et al.* (1996) e Unland *et al.* (1996), que incluíram ainda os casos em que os valores de  $\beta$  estão próximo de -1.

A metodologia da razão de Bowen ( $\beta$ ) é um método indireto, bastante utilizado e aceito para a determinação da evapotranspiração das culturas (ET<sub>c</sub>), possibilitando a quantificação do fluxo de calor latente (ET<sub>c</sub>) durante seu ciclo fenológico, seja em escala diária ou até mesmo horária, tornando-se ferramenta indispensável ao manejo da irrigação (OLIVEIRA *et al.*, 2014). Entretanto, a estimativa do balanço de energia em escala espacial tem elevado custo. Isso ocorre, pois, os sensores e registradores de dados de uma estação micrometeorológica tem alto custo o que não viabiliza mais instalações de estações micrometeorológicas para o estabelecimento de uma rede de estações (DA SILVA FILHO *et al.*, 2019).

No Brasil, a estimativa da evapotranspiração através da Razão de Bowen foi realizada pela primeira vez por Villa Nova (1973) em uma área cultivada com arroz, utilizando psicrômetros com pares termoeletrônicos, acoplados a um potenciômetro. Com a popularização da microeletrônica foram utilizados psicrômetros constituídos de pares termoeletrônicos, de cobre-constantan, conectados a um sistema de aquisição de dados (CUNHA *et al.*, 1996). Desde então, vários trabalhos com o uso desta metodologia têm sido realizados como os de Biuldes *et al.* (2009) ao estimarem a variação sazonal do balanço de energia pelo método da razão de

Bowen, em uma área de vegetação monodominante de Cambará no Mato Grosso, observaram que os componentes do balanço de energia apresentaram sazonalidade, com maiores médias observadas na estação chuvosa e que os fluxos H e G foram maiores na pastagem durante todo o ano da análise.

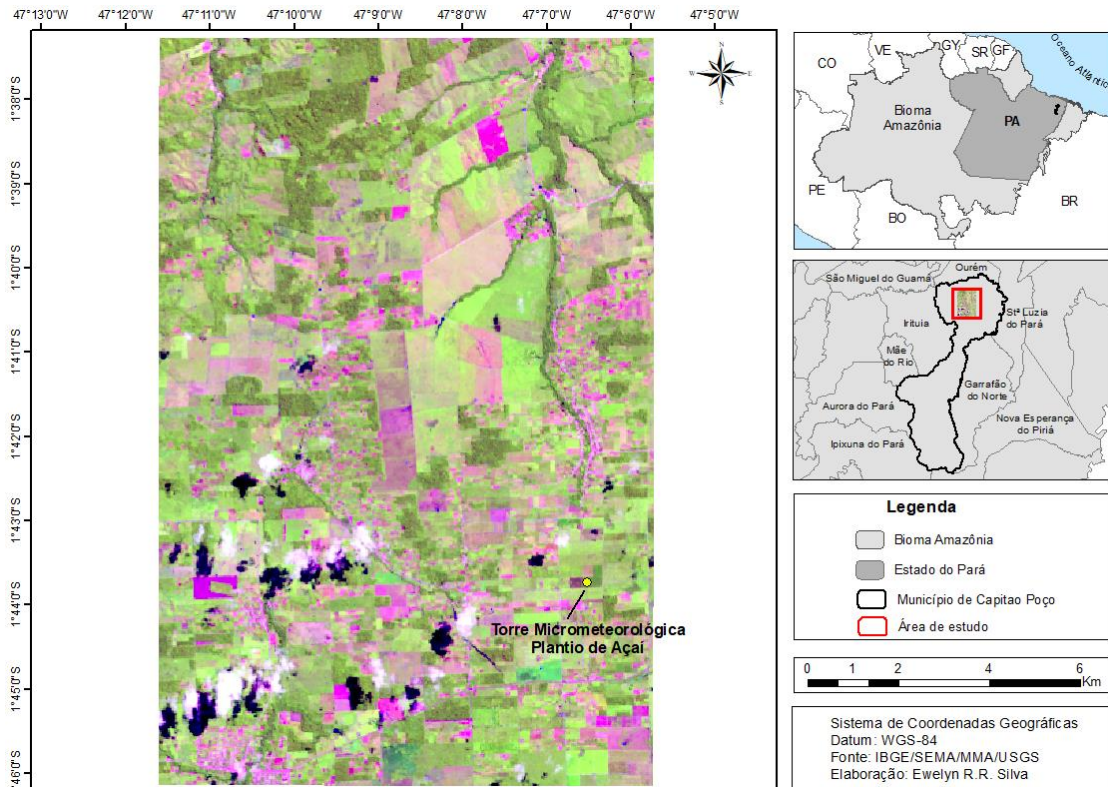
Soares e Webler (2016), aplicaram o método na região amazônica buscando possíveis interações climáticas nos períodos úmido, úmido-seco, seco e seco-úmido no ano de 2009, para isso os autores analisaram os fluxos de calor latente e calor sensível na REBIO Jaru e obtiveram resultados para esses períodos na razão de Bowen de 0.21; 0.24; 0.30; 0.21, respectivamente demonstrando que a floresta pouco se altera com a sazonalidade durante o ano ao contrário dos biomas de transição (Amazônia-Cerrado) e da área de pastagem. Outros trabalhos também apresentaram estimativas satisfatórias ao utilizarem o método da razão de Bowen (BIUDES *et al.*, 2008; BEZERRA *et al.*, 2010; DA SILVA *et al.*, 2015; PIERDONÁ *et al.*, 2019). O método também é frequentemente utilizado como referência para calibração de outros métodos usados no cálculo da evapotranspiração real (HU *et al.*, 2014).

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Área de estudo e conjunto de dados utilizados

O estudo foi realizado em uma área de 17.750 ha, localizada no leste da Amazônia Legal, estado do Pará, ao norte do município de Capitão Poço, este pertence à mesorregião do nordeste Paraense e à microrregião Guamá (IDESP, 2014) (Figura 5). O clima, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Am, caracterizado como clima tropical, apresentando pequena estação seca no trimestre entre setembro e novembro (SANTOS *et al.*, 2013; OLIVEIRA *et al.*, 2016). A temperatura média anual é de 26,9° C, com precipitação pluviométrica anual de 2.449 mm, com os meses mais chuvosos entre janeiro a junho, com pico no mês de fevereiro ou março (RODRIGUES *et al.*, 2016).

**Figura 5:** Localização da área de estudo.

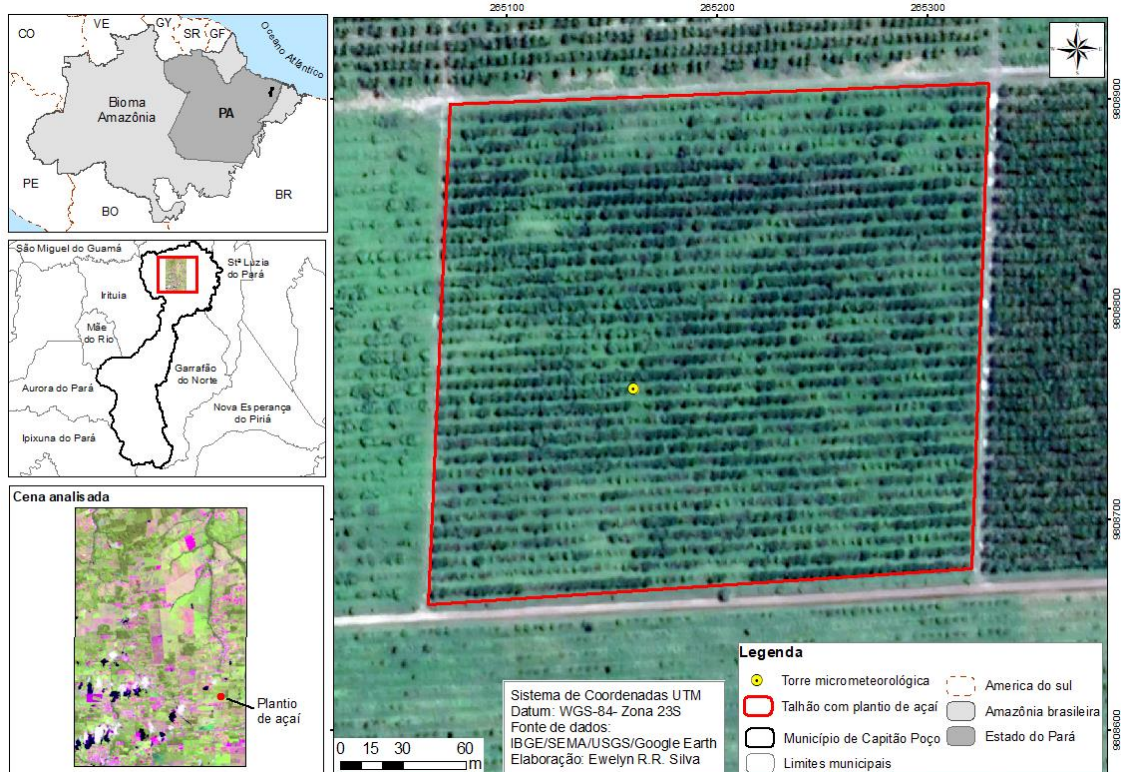


O açaí (*Euterpe oleraceae* M.) foi implantado para fins comerciais em 2012 nas dependências da Fazenda Ornela, no município de Capitão Poço, em uma área de 100 ha, na qual se delimitou uma área de 1 ha do plantio para implantação do experimento. Este foi realizado durante duas safras do açaizeiro; a primeira entre setembro de 2017 a outubro de 2018 e a segunda de novembro de 2018 a outubro de 2019.

O açaí foi plantado com espaçamento de 6,0 x 4,0 m, sendo três estipes/plantas por touceira, cultivado em terra firme com irrigação diária, durante o quadrimestre mais seco do ano (ago-nov), por meio de um sistema de microaspersão, onde aplicava-se uma lâmina empírica bruta de 3,28 mm. O solo foi classificado como latossolo amarelo distrófico, com textura franco-arenosa, com 14% de argila na camada de 0-20 cm.

Dentro da fazenda selecionou-se um talhão do plantio de açaí onde foi demarcado um hectare que correspondeu à área monitorada para o estudo. No centro desta área experimental foi instalada uma torre micrometeorológica de 14 m de altura, cujas coordenadas geográficas são 01°43'44,4"S e 47°06'39,3"W (Figura 6). Na torre foram acopladas três registradores de dados meteorológicos automáticos distribuídas ao longo do dossel (duas da *Campbell Scientific* e uma da *Onset Hobo*).

**Figura 6:** Localização da torre micrometeorológica no talhão de plantio de açaí.



Fonte: Autor, 2020.

Na tabela 3 estão presentes os sensores utilizados no experimento, bem como sua disposição em relação ao solo ou ao dossel. Os dados provenientes da torre foram utilizados neste estudo para comparação sobre as informações do balanço de energia e da evapotranspiração obtidos com algoritmo SEBAL. Os sensores da *Campbell Scientific* foram conectados a um *datalogger* CR1000 e a um multiplexador AM416 e os sensores da *Hobo* foram conectados a um *datalogger* modelo U30, com programação de leitura a cada dez segundos, e médias totais a cada 20 minutos. A localização da torre obedeceu às exigências mínimas de bordadura da área, apresentando “*fetch*” disponível (superior a razão 1:100), a fim de que as medidas obtidas fossem representativas da área experimental sem a influência de energia advectiva (RANA e KATERJI, 2000).

**Tabela 3:** Variáveis e instrumentos utilizados no experimento, assim como, a disposição dos mesmos em relação ao solo e o dossel vegetal.

Variáveis meteorológicas	Instrumento, fabricante, modelo	Disposição no solo (m)
Temperatura do ar	<i>Vaisala thermohygrometer (HMP35A)</i>	2,0 e 8,0 acima do solo
Umidade relativa do ar	<i>Vaisala thermohygrometer (HMP35A)</i>	2,0 e 8,0 acima do solo
Temperatura do ar	<i>Hobo (STHB-M002)</i>	0,5 e 2,0 acima do dossel
Umidade relativa do ar	<i>Hobo (STHB-M002)</i>	0,5 e 2,0 acima do dossel
Umidade do solo	<i>Time Domain Reflectometer (CS615)</i>	- 0,3 da superfície do solo
Chuva	<i>Rain gauge (TB4-L)</i>	0,5 acima do dossel
Radiação global incidente	<i>Pyranometer (CMP6-L)</i>	2,0 acima do dossel
Saldo de radiação	<i>Net Radiometer (NR-LITE2-L)</i>	2,0 acima do dossel
Fluxo de calor no solo	<i>Soil Heat Flux Plate (HFP01SC-L)</i>	-0,08 da superfície do solo
Velocidade e direção do vento	<i>Wind Monitor (05106-L)</i>	2,0 acima do dossel

Fonte: Denis de Pinho Sousa, 2020.

Foram utilizadas seis imagens geradas pelo *Operational Land Imager – OLI* e *Thermal Infrared Sensor – TIRS* do satélite Landsat 8, adquiridas gratuitamente no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (sigla em inglês USGS) que distribui tanto dados Landsat como de outros satélites. Para a seleção dos dias considerou-se o período de coleta de dados da torre e nas imagens, a menor interferência possível de nuvens na cena analisada e principalmente no local da torre micrometeorológica.

Os dias selecionados foram 20 de novembro e 22 de dezembro de 2017 (órbita/ponto 222/61); 31 de maio (órbita/ponto 222/61) e 07 de junho (órbita/ponto 223/61) de 2018 e 26 de maio e 29 de agosto de 2019 (órbita/ponto 223/61), respectivamente nos dias julianos, 324, 356, 151, 158, 146 e 240. Inicialmente, todas as bandas dos sensores OLI e TIRS foram empilhadas e recortadas para a área de estudo específica (17.750 ha), antes de se obter os diferentes componentes dos balanços de radiação e de energia.

Os processamentos das imagens e a obtenção dos componentes do balanço de energia (descritos adiante), foram realizados usando o *software ERDAS Image 2015* e a elaboração de



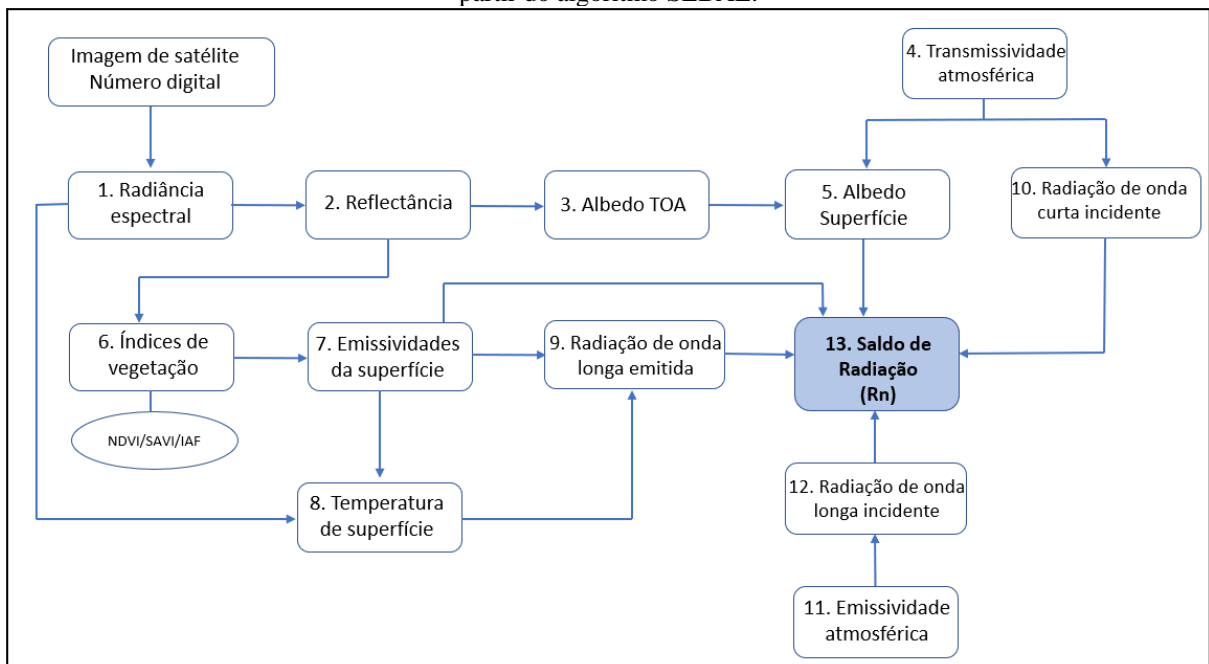
mapas temáticos foi realizada no *software* ArcGis 10.1, da Universidade Federal Rural da Amazônia.

### 3.2. Algoritmo SEBAL

O *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL, utiliza o balanço de energia a partir da combinação de dados gerados por imagens de satélites orbitais e dados pontuais de estações meteorológicas. É um dos algoritmos disponíveis para a obtenção da evapotranspiração utilizando o sensoriamento remoto.

Para o saldo de radiação são contabilizados os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma dos balanços de radiação solar e radiação infravermelha termal na superfície (HURTADO e SOBRINO, 2001). Para a determinação do  $R_n$ , seguiu-se o diagrama abaixo (Figura 7):

**Figura 7:** Diagrama demonstrativo das etapas computacionais para obtenção o saldo de radiação à superfície a partir do algoritmo SEBAL.



Fonte: Adaptado de Allen, Tassumi e Trezza (2002).

O saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ) ( $W m^{-2}$ ), computado para o momento da passagem do satélite, foi estimado conforme a equação 3 (BASTIAANSEN *et al.*, 1998):

$$R_n = R_{sol,inc} (1 - \alpha_{sup}) - R_{ol,emit} + R_{ol,atm} - (1 - \varepsilon_0) R_{ol,atm} \quad (3)$$

onde,  $R_{sol,inc}$  é a radiação de onda curta incidente;  $\alpha_{sup}$  é o albedo corrigido de cada pixel;  $R_{ol,atm}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel;  $R_{ol,emit}$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel.

O cômputo do albedo planetário ( $\alpha_{toa}$ ) foi obtido pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas ( $\rho'$ ) de cada uma das bandas reflectivas do sensor OLI de acordo com a equação (TASUMI *et al.*, 2008):

$$\alpha_{toa} = (\varpi_2\rho'_2) + (\varpi_3\rho'_3) + (\varpi_4\rho'_4) + (\varpi_5\rho'_5) + (\varpi_6\rho'_6) + (\varpi_7\rho'_7) \quad (4)$$

em que, cada peso ( $\varpi$ ) é obtido pela razão entre a constante solar específica da banda  $b$ , e a somatória de todas as constantes  $ESUN_{\lambda,b}$ , conforme a equação (STARKS *et al.*, 1991):

$$\varpi_{\lambda,x} = \frac{ESUN_{\lambda,b}}{\Sigma ESUN_{\lambda,b}} \quad (5)$$

onde, para o Landsat-8 os valores estão na tabela abaixo:

**Tabela 4:** Coeficiente dos pesos ( $\varpi$ ) para o cálculo do albedo planetário.

Bandas	B2	B3	B4	B5	B6	B7
$\varpi_n$	0,300	0,277	0,233	0,143	0,036	0,012
$ESUN_{\lambda,b}$	2011,3	1853	1532,8	956,4	237,8	80,2

Fonte: Chander *et al.* (2009).

A reflectância monocromática de cada banda ( $\rho_{\lambda i}$ ) foi obtida pela a razão entre o fluxo da radiação solar refletida e o fluxo da radiação solar incidente (SILVA *et al.*, 2016):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{add_{ref,i} + Mult_{ref,i} \cdot ND_i}{\cos Z \cdot dr} \quad (6)$$

Para a determinação da radiância espectral monocromática ( $L_{\lambda i}$ ), foram usados os termos aditivo e multiplicativo do grupo da radiância, obtidos no metadados da imagem:

$$L_{\lambda i} = add_{rad,i} + Mult_{rad,i} \cdot ND_i \quad (7)$$

onde, para as equações 6 e 7,  $i$  corresponde a cada banda da imagem;  $\rho_{\lambda}$  é a reflectância monocromática;  $add_{ref}$  e  $Mult_{ref}$  são os termos aditivo e multiplicativo da reflectância de cada banda;  $dr$  é correção da excentricidade da órbita terrestre;  $L_{\lambda}$  é a radiância espectral

monocromática;  $add_{rad}$  e  $Mult_{rad}$  são os termos aditivo e multiplicativo de radiância de cada banda;  $ND$  é o número digital de cada pixel.

O albedo da superfície para cada pixel, ou o albedo corrigido aos efeitos atmosféricos ( $\alpha$ ), foi calculado com base no modelo desenvolvido por Zhong e Li (1988), que tem sido amplamente utilizado (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998, 2005, ALLEN *et al.*, 2007):

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (8)$$

onde,  $\alpha_{toa}$  é o albedo de cada pixel sem correção atmosférica, que combina os valores de refletância espectral para todas as bandas de ondas curtas;  $\alpha_p$  é a refletância atmosférica, considerada neste estudo igual a 0,03 (ALLEN *et al.*, 2007; BASTIAANSSEN *et al.*, 2005; DA SILVA *et al.*, 2011);  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica, que depende do ângulo zenital solar ( $Z$ ), do coeficiente de turbidez atmosférica ( $k_t$ ), da pressão atmosférica ( $P$ ) (kPa) e da quantidade de água precipitável ( $W$ ) (mm), de acordo com (ALLEN *et al.*, 2007):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[ \frac{-0,00146 P}{K_t \cos Z} - 0,075 \left( \frac{W}{\cos Z} \right)^{0,4} \right] \quad (9)$$

onde,  $W$  foi calculado conforme a equação 10 (GARRISON; ADLER, 1990):

$$W = 0,14 e_a P + 2,1 \quad (10)$$

em que,  $e_a$  é a pressão de vapor de água (kPa) e  $P$  é a pressão atmosférica.

A radiação de ondas curtas incidente  $RS_{inst}$  ( $W m^{-2}$ ) na área de estudo, foi determinada pelo esquema de parametrização desenvolvido por Allen *et al.* (2007):

$$RS_{inst} = S_o \cos Z dr \tau_{sw} \quad (11)$$

em que,  $S_o$  é a constante solar ( $1367 W m^{-2}$ ) e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica obtida na Equação 9.

A radiação de onda longa emitida por cada pixel ( $R_{emi}$ ) ( $W m^{-2}$ ) foi calculada por meio da lei de Stefan-Boltzmann:

$$R_{emi} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (12)$$

onde,  $T_s$  é a temperatura da superfície, em Kelvin;  $\varepsilon_0$  é emissividade de cada pixel e  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ).

A temperatura da superfície ( $T_s$ ) em Kelvin foi calculada utilizando a radiância e a emissividade no domínio espectral da banda termal ( $\varepsilon_{NB}$ ), pela seguinte equação:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} \cdot K_1}{L_{\lambda,10} - 0,29} + 1\right)} \quad (13)$$

em que,  $K_1 = 774,89 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1321,08 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ,  $K$  correspondem à primeira e segunda constantes de radiação da banda 10 (obtidas no metadados da imagem);  $L_{\lambda,10}$  é a radiância espectral da banda termal; e  $0,29 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  é o coeficiente de calibração da radiância espectral monocromática.

