



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA AGROALIMENTAR
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA AMBIENTAL
CAMPUS DE POMBAL

IURI SOUZA DE JESUS

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL NO SEMIÁRIDO DA BAHIA
USANDO GEOTECNOLOGIAS**

Pombal – PB

2019

IURI SOUZA DE JESUS

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL NO SEMIÁRIDO DA BAHIA
USANDO GEOTECNOLOGIAS**

Trabalho de Conclusão de curso submetido à Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia Agroalimentar como parte dos requisitos necessários para obtenção do Título de Bacharel em Engenharia Ambiental

Orientador: Prof^o.Dr. Manoel Moises Ferreira de Queiroz

Pombal-PB

2019

J58e Jesus, Iuri Souza de.
Estimativa da evapotranspiração real no semiárido da Bahia usando
geotecnologias / Iuri Souza de Jesus. – Pombal, 2019.
85 f. : il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Engenharia
Ambiental) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de
Ciências e Tecnologia Agroalimentar, 2019.

“Orientação: Prof. Dr. Manoel Moises Ferreira de Queiroz”.
Referências.

1. Recursos hídricos. 2. Algoritmo SEBAL. 3. Landsat. 4. Balanço de
energia. I. Queiroz, Manoel Moises Ferreira de. II. Título.

CDU 556.18 (043)

IURI SOUZA DE JESUS

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL NO SEMINÁRIO DA
BAHIA USANDO GEOTECNOLOGIAS

Aprovado em 28/11/2019

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Manoel Moisés Ferreira de Queiroz
Orientador – UFCG/Campus de Pombal – PB

Virgínia de Fátima Bezerra Nogueira
Prof.^a Dra. Virgínia de Fátima Bezerra Nogueira
Examinador Interno – UFCG/Campus de Pombal - PB

Ricardo Ricelli P. de Almeida.
Prof. M.Sc. Ricardo Ricelli Pereira de Almeida
Examinador Externo – FSM/Faculdade Santa Maria

Pombal – PB
Novembro 2019

DEDICATÓRIA

*Dedico esse trabalho a Deus, aos meus pais
Normando e Olga e a minha irmã Paloma e a todos
que contribuíram para a minha formação acadêmica.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelas oportunidades da vida. Agradeço!

Aos meus pais Normando pela amizade e admiração que tenho a ele e a minha mãe Olga por ser uma guerreira da vida enviada por Deus. Muito obrigado, amo vocês.

Aos professores e técnicos que contribuíram para minha formação.

Agradeço ao professor Moises pela orientação e pela sua essência em pessoa.

Agradeço a professora Virgínia pelos ensinamentos e pelo coração de mãe com os alunos.

Agradeço ao professor Cleidimário pelos ensinamentos e pela sua amizade.

Agradeço aos meus amigos: Illana, Joadir, Jalles, Bren Carla, Mirna Moitinho, Elicarla Moitinho, Ian Pessoa, Eder, Bruno Bandeira, Íthalo Henrique, Vitória, Maíla, Luan, Iris Rebeca, José Ludemário, Nayla, Felipe Torres, Rômulo. Por tornar essa conquista mais divertida.

A minha namorada Illana pela sua amizade, pela sua força divina e por me fazer mais feliz ainda. Uma guerreira iluminada enviada por Deus.

Agradeço!

JESUS, I. S. **Estimativa da evapotranspiração real no semiárido da Bahia usando geotecnologias**. 2019. 85 fls. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal de Campina Grande, Pombal-PB.