As emissividades  $\varepsilon_{NB}$  e  $\varepsilon_0$  foram estimadas com base em parametrização obtida em função do índice de área foliar (IAF) (ALLEN *et al.*, 2007):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot IAF \quad (14)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,011 \cdot IAF \quad (15)$$

O Índice de Área Foliar (IAF) foi parametrizado por Tasumi (2003) conforme a equação:

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (16)$$

onde, o Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo - *Soil Adjusted Vegetation Index* – (SAVI), foi obtido conforme a equação:

$$SAVI = \frac{(1 + L) \cdot (r_4 - r_5)}{(L + r_4 + r_5)} \quad (17)$$

em que,  $L$  é um parâmetro de solo, considerado neste estudo como  $L = 0,5$ , utilizado para densidade intermediárias de vegetação (HUETE, 1988);  $r_4$  e  $r_5$  são as reflectâncias

correspondentes ao infravermelho próximo (bandas 5) e ao vermelho do espectro solar (banda 4), respectivamente.

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície  $R_{atm}$  ( $W m^{-2}$ ), foi calculada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{atm} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (18)$$

onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann;  $T_a$  é a temperatura do ar à superfície (K);  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica, obtida conforme Duarte, Dias e Maggiotto (2006):

$$\varepsilon_a = 0,625 \cdot \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,13} \quad (19)$$

onde,  $e_a$  é a pressão de vapor (Pa);  $T_a$  é a temperatura do ar à superfície (K).

O fluxo de calor do solo ( $G$ ) ( $W m^{-2}$ ), que representa a taxa de armazenamento de calor no solo devido à condução, foi calculado conforme equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = [T_s(0,0038 + 0,0074 \cdot \alpha)(1 - 0,98 \cdot NDVI^4)]Rn \quad (20)$$

onde,  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}C$ ),  $\alpha$  é o albedo da superfície e NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada.

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada - *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) foi obtido conforme Allen *et al.* (2007):

$$NDVI = \frac{r_4 - r_5}{r_4 + r_5} \quad (21)$$

No SEBAL, o fluxo de calor sensível ( $H$ ) ( $W m^{-2}$ ) é estimado com base na equação aerodinâmica clássica (FARAH; BASTIAANSEN, 2001) através de um procedimento iterativo (BASTIAANSEN *et al.*, 1998). Assumiu-se a condição de estabilidade neutra para a atmosfera, a fim de calcular  $H$  a partir da seguinte equação:

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}} \quad (22)$$

onde,  $\rho$  é a massa específica de ar ( $\text{Kg m}^{-3}$ );  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante ( $1004 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );  $dT$  representa a diferença de temperatura próxima da superfície (K); e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{sm}^{-1}$ ) entre duas alturas próximas da superfície ( $Z_1 = 0,1 \text{ m}$  e  $Z_2 = 2,00 \text{ m}$ ).

Para o cálculo da resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ), foi necessário obter a velocidade de fricção do vento para cada pixel conforme a equação (ALLEN *et al.*, 2007; BASTIAANSSEN *et al.*, 2005):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (23)$$

onde, que  $Z_2$  e  $Z_1$  são as alturas 2,0 m e 0,1 m acima da superfície;  $u_*$  é a velocidade de fricção e  $k$  é a constante de von Karman (0,41).

Nesta etapa foram reunidas as informações sobre a velocidade do vento e a altura média da vegetação que envolve a estação meteorológica. O processo para obtenção da velocidade de fricção em cada pixel, parte do cálculo dessa velocidade no nível e no alcance da estação meteorológica da área de estudo:

$$u_* = \frac{k \cdot u}{\ln\left(\frac{Z}{Z_{0m}}\right)} \quad (24)$$

onde,  $u$  é a velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) medida na estação meteorológica dentro da área de estudo;  $Z$  representa a altura da medição e  $Z_{0m}$  é o coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum no ponto de medição ( $Z_{0m} = 0,12h$ , em que  $h$  é a altura da vegetação também no ponto de medição).

Considera-se que há uma altura na qual os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, conhecida como *blending height*, e, portanto, a velocidade do vento a essa altura ( $u_{200}$ ) pode ser considerada constante na área de estudo e pode ser calculada pela expressão (BASTIAANSSEN, 2000):

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad (25)$$

Com a hipótese de que  $u_{200}$  é constante em toda a cena estudada, pode ser obtida a velocidade de fricção  $u_*$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) para cada pixel da imagem, através da equação (ALLEN *et al.*, 2007; BASTIAANSSEN *et al.*, 2005):

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (26)$$

onde, que  $Z_{0m}$  (m) foi determinado pixel a pixel com base no SAVI (BASTIAANSSEN, 2000):

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 \cdot \text{SAVI}) \quad (27)$$

Uma vez obtido  $u_*$ , o próximo passo foi a determinação da resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ), conforme a Equação 23.

Para calcular a diferença de temperatura próxima da superfície ( $dT$ ), para cada pixel, foi computado através de uma relação linear entre  $T_s$  e  $dT$ , conforme a equação 28:

$$dT = a + bT_s \quad (28)$$

onde, os coeficientes  $a$  e  $b$  são obtidos através dos pixels âncoras (quente e frio). Que são escolhidos a partir das imagens de temperatura de superfície ( $T_s$ ) da seguinte maneira:

O pixel “frio” da imagem foi escolhido numa área vegetada, com cobertura total do solo por esta vegetação, onde foi assumido que o fluxo de calor sensível e a diferença de temperatura próxima da superfície são nulos ( $H_{frio} = 0$ ;  $dT = 0$ ) (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998) e o fluxo de calor latente  $LE_{frio}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) dado por:

$$LE_{frio} = (Rn - G)_{frio} \quad (29)$$

Por sua vez, o pixel “quente” foi escolhido numa área com grande exposição de solo, onde foi assumido que o fluxo de calor latente era nulo ( $LE_{quente} = 0$ ) (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998) e portanto, o fluxo de calor sensível  $H_{quente}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) dado por:

$$H_{quente} = (Rn - G)_{quente} = \frac{\rho c_p (a + b) T_s}{r_{ah}} \quad (30)$$

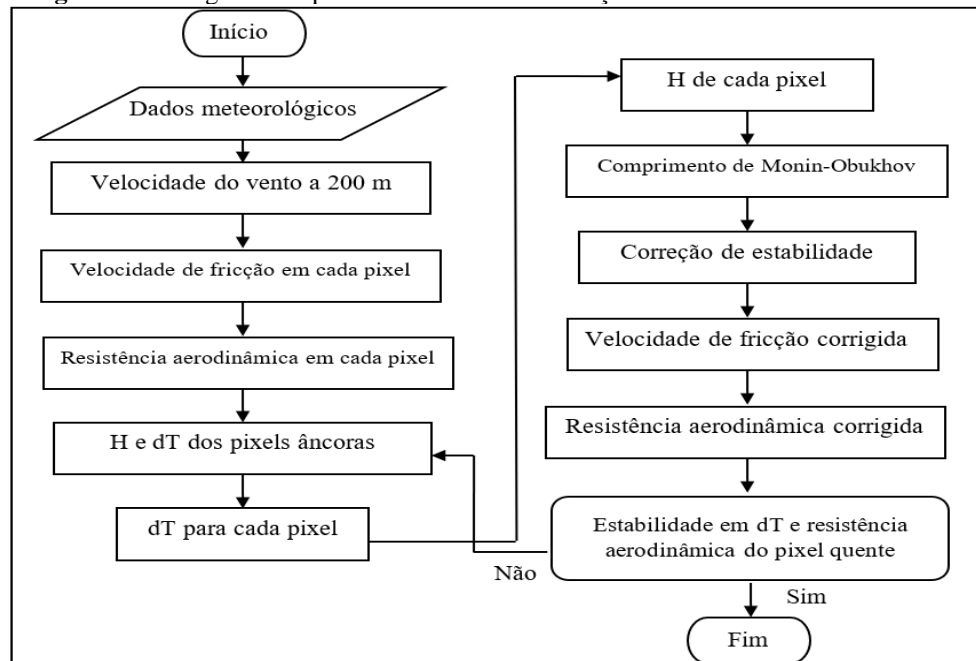
onde  $T_s$ ,  $Rn$ ,  $G$  e  $r_{ah}$ , são obtidos exatamente no pixel quente da imagem. Com base nesses valores, obteve-se no pixel quente:

$$a + b T_s = \frac{r_{ah} (Rn - G)}{\rho c_p} \quad (31)$$

Como no pixel frio  $dT = 0$ , ou seja,  $a + b T_s = 0$ , tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de  $a$  e  $b$ . Sendo assim  $H$  pode ser calculado para cada pixel da área de estudo, conforme a equação de  $H$ .

No entanto, estes valores, em princípio, não representam adequadamente o fluxo de calor sensível de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo (Figura 8), e que nas etapas seguintes se considerada, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Dessa forma, devido os efeitos turbulentos afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, sendo considerada no cômputo do fluxo de calor sensível em todos os pixels da área de estudo (BASTIAANSEN *et al.*, 1998).



**Figura 8:** Fluxograma do processo iterativo de obtenção do fluxo de calor sensível – H.

Fonte: Adaptado de Allen, Tasumi e Trezza (2002).

O comprimento de Monin-Obukhov ( $L$ ) é utilizado para identificar as condições de estabilidade da atmosfera e foi computado em função dos fluxos de calor e de momentum pela seguinte expressão:

$$L = \frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{k g H} \quad (32)$$

onde,  $\rho$  é a densidade do ar ( $1,15 \text{ kg m}^{-3}$ );  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante;  $u_*$  é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens ( $\text{m s}^{-1}$ );  $T_s$  é a temperatura da superfície (K);  $g$  é o módulo do campo gravitacional terrestre ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ) e  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ), obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade. Os valores de  $L$  definem as condições de estabilidade da seguinte forma: quando  $L < 0$ , a camada limite inferior atmosférica é instável, e quando  $L > 0$ , a camada limite atmosférica inferior é estável.

Para o cálculo da velocidade de fricção corrigido ( $u_*$ ), foi usada a equação (ALLEN *et al.*, 2007; BASTIAANSEN *et al.*, 2005):

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200)}} \quad (33)$$

onde,  $\Psi_{m(200)}$  é a correção de estabilidade para o transporte de momentum a 200 m.

Tendo obtido o  $u_*$  corrigido, foi computado um novo valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  através da seguinte equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right) - \Psi_{h(Z_2)} + \Psi_{h(Z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (34)$$

Onde,  $\Psi_{h(Z_1)}$  e  $\Psi_{h(Z_2)}$  são as correções de estabilidade para o transporte de calor nas alturas  $Z_1$  e  $Z_2$  (BASTIAANSEN *et al.*, 2005).

Uma vez corrigidos os valores de  $u_*$  e  $r_{ah}$  retornou-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo os cálculos posteriores a esta etapa até que se obteve a estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura ( $dT$ ) e da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ). Segundo Allen; Tasumi e Trezza (2002), geralmente, 7 ou 8 iterações são suficientes para corrigir a estabilidade da atmosfera. Neste estudo o processo iterativo para as imagens dos dias 20 de novembro e 22 de dezembro de 2017; 31 de maio e 07 de junho de 2018 e 26 de maio e 29 de agosto de 2019, foram respectivamente 8, 9, 9, 9, 9 e 9.

O fluxo de calor latente ( $LE$ ) ( $W\ m^{-2}$ ) compreende o fluxo de massa na atmosfera proveniente do processo de evapotranspiração, sendo obtido como resíduo do balanço entre o saldo de radiação ( $Rn$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ) e o fluxo de calor sensível ( $H$ ):

$$LE = Rn - G - H \quad (35)$$

### 3.2.1 Estimativa da evapotranspiração diária

Com a obtenção de  $Rn$ ,  $G$ ,  $H$  e  $LE$ , em base instantânea, procede-se ao cálculo para obter a Fração Evaporativa Instantânea ( $FE_i$ ), conforme a expressão:

$$FE_i = \left( \frac{LE}{Rn - G} \right) \quad (36)$$

O algoritmo SEBAL considera que a  $FE_i$  se conserva ao longo do dia Zhang e Lemeur (1995), logo,  $FE_i = FE_{24h}$ , dessa forma, pode-se calcular o fluxo de calor latente diário ( $LE_{24h}$ ):

$$LE_{24h} = FE_i \cdot Rn_{24h} \quad (37)$$

em que  $Rn_{24h}$  é o saldo de radiação diário ( $Wm^{-2}$ ), obtido conforme a equação (BASTIAANSSEN *et al.*,1998):

$$Rn_{24h} = Rs_{24h} \cdot (1 - \alpha) - 110 \cdot \tau_{sw_{24h}} \quad (38)$$

onde,  $Rn_{24h}$ ,  $\alpha$  e  $\tau_{sw_{24h}}$  são respectivamente a radiação solar diária incidente ( $W m^{-2}$ ), albedo da superfície e transmitância atmosférica média diária, obtida como a razão entre a radiação solar global diária medida ( $Rn_{24h}$ ) ( $MJ m^{-2}$ ) e a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera ( $Rs_{toa}$ ) ( $MJ m^{-2}$ ).

Assim, para se obter a evapotranspiração diária, se integra o  $LE_{24h}$  ao longo do dia e se divide o mesmo pelo calor de vaporização da água, ou seja:

$$ET_{24h} = 0,035 \cdot FE_i \cdot Rn_{24h} \quad (39)$$

onde, 0,035 é a razão entre o número de segundos de um dia (86400 s) e a energia necessária para vaporizar uma unidade de água líquida ( $2,45MJkg^{-1}$ ).

### 3.3. Obtenção dados de fluxos de energia no plantio de açaí

Os dados foram provenientes de instrumentação meteorológica instalada em uma torre de 11 metros de altura, com sensores conectados a *dataloggers* (*Campbell Scientific CR1000* e *HOBO Onset*), que registraram dos dados a cada 10 segundos e armazenavam as médias a cada 20 minutos. De posse dos dados coletados, foi aplicado as equações descritas a seguir para obter os fluxos de energia e a evapotranspiração em superfície:

O LE foi determinado através do balanço de energia com base no método da razão de Bowen, estimado de acordo com Perez *et al.* (1999) usando a seguinte expressão:

$$Rn = LE + H + G + Sdv + F \quad (40)$$

em que  $R_n$  é o saldo de radiação,  $LE$  e  $H$  são os fluxos verticais de calor latente e sensível, respectivamente;  $G$  o fluxo de calor no solo,  $S_{dv}$  a energia armazenada no sistema solo dossel vegetativo e  $F$  é a energia utilizada no processo fotossintético. Os componentes  $S_{dv}$  e  $F$  não foram considerados por representarem menos de 2% do saldo de radiação (HEILMAN *et al.*, 1994).

O  $G$  foi determinado a partir de dois sensores de fluxo de calor no solo, que foram instaladas entre as plantas e entre as linhas de plantio a 0,08 m de profundidade. A partir da energia disponível ( $R_n - G$ ) o fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível puderam ser obtidos, em função de diferenças na temperatura do ar e na pressão de vapor, em dois níveis (0,5 e 2,0 metros acima do dossel).

O método da razão de Bowen é dada pela seguinte equação:

$$\beta = \frac{H}{LE} \frac{P_o C_p}{L \varepsilon} \left( \frac{K_h}{K_v} \right) \frac{\delta T / \delta Z}{\delta e / \delta Z} = \gamma \left( \frac{K_h}{K_v} \right) \frac{\delta T / \delta Z}{\delta e / \delta Z} \quad (41)$$

em que  $K_h$  e  $K_v$  são os coeficientes de difusão turbulenta de calor sensível e vapor d'água, respectivamente;  $\varepsilon = 0,622$ ;  $\gamma$  é o fator psicrométrico ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $P_o$  é a pressão atmosférica;  $C_p$  é o calor específico;  $\delta T$ ,  $\delta Z$  e  $\delta e$  são coeficientes de vórtices turbulentos.

Considerando-se a igualdade entre  $K_h$  e  $K_v$  (GAVILAN e BERENGENA, 2007) e  $(\delta T / \delta Z) / (\delta e / \delta Z) \approx \Delta T / \Delta e$ ; a equação 41 pode ser simplificada para:

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (42)$$

onde  $\Delta T = T_{0,5} - T_{2,0}$  e  $\Delta e = e_{0,5} - e_{2,0}$ , as diferenças de temperatura do ar e pressão de vapor d'água na camada de ar medidas em dois níveis acima da copa do açazeiro, respectivamente.

Com base na razão de Bowen, obteve-se o fluxo de calor latente conforme a equação:

$$LE = \frac{R_{net} - G}{1 + \beta} \quad (43)$$

A evapotranspiração da cultura do açai (ETc), dada em mm, foi obtida usando apenas valores positivos do fluxo de calor latente (LE) entre a superfície e a atmosfera, no intervalo

entre 6:00 e 18:00 h, correspondente ao período do dia em que o  $Rn-G > 0$  (PEREZ *et al.*, 1999). Os valores diários foram estimados pela soma da ETc obtido a cada 20 minutos, dada por:

$$ETc = \frac{LE}{\lambda} \quad (44)$$

em que ETc é a evapotranspiração da cultura ( $\text{mm dia}^{-1}$ ), LE é o fluxo de calor latente diário e  $\lambda$  o calor latente de vaporização ( $\text{J kg}^{-1}$ ), obtido pela equação abaixo de acordo com (WRIGTH, 1982):

$$\lambda = 10^3(2500 - 2,37 * T) \quad (45)$$

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

### 3.4. Desempenho do algoritmo

Para a avaliação de desempenho do algoritmo entre os dados observados em campo e os valores estimados pelo algoritmo SEBAL (considerando o ponto onde localizava-se a torre micrometeorológica), foram utilizados os métodos de erro absoluto médio (EAM) equação 46, erro relativo médio (ERM) equação 47, raiz do erro quadrático médio (REQM) equação 48, e o índice de concordância ( $d$ ) desenvolvido por Willmott *et al.* (1985) equação 49. Para Souza *et al.* (2011), a conjunta utilização dos métodos estatísticos REQM e o índice “ $d$ ” de Willmott representam uma avaliação apropriada do desempenho dos modelos de ET. Segundo Tanaka *et al.* (2016), isso ocorre porque os indicadores concedem a análise simultânea do desvio da média e a identificação da ocorrência de sub ou superestimativa, espalhamento e ajustamento dos modelos, quando comparados a valores estimados e medidos.

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |ET_E - ET_O| \quad (46)$$

$$ERM = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|ET_E - ET_O|}{ET_O} \quad (47)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (ET_E - ET_O)^2}{N}} \quad (48)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (49)$$

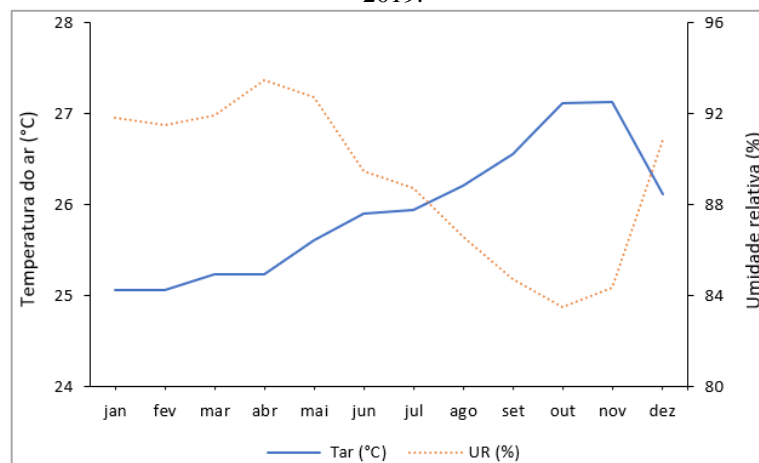
onde  $N$  é o número de pares das variáveis,  $E$  e  $O$ , são respectivamente os valores estimados e observados em campo.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Condições meteorológicas

A variabilidade da média mensal da temperatura e umidade relativa dos dados observados em superfície (acima do dossel do açazeiro), referente ao período setembro de 2017 a novembro de 2019, estão representadas na Figura 9. A temperatura média do período estudado foi de 25,9°C, oscilando entre 25,1°C e 27,2°C. Por sua vez, a umidade relativa apresentou média de 89,1%, variando de 83,5% a 93,2%.

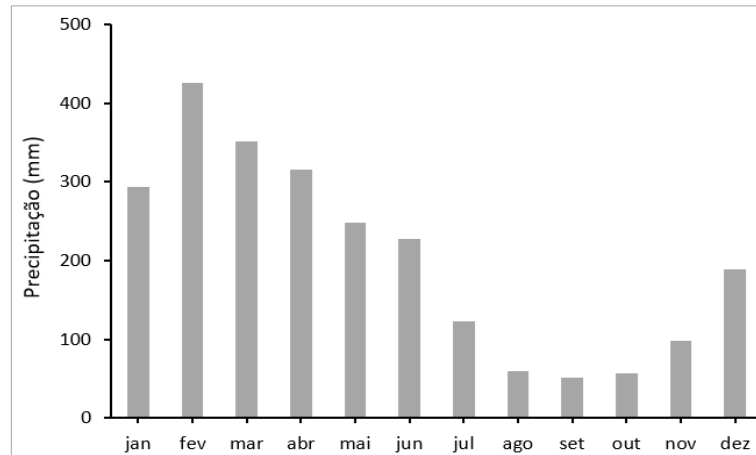
**Figura 9:** Média da temperatura e umidade relativa mensal no período de setembro de 2017 a novembro de 2019.



Fonte: Denis Pinho Sousa, 2019.

A precipitação pluviométrica total anual registrada na área de estudo para o mesmo período foi de 2.440 mm, onde se observou que os meses mais chuvosos foram entre janeiro a junho, com pico no mês de fevereiro (figura 10).

**Figura 10:** Total médio da precipitação mensal no período de 24 de setembro de 2017 a 15 de novembro de 2019.



Fonte: Denis Pinho Sousa, 2019.

As informações (registrada pelos sensores da torre micrometeorológica) correspondentes aos dias das imagens Landsat 8 usadas neste estudo estão descritas na tabela 5 e 6, a seguir:

**Tabela 5:** Dados da área referente a  $T_{\max}$ : temperatura máxima diária ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_{\min}$ : temperatura mínima diária ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $UR_{\max}$ : umidade relativa máxima diária (%),  $UR_{\min}$ : umidade relativa mínima diária (%),  $Vv$ : velocidade média diária do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a 2 m,  $P$ : precipitação diária,  $RS_{24h}$ : radiação solar global diária ( $\text{MJ m}^{-2}$ ),  $R_n$ : saldo de radiação diário ( $\text{MJ m}^{-2}$ ).

Data	DJ	$T_{\max}$	$T_{\min}$	$UR_{\max}$	$UR_{\min}$	$Vv$	$P$	$RS_{24h}$	$R_n$
20-11-2017	324	33,0	22,6	90,0	64,9	1,89	0,0	22,6	13,6
22-12-2017	356	33,7	22,6	96,8	64,6	1,33	0,0	20,3	12,7
31-05-2018	151	31,6	22,5	98,0	63,7	1,06	0,2	22,0	15,2
07-06-2018	158	32,0	22,2	98,2	68,2	1,28	6,7	21,2	14,7
26-06-2019	177	31,9	21,5	99,2	64,9	1,55	0,0	21,9	15,3
29-08-2019	241	33,2	22,1	98,4	59,2	1,08	0,0	22,2	15,5

Fonte: Autor, 2020.

Observa-se que a velocidade média diária do vento não obteve grandes variações ficando entre  $1,06$  e  $1,89 \text{ m s}^{-1}$ . Houve registro de precipitação, entre os dias analisados, somente nos dias 31 de maio e 07 de junho de 2018, concentrado no período da tarde. A radiação solar global diária variou entre  $20,3$  e  $22,6 \text{ MJ m}^{-2}$ , já o  $R_n$  de  $12,7$  a  $15,5 \text{ MJ m}^{-2}$ . A temperatura do ar variou entre  $22,2$  e  $33,7^{\circ}\text{C}$ , já para o momento da passagem do satélite (tabela 6), a temperatura variou de  $29,3$  a  $32,5^{\circ}\text{C}$ . A umidade relativa do ar, apresentou variabilidade entre

63,7 a 98,4% (tabela 5), e no momento da passagem do satélite Landsat este valor correspondeu a 66,5% no dia 20 de novembro de 2017 e à 82,6% em 26 de junho de 2019 (tabela 6).

**Tabela 6:** Informações do momento da passagem do satélite do: Z: ângulo de elevação do sol; dr: quadrado da razão entre a distância Terra–Sol e seu valor médio; cosZ: cosseno do ângulo zenital solar; Ta: temperatura do ar (°C); UR: umidade relativa (%);  $P_{atm}$ : pressão atmosférica (KPa);  $RS_{inst}$ : radiação global instantânea ( $W m^{-2}$ ) e  $\tau_{sw}$ : transmissividade atmosférica.

Data	Z	dr	cosZ	*Ta	*UR	$P_{atm}$	* $RS_{inst}$	$\tau_{sw}$
20-11-2017	60,6	1,024	0,871	32,5	66,5	98,6	924,06	0,722
22-12-2017	56,0	1,033	0,829	31,3	72,5	102,1	844,67	0,721
31-05-2018	54,9	0,973	0,817	29,6	79,6	101,0	776,36	0,706
07-06-2018	54,2	0,971	0,810	29,4	76,7	100,6	766,94	0,709
26-06-2019	53,3	0,968	0,801	29,3	82,6	100,7	774,03	0,703
29-08-2019	60,7	0,980	0,872	30,2	74,6	100,5	645,98	0,717

\*Dados registrados pelos sensores na torre micrometeorológica.

Fonte: Autor, 2020.

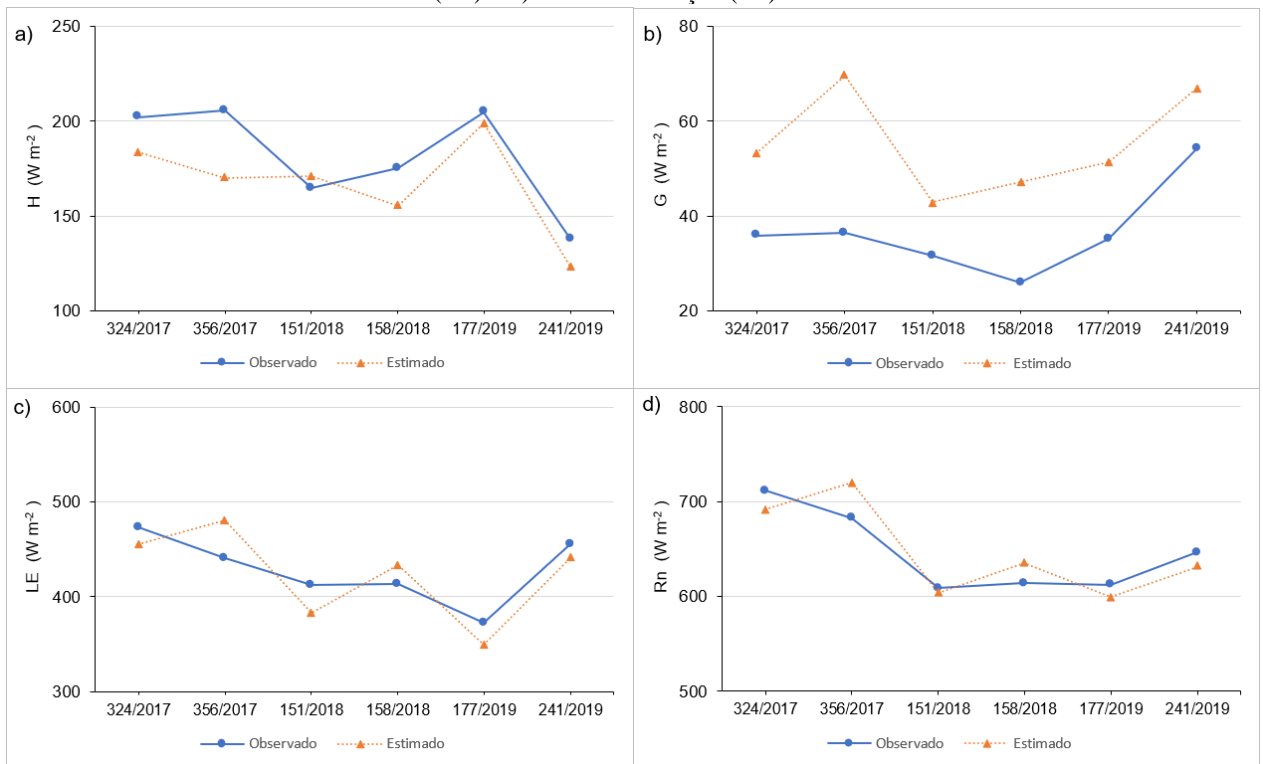
## 4.2 Comparação com dados de campo

As figuras 11 e 12, apresentam os valores dos fluxos de energia obtidos em campo, com dados da torre micrometeorológica instalada na área de plantio comercial de açaí, e o valores estimados pelo algoritmo SEBAL, fazendo referência ao mesmo ponto onde estava instalada a torre. Dessa forma, pode-se obter valores de erro absoluto médio (EAM), erro relativo médio (ERM), a raiz do erro quadrático médio (REQM) e o índice de concordância ( $d$ ) das variáveis do balanço de energia e a evapotranspiração (tabela 7), observando o desempenho do algoritmo.

**Figura 11:** Comparação das componentes do balanço de energia entre os dados estimados pelo SEBAL e observados em superfície: a) fluxo de calor sensível (H); b) fluxo de calor no solo (G); c) fluxo de calor latente



(LE) e d) saldo de radiação (Rn).



Fonte: Autor, 2020.

Dentre as variáveis do balanço de radiação, observa-se que para o fluxo de calor sensível, houve superestimativa no dia 31 de maio de 2018 (DJ 151) (figura 11.a). Para esta componente o erro relativo médio (ERM) de 9,89 %, erro absoluto médio (EAM) de 17,97 W m<sup>-2</sup> e raiz do erro quadrático médio (REQM) igual a 24,62 W m<sup>-2</sup> e índice de concordância de 0,73 (tabela 7).

Para o fluxo de calor no solo (G) observou-se maior discrepância entre os dados, principalmente para o dia 22 de dezembro 2017 (DJ 356) (figura 11.b), com o menor índice de concordância observado e erros iguais a 64,42 %, 20,81 W m<sup>-2</sup> e 22,28 W m<sup>-2</sup>, para ERM, EAM e REQM, respectivamente (tabela 7).

Em relação ao fluxo de calor latente (figura 11.c), e saldo de radiação (figura 11.d), observou-se que as diferenças entre os valores estimados e observados foram menores. Para o Rn o ERM foi igual a 2,84 %, EAM de 18,65 W m<sup>-2</sup>, REQM de 25,80 W m<sup>-2</sup> e o índice de concordância igual a 0,79. E para o LE, obteve-se ERM de 5,75 %, EAM de 24,03 W m<sup>-2</sup>, REQM de 31,14 W m<sup>-2</sup> e *d* igual a 0,83 (tabela 7).

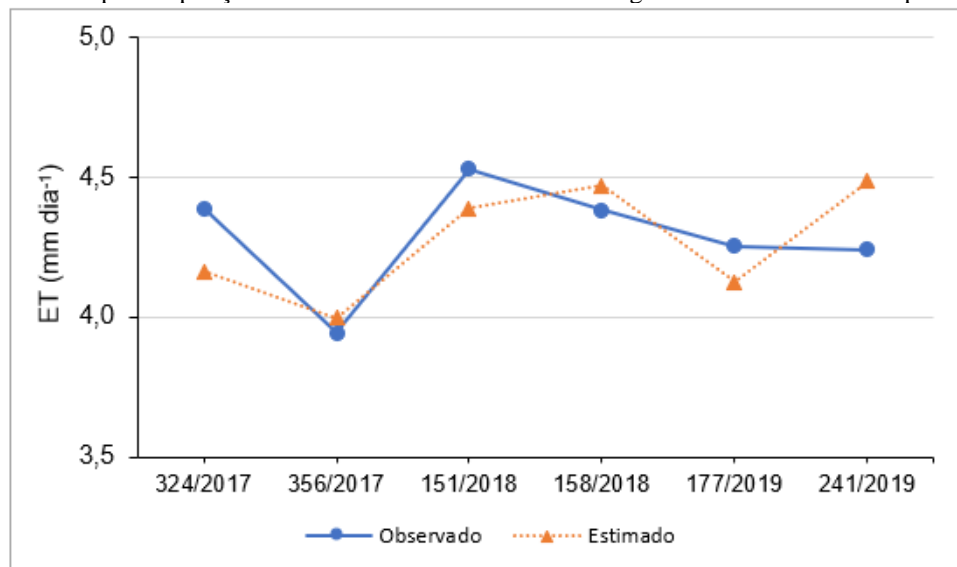
**Tabela 7:** Erro absoluto médio, erro relativo médio, raiz do erro quadrático médio e índice de concordância entre as variáveis do balanço de energia e evapotranspiração.

	H	LE	G	Rn	ET
<b><i>EAM</i></b>	17,97 W m <sup>-2</sup>	24,03 W m <sup>-2</sup>	20,81 W m <sup>-2</sup>	18,65 W m <sup>-2</sup>	0,45 mm dia <sup>-1</sup>
<b><i>ERM</i></b>	9,89 %	5,75 %	64,42 %	2,84 %	4,23 %
<b><i>REQM</i></b>	24,62 W m <sup>-2</sup>	31,14 W m <sup>-2</sup>	22,28 W m <sup>-2</sup>	25,80 W m <sup>-2</sup>	0,52 mm dia <sup>-1</sup>
<b><i>d</i></b>	0,73	0,83	0,47	0,79	0,80

Fonte: Autor, 2020.

A figura 12, apresenta os valores de evapotranspiração observado na torre micrometeorológica e estimados pelo algoritmo SEBAL para os dias analisados.

**Figura 12:** Valores de evapotranspiração dos dados da torre micrometeorológica e os dados estimados pelo SEBAL.



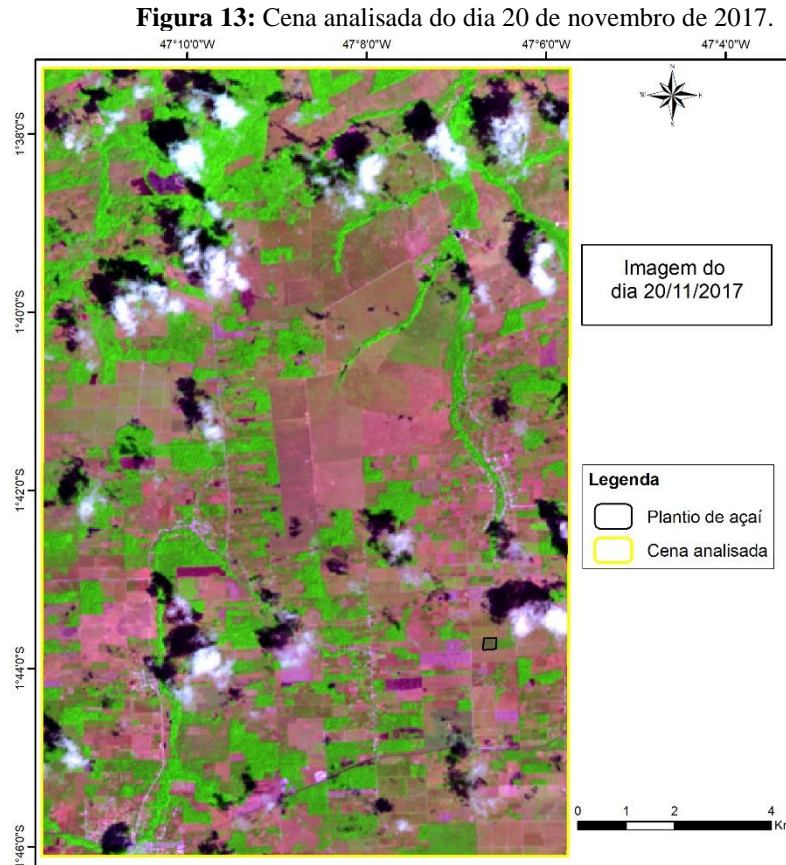
Fonte: Autor, 2020.

Observa-se pequenas diferenças entre os dados estimados pelo SEBAL e observados em campo, sendo o erro relativo médio, erro absoluto médio, raiz do erro quadrático médio e índice de concordância iguais a 4,23 %, 0,45 mm dia<sup>-1</sup>, 0,52 mm dia<sup>-1</sup> e 0,80, respectivamente (tabela 7).

### 4.3 Variação espaço-temporal do balanço de energia e da evapotranspiração

As figuras a seguir apresentam as cenas utilizadas e a distribuição espacial dos dados do balanço de energia, temperatura de superfície, albedo e evapotranspiração nas cenas analisadas, oriundas dos processamentos das imagens pelo SEBAL, abrangendo a área do talhão

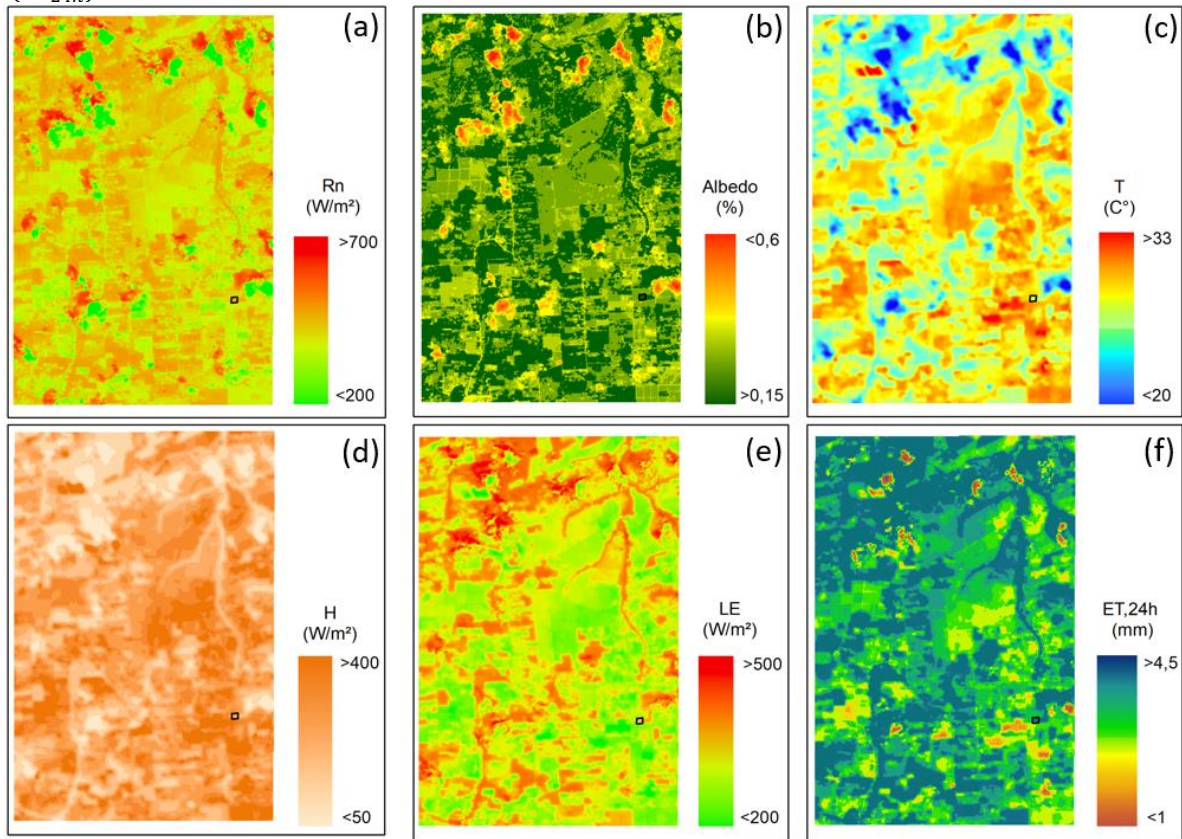
de plantio de açaí (delimitado nas figuras por uma forma geométrica quadrada na cor preta), onde estava instalada a torre micrometeorológica. A figura 13, representa a cena do dia 20 de novembro 2017 (DJ 324).



Fonte: Autor, 2020.

A figura 14, representa as distribuições espaciais das variáveis do saldo de radiação ( $R_n$ ), albedo ( $\alpha$ ), temperatura de superfície ( $T$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ) e evapotranspiração real diária ( $ET_{24h}$ ), do dia 20 de novembro 2017 (DJ 324). O saldo de radiação, variou entre 183 a  $765 \text{ W m}^{-2}$ , com média dos valores de  $596,27 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8). Em áreas com solo exposto (em amarelo no mapa) os valores de  $R_n$  oscilaram entre 498,35 e  $597,58 \text{ W m}^{-2}$  (figura 14.a). O valor médio do albedo para toda a imagem foi de 0,22 (figura 14.b) e o máximo registrado em áreas com solo exposto foi de 0,39.

**Figura 14:** Distribuição das variáveis de (a) saldo de radiação ( $Rn$ ); (b) albedo ( $\alpha$ ); (c) temperatura de superfície ( $T$ ); (d) fluxo de calor sensível ( $H$ ); (e) fluxo de calor latente ( $LE$ ) e (f) evapotranspiração real diária ( $ET_{24h}$ ) do dia 20-11-2017.

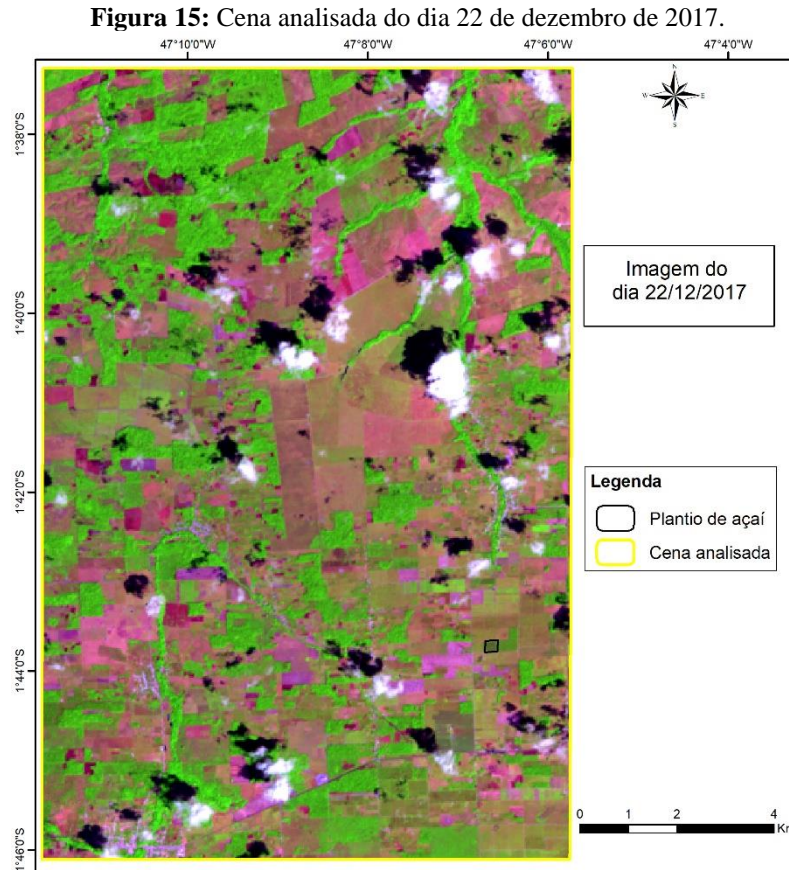


Fonte: Autor, 2020.

Para a energia empregada para o processo de evaporação ( $LE$ ), o valor médio obtido foi de  $393,24 \text{ W m}^{-2}$  (figura 14.e). Levando em consideração os valores das condições de estabilidade da atmosfera, associados aos valores dos coeficientes da função  $dT$  da última iteração e os da resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $rah$ ) corrigido, obteve-se o fluxo de calor sensível ( $H$ ), com seu máximo valor de  $429,29 \text{ Wm}^{-2}$  em área de solo exposto (figura 14.d).

Observou-se que em relação a terrenos heterogêneos a distribuição do valor diário de  $ET$  foi bem distinguido pelo modelo (figura 14.f) com valor médio para a cena de  $3,64 \text{ mm dia}^{-1}$ . No ponto onde estava localizada a torre micrometeorológica a  $ET$  registrada pelo SEBAL foi de  $4,16 \text{ mm dia}^{-1}$ . Em áreas de superfícies recobertas com vegetação, na cena analisada, observou-se que a  $ET$  é maior (em destaque no mapa na cor azul), chegando até  $6,45 \text{ mm}$  em algumas áreas, as quais apresentaram  $NDVI$  também alto ( $> 0,5$ ) e temperaturas baixas (na cor azul claro na figura 14.c).

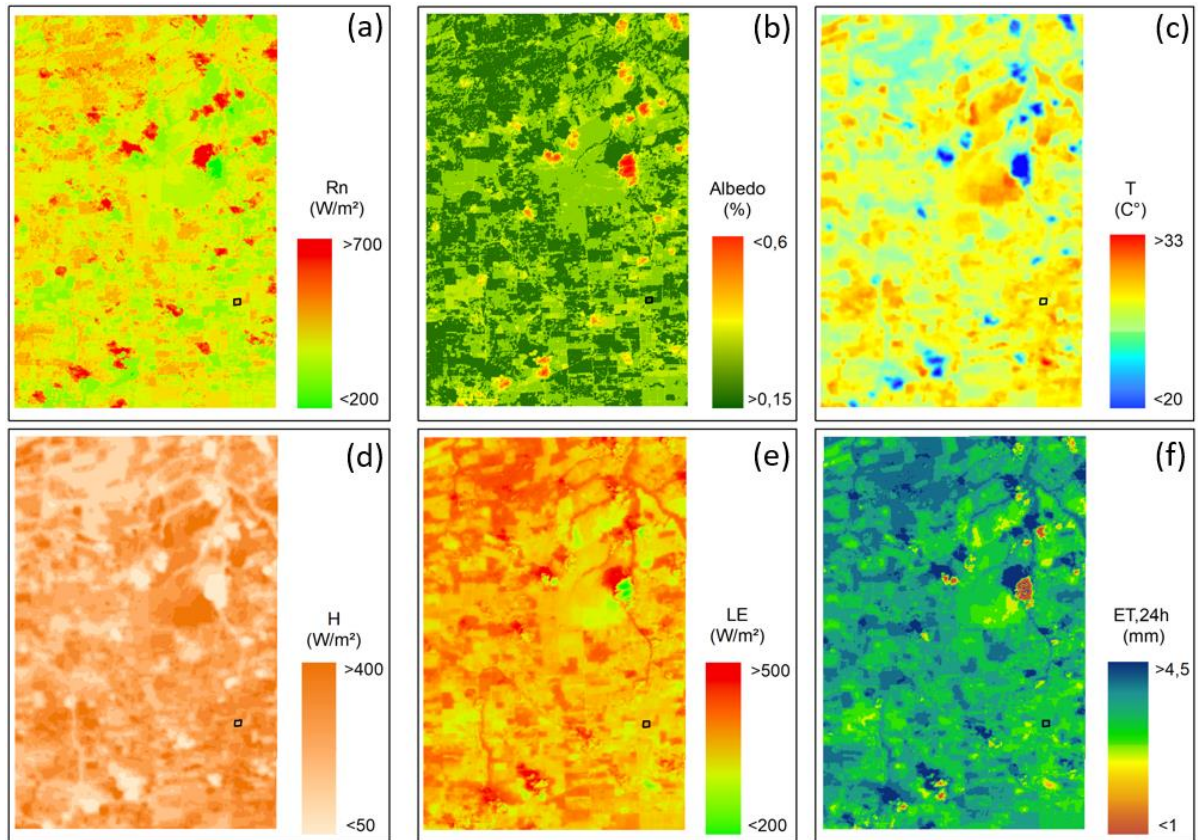
A figura 15 se refere à cena do dia 22 de dezembro 2017, enquanto que a figura 16 apresenta a variabilidade espacial das variáveis dos fluxos de energia, temperatura, albedo e ET, do dia 22 de dezembro de 2017 (DJ 356).



Fonte: Autor, 2020.

O valor médio de albedo foi de 0,19 (figura 16.b). Já para o LE, o valor médio obtido foi de  $430,94 \text{ Wm}^{-2}$ , em amarelo no mapa (figura 16.e), e máximo de  $698 \text{ Wm}^{-2}$  em áreas vegetadas, reiterando que a maior parte radiação solar incidente é usada pelas plantas no processo de evapotranspiração, como forma de calor latente. Para o fluxo de calor sensível houve registro máximo igual a  $528,4 \text{ Wm}^{-2}$ , com destaque para os maiores valores que estão representados na cor laranja (figura 16.d).

**Figura 16:** Distribuição das variáveis de (a) saldo de radiação (Rn); (b) albedo ( $\alpha$ ); (c) temperatura de superfície (T); (d) fluxo de calor sensível (H); (e) fluxo de calor latente (LE) e (f) evapotranspiração real diária ( $ET_{24h}$ ) do dia 22-12-2017.



Fonte: Autor, 2020.

Observou-se que os maiores valores de evapotranspiração (em azul no mapa) fazem referência a áreas com cobertura vegetal (APP's e fragmentos de vegetação densa) (figura 16.f). O valor registrado correspondente ao local onde estava instalada torre micrometeorológica foi de  $3,99 \text{ mm dia}^{-1}$ . Em relação à variável Rn, a média dos valores foi de  $629,61 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8), com máxima de  $770 \text{ W m}^{-2}$ . Em amarelo no mapa (figura 16.a) estão os valores de Rn que ficaram entre  $530$  a  $641 \text{ W m}^{-2}$ , representando áreas de solo sem cobertura vegetal.

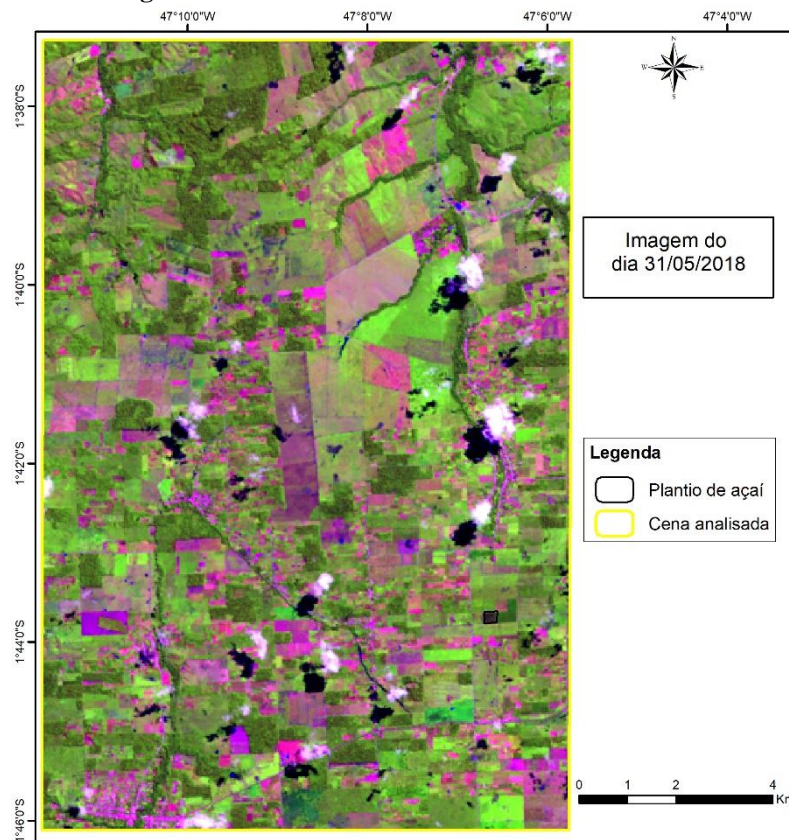
**Tabela 8:** Valores médios para as cenas analisadas das variáveis: saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor no solo (G) e evapotranspiração (ET) estimados pelo SEBAL.

Componentes	2017		2018		2019	
	20-11	22-12	31-05	07-06	26-06	29-08
Rn ( $W m^{-2}$ )	596,2	629,6	575,1	579,8	585,2	623,8
H ( $W m^{-2}$ )	118,1	125,2	158,0	108,2	187,0	186,0
LE ( $W m^{-2}$ )	393,2	430,9	429,3	452,9	318,6	468,6
G ( $W m^{-2}$ )	85,0	73,6	50,0	49,2	55,0	73,1
ET ( $mm dia^{-1}$ )	3,64	3,46	3,28	4,00	3,84	4,14

Fonte: Autor, 2020.

A figura 17 representa a cena analisada do dia 31 de maio 2018 (DJ 151), e a figura 18 apresenta a distribuição espacial dos resultados do fluxo de energia, temperatura, albedo e evapotranspiração para o mesmo dia.

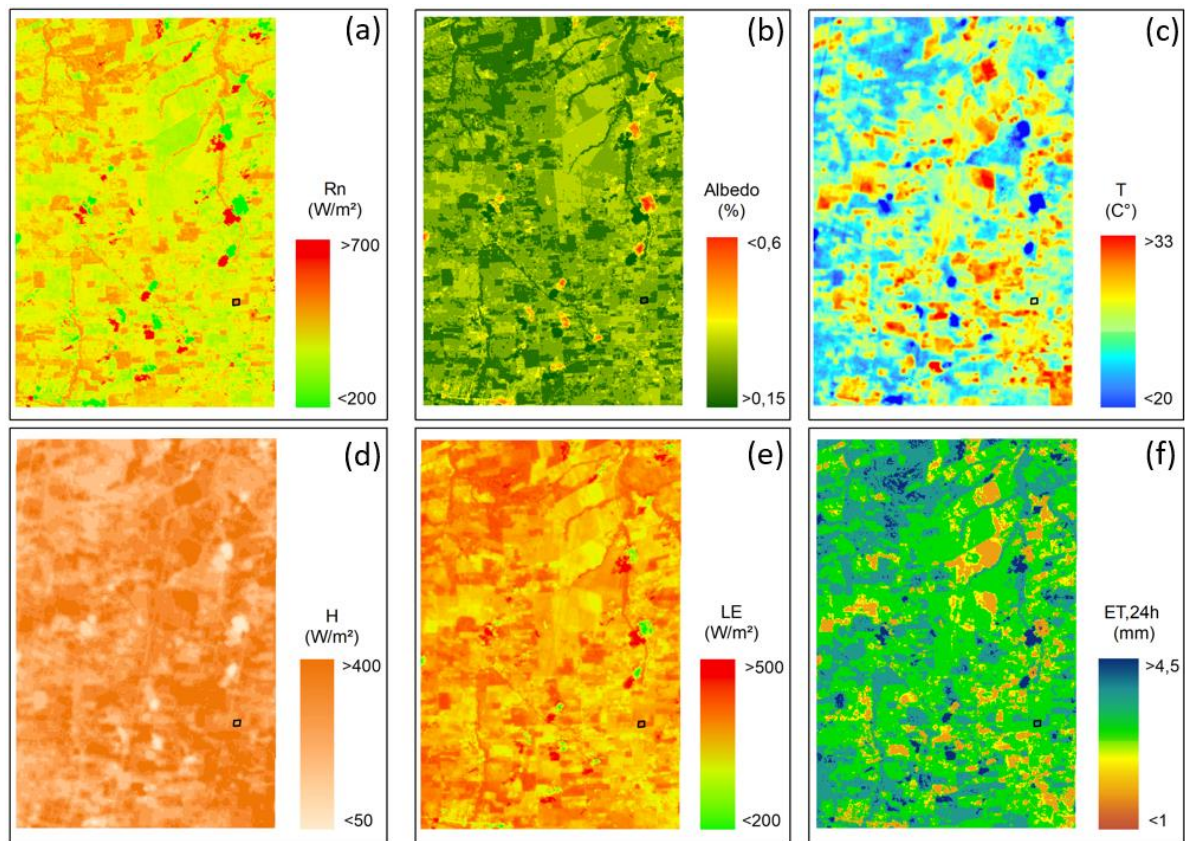
**Figura 17:** Cena analisada do dia 31 de maio de 2018.



Fonte: Autor, 2020

O albedo médio da área correspondeu à 0,21 (figura 18.b), enquanto que em áreas com solo exposto da cena os valores ficaram entre 0,29 e 0,35. O fluxo de calor sensível ( $H$ ), apresentou valor mínimo igual a  $72,6 \text{ W m}^{-2}$  e máximo de  $498,2 \text{ W m}^{-2}$  (figura 18.d), sendo este máximo registrado em local com menor presença de cobertura vegetal e maior temperatura igual a  $33,27 \text{ }^\circ\text{C}$  (figura 11.c). Observou-se média de fluxo de calor latente igual a  $429,3 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8) e máxima registrada de  $633,3 \text{ W m}^{-2}$  obtida em área com uma parcela de vegetação densa (figura 18.e).

**Figura 18:** Distribuição das variáveis de (a) saldo de radiação ( $Rn$ ); (b) albedo ( $\alpha$ ); (c) temperatura de superfície ( $T$ ); (d) fluxo de calor sensível ( $H$ ); (e) fluxo de calor latente ( $LE$ ) e (f) evapotranspiração real diária ( $ET_{24h}$ ) do dia 31-05-2018.

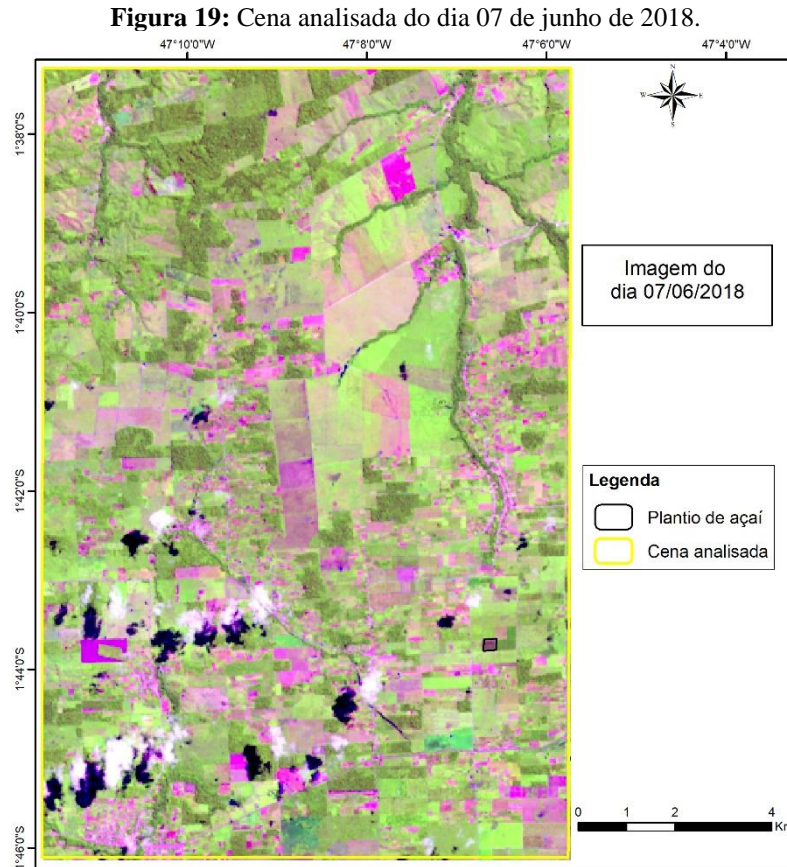


Fonte: Autor, 2020.

O  $Rn$  médio na área de estudo foi de  $575,1 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8) e valor máximo de  $698,3 \text{ W m}^{-2}$ . Os valores mais baixos estão representados em tons de verde no mapa, sendo a cor verde mais escuro, representativa das nuvens na cena (figura 18.a). Neste dia, obteve-se valor médio de  $ET$  igual a  $3,28 \text{ mm dia}^{-1}$  e o registrado no local da torre micrometeorológica a  $ET$  foi de  $4,39 \text{ mm dia}^{-1}$  (figura 18.f).



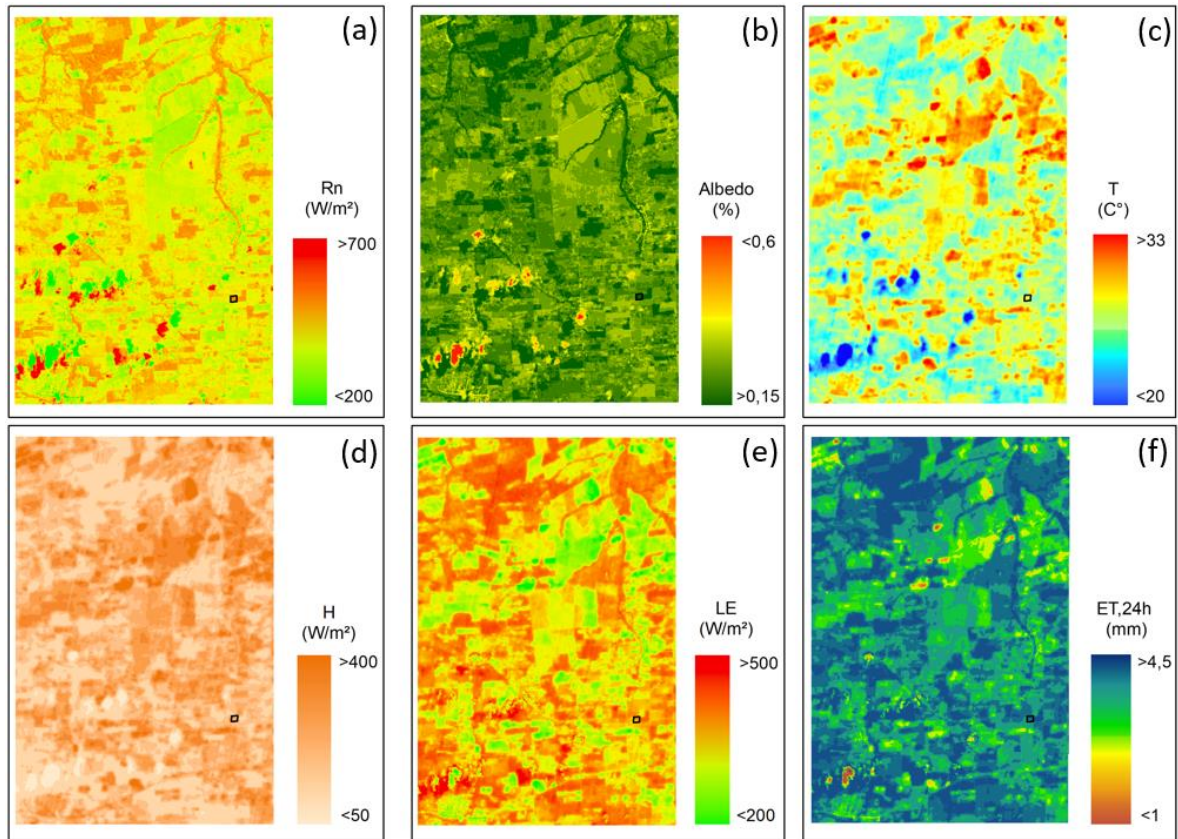
A figura 19 apresenta a cena analisada do dia 07 de junho do ano de 2018 (DJ 158), enquanto que figura 20 mostra a distribuição espacial dos fluxos de energia, temperatura e ET deste dia.



Fonte: Autor, 2020.

Neste dia o  $Rn$  médio foi de  $579,8 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8), com valor máximo de  $694,63 \text{ W m}^{-2}$  (figura 20.a). Obteve-se valor médio do albedo igual a 0,18 (figura 20.b), o qual variou na área conforme o tipo de cobertura em superfície, adensamento foliar das plantas, ângulo de incidência dos raios solares, dentre outros fatores.

**Figura 20:** Distribuição das variáveis de (a) saldo de radiação ( $Rn$ ); (b) albedo ( $\alpha$ ); (c) temperatura de superfície ( $T$ ); (d) fluxo de calor sensível ( $H$ ); (e) fluxo de calor latente ( $LE$ ) e (f) evapotranspiração real diária ( $ET_{24h}$ ) do dia 07-06-2018.

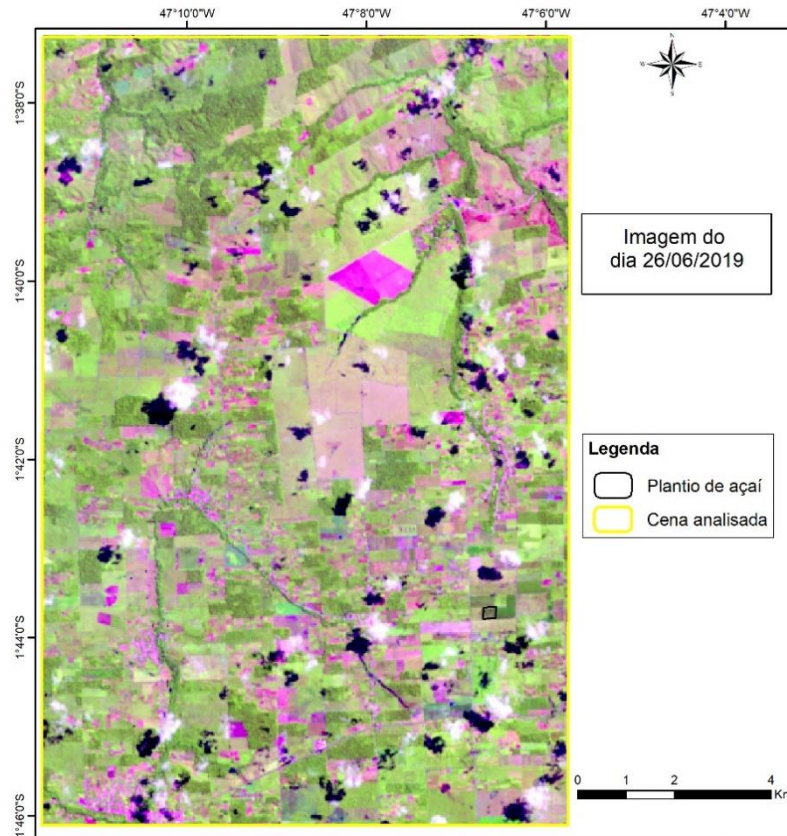


Fonte: Autor, 2020.

O fluxo de calor sensível variou entre  $69,41 \text{ W m}^{-2}$  a  $509,12 \text{ W m}^{-2}$  (figura 20.d), com valor médio de  $108,24 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8). Já para o LE a média foi igual a  $452,91 \text{ W m}^{-2}$  e máxima de  $733,78 \text{ W m}^{-2}$  (figura 20.e). A temperatura registrada nesta cena variou entre  $20,07 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , em azul no mapa, e máxima  $32,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$  de com média de  $24,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (figura 20.c). O valor médio de ET foi igual a  $4,00 \text{ mm dia}^{-1}$  (tabela 8), no local referente a torre micrometeorológica obteve-se valor de  $4,47 \text{ mm dia}^{-1}$  representado em tom azul mais claro na figura 19.f.

A figura 21 apresenta a cena analisada do dia 26 de junho do ano de 2019 e a figura 22, a distribuição dos dados gerados por meio do SEBAL para o dia 26 de maio de 2019 (DJ 177).

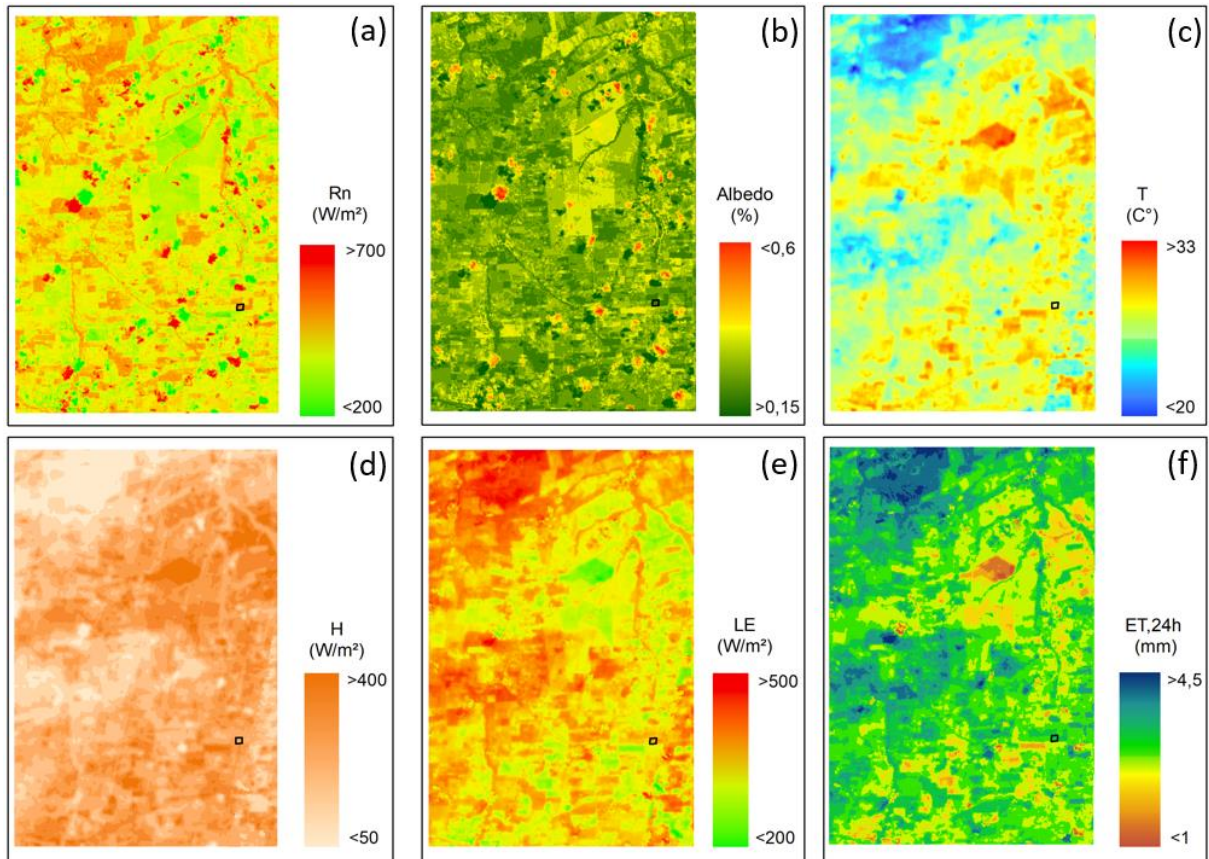
**Figura 21:** Cena analisada do dia 26 de junho de 2019.



Fonte: Autor, 2020.

A média do saldo de radiação foi de  $585,28 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8) com menor valor observado de  $124,95 \text{ W m}^{-2}$  (figura 22.a). A temperatura de superfície, no ponto referente à torre micrometeorológica, foi de  $25,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Já para o albedo este valor corresponde a 0,14. A estimativa do fluxo de calor sensível foi de  $198,55 \text{ W m}^{-2}$  no ponto referente a torre os maiores valores foram registrados em áreas com solo exposto (figura 22.d) e o valor médio para H nesta cena foi igual a  $187,09 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8).

**Figura 22:** Distribuição das variáveis de (a) saldo de radiação ( $Rn$ ); (b) albedo ( $\alpha$ ); (c) temperatura de superfície ( $T$ ); (d) fluxo de calor sensível ( $H$ ); (e) fluxo de calor latente ( $LE$ ) e (f) evapotranspiração real diária ( $ET_{24h}$ ) do dia 26-06-2019.

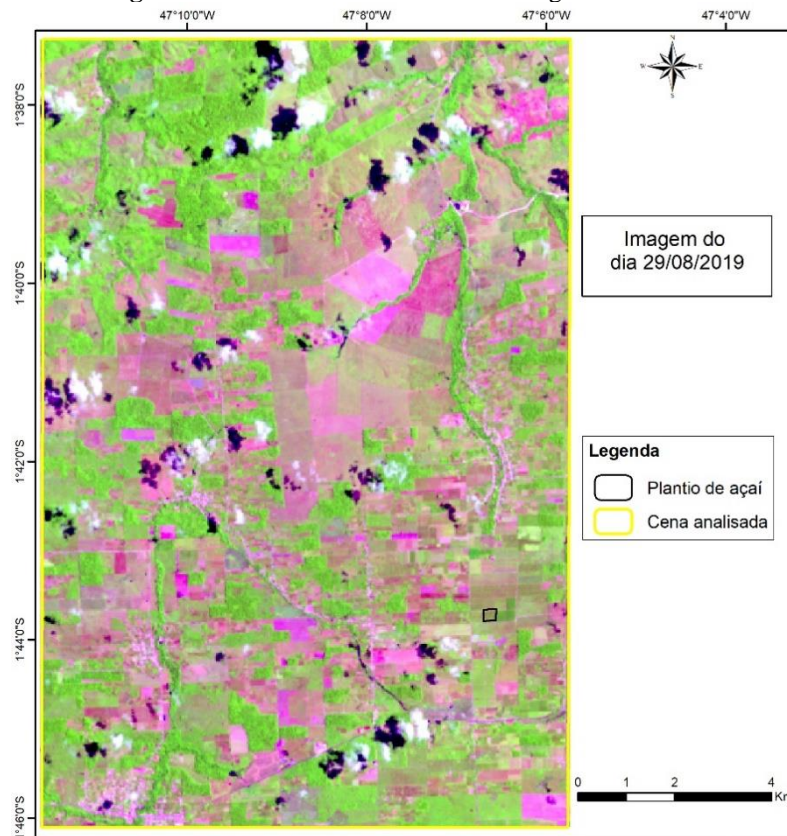


Fonte: Autor, 2020.

Os maiores valores de fluxo de calor latente estão em áreas com maior densidade de vegetação como observado na Figura 22.e, o máximo registrado atingiu valor de  $558,92 \text{ W m}^{-2}$ . Áreas com vegetação menos densa tiveram valores de ET entre  $2,04$  e  $2,95 \text{ mm dia}^{-1}$ , representado em tons de verde na Figura 22.f. O valor de evapotranspiração estimado no plantio de açaí foi de  $4,13 \text{ mm dia}^{-1}$ , e a média de ET foi de  $3,84 \text{ mm dia}^{-1}$  nesta cena analisada (tabela 8).

A figura 23 representa a cena analisada do dia 29 de agosto de 2019 (DJ 241) e a figura 24 apresenta os resultados da distribuição espacial das variáveis estimadas com o algoritmo SEBAL.

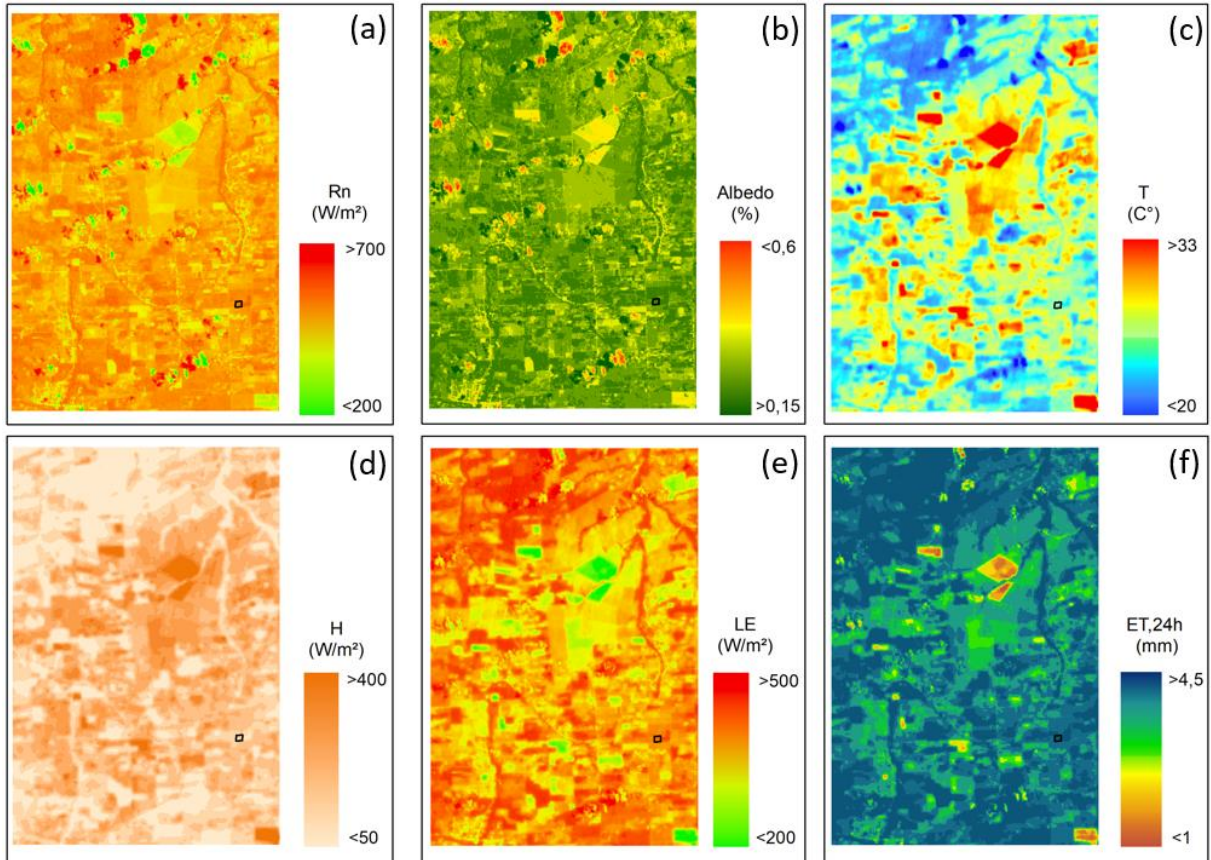
**Figura 23:** Cena analisada do dia 29 de agosto de 2019.



Fonte: Autor, 2020.

O saldo de radiação manteve-se entre os valores de  $169,34 \text{ W m}^{-2}$  e  $734,49 \text{ W m}^{-2}$  (figura 24.a). O albedo médio da cena foi de 0,19 e de 0,16 no ponto referente a torre micrometeorológica (figura 24.b). A estimativa obtida por meio do algoritmo indicou valor mínimo de temperatura de superfície de  $22,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$  e máxima de  $34,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (figura 24.c).

**Figura 24:** Distribuição das variáveis de (a) saldo de radiação ( $Rn$ ); (b) albedo ( $\alpha$ ); (c) temperatura de superfície ( $T$ ); (d) fluxo de calor sensível ( $H$ ); (e) fluxo de calor latente ( $LE$ ) e (f) evapotranspiração real diária ( $ET_{24h}$ ) do dia 29-08-2019.

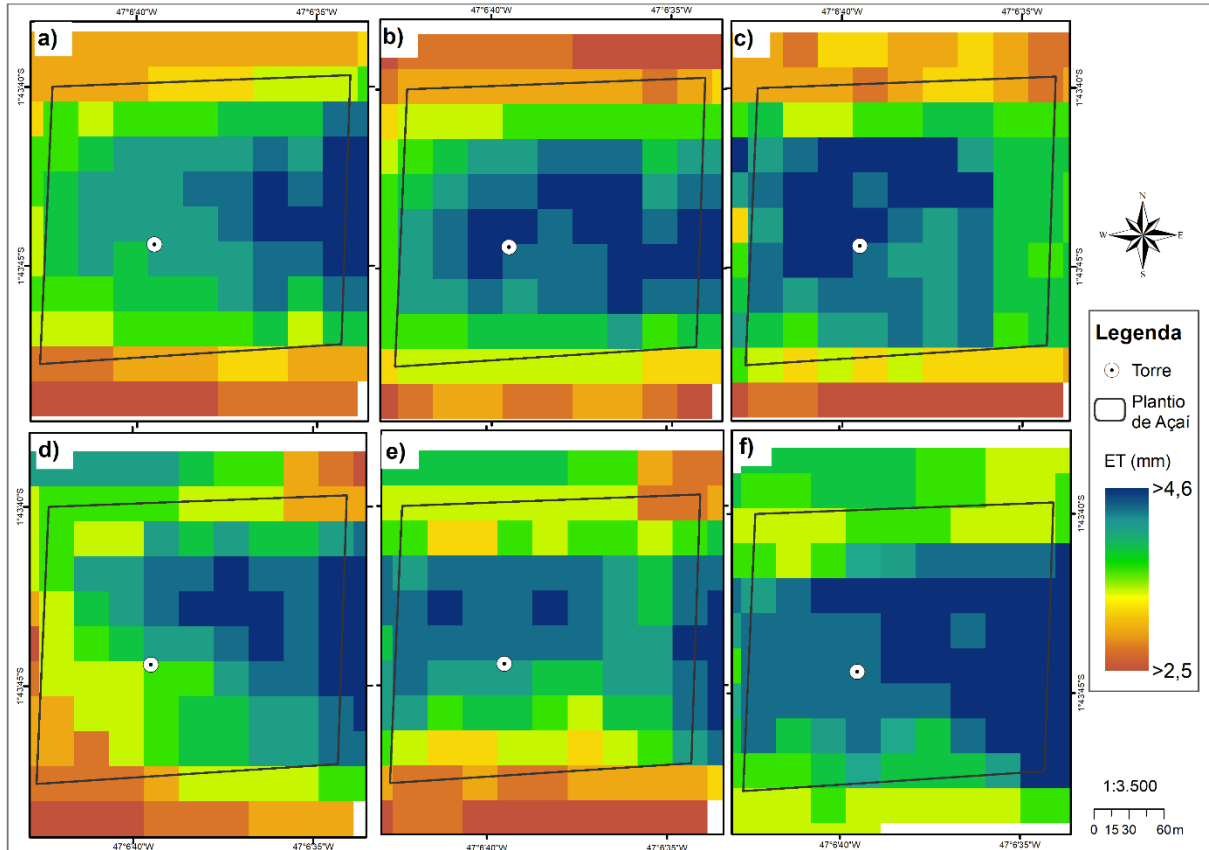


Fonte: Autor, 2020.

Os valores médios para os fluxos sensível e latente foram respectivamente  $186,06 \text{ W m}^{-2}$  e  $468,69 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8), para o ponto da torre micrometeorológica estes valores foram iguais a  $123,48 \text{ W m}^{-2}$  para o H e  $441,17 \text{ W m}^{-2}$  para o LE (figura 24.d e 24.e, respectivamente). O valor de evapotranspiração referente ao local onde encontrava-se a torre foi de  $4,49 \text{ mm dia}^{-1}$  (figura 24.f), já a média obtida para a cena foi de  $4,14 \text{ mm dia}^{-1}$  (tabela 7).

A figura 25 representa a variabilidade espacial da evapotranspiração, no talhão do plantio de açaí, estimada com o algoritmo SEBAL para as imagens analisadas neste estudo.

**Figura 25:** Variabilidade espacial da estimativa da evapotranspiração no plantio de açaí dos dias analisados: a) 20-11-2017 (DJ 324); b) 22-12-2017 (DJ 356); c) 31-05-2018 (DJ 151); d) 07-06-2018 (DJ 158); e) 26-06-2019 (DJ 177) e f) 29-08-2019 (DJ 241).



Fonte: Autor, 2020.

Na análise dos valores da evapotranspiração registrados, observou-se média geral igual a  $3,99 \text{ mm dia}^{-1}$  apresentando média mínima de  $3,11 \text{ mm dia}^{-1}$  no dia 26 de junho de 2019 (figura 25.e), e máxima de  $4,59 \text{ mm dia}^{-1}$  no dia 29 de agosto de 2019 (figura 25.f). O menor valor observado dentro a imagens foi no dia 26 de junho de 2019 com  $2,70 \text{ mm dia}^{-1}$ , este valor está abaixo da lâmina empírica de água usada em toda a área pelo proprietário ( $3,28 \text{ mm dia}^{-1}$ ). O valor máximo foi de  $4,89$  no dia 29 de agosto de 2019 (figura 25.f).

O total estimado de evapotranspiração para a área demarcada via sensoriamento remoto com uso do SEBAL correspondeu a  $311,5 \text{ mm}$  e  $301,3 \text{ mm}$  nos dias 324 e 356 do ano de 2017 (figuras 25.a e 25.b, respectivamente),  $364,1 \text{ mm}$  e  $339,1 \text{ mm}$  para os dias 151 e 158 do ano de 2018 (figura 25.c e 25.d) e  $253,0 \text{ mm}$  e  $371,6 \text{ mm}$  respectivamente para os dias e 177 e 241 de 2019.

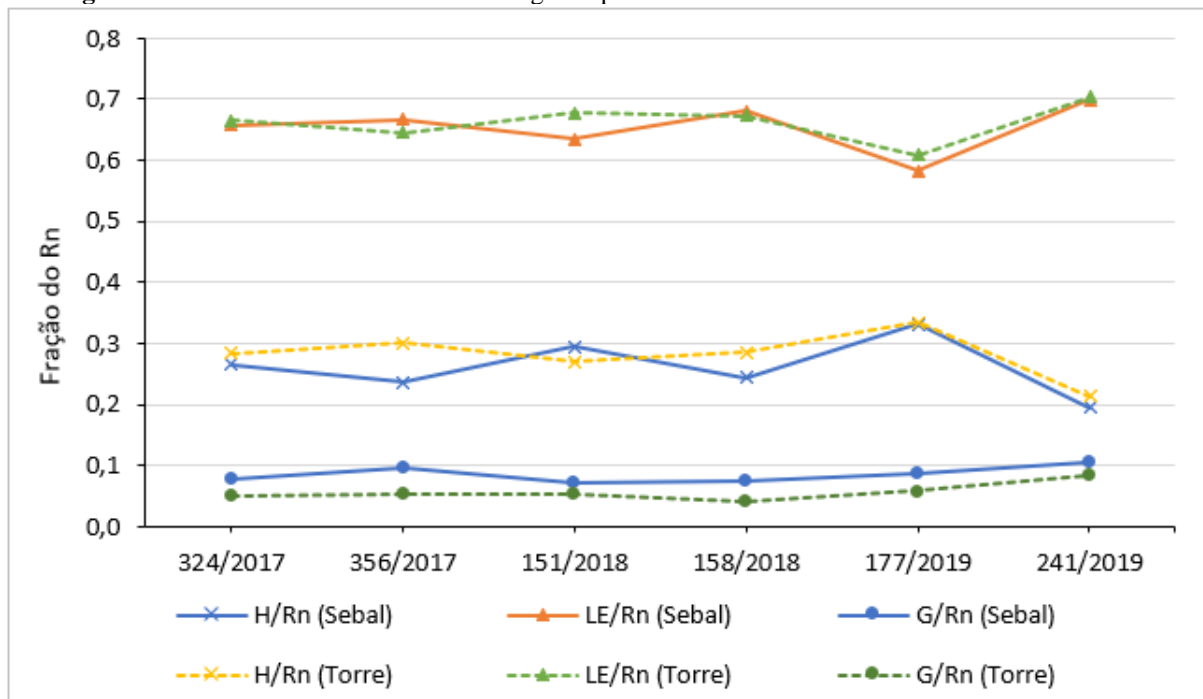
Ao considerar o total de água evapotranspirada para toda a área demarcada baseado apenas no valor medido pela torre, cujos respectivos valores são iguais a  $4,39$ ;  $3,94$ ;  $4,53$ ;  $4,38$ ;  $4,25$  e  $4,24 \text{ mm dia}^{-1}$ , sendo os totais respectivamente iguais a  $355,3$ ;  $319,3$ ;  $366,6$ ;  $355,0$ ;  $344,5$

e 343,6 mm, foi possível observar erros que variaram de 0,7% a 26,6%, os quais podem afetar o manejo de irrigação, o que demonstra a importância de considerarmos a variabilidade espacial existente na área.

#### 4.4 Particionamento do balanço de energia

A figura 26 apresentada a partição média dos fluxos de energia disponível para os processos de aquecimento do ar (H), aquecimento do solo (G) e a evapotranspiração (LE), estimados com o algoritmo SEBAL dos dias analisados para o ponto referente ao local da instalação da torre micrometeorológica.

**Figura 26:** Dados do fracionamento da energia disponível obtidos na torre e estimados com o SEBAL.



Fonte: Autor, 2020.

Observa-se que da energia disponível no plantio de açaizeiro, a maior parte foi direcionada para o fluxo de calor latente, tanto para os resultados estimados com o SEBAL quanto para os produtos obtidos em superfície.

As médias do fracionamento do saldo de radiação obtidas em campo se comportaram da seguinte maneira, 66,21% foi disponibilizado para o fluxo de calor latente, 28,14 % para o fluxo de calor sensível e 5,65% convertida para o fluxo de calor no solo. Já para as médias resultantes dos processamentos do algoritmo foram iguais a 65,3%, 26,1% e 8,5%,



respectivamente para o fluxo de calor latente, o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor no solo.

## 5. DISCUSSÃO

Os dados da tabela 4 indicam a variabilidade climática obtida na área de estudo, onde se observou que a maior velocidade do vento ocorreu no dia 20/11/17 ( $1,89 \text{ m.s}^{-1}$ ). Segundo estudos de Pacheco e Bastos (2002), a média da velocidade do vento para o município de Capitão Poço é igual a 2 m/s. Silva Júnior *et al.* (2006), estudando a sazonalidade de elementos climáticos no nordeste paraense observaram que as maiores velocidades do vento ocorrem no período menos chuvoso na região (julho a novembro), devido ao maior aquecimento diferencial da superfície, proporcionando maiores diferenças de pressão e assim, maior velocidade do vento.

Foi registrado chuva em dois dias de análise (31/05/18 e 07/06/18), não ocorrendo precipitação no momento da passagem do satélite. Embora estes meses tenham um índice de precipitação ainda alto (figura 10) estas chuvas se concentraram pelo período vespertino. O município está localizado em uma região sujeita a índices pluviométricos elevados em determinadas épocas do ano, o que eleva a umidade relativa (PACHECO; BASTOS, 2001), como pode ser observado na figura 10. Neste estudo a UR máxima registrada ocorreu no dia 26/06/2019 (99,2%) e a mínima no dia 29/08/2019 (59,2%) (tabela 5).

A energia disponível entre os dias analisados apresentou valores similares apesar de terem sido avaliados diferentes épocas do ano, percebeu-se que a média dos dias selecionados no ano de 2017 apresentam valor abaixo da média dos outros anos analisados (tabela 5). Apesar desta pequena diferença, a menor disponibilidade de energia no final do ano nesta região está associada ao grau de nebulosidade presente na atmosfera que faz com que haja maior saldo de energia mesmo no período de inverno do hemisfério sul (FISCH *et al.*, 1998; SENTELHAS; NASCIMENTO, 2003; QUERINO *et al.*, 2011).

Os valores estimados pelo algoritmo SEBAL foram comparados aos valores oriundos da torre micrometeorológica como mostrado na figura 11 e tabela 7. Analisando o fluxo de calor sensível (H), observou-se que o modelo subestimou os dados observados (figura 11.a), entretanto em relação aos métodos utilizados para avaliar o desempenho do algoritmo (equações 46, 47, 48 e 49), os resultados obtidos foram considerados satisfatórios (tabela 7). Estudos de

Timmermans *et al.* (2007), compararam dados do algoritmo SEBAL com dados de superfície de pastagem subúmida na Hungria e encontraram erros de 26%. Schirmbeck *et al.* (2017) ao utilizarem o SEBAL em áreas de clima úmido no Rio Grande do Sul, registraram coeficiente de concordância ente 0,14, a 0,73, e obtiveram raiz do erro quadrático médio (REQM) igual  $78\text{W m}^{-2}$ . Os resultados destes autores também foram considerados satisfatórios.

A subestimativa para a variável H obtida neste estudo também foi observada em estudos de Jacob *et al.* (2002), no sudeste da França em área com campos de girassol, trigo, milho e pastagem, e também de Ruhof *et al.* (2012), na bacia do Rio Grande entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, estes autores observaram discrepâncias desta componente em relação aos dados de superfície, entretanto os produtos obtidos foram aceitáveis.

Segundo Jacob *et al.* (2002), essas diferenças podem ser elucidadas pelo conjunto de vários fatores relativos a incertezas e simplificações introduzidas no algoritmo, como por exemplo, UR,  $Z_{0m}$ ,  $T_a$ ,  $\varepsilon_a$ . Para Bastiaanssen (1998), Allen *et al.* (2011), Mendonça *et al.* (2012) e Ruhoff *et al.* (2012), as diferenças para o fluxo de calor sensível podem ser geradas pela escolha dos pixels “âncoras”, de forma que, após a criação do SEBAL houve estudos propondo diferentes formas de se escolher esses pixels, uma vez que essa seleção é subjetiva a cada usuário e depende de cada região em estudo.

A maior discrepância entre os valores estimados pelo algoritmo e obtidos em superfície foi observada para o fluxo de calor no solo (G) (figura 11.b), sendo a componente, que quando estimado com auxílio de imagens orbitais, apresenta maiores incertezas (tabela 7). A superestimativa observada deste fluxo pode estar relacionada ao efeito que cada dossel causa no solo, funcionando as vezes como isolante térmico e diminuindo a radiação que chega na superfície (MENDONÇA *et al.*, 2012), além do fato de que as medidas “*in loco*” nem sempre são representativas para toda a área (SARWAR; BILL, 2007). Entretanto, este fato não é considerado um aspecto limitante do modelo, em grande escala, já que as medições de G “*in loco*” representam áreas pequenas, quando o solo e a cobertura vegetal passam a ser considerados homogêneos (BASTIAANSSEN, 2000).

Este fato ocorreu também em outros estudos, como o de Timmermans *et al.* (2007), aplicando o SEBAL em duas regiões experimentais no Arizona e em Oklahoma, obtiveram resultados EAM e REQM iguais a  $24,0\text{ W m}^{-2}$  e  $29,0\text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Mendonça *et al.* (2012), na região sudeste do Brasil notaram significativas superestimativas do fluxo de calor no solo superiores a 60%. E também Monteiro *et al.* (2014), em área de cultivo de soja irrigada

no município de Cruz Alta (RS), obtiveram REQM igual a  $27,77 \text{ W m}^{-2}$ . Bastiaanssen *et al.* (1998) afirmam que a estimativa do G via sensoriamento remoto é a que mostra maior dificuldade pela complexidade em se obter dados precisos em campo.

Na figura 11.c, tem-se os valores de fluxo calor latente e observa-se que o curso deste fluxo acompanha o padrão da energia disponível, demonstrando que a maior parte do Rn neste ponto, ou seja, no plantio de açaí, pode estar sendo consumida pela planta para seu processo evapotranspirativo. Um dos fatores que pode ter ocasionado os picos de mínimas observados nos dias 31 de maio de 2018 e 26 de junho de 2019, é a baixa demanda atmosférica observada nesses períodos, fazendo com que a taxa de transpiração da planta seja baixa. Estudos em campo com outras culturas incluindo palmeiras também foram observados baixas taxas de transpiração sendo ocasionado, dentre outras variáveis, pela contribuição da demanda atmosférica (RADIN *et al.*, 2003; PAIVA *et al.*, 2005; PASSOS *et al.*, 2009; DUURSMA *et al.*, 2013; SULMAN *et al.*, 2016).

O desempenho do modelo para o LE, observado na tabela 7, demonstra que o algoritmo SEBAL conseguiu se aproximar dos dados observados em superfície. Resultado semelhante foi encontrado por Bhattacharya *et al.* (2010) analisando a estimativa da evapotranspiração regional sobre terras agrícolas na Índia, tiveram resultados de ERM e REQM iguais a 22 % e  $28 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Erros relativos entre 3,8 e 9,6% foram obtidos por Bezerra *et al.* (2008), ao compararem os dados da cultura da mamona e algodão obtidos com o SEBAL com o método da razão de Bowen, na mesorregião do Cariri (CE). Machado *et al.* (2014), encontraram resultados ainda mais promissores com erro relativo médio de 1,43% na região sul do litoral do estado de Pernambuco. Bezerra *et al.* (2015), na região semiárida do nordeste brasileiro registraram EAM, ERM e REQM iguais a  $19,4 \text{ W m}^{-2}$ , 4,4% e  $25,5 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente.

Para o saldo de radiação (figura 11.d), observou-se valores maiores em relação aos observados nos dias 22 de dezembro de 2017 e 07 de junho de 2018, podendo estes picos estarem relacionados com a maior quantidade de nuvens nestes períodos na região. Em áreas tropicais as mudanças sazonais na cobertura das nuvens é o principal agente a influenciar a incidência da radiação solar (MALHI *et al.*, 2002).

O Rn apresentou-se com menor valor de erro relativo médio dentre os fluxos de energia e com um bom índice de concordância (tabela 7). Resultados semelhantes foram encontrados em diferentes estudos sobre estimativa do saldo de radiação utilizando o SEBAL demonstrando

a eficiência do modelo para estudos com este objetivo. De Oliveira *et al.* (2016), analisando a radiação líquida na Amazônia, no sudoeste do estado do Pará, registraram REQM variando entre 18,7 a 24,8 W m<sup>-2</sup>. Oliveira e Moraes (2013), por exemplo, estimaram e validaram o Rn em áreas com caracterizações de pastagem e floresta na porção centro-leste do estado de Rondônia e obtiveram erros de ERM menores que 3%.

Ruhoff *et al.* (2012) encontraram erro para o saldo de radiação igual a 4 %, em estudos sobre a estimativa da evapotranspiração na bacia do rio Grande localizada em uma área tropical de cerrado. Boas estimativas de Rn usando o modelo SEBAL também foram encontradas por Costa dos Santos *et al.* (2011) na Reserva Biológica do Jaru na Amazônia Legal no estado de Rondônia, cujos erros variaram entre 7 a 16 % para os dias analisados. Assim, neste estudo verifica-se, que a estimativa do saldo de radiação obtida pelo modelo SEBAL na área analisada apresentou resultado satisfatório uma vez que, segundo Daughtry (1990), para estudos que envolvem medições e estimativas de Rn com sensoriamento remoto os erros são menores que 7 %.

A estimativa da evapotranspiração diária obtida pelo algoritmo SEBAL, apresentou-se com valores aproximados aos observados em campo, calculados pelo método da razão de Bowen, (figura 12), sendo a energia ali disponível convertida e utilizada pelas plantas em seus processos evapotranspirativos. A importância de se obter a evapotranspiração de uma cultura, principalmente em áreas irrigadas está relacionado à determinação do consumo de água pelas plantas e também da lâmina de irrigação que deve ser aplicada no sistema (ALENCAR *et al.*, 2009), evitando-se assim perdas hídricas. Observou-se bom desempenho do modelo (tabela 7), os erros associados a componente da ET se mostram aceitáveis (diferenças menores que 15%) e em concordância com a literatura sobre a aplicação de modelos de sensoriamento remoto para estimativa de ET (GALLEGUILLLOS *et al.*, 2011; CARRASCO-BENAVIDES *et al.*, 2012, 2014). Dessa forma pode-se notar que o método oferece a chance em auxiliar produtores em tomadas de decisões principalmente em relação à irrigação da área cultivada.

Estudos de Moreira *et al.* (2018), também na região Amazônica, apresentaram erros variando de 0,32 a 1,29 mm dia<sup>-1</sup>, segundo os autores os valores de evapotranspiração diária calculados pelo algoritmo mostraram-se coerentes quando comparado a observações “*in loco*”. Resultados semelhantes foram encontrados por Silva *et al.* (2012), em áreas com o cultivo do coqueiro na zona semiárida do Nordeste brasileiro, onde a ET foi estimada e apresentou EAM, ERM e REQM iguais a 0,43 mm dia<sup>-1</sup>, 9,46 % e 0,53 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente. Bezerra *et al.* (2008), na mesorregião do Cariri (CE), estimaram a ET pelo SEBAL e compararam com o

método da razão de Bowen, encontrando erro relativo variando de 3,8% a 9,6%. Santos *et al.* (2010) também na região nordeste do Brasil encontram EAM de 0,30 mm dia<sup>-1</sup>. Já em análises de Odi-Lara *et al.* (2016), em estudo realizado em um pomar de maçã irrigado por gotejamento no Chile, os autores encontraram resultados promissores de índice de concordância (0,90).

Oliveira *et al.* (2014), estimando a ET na bacia do rio Tapacurá (PE), destacaram que apesar da intensa presença de nuvens na região os valores obtidos foram considerados satisfatórios, sendo EAM, REQM e ERM iguais a 0,40 mm dia<sup>-1</sup>, 0,51 mm dia<sup>-1</sup> e 9,63 %, respectivamente. Assim como nas análises de Santos *et al.* (2010) e Dos Santos *et al.* (2020), ambos na região nordeste brasileira, apresentando EAM e REQM iguais a 0,48 mm dia<sup>-1</sup> e 0,56 mm dia<sup>-1</sup> e REQM 1,43 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente. Já Da Silva *et al.* (2018), conseguiram resultados ainda mais promissores, para o município de Salto do Lontra (PR), com EAM igual a 0,3 mm dia<sup>-1</sup>, demonstrando que o modelo obteve boas estimativas de evapotranspiração na área de estudo.

Neste estudo obteve-se valores médios nas cenas analisadas para o saldo de radiação (Rn) variando de 575,10 W m<sup>-2</sup> a 629,61 W m<sup>-2</sup> (tabela 8). Já em superfície o valor médio, foi na ordem de 646,09 W m<sup>-2</sup>. Também no nordeste do Pará em estudos realizados em escala local, sobre análises de saldo de radiação, Da Silva *et al.* (2006), em áreas de mangue, obtiveram médias de Rn entre 480 W m<sup>-2</sup> e 601 W m<sup>-2</sup>. Já Souza *et al.* (2013), obtiveram média de saldo de radiação na ordem de 371,53 W m<sup>-2</sup> na safra e entressafra de soja no leste da Amazônia.

Nas áreas avaliadas que apresentaram baixo índice de vegetação ou com solo exposto o valor do saldo de radiação (Rn) variou entre 498,35 a 641,49 W m<sup>-2</sup> (figuras 14.a, 16.a, 18.a, 20.a, 22.a e 24.a), apresentando albedo entre 0,17 a 0,45, isto está relacionado a um aumento na emissão da radiação terrestre resultando assim em valores de Rn mais baixos. Dessa forma, observa-se uma relação inversamente proporcional entre essas componentes (Rn e albedo) pois, quanto maior o coeficiente de reflexão, mais energia é refletida, e assim, menor será o saldo. Em outros estudos também foi relatado menores valores de Rn em áreas com baixo índice ou sem cobertura vegetal (GOMES *et al.*, 2009; COSTA DOS SANTOS *et al.*, 2011)

Nas Figuras 14.b, 16.b, 18.b, 20.b, 22.b e 24.b, estão representados na cor verde o albedo, referindo-se às áreas com vegetação densa e com vegetação rasteira, cujos valores variaram entre 0,09 a 0,30, respectivamente. O albedo exerce um controle na quantidade de energia radiativa que é absorvida pela superfície terrestre (GOMES *et al.*, 2009), e depende das características de uso e ocupação da terra, ângulo zenital do sol, condições de umidade do ar e

superfície e tipo de solo (VELOSO *et al.*, 2015). Para a vegetação mais densa, por apresentarem tonalidade mais escuras, elas absorvem mais radiação solar do que a vegetação rasteira, tendo, portanto, um albedo menor (CULF *et al.*, 1995; GASH *et al.*, 1991). Nessas áreas maior parte da energia disponível ao ambiente é disponibilizada para o processo de evapotranspiração, resfriando a superfície vegetada (BIUDES *et al.*, 2009, 2015). Em estudos de Oliveira e Moraes (2013), ao analisarem uma área com cobertura vegetal densa, no estado de Rondônia (Amazônia Legal), obtiveram albedo entre 0,08 e 0,15. Valores semelhantes também foram observados por Khaldi *et al.* (2011), em áreas vegetadas na Argélia, África do Norte.

Os maiores valores de albedo já eram esperados para as áreas de solo exposto, variando neste estudo, entre 0,33 a 0,47, onde observou-se que nessas áreas as temperaturas de superfície são mais elevadas (figuras 14.c, 16.c, 18.c, 20.c, 22.c e 24.c). Ratificando que a energia disponível ao ambiente é utilizada para o aquecimento do solo e do ar adjacente à superfície em áreas sem cobertura vegetal. Os valores obtidos neste estudo foram próximos aos resultados de Andrade e Corrêa (2014), ao utilizarem o SEBAL para a estimativa do  $R_n$ , em Santarém-PA, onde observaram o albedo também em áreas de solo exposto entre 0,21 a 0,33, conseqüentemente foram os locais com maiores temperaturas. No entanto, os valores encontrados em Capitão Poço- PA semelham-se aos observados por Liberato *et al.* (2011) cujos valores máximos de albedo variaram entre 0,34 e 0,44, para áreas com solo exposto no noroeste da Amazônia.

Na distribuição espacial do fluxo de calor sensível (H) nas Figuras 14.d, 16.d, 18.d, 20.d, 22.d e 24.d), de modo geral, verificou-se que os menores valores de H correspondem à pequenos corpos d'água presentes na cena analisada e às áreas de vegetação (fragmentos densos e vegetação secundária), obteve-se médias entre  $108,2 \text{ W m}^{-2}$  a  $187 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8). Estes valores foram baixos ao se comparar com os estudos realizados, em escala local, por Pereira e Rodrigues (2013), no município de Bragança, também no nordeste do estado do Pará, o qual foi observado média de fluxo de calor sensível igual a  $271,8 \text{ W m}^{-2}$ .

Os maiores valores de H foram identificados em áreas com pouca e/ou nenhuma vegetação, os quais apresentaram NDVI baixo (entre 0,1 e 0,3). Esses baixos índices estão relacionados ao baixo vigor vegetativo ocasionado pela ausência de vegetação, tal como evidenciado por Fernandes *et al.* (2016), dessa forma grande parte do  $R_n$  é destinado ao aquecimento do ar, como confirmado por Gusmão *et al.* (2012). Altos valores de H, em áreas com solo exposto, estimados pelo mesmo algoritmo utilizado neste estudo, também foram

obtidos por Bastiaanssen (2000), na Turquia Ocidental, por Mendonça et al. (2012), na região norte Fluminense (RJ) e também por Bala *et al.* (2016), em Nova Délhi na Índia.

A disposição espacial dos valores referentes ao fluxo de calor latente pode ser visualizada nas Figuras 14.e, 16.e, 18.e, 20.e, 22.e e 24.e. Observou-se que os maiores valores em tons de laranja e vermelho nas figuras, correspondem à áreas com vegetação, sendo a cor vermelha representativa de áreas com fragmentos de vegetação mais densa, as quais apresentaram NDVI também alto. Ocorre nessas áreas uma relação bem conhecida e documentada sobre a existência da relação inversa entre altos valores de NDVI, ou seja, áreas com maior cobertura vegetal do solo e menor temperatura de superfície (figuras 14.c, 16.c, 18.c, 20.c, 22.c e 24.c), tornando essas áreas com clima mais ameno (RUNNING *et al.*, 1995; WHITE *et al.*, 1997; TUCKER *et al.*, 2001; BADECK *et al.*, 2004). Pode-se observar que maior parte da energia disponível nessas áreas está sendo direcionada para o processo transpiratório das plantas na forma de consumo de LE.

Os valores médios estimados pelo algoritmo para o fluxo de calor latente nas cenas analisadas variaram de  $318,6 \text{ W m}^{-2}$  a  $468,6 \text{ W m}^{-2}$  (tabela 8). De forma geral, nas seis imagens, percebeu-se que a distribuição espacial de LE ocorreu como o esperado, onde os maiores valores se referiram às áreas cobertas por vegetação densa, corroborando a metodologia descrita em Allen *et al.*, (2002), para o fluxo de calor latente, e os menores valores estando relacionados às áreas com solo exposto (na cor amarelo e verde nas figuras 14.e, 16.e, 18.e, 20.e, 22.e e 24.e), ocorrendo, neste caso, a disponibilização de grande parte do  $R_n$  para o processo de aquecimento do solo e do ar adjacente à superfície.

Nas Figuras 14.f, 16.f, 18.f, 20.f, 22.f e 24.f, observa-se o padrão de variabilidade espacial dos valores de evapotranspiração diária, observou-se variação média de evapotranspiração entre  $3,28 \text{ mm dia}^{-1}$  a  $4,14 \text{ mm dia}^{-1}$  nas cenas analisadas (tabela 8). É importante destacar que o modelo conseguiu diferenciar a ET para os diferentes tipos de cobertura do solo, já que a evapotranspiração é dependente tanto de parâmetros da atmosfera quanto da superfície, ou seja, se há modificações dos parâmetros locais, logo isso pode ocasionar variação nos valores de  $ET_{24h}$ .

As áreas com tons laranja e vermelho representam valores de  $ET < 2 \text{ mm dia}^{-1}$ , são correspondentes à locais com solo exposto. Por outro lado, as que apresentaram maiores valores de ET são áreas com vegetação densa, como as áreas de preservação permanente e fragmentos de vegetação, podendo ser áreas de reserva legal (ARL) dentro das propriedades presentes na

área analisada. Os altos índices de vegetação ( $IAF > 3$ ) encontrados nesses locais justificam os valores elevados de evapotranspiração.

Pelo fato da cultura do açaí ser originária de áreas de várzea com abundância de água, a planta demanda de mais água na forma de irrigação estando em terra firme, entretanto nota-se na figura 25, que há diferentes valores de evapotranspiração dentro do própria área de plantio de açaí, o que não tornaria necessário o uso padronizado de uma lâmina d'água específica para toda a área. Percebe-se isso na análise feita neste estudo, pois atualmente o proprietário da fazenda utiliza para o talhão do plantio do açaí uma lâmina de  $3,28 \text{ mm dia}^{-1}$  que somada resulta em  $265,68 \text{ mm dia}^{-1}$ , entretanto ao comparar com os resultados obtidos com o modelo SEBAL, verificou-se, por exemplo, que para o dia 26 de junho de 2019 seria necessário aplicar irrigação com uma quantidade menor de água pois a evapotranspiração total para a área neste dia foi de  $253,0 \text{ mm dia}^{-1}$  (figura 25.e).

Dentre as imagens analisadas observou-se que maiores valores de ET ocorreram no dia 29 de agosto de 2019 (figura 25.f) apresentando estimativa total de evapotranspiração igual a  $371,6 \text{ mm}$  para a área delimitada do talhão de açaí, este elevado valor pode estar associado ao período de estiagem na região onde não há muita ocorrência de chuvas e as temperaturas são mais elevadas que contribuem para uma maior demanda atmosférica a qual acaba sendo atendido devido a área estar recebendo água por irrigação.

Verifica-se também que os valores de ET, dentro do talhão, são maiores que  $3,0 \text{ mm dia}^{-1}$  com exceção do 26 de junho de 2019, cujo menor valor observado foi igual a  $2,70 \text{ mm dia}^{-1}$ , neste dia também foi registrado a menor média de ET ( $3,11 \text{ mm dia}^{-1}$ ) (figura 25.e), estes resultados podem ser explicados pela alta umidade relativa do ar e registro de baixa temperatura neste período na região (figura 9 e tabela 6), pois estas variáveis compõe os elementos climáticos que auxiliam na determinação do déficit de pressão de vapor, que é um indicador da capacidade evaporativa do ar.

Apesar da estimativa total da área apresentar diferenças (entre 0,7 e 26,6 %), é importante lembrar que os valores medidos pela torre micrometeorológica representam uma estimativa de uma área à barlavento da torre, e considerando o padrão adotado de bordadura, representa um *fetch* de pelo menos 200 m na direção do vento, cujos valores representam uma evapotranspiração média da área, mas que infelizmente não permite ser associado aos diferentes *pixels* observados nas cenas utilizadas por não ter sido monitorado pontualmente com metodologias como fluxo de seiva ou balanço de água no solo.

O próprio valor observado na torre micrometeorológica já indica que o manejo adotado pelo produtor está inadequado para atender a demanda hídrica da planta na área, e com o uso



do modelo SEBAL foi possível corroborar esta hipótese pela variabilidade espacial observada dentro do talhão de açaí (Figura 25). Este fato demonstra a importância de se considerar a variabilidade espacial dos processos de trocas existentes em superfícies vegetadas uma vez que a produtividade a ser atingida é um reflexo do manejo adotado na área, e como observado na figura 25, dentro do talhão existem áreas com menor e com maior demanda hídrica.

Trabalhos que relatem sobre a estimativa da evapotranspiração em plantios de açaizeiro utilizando métodos a nível local e também como uso de sensoriamento remoto ainda são escassos, contudo, pode-se dizer que a metodologia utilizada neste estudo pode trazer resultados satisfatórios para esta finalidade. Através da estimativa do balanço de energia por meio do SEBAL obteve-se informações importantes que podem auxiliar o produtor a ter critérios para o manejo da irrigação, bem como estabelecer o consumo hídrico ideal da cultura, reduzindo gastos com energia elétrica, que é utilizada para o bombeamento de água e diminuindo o desperdício de água.

Em relação a conversão da energia disponível no ambiente para os processos de fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e fluxo de calor no solo (figura 26), observou-se que em média a maior parte do fracionamento do  $R_n$  foi direcionado para o fluxo de calor latente (LE), e consumido pelas plantas na forma de evapotranspiração no local do plantio de açaí, seguido do fluxo de calor sensível (H) com média igual a 26,1%, obtido com o algoritmo SEBAL, valor aproximado da média obtida em superfície igual a 28,14%.

Verificou-se que o fluxo de calor do solo consome a menor porção de energia ao observar os dois métodos de estimativa deste fluxo (em superfície e pelo algoritmo SEBAL) (figura 26), estes valores corroboram os trabalhos de Timmermans *et al.* (2007), Borges *et al.* (2008) e Tang *et al.* (2013), ao analisarem o  $R_n/G$  também encontraram os menores valores. A análise do particionamento do  $R_n$  é importante, pois esta é uma das formas de estudar as respostas dos ecossistemas às condições ambientais por meio do balanço de energia (SOUZA *et al.*, 2015).

## 6. CONCLUSÕES

1. A estimativa dos componentes do balanço de energia e a evapotranspiração por meio do SEBAL aplicado às imagens do sensor OLI/TIRS do satélite Landsat 8, mostraram-se coerentes quando comparado aos conjuntos de dados disponíveis em superfície do plantio comercial de açaí.
2. O algoritmo tem bom desempenho na determinação dos fluxos de energia H, LE e Rn com EAM iguais a 17,97 W m<sup>-2</sup>, 24,03 W m<sup>-2</sup> e 18,65 W m<sup>-2</sup>; ERM iguais a 9,89%, 5,75% e 2,84 %; REQM iguais a 24,62 W m<sup>-2</sup>, 31,14 W m<sup>-2</sup> e 25,80 W m<sup>-2</sup> e índice de concordância iguais a 0,73, 0,83 e 0,79, respectivamente.
3. A evapotranspiração (ET) apresentou boa avaliação (ERM = 0,45 mm dia<sup>-1</sup>, ERM = 4,23%, REQM = 0,52 mm dia<sup>-1</sup> e  $d = 0,80$ ), o que possibilita ao produtor o uso desta metodologia como alternativa para auxiliá-lo em tomadas de decisões quanto ao manejo da irrigação em áreas cultivadas, reduzindo gastos com custos de energia e principalmente perdas hídricas.
4. Os resultados mostram a potencialidade do modelo em distinguir os diferentes tipos de coberturas do solo, demonstrando a sensibilidade do algoritmo, o que possibilitou a geração de mapas da distribuição da variabilidade espacial e temporal das componentes analisadas.

## REFERÊNCIAS

- ALEMU, Woubet G.; HENEGBRY, Geoffrey M. Land surface phenology and seasonality using cool earthlight in croplands of eastern Africa and the linkages to crop production. **Remote Sensing**, v. 9, n. 9, p. 914, 2017.
- ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. **FAO Irrigation and drainage paper 56**. p.300, 1998.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. *SEBAL surface energy balance algorithms for land: advanced training and users manual, Idaho implementation*. 1 ed. **Kimberly**: 98 p. 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, p. 251-268, 2005.
- ALLEN, R. G. et al. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) - Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. v. 133, n. August, p. 395–406, 2007.
- ALLEN, R.; IRMAK, A.; TREZZA, R.; HENDRICKX, J.M.H.; BASTIAANSEN, W.; KJAERGAARD, J. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hidrology Processes**. v. 5, p. 4011-4072, 2011.
- ALMEIDA A. S. de. Dinâmica da Cobertura Vegetal e uso da terra no município de São Francisco do Pará (Pará, Brasil) com uso da Técnica de Sensoriamento Remoto. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. Zoologia, v. 03, p. 81-92, 2008.
- ANDERSON, M.C; ALLEN, R.G.; MORSE, A.; KUSTAS, W.P. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 50-65, 2012.
- ANDRADE, S. C. P.; CORRÊA, J. A. J. Estimativa do saldo de radiação instantâneo à superfície para a cidade de Santarém-PA, através de imagens do Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.7, n.4, p.653-661. 2014.
- ANGUS, D. E.; WATTS, P. J. Evapotranspiration: how good is the Bowen ratio method. **Agricultural Water Management**, v.8, n.1, p.133-150, 1984.
- ALENCAR, C. A. B. D.; CUNHA, F. F. D.; MARTINS, C. E.; CÓSER, A. C.; ROCHA, W. S. D. D.; ARAÚJO, R. A. S. Irrigação de pastagem: atualidade e recomendações para uso e manejo. **Revista Brasileira de Zootecnia**. v. 38. n. SPE. p. 98-108. 2009.
- BADECK, F. W., BOPNDEAU, A., BÖTTCHER, K., DOKTOR, D., LUCHT, W., SCHABER, J., STICH, S. Responses of spring phenology to climate change. **New Phytologist**, v.162, p.295-309, 2004.
- BALA, A.; RAWAT, K. S.; MISRA, A. K.; SRIVASTAVA, A.. Assessment and validation of evapotranspiration using SEBAL algorithm and Lysimeter data of IARI agricultural farm, India. **Geocarto International**, v. 31, n. 7, p. 739–764, 2016.
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere , Weather and Climate**. 8th ed. 421p. 2010.

- BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. **Doctoral thesis**. Wageningen Agricultural University, Wageningen The Netherlands. p. 273, 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Forlutaion. **Journal of Hydrology**, v. 213, p. 198–212, 1998.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**. v. 229, n. 1–2, p. 87–100, 2000.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. et al. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 6, n. February, p. 85–93, 2005.
- BECKER, Bertha K. Geopolítica da Amazônia. **Estudos avançados**, v. 19, n. 53, p. 71-86, 2005.
- BERNARDO, S. Manual de irrigação. 5. ed. **Viçosa**: Universidade Federal de Viçosa, Imprensa Universitária, p. 596, 1989.
- BEZERRA, B.G.; SILVA, B.B. da.; FERREIRA, N.J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM-Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.23, 305-317, 2008.
- BEZERRA, J. R., AZEVEDO, P. V. D., SILVA, B. B. D., DIAS, J. M. Evapotranspiração e coeficiente de cultivo do algodoeiro BRS-200 Marrom, irrigado. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 14 n. 6, p.625-632. 2010.
- BEZERRA, B. G.; DA SILVA, B. B.; DOS SANTOS, C. A.; BEZERRA, J. R.. Actual evapotranspiration estimation using remote sensing: comparison of SEBAL and SSEB approaches. **Advances in Remote Sensing**. v. 4, n. 03, p. 234. 2015.
- BIELENKI JÚNIOR, C. & BARBASSA, A. P. Geoprocessamento e recursos hídricos: aplicações práticas. **São Carlos. EdUFSCAR**. p. 257, 2012.
- BIUDES, M. S., VALENTINI, C. M. A., JÚNIOR, J. H. C., DE SOUZA NOGUEIRA, J. Estimativa da evapotranspiração numa pastagem mista, em condições de cerrado, pelos métodos de razão de Bowen e Penman-Monteith. *Ciência e Natura*, v.30 n.1, p. 71-86. 2008.
- BIUDES, M. S. et al. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do Pantanal pelo método da razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia**. p. 135–143, 2009.
- BIUDES, M. S. et al. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 202, p. 112–124, 2015.
- BOLETIM AGROPECUÁRIO DO PARÁ. Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas do Pará - **FAPESPA**. 2017.
- BORGHETTI, J. R.; SILVA, W. L. C.; NOCKO, H. R.; LOYOLA, L. N.; CHIANCA, G. K.. Agricultura Irrigada Sustentável no Brasil: Identificação de Áreas Prioritárias. **FAO** - Brasília, 243 p. 2017.
- BORGES, C. J.; AZEVEDO, P. V. D.; DA SILVA, V. D. P.; CAMPOS, J. H. D. C.; DE MOURA, M. S.; SOARES, J. M.; SILVA, B. B. D.. Influência do calor armazenado no sistema solo-planta no balanço de energia em pomar de mangueiras. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.12,

n.4, p. 393-399. 2008.

BORONINA, A.; RAMILLIEN, G. Application of AVHRR imagery and GRACE measurements for calculation of actual evapotranspiration over the Quaternary aquifer (Lake Chad basin) and validation of groundwater models. **Journal of Hydrology**, v. 348, n. 1-2, p. 98-109, 2008.

BHATTACHARYA, B. K. et al. Regional clear sky evapotranspiration over agricultural land using remote sensing data from Indian geostationary meteorological satellite. **Journal of Hydrology**, v. 387, n. 1-2, p. 65-80, 2010.

BRAGA, T. G. M.; DOS SANTOS, J. U. M.; MACIEL, M. N. M.; PAIVA, P. F. P. R.; DA SILVA, O. M.; DOS SANTOS, N. S.; BEZERRA, P. E. S. Analysis of cultivation of remaining forest fragments in the Moju River Basin, Legal Amazon, Pará. **Biodiversity and Conservation**. v. 28, n. 14, p. 3713-3732, 2019.

BRONDÍZIO, E.S.; CAK, A.D.; CALDAS, M.; Mena, C.; BILSBORROW, R.; FUTEMMA, C.T.; MORAN, E.F.; BATISTELLA, M.; LUDEWIGS, T. Small Farmers and Deforestation in Amazonia. In *Amazonia and Global Change*; Keller, M., Bustamante, M., Gash, J., Dias, P., Eds.; **Geophysical Monograph Series**; American Geophysical Union: Washington, DC, USA. v.186. p. 117-143. 2009.

BRUTSAERT, W. **Hydrology an Introduction**. London: Cambridge Univerty Press, p. 605. 2005.

BURKHALTER, J. P. et al. Estimating Crop Water Use via Remote Sensing Techniques vs. Conventional Methods in the South Platte River Basin, Colorado. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 49, n. 3, p. 498-517, 2013.

BUTT, N.; OLIVEIRA, P. A. D.; COSTA, M. H. Evidence that deforestation affects the on-set of the rainy season in Rondônia, Brazil. **Distribution**. n. 116, p. 2-9, 2011.

CALBO, M. E. R.; DE MORAES, J. A. Efeitos da deficiência de água em plantas de *Euterpe oleracea* (acaí). **Revista brasil. Bot.**, São Paulo, v.23, n.3, p.225-230, set. 2000.

CAMARGO, A.P. de; CAMARGO, M.B.P. de. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, v.59, p.125-137, 2000.

CARDOSO, M., Nobre, C., SAMPAIO, G. *et al.* Long-term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the Brazilian Amazon. **Biologia**. v.64, n. 3, p. 433-437. 2009.

CARRASCO-BENAVIDES, M., ORTEGA-FARÍAS, S., Lagos, L.O., Kleissl, J., Morales, L., POBLETE-ECHEVERRÍA, C., ALLEN, R.G. Crop coefficients and actual evapotranspiration for a drip-irrigated Merlot vineyard using multispectral satellite images. *Irrig. Sci.* v.30, n.6, p.485-553. 2012.

CARRASCO-BENAVIDES, M., ORTEGA-FARÍAS, S., LAGOS, L.O., KLEISSL, J., MORALES-SALINAS, L., KILIC, A. Parameterization of the Satellite-Based Model (METRIC) for the estimation of instantaneous surface energy balance components over a drip-irrigated vineyard. *Remote Sens.* v.6, n.11, p.11342-11371. 2014.

COMPAORÉ, H.; Hendrickx, J. M.; Hong, S.; Friesen, J.; van de Giesen, N. C.; Rodgers, C.; Szarzynski, J.; Vlek, P. L. G. Evaporation mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 33, p. 127-140, 2008.

CORREIA, F. W. S.; MANZI A. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1-15, 2006.

- COSTA DOS SANTOS, C. A.; DO NASCIMENTO, R. L.; RAO, T.V.R.. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM landsat 5 images. **Atmosfera**, v. 24, n. 4, p. 435–446, 2011.
- CUNHA, R.C. et al. Balanço de energia em cultura de milho. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v.4, n.1, p.1- 14, 1996.
- CULF, A. D.; FISCH, G.; HODNETT, M. G. O albedo da floresta amazônica e terras de fazendas. **Journal of Climate**. v. 8, n. 6, p. 1544-1554, 1995.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B.L.; HELDER, D.L. Summary of current radiometric calibration coefficients for LandsatMSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**. v. 113, p. 893-903, 2009.
- DA SILVA, R. B. C., & DA SILVA, R. M.. Eficiência de uso da água e da radiação em um ecossistema de manguezal no estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 21(3a). p.104-116. 2006.
- DA SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo - PB, medinte imagens orbitais. **Revista Caatinga**, v. 24, n. 3, p. 145–152, 2011.
- DA SILVA, B. B. et al. Satellite-based ET estimation using Landsat 8 images and SEBAL model. **Revista Ciência Agronômica**, v. 49, n. 2, p. 221–227, 2018.
- DA SILVA, V. D. P., GARCÊZ, S. L., SILVA, B. B. D., ALBUQUERQUE, M. F. D., ALMEIDA, R. S. Métodos de estimativa da evapotranspiração da cultura da cana-de-açúcar em condições de sequeiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. v.19, n.5, p. 411-417. 2015.
- DA SILVA FILHO, A., BIUDES, M. S., MACHADO, N. G., QUERINO, C. A. S., JÚNIOR, E. S. A. Estimativa Do Balanço De Energia Pelo Método Da Razão De Bowen A Partir De Medidas De Protótipo De Estação Micrometeorológica. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 24, 2019.
- DAUGHTRY, C. S. T. et al. Spectral Estimates of Net Radiation and Soil Heat Flux. **Elsevier Science Publishing**. Co.inc. Beltsville, p. 111-124. 1990.
- DE OLIVEIRA SERRÃO, E. A., SILVA, M. T., DE SOUSA, F. D. A. S., DE ATAIDE, L. C. P., DOS SANTOS, C. A., DA SILVA, V. D. P. R., & DA NOBREGA SILVA, B. K. Influência do uso e cobertura da terra na variabilidade espacial e temporal da evapotranspiração no sudeste da Amazônia, utilizando o modelo SWAT. **Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais**, v. 10, n. 4, p. 134-148, 2019.
- DE OLIVEIRA, G., BRUNSELL, N. A., MORAES, E. C., BERTANI, G., DOS SANTOS, T. V., SHIMABUKURO, Y. E., & ARAGÃO, L. E.. Use of MODIS sensor images combined with reanalysis products to retrieve net radiation in Amazonia. **Sensors**. 16(7), 956. 2016.
- DE PAULA, A. C. P.; DA SILVA, C. L.; RODRIGUES, L. N.; SCHERER-WARREN, M. Desempenho do modelo SSEBop na estimativa da evapotranspiração real das culturas de soja e feijão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 54, n. X, p. 00739, 2019.
- DE TROCH, F. P. et al. Application of remote sensing for hydrological modelling. **Distributed Hydrological Modeling**. p. 165-191. 1996.
- DINGMAN, S. L. *Physical Hydrology*. Long Grove: Prentice Hall. p. 600. 2002.
- DOS SANTOS, C. A.; MARIANO, D. A.; FRANCISCO DAS CHAGAS, A.; DANTAS, F. R. D. C.; de OLIVEIRA, G.; SILVA, M. T.; SILVA, L. L. da , SILVA, B. B.da; et al. Spatio-temporal patterns of energy exchange and evapotranspiration during an intense drought for drylands in

Brazil. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**. v. 85, 101982. 2020.

DUARTE, H. F.; DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 139, n. 3–4, p. 171–181, 2006.

DUURSMA, R. A.; PAYTON, P.; BANGE, M. P.; BROUGHTON, K. J.; SMITH, R. A.; MEDLYN, B. E.; TISSUE, D. T. Near-optimal response of instantaneous transpiration efficiency to vapour pressure deficit, temperature and [CO<sub>2</sub>] in cotton (*Gossypium hirsutum* L.). **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 168. pp. 168-176. 2013.

ELLIOTT, J. et al. Constraints and potentials of future irrigation water availability on agricultural production under climate change. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America - PNAS**. v. 111, n. 9, p. 3239-3244, 2014.

ELACHI, C.; VAN ZYL, J. Introduction to the physics and techniques of remote sensing. 2 ed. **John Wiley & Sons, Hoboken**, EUA, 552p. 2006.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Amazônia Oriental. Sistema de produção do açaí. 2006.

FARAH, H. O.; BASTIAANSSEN, W. G. M. Impact of spatial variations of land surface parameters on regional evaporation: A case study with remote sensing data. **Hydrological Processes**. v. 15, n. 9, p. 1585–1607, 2001.

FARIAS NETO, J. T.; VASCONCELOS, M. A. M.; DA SILVA, F. C. F. Cultivo, processamento, padronização e comercialização do açaí na Amazônia. In: Semana da Fruticultura, Floricultura e Agroindústria- FRUTAL AMAZÔNIA Pará. Brasil. 2010.

FARIAS NETO, J. T.; VASCONCELOS, M. A. M.; NOGUEIRA, A. K. M. Produção, processamento e mercado para a cultura do açaí: Irrigação. *Coleção Cursos Frutal*. Semana da Fruticultura, Floricultura e Agroindústria - Frutal Amazônia. v. 1. p. 32–40. 2011.

FARIAS NETO, J. T. de; RESENDE, M. D. V. de & OLIVEIRA, M. S. P. de. Seleção simultânea em progênies de açaizeiro irrigado para produção e peso do fruto. **Revista Brasileira de Fruticultura**. v. 33. p.532-539. 2011.

FARIAS NETO, J. T. de. Produzindo açaí na entressafra. **Embrapa Amazônia Oriental**. 2016.

FERNANDES, A. C. G.; COUTINHO, M. A. N.; SANTOS, V. G.; NASCIMENTO, C. R. Utilização de intervalos de índices de vegetação e temperatura da superfície para detecção de queimadas. **Rev. Ciênc. Agrá.**, Montes Claros, v.8, n.2, p.30-40, 2016.

FERREIRA, L.G. FERREIRA, N.C.; FERREIRA, M.E. Sensoriamento remoto da vegetação: Evolução e estado da arte. **Acta Scientiarum**. 2008.

FERREIRA JUNIOR, P. et al. Estimate of evapotranspiration in eastern Amazonia using SEBAL. **Revista de Ciências Agrárias - Amazon Journal of Agricultural and Environmental Sciences**, v. 56, n. 1, p. 33–39, 2013.

FINKLER, R. **Planejamento, manejo e gestão de bacias**. v. 20, 2012.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**. v.28, n. 2, p. 101-126. 1998.

FISHER, J. B. et al. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. **Water Resources Research**. p. 2618–2626, 2017.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS - FAO. Facts and figures; from the United Nations World Water Development Report 4: managing water under uncertainty and risk. 2012.

FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 26, n. 03, p. 403-410, 1991.

FRENCH, A. N.; HUNSAKER, D. J.; THORP, K. R. Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. *Remote Sensing of Environment*, v. 158, p. 281–294, 2015.

FLORENZANO, T. G. Iniciação ao Sensoriamento Remoto. 2ª Ed. São Paulo: **Oficina de Textos**. 2007.

GALLEGUILLOS, M., JACOB, F., PREVOT, L., LAGACHERIE, P., LIANG, S.L. (2011). Mapping Daily Evapotranspiration Over a Mediterranean Vineyard Watershed. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* v.8 n.1, 168–172. 2011.

GARCEZ, L. N. et al. **Hidrologia**. 2ª ed. São Paulo: Edgard Blücher LTDA, p. 292. 1988.

GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. ESTIMATION OF PRECIPITABLE WATER OVER THE DIRECT AND DIFFUSE COMPONENTS. **Solar Energy**. v. 44, n. 4, p. 225–241, 1990.

GASH, John HC; SHUTTLEWORTH, W. James. Tropical deforestation: Albedo and the surface-energy balance. In: **Tropical Forests and Climate**. Springer, Dordrecht. p. 123-133. 1991.

GAVILAN, P.; BERENGENA, J. Accuracy of the Bowen ratio-energy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advective environment. **Irrigation Science**. v.25, p.127-140, 2007.

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

GOMES, H. B.; SILVA, B. B.; CAVALCANTE, E. P.; ROCHA, H. R. Balanço de radiação em diferentes biomas no estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. São Paulo, UNESP. **Geociências**. v. 28, n. 2, p. 153-164, 2009.

GUSMÃO, A. C.; SILVA, B. B. D.; MONTENEGRO, S. M.; GALVÍNCIO, J. D. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 16, n.10, p. 1107-1114. 2012.

HAMDY A, Ragab R, Scarascia-Mugnozza E. Coping with water scarcity: water saving and increasing water productivity. **Irrigation and Drainage**. v. 52. p. 3–20. 2003.

HEILMAN, J.L.; MCINNES, K.J.; SAVAGE, M.J.; GESH, R.W.; LASCANO, R. J. Soil and canopy energy balance in a west Texas vineyard. **Agricultural and Forest Meteorology**. Amsterdam, v.71, p.99-114, 1994.

HEMAKUMARA, H. M., CHANDRAPALA, L., MOENE, A. “Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer”, **Agricultural Water Management**. v. 58, pp. 109 -122. 2003.



HOMMA, A. K. O.; NOGUEIRA, O. L.; MENEZES, A. J. E. A.; CARVALHO, J. E. U.; NICOLI, C. M. L.; MATOS, G. B. Açai: Novos desafios e tendências. **Amazônia: Ciência e Desenvolvimento**. v.1. p.7-23. 2006.

HOMMA, A.K.O.; SANTANA, A.C. A Agroindústria na Região Norte. In: IBETTI, D.W.; BARROSO, L.A. Agroindústria: uma análise no contexto socioeconômico e jurídico brasileiro. SP: **Livraria e Editora Universitária de Direito**. p.19-43. 2009.

HU, S.; ZHAO, C.; LI, J.; WANG, F.; CHEN, Y. Discussion and reassessment of the method used for accepting or rejecting data observed by a Bowen ratio system. *Hydrological Processes*, v.28, p.4506-4510, 2014.

HUETE, Alfredo. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*. **Remote Sensing of Environment**. v. 25, p. 295-309, 1988.

HURTADO, E.; SOBRINO, J. A. Daily net radiation estimated from air temperature and NOAA – AVHRR data: A case study for the Iberian Peninsula. *Int. J. Remote Sensing*. 22(08):1521-1533, 2001.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Sistema IBGE de Recuperação Automática - SIDRA. 2018. Disponível em < <https://sidra.ibge.gov.br/tabela/289#resultado>>. Acesso: 05.mai.2020.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo Agropecuário. 2018. Disponível em <<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pa/pesquisa/24/76693>>. Acesso: 01.mai.2020.

IDESP - Instituto de Desenvolvimento Econômico, Social e Ambiental do Pará. **Estatística Municipal Capitão Poço**. 2014.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. monitoramento da Amazônia. 2017. Disponível em <[www.inpe.br](http://www.inpe.br)> Acesso em: 07. set. 2019.

IRONS, James R.; DWYER, John L.; BARSIS, Julia A. The next Landsat satellite: The Landsat data continuity mission. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 11-21, 2012.

JACOB, F.; OLIOSSO, A.; GU X; SU, Z; SEGUIN, B. Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing and a spatialized surface energy balance model. **Agronomie**, v. 22, p. 669-680. DOI: 10.1051/agro:2002053. 2002.

JANA, C. et al. Application of SEBAL model to estimate Evapotranspiration in Doon Valley, India. **Indian Journal of Soil Conservation**. v. 44, n. 2, p. 191–197, 2016.

JENSEN, J. R. Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestre. São José dos Campos – SP, Parêntese, 800p. 2009.

KANG, S.; ZHANG, B.; LI, F.; ZHANG, L. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China. *Agricultural Journal*, v.148, p.1629-1640, 2008.

KASHYAP, P.S.; PANDA, R.K. Evaluation of evapotranspiration estimation methods and development of crop-coefficients for potato crop in a sub-humid region. **Agricultural Water Management**. v.50, p.9-25, 2001.

- KILIC, A. et al. Sensitivity of evapotranspiration retrievals from the METRIC processing algorithm to improved radiometric resolution of Landsat 8 thermal data and to calibration bias in Landsat 7 and 8 surface temperature. **Remote Sensing of Environment**, v. 185, p. 198–209, 2016.
- KHALDI, A.; HAMIMED, A.; MEDERBAL, K.; SEDDINI, A. Obtaining evapotranspiration and surface energy fluxes with remotely sensed data to improve agricultural water management. **African Journal of Food, Agriculture, Nutrition and Development**. v. 11 n. 1. p. 4558-4581. 2011.
- LACERDA, N.B.; OLIVEIRA, T.S. Agricultura irrigada e a qualidade de vida dos agricultores em perímetros do Estado do Ceará. **Revista Ciência Agrônômica**, Fortaleza, v. 38, n. 2, p. 216-223, 2007.
- LANDGREB, D. A. Signal Theory Methods in Multispectral Remote Sensing. New Jersey and Canada: **Wiley-Interscience**. 508p. 2003.
- LIBERATO, A.M. Estimativa do albedo e índice de área foliar na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, n. 1, p. 22–32, 2011.
- LIBERATO, A.M. Surface albedo from landsat 5 – TM images in areas of forest and pasture in Amazonia. **Revista de Geografia (UFPE)**. v. 28. n. 1. 2011.
- LILLESAND, T. M. & KIEFER, R. W. Remote Sensing and Image Interpretation. 4<sup>th</sup> Edition. **John, Wiley & Sons, Inc.** New York. p.73. 1993.
- LIU, Y. A.; KAR, S. K. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms-a review. **Energies**, v. 7, n. 5, p. 2821–2849, 2014.
- LIVELE, V. A.; SILVEIRA, A. L. L. Impactos econômicos da capacidade e regra operacional do sistema hídrico da parte moçambicana da bacia do rio Limpopo para satisfação das atuais e futuras demandas de água na agricultura irrigada. **REGA – Vol. 12, no. 1, p. 63-76, jan./jun. 2015.**
- LOPES, M. L. B. e SANTANA, A. C. de. O mercado do fruto do Açaizeiro (*Euterpe oleracea* Mart.) no estado do Pará. In: Carvalho DF (Org.). Economia da Amazônia nos anos 90. v. 2. Belém, Universidade da Amazônia (UNAMA). p.65-84. 2005.
- LORENZZETTI, J. A. Princípios físicos de sensoriamento remoto. São Paulo: **Blucher**. 2015.
- MACEDO, M. N.; DEFRIES, R. S.; MORTON, D. C.; STICKLER, C. M.; GALFORD, G. L.; SHIMABUKURO, Y. E.. Decoupling of deforestation and soy production in the southern Amazon during the late 2000s. **Proceedings of the National Academy of Sciences**. v. 109. n.4. p. 1341-1346. 2012.
- MACHADO, C. C.; SILVA, B.B.; DE ALBUQUERQUE, M.B.; GALVINCIO, J.D.. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM-Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 29, n. 1, p. 55–67, mar. 2014.
- MACHADO, Wilderclay Barreto Fluxo de energia e evapotranspiração regional na área de influência da BR-163, Oeste do Pará. Tese Doutorado. Santarém: Universidade Federal do Oeste do Pará. Ufopa, 2017.
- MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S.; ANGELINI, L. P.; MÜTZENBERG, D. M. D. S.; NASSARDEN, D. C. S.; BILIO, R. D. S.; SILVA, T. J. A.; NEVES, G. A. R.; ARRUDA, P. H. Z.; NOGUEIRA, J. D. S. Sazonalidade do Balanço de Energia e Evapotranspiração em Área Arbustiva Alagável no Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, p. 82-91, 2016.

- MAHMOUD, S. H.; ALAZBA, A. A. Journal of Asian Earth Sciences A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance based algorithms to estimate actual evapotranspiration over the western and southern regions of Saudi Arabia. **Journal of Asian Earth Sciences**. v. 124, p. 269–283, 2016.
- MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **J. Geophys. Res.** v. 107, p. 45-1 - 45-17, 2002.
- MATTAR, C.; FRANCH, B.; SOBRINO, J. A.; CORBARI, C. H. I. A. R. A.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C. et al. Impacts of the broadband albedo on actual evapotranspiration estimated by S-SEBI model over an agricultural area. **Remote sensing of environment**, v. 147, p. 23-42, 2014.
- MENENTI, M.; CHOUDHURY, B. J. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales. Anais...Yokohama, Japão: IAHS, 1993
- MENDONÇA, J.C.; SOUZA, E. F.; BOUHID, A.; SILVA, B.B.; FERREIRA, F.J. Estimativa do fluxo de calor sensível utilizando o algoritmo SEBAL e imagens MODIS para a região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.27, n.1, 85 – 94. 2012.
- MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F. de; ANDRÉ, R. G. B.; SILVA, B. B. ; FERREIRA, N. J.. Assessment of evapotranspiration in North Fluminense Region, Brazil, using MODIS products and SEBAL algorithm. **Evapotranspiration-Remote Sensing and Modeling**. v. 1, p. 1-18. 2012.
- MISHRA, N., HAQUE, M. O., LEIGH, L., AARON, D., HELDER, D., & MARKHAM, B. Radiometric cross calibration of Landsat 8 operational land imager (OLI) and Landsat 7 enhanced thematic mapper plus (ETM+). **Remote Sensing**, v. 6, n. 12, p. 12619-12638, 2014.
- MONTANARO, M., LUNSFORD, A., TESFAYE, Z., WENNY, B., & REUTER, D. Radiometric calibration methodology of the Landsat 8 thermal infrared sensor. **Remote Sensing**, v. 6, n. 9, p. 8803-8821, 2014.
- MONTEIRO, Priscylla Ferraz Câmara et al. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração para áreas de cultivo de soja no sul do Brasil utilizando imagens do sensor TM Landsat 5. **Bragantia**. v. 73, n. 1, p.72-80, 2014.
- MORAES, B.C.; COSTA, J.M.N.; COSTA, A.C.L.; COSTA, M.H. Spatial and temporal variation of precipitation in the State of Pará. **Acta Amazonica**. v.35. p. 207–214. 2005.
- MOREIRA, Maurício A. Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação. 4ª Ed. Atual e ampl. Viçosa, MG: **Ed. UFRV**. 2011.
- MOREIRA, A. A.; ADAMATTI, D. S.; RUHOFF, A L. Avaliação dos produtos de evapotranspiração baseados em sensoriamento remoto MOD16 e GLEAM em sítios de fluxos turbulentos do Programa LBA. **Ciência e Natura**. v. 40, p. 112, 2018.
- NOBRE, C.A.; OLIVEIRA, G.S.; VELASQUEZ, L.F.S. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**. 59 (3): p. 22-27. 2007.
- NOGUEIRA, A. K. M., SANTANA, A. C. de & GARCIA, W. S. A dinâmica do mercado de açaí fruto no Estado do Pará: de 1994 a 2009. **Revista Ceres**. v. 60. p.324-331. 2013.
- NOGUEIRA, A. K. Benefícios socioeconômicos da adoção de novas tecnologias no cultivo do açaí no Estado do Pará. **Ceres**. v. 63, n. 1, 2016.

- NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações. São Paulo, terceira Edição. **Editora Edgard Blucher**. 2008.
- ODI-LARA, M.; CAMPOS, I.; NEALE, C. M.; ORTEGA-FARIAS, S.; POBLETE-ECHEVERRÍA, C.; BALBONTÍN, C.; CALERA, A.. Estimating evapotranspiration of an apple orchard using a remote sensing-based soil water balance. **Remote Sensing**. v. 8, n. 3, p. 253. 2016.
- OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *Journal of Applied Meteorology*, v. 21, n. 04, p.595-598, 1982.
- OLIVEIRA, G. DE; MORAES, E. C. Validação do balanço de radiação obtido a partir de dados MODIS/TERRA na Amazônia com medidas de superfície do LBA. **Acta Amazonica**. v. 43, n. 3, p. 353–363, 2013.
- OLIVEIRA, L. M. M. et al. Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do Nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produtos MODIS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 18, n. 10, p. 1039-1046, 2014.
- OLIVERA-GUERRA, L.; MATTAR, Cristian; GALLEGUILLOS, Mauricio. Estimation of real evapotranspiration and its variation in Mediterranean landscapes of central-southern Chile. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 28, p. 160-169, 2014.
- OLIVEIRA, J. C.; VIEIRA, I. C. G.; ALMEIDA, A. S.; SILVA JUNIOR, C. A. Floristic and structural status of forests in permanent preservation areas of Moju river basin, Amazon region. **Brazilian Journal of Biology (online)**. v. 76, n. 4, p. 912-927, 2016.
- OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; ANTONINO, A. C. D.; Moura, A. E. S. S. Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do Nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produtos MODIS. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.18, n.10, p.1039–1046, 2014.
- OMETTO, J. C. Bioclimatologia geral. São Paulo. **Ed. Agronômica Ceres**. p. 440. 1981.
- ORTEGA-FARIAS, S.O.; CUENCA, R.H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.81, n.1-2, p.131-43, 1996.
- PACHECO, N. A.; BASTOS, T. X. Caracterização climática do Município de Capitão Poço-PA. **Embrapa Amazônia Oriental**. Documentos. v.79, p. 20. Belém, Pará, Brasil. 2001.
- PACHECO, N. A.; BASTOS, T. X. Análise frequencial da chuva em Capitão Poço, PA. **Embrapa Amazônia Oriental**. p.16. 2002.
- PACHECO, A. P. et al. Análise espaço temporal da evapotranspiração na áreas de preservação ambiental da ilha de Santa Rita, Alagoas, Brasil. **Revista Árvore**. v. 38, n.3, p. 453–460, 2014.
- PAGLIARUSSI, M.S. A cadeia produtiva agroindustrial do açaí: estudo da cadeia e proposta de um modelo matemático. Tese. Universidade de São Paulo. São Carlos-SP. 66p. 2010.
- PAIVA, A. S.; FERNANDES, E. J.; RODRIGUES, T. J. D.; TURCO, J. E. P. Condutância estomática em folhas de feijoeiro submetido a diferentes regimes de irrigação. **Revista Engenharia Agrícola**. Jaboticabal. São Paulo. v.25. n.1. p.161-169. 2005.

- PAPADAVID, G.; HADJIMITSIS, D. Adaptation of SEBAL for estimating groundnuts evapotranspiration, in Cyprus. **South-Eastern European Journal of Earth. Observation and Geomatics**, v. 1, n. 2, p. 59-70, 2012.
- PASSOS, E. E. M.; PRADO, C. H. B. A.; ARAGAO, W. M. The influence of vapour pressure deficit on leaf water relations of *Cocos nucifera* in northeast Brazil. **Experimental Agriculture**, v. 45, n. 1, p. 93, 2009.
- PAVÃO, V. M. et al. Temperatura e albedo da superfície por imagens TM Landsat 5 em diferentes usos do solo no sudoeste da Amazônia brasileira. **Revista Brasileira de Climatologia**. v. 16, p. 169–183, 2015.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações Práticas. Guaíba-RS: **Livraria e Editora Agropecuária**. 2002.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. Evapo(transpiração). Piracicaba: **FEALQ**. 183 p.1997.
- PEREIRA, A. R.; SEDIYAMA, G. C.; VILLA NOVA, N. A. Evapotranspiração. **Campinas: Fundag.** 323p. 2013.
- PEREIRA, P. L.; RODRIGUES, H. J. B. Análise e estimativa dos componentes do balanço de energia em ecossistema de manguezal amazônico. **Rev. bras. meteorol.** vol.28. n.1. pp.75-84. 2013.
- PEREZ, P.J.; CASTELLVI, F.; IBÁÑEZ, M.; ROSELL, J.I. Assesment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agric. For. Meteorol.**, v.97, n. 3, p.141-150, 1999.
- PESTA, F.; BHATTA, S.; HELDER, D.; MISHRA, N. Radiometric non-uniformity characterization and correction of landsat 8 oli using earth imagery-based techniques. **Remote Sensing**, v. 7, n. 1, p. 430-446, 2015.
- PINTO, N. L. et al. **Hidrografia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, p.278. 2007.
- PIERDONÁ, H. L., DE PAULA, A. C. P., DA SILVA, C. L., WARREN, M. S., RODRIGUES, L. N. Comparação entre dois modelos usados na estimativa da evapotranspiração real da cultura da soja. **Embrapa Cerrados-Artigo em periódico indexado (ALICE)**. 2019.
- RAHIMZADEGAN, M.; JANANI, A. Estimating evapotranspiration of pistachio crop based on SEBAL algorithm using Landsat 8 satellite imagery. **Agricultural Water Management**. v. 217, n. August 2018, p. 383–390, 2019.
- PRADO, B. R. do ; MARTINS, V. A. ; Hayakawa, E. H. ;TAVARES JÚNIOR, J. B.; SHIMABUKURO, Y. E. . Identificação de classes de cobertura da terra na Amazônia utilizando imagens ALOS/PALSAR e classificação orientada a objeto. **Revista Brasileira de Cartografia (Impresso)**. v. 62, p. 563-569, 2010
- QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; QUERINO; J. K. A. D. S.; VON RADOW, C.; MARQUES FILHO, A. D. O. Estudo da radiação solar global e do índice de transmissividade (kt), externo e interno, em uma floresta de mangue em Alagoas-Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 26, n.2, p. 204-214. 2011.
- RADIN, B., BERGAMASCHI, H., SANTOS, A. O., BERGONCI, J. I., FRANÇA, S. Evapotranspiração da cultura do milho em função da demanda evaporativa atmosférica e do crescimento das plantas. **Pesq. Agropecuária Gaúcha**. v. 9. n. 1-2. p. 7-16. 2003.

- RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. **European Journal of Agronomy**. V. 13. p.125-153. 2000.
- REICHARDT, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. **Campinas, Fundação Cargill**. p. 421.1985
- RIGHETTO, A. M. Hidrografia e recursos hídricos. **São Carlos. EESC/USP**. p. 840. 1998.
- ROCHA, V. M. et al. Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície Precipitation Recycling in the Amazon Basin. **The Role of Moisture Transport and Surface Evapotranspiration**. p. 387–398, 2017.
- RODRIGUES, R. S. S.; FERNANDES, L. L.; CRISPIM, D. L.; VIERIRA, A. S. A.; PESSOA, C. L. L.. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Igarapé da Prata, Capitão Poço, Pará, Brasil. **Revista Verde**. ISSN 1981-8203 - (Pombal - PB) v. 11, n.3, p.143-150, jul-set, 2016.
- ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**, v. 25, n. 2, p. 147–157, 2000.
- RUHOFF, A. L. et al. A MODIS-based energy balance to estimate Evapotranspiration for clear-sky days in Brazilian tropical savannas. **Remote Sensing**. v. 4, n. 3, p. 703–725, 2012.
- RUNNING, S.W., LOVELAND, T. R., PIERCE, L. L., NEMANI, R. R., HUNT JR., E. R. A remote sensing based vegetation classification logic for global land cover analysis. **Remote Sensing of Environment**, v.51, p.39-48, 1995.
- SANTANA, A.C de. Análise do desempenho competitivo das agroindústrias de polpa de frutas do estado do Pará. **Revista de Economia e Agronegócio**. v.2. p. 495-523. 2004.
- SANTOS, C. A. C. DOS; SILVA, B. B.; RAO, T. V. R. Estimativa da ET diária usando o SEBAL e o S-SEBI. **Ciência e Natura**. pp. 71-74. 2007.
- SANTOS, C. A. C. D.; BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. D.; RAO, T. V. R. Assessment of daily actual evapotranspiration with SEBAL and S-SEBI algorithms in cotton crop. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 25, n. 3, p. 383-392. 2010.
- SANTOS, C. A. C.; DA SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v. 16, n. 01, p. p. 09-20, 2010.
- Santos, C. A. C. D., Bezerra, B. G., Silva, B. B. D., Rao, T. V. R. Avaliação da evapotranspiração real diária estimada com os algoritmos SEBAL e S-SEBI na cultura do algodão. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 25, n. 3, p. 383-392, 2010.
- SANTOS, J. C. dos; SENA, A. L. dos S.; HOMMA, A. K. O. Viabilidade econômica do manejo de açaiçais no estuário amazônico do Pará. In: GUIDUCCI, R. de C. N.; LIMA FILHO, J. R. de; MOTA, M. M. (Ed.). Viabilidade econômica de sistemas de produção agropecuários: metodologia e estudos de caso. Brasília, DF. **Embrapa**. p. 351-409. 2012.
- SANTOS, F. A. C.; SANTOS, C. A. C. dos; ARAÚJO, A. L.; BRAGA, A. C. Alterações no Balanço Radiativo em Áreas de Pastagem e Floresta Obtidas por meio de Imagens Orbitais MODIS. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v.6, n.5, p. 1023-1036. 2013.
- SARWAR, A., BILL, R. Mapping evapotranspiration in the Indus Basin using ASTER data. **International Journal of Remote Sensing**. v. 28. p. 5037-5046. 2007.

SENAY, G. B. et al. A Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields. *Sensors*, v. 7, n. 6, p. 979–1000, 2007.

SENAY, G. B. et al. Operational Evapotranspiration Mapping Using Remote Sensing and Weather Datasets: A New Parameterization for the SSEB Approach. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 49, n. 3, p. 577–591, 2013.

SENAY, G. B.; GOWDA, P. H.; BOHMS, S.; HOWELL, T. A.; FRIEDRICHS, M.; MAREK, T. H.; VERDIN, J. P. Evaluating the SSEBop approach for evapotranspiration mapping with landsat data using lysimetric observations in the semi-arid Texas High Plains. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 11, n. 1, p. 723-756, 2014.

SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R. *Meteorologia agrícola*. p. 172. 2000.

SENTELHAS, P.C.; NASCIMENTO, A.L.C. Variação sazonal da relação entre o saldo de radiação e a irradiância solar global. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 18, n. 1, p. 71-77, 2003.

SILVA, B. B. et al. 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 JÚNIOR, J. de A.; COSTA, R.F.; COSTA, A.C.L.; GONÇALVES, P.H.L; BRAGA, A.P; MALHI, Y.; ARAGÃO, L.E.O.; MEIR, P. Sazonalidade de elementos meteorológicos em ecossistema de manguezal na região equatorial, Pará, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n.3b, 241-247, 2006.

SILVA, B. B. et al. Evapotranspiration and assessment of water consumed in irrigated area of the brazilian semiarid region by remote sensing | Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do Semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v. 47, n. 9, p. 1218–1226, 2012.

SILVA, C. D. O. F.; MANZIONE, R. L. Comparison of SAFER and METRIC-based actual evapotranspiration models in a subtropical area of Brazil. **IRRIGA**, v. 1, n. 1, p. 48-55, 2019.

SILVA, V. D. P. R.; DE SÁ, J. A.; TELES, V. O.; OLIVEIRA, C. W. Obtenção da temperatura da superfície do Cariri com uso do METRIC. **Cadernos de Cultura e Ciência**, v. 11, n. 2, p. 84-89, 2012.

SILVESTRE, W. V. D; SILVA, P. A; PALHETA, L. F; de OLIVEIRA Neto, C. F., de MELO SOUZA, R. O. R.; FESTUCCI-BUSELLI, R. A; PINHEIRO, H. A. Differential tolerance to water deficit in two açai (*Euterpe oleracea* Mart.) plant materials. **Acta physiologiae plantarum**. v. 39(1). p 4. 2017.

SIMONETTI, D. S.; ULABY, F. T. *Manual of Remote Sensing*. 2 ed. Vol. I. Falls Church VA: **American Society of Photogrammetry**. p. 1231. 1983.

SOARES, Maylla Caroline Rodrigues; WEBLER, Alberto Dresch. Estudo da razão de Bowen em uma área de floresta no sudoeste da Amazônia. *Ciência e Natura*, v. 38, p. 504-509, 2016.

SOUSA, A. M. L. D., VITORINO, M. I., CASTRO, N. M. D. R., BOTELHO, M. D. N., SOUZA, P. J. O. P. D. Evapotranspiration from Remote Sensing to Improve the Swat Model in Eastern Amazonia. **Floresta Ambiente**. vol.22 n.4, 2015.

SOUZA, A. P.; CARVALHO, D. F.; SILVA, L. B. D.; ALMEIDA, F. T.; ROCHA, H. S. Estimativas da evapotranspiração de referência em diferentes condições de nebulosidade. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília, v. 46, n. 3, p. 219-228, 2011.

- SOUZA, P. J. O. P.; ROCHA, E. J. P. D.; RIBEIRO, A. Impactos do avanço da soja no balanço de radiação no leste da Amazônia. **Acta Amazônica**. v. 43(2). p. 169-178. 2013.
- SOUZA, L. S. B. D.; MOURA, M. S. B. D.; SEDIYAMA, G. C.; SILVA, T. G. F. D. Balanço de energia e controle biofísico da evapotranspiração na Caatinga em condições de seca intensa. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 50, n. 8, p. 627-636, 2015.
- SULMAN, Benjamin N. ; Roman, D. Tyler ; Yi, Koong ; Wang, Lixin ; Phillips, Richard P. ; Novick, Kimberly A. High atmospheric demand for water can limit forest carbon uptake and transpiration as severely as dry soil. **Geophysical Research Letters**. vol.43(18). pp.9686-9695. 2016.
- SCHERER-WARREN, Morris. Desmembramento de estimativas de evapotranspiração obtidas por sensoriamento remoto nas componentes de evaporação e transpiração vegetal. **Rev Bras Geogr Física**, p. 361-373, 2012.
- SCHIRMBECK, J.; FONTANA, D. C.; ROBERTI, D. R.; & SCHIRMBECK, L. W. Energy balance from images in humid climate—SEBAL and METRIC. **Agrometeoros**, v. 25. n. 2. 2017.
- SHIMABUKURO, Y.E.; SANTOS, J.R.; AQUINO, L.C.S. Vegetation survey in Amazonia using Landsat data. **São José dos Campos. INPE**. 7 p. 1982.
- SHIMABUKURO, Y. E. HOLBEN, B. N.; TUCKER, C. J. Fraction Images Derived from NOAA AVHRR Data for Studying the Deforestation in the Brazilian Amazon. **International Journal of Remote Sensing**. v. 15, n.3, p. 517-520, 1994.
- SHUKLA, J.; NOBRE, C. A.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**, v. 247, p. 1322-1325, mar. 1990.
- SLATER, P. N. Remote sensing: optics and optical systems. Massachusetts: **Addison-Wesley, Reading**. 575 p. 1980.
- 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, p. 123–134, 1991.
- STEDUTO, P.; TODOROVIC, M.; CALIANDRO, A.; RUBINO, P. Daily reference evapotranspiration estimates by the Penman-Monteith equation in Southern Italy: constant vs. variable canopy resistance. **Theoretical and Applied Climatology**. v.74, p.217-225, 2003.
- STOREY, James; CHOATE, Michael; MOE, Donald. Landsat 8 thermal infrared sensor geometric characterization and calibration. **Remote Sensing**, v. 6, n. 11, p. 11153-11181, 2014.
- TAIZ, LINCOLN; et al. Fisiologia e desenvolvimento vegetal; [tradução: Alexandra Antunes Mastroberti. revisão técnica: Paulo Luiz de Oliveira. – 6. ed. – **Porto Alegre: Artmed**, 2017.
- TANAKA, A. A.; SOUZA, A. P.; KLAR, A. E.; SILVA, A. C.; GOMES, A. W. A. Evapotranspiração de referência estimada por modelos simplificados para o Estado do Mato Grosso. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v.51, n.2, p.91-104, 2016.
- TANG, R.; LI, Z.L.; JIA, Y.; LI, C.; CHEN, K.S.; SUN, X.; LOU, J. Evaluating one- and two-source energy balance models in estimating surface evapotranspiration from Landsat-derived surface temperature and field measurements. **International Journal of Remote Sensing**. v. 34, p. 3299-3313. 2013.



- TASUMI, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. **PhD thesis**. Dept. Biological and Agricultural Engineering, University of Idaho. Idaho, 2003.
- TASUMI, M. et al. U.S. Validation Tests on the SEBAL Model for Evapotranspiration via Satellite. **ICID Workshop on Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions**. p. 1–14, 2003.
- TASUMI, M.; ALLEN, R.G. Satellite-based ET mapping to assess variation in ET with timing of crop development. *Agricultural Water Management*, v. 88, p 54 – 62, 2007.
- TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. **Journal of Hydrologic Engineering**. v. 13, n. 2, p. 51-63, 2008.
- TAVARES, G. S.; HOMMA, A. K. O. COMERCIALIZAÇÃO DO AÇAÍ NO ESTADO DO PARÁ: ALGUNS COMENTÁRIOS. Observatorio de La Economía Latinoamericana. **Revista Eumednet**. 2015
- TATEISHI, R. AHN, C. H. Mapping evapotranspiration and water balance for global land surfaces. ISPRS. **Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**. v. 51. p. 209-215. 1996.
- TEIXEIRA, W. et al. (Org.). Decifrando a Terra. 2ª Reimpressão, 2003, São Paulo SP: **Oficina de textos**. p. 568. 2000.
- TIMMERMANS, W. J.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; et al. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**. v. 108. pp. 369 – 384. 2007.
- TODD, R.W.; EVETT, S.R.; HOWELL, T.A. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.103, n.4, p.335-348, 2000.
- TUCCI, C. E. et al. (Org.). **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 4ª ed. Porto Alegre, RS: UFRGS Editora. p. 943. 2007.
- TUCKER, C. J., SLAYBACK, D. A., PINZON, J. E., LOS, S. O., MYNENI, R. B., TAYLOR, M. G. Higher northern latitude normalized difference vegetation index and growing season trends from 1982 to 1999. **International Journal of Biometeorology**, v.45, 184-190, 2001.
- UNLAND, H.E.; HOUSER, P.R.; SHUTTLEWORTH, W.J.; ANG, Z.L. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.82, n.1-4, p.119-53, 1996.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. Umidade do ar. **Meteorologia e Climatologia**. v. 2, p. 449, 2006.
- VELOSO, G. A; FERREIRA, M. E.; ROSA, R.; SILVA, B.B.. Determinação do albedo de superfície em áreas irrigadas do projeto Jaíba (Minas Gerais) mediante imagens Landsat 5 - TM. **Ra'eGa**. v. 31, p. 126–146, 2015.
- VILLA NOVA, N.A. Estudos sobre balanço de energia em cultura de arroz. Piracicaba, SP, 178p. 1973.
- WANG, S., PAN, M., MU, Q., SHI, X., MAO, J., BRÜMMER, C.; JASSAL, R. R.; KRISHNAN, P.; LI, J.; BLACK, A. T. Comparing Evapotranspiration from Eddy Covariance Measurements, Water Budgets, Remote Sensing, and Land Surface Models over Canada. **Journal of Hydrometeorology**. v. 16, n. 4, p. 1540-1560, 2015.

WARD, R.C.; ROBINSON, M. Principles of Hydrology. 4<sup>a</sup> Ed., McGraw-Hill, Berkshire, England, p. 450. 2000.

WENG, Q.; KARIMI, M.; KIAVARZ, M. Normalizing land surface temperature for environmental parameters in mountainous and urban areas of a cold semi-arid climate. **Science of the Total Environment**. v. 650, p. 515–529, 2019.

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

WOLKMER, M. F. S.; PIMMEL, N. F. Política Nacional de Recursos Hídricos governança da água e cidadania ambiental. **Sequência**. Florianópolis, v. 34, n. 67, p. 165-198. 2013.

WU, J., LAKSHMI, V., WANG, D., LIN, P., PAN, M., CAI, X., ... & ZENG, Z. The Reliability of Global Remote Sensing Evapotranspiration Products over Amazon. **Remote Sensing**. v.12. n.14. p.2211. 2020.

WHITE, M. A., THORNTON, P. E., RUNNING, S. W. A continental phenology model for monitoring vegetation responses to interannual climatic variability. **Global Biogeochemical Cycles**, v.11, p.217-234, 1997.

WRIGHT, J.L. New evapotranspiration crop coefficients. **J. Irrig. Drain. Div.**, New York, v. 108, n. IR2, p. 57-74, 1982.

ZHANG, L. & LEMEURE, R. Evaluation of daily evapotranspiration estimates from instantaneous measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 74, p. 139 - 154, 1995.

ZHANG, Ke; KIMBALL, John S.; RUNNING, Steven W. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**. v. 3, n. 6, p. 834-853, 2016.

ZHONG, Q.; LI, Y. Satellite Observation of surface albedo over the Qinghai-Xizang plateau region. **Advances in Atmospheric Sciences**. n. 1, 1988.