RESUMO

A evapotranspiração é um importante componente do ciclo hidrológico e suas informações quantitativas são essenciais para o manejo sustentável dos recursos hídricos. Nesse trabalho utilizou-se do algoritmo (Surface Energy Balance Algorithm For Land) para a estimativa dos componentes do balanço de energia (G, H, LET) e a evapotranspiração real (ET_r) em escala regional para as datas: 30/01/2019, 27/09/2019, 02/01/2009, 15/09/2009, 07/01/1999, 04/09/1999, 22/01/1987, 19/09/1987. O estudo foi realizado na bacia hidrográfica do rio Jacaré no semiárido do estado da Bahia, notadamente na microrregião de Irecê. Foi utilizado a evapotranspiração de referência (ET₀) obtida pelo método de Penman-Monteith para a calibração do algoritmo SEBAL. Foram gerados mapas do fluxo de calor sensível, do solo, latente, NDVI, SAVI, IAF. Os resultados encontrados demonstraram erros absolutos e relativos para a data de 02/01/2009 de até 7,21 mm dia⁻¹ e 51,68% respectivamente para os meses de janeiro. Ainda os menores erros encontrados foram para a data de 22/01/1987 sendo o Erro Absoluto igual a 8,77 mm dia⁻¹ e 16,08%. Os erros encontrados devem-se a precipitação antecedente as datas do estudo e pela subjetividade da escolha dos pixels quentes e frios. No entanto, para os meses de setembro foram encontrados bons resultados, evidenciando erros Erro absoluto igual a 0,06 mm dia⁻¹ e Erro Relativo, 1,21 % para a data de 04/09/1999, sendo os maiores erros encontrados para esse mês sendo iguais a Erro Absoluto, 0,15 mm dia⁻¹ e 3,04 % para a data de 19/09/1987. A estatística IDW não se prestou para a redução dos erros absolutos e relativos. Apesar da disparidade dos erros entre os meses de janeiro e de setembro, o algoritmo SEBAL pode ser utilizado como uma ferramenta a geração de subsídios para o gerenciamento dos recursos hídricos.

Palavras-chave: Recursos hídricos. Algoritmo SEBAL. Landsat. Balanço de energia.

JESUS, I. S. **Estimativa da evapotranspiração real no semiárido da Bahia usando geotecnologias** 2019. 85 pgs. (Graduation Environmental Engineering) - Federal University of Campina Grande, Pombal-PB.

ABSTRACT

Evapotranspiration is an important component of the hydrological cycle and its quantitative information is essential for the sustainable management of water resources. In this work, the algorithm (Surface Energy Balance Algorithm For Land) was used to estimate the energy balance components (G, H, LET) and the regional scale real evapotranspiration (ET_r) for the dates: 01/30/2019, 09/27/2019, 01/02/2009, 09/15/2009, 07/01/1999, 09/04/1999, 01/22/1987, 09/19/1987. The study was carried out in the Jacaré river basin in the semiarid state of Bahia, notably in the Irecê microregion. Reference evapotranspiration (ET₀) obtained by the Penman-Monteith method was used to calibrate the SEBAL algorithm. Sensitive heat flux, ground, latent, NDVI, SAVI, IAF maps were generated. The results showed absolute and relative errors for the date of 01/02/2009 of up to 7.21 mm day⁻¹ and 51, 68% respectively for the months of January. Still the smallest errors found were for the date of 01/22/1987 being the Absolute Error equal to 8.77 mm day⁻¹ and 16.08%. The errors found are due to the precipitation preceding the study dates and the subjectivity of the choice of hot and cold pixels. However, for September, good results were found, showing errors Absolute error equal to 0.06 mm day⁻¹ and Relative Error, 1.21% for the date of 04/09/1999, being the largest errors found for this month being equal to Absolute Error, 0.15 mm day⁻¹ and 3.04% for the date of 19/09/1987. However, for September, good results were found, showing errors Absolute error equal to 0.06 mm day⁻¹ and Relative Error, 1.21% for the date of 04/09/1999, being the largest errors found for this month being equal to Absolute Error, 0.15 mm day⁻¹ and 3.04% for the date of 19/09/1987. The IDW statistic did not lend itself to reducing absolute and relative errors. Despite the disparity of errors between January and September, the SEBAL algorithm can be used as a tool to generate subsidies for water resources management.

Keywords: Water resources. SEBAL Algorithm. Landsat. Energy Balance.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Características do sensor (TM)	24
Figura 2: Características do sensor (OLI) e (TIRES).....	25
Figura 3: Processamento do balanço da radiação pelo SEBAL	27
Figura 4: Balanço de energia para o fluxo de calor latente.....	28
Figura 5: Balanço de energia.....	29
Figura 6: Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Jacaré	30
Figura 7: Mapa da Microrregião de Irecê.....	31
Figura 8: Balanço hídrico mensal de Irecê-BA (A) e Mapa de declividade (B).....	32
Figura 9: Média histórica (1987-2019) para Temperatura do ar Máxima, Mínima, Média e Precipitação	35
Figura 10: Fluxograma para determinação do R_n	36
Figura 11: Fluxograma das etapas computacionais para obtenção do fluxo de calor sensível (H) segundo o algoritmo SEBAL	40
Figura 12: Equações para correção atmosférica (ψ_m) e (ψ_h)	44
Figura 13: Condições meteorológicas para a região de estudo	48
Figura 14: Precipitação acumulada para os meses de janeiro e setembro.....	48
Figura 15: Umidade Relativa e Velocidade do Vento para os meses de janeiro e setembro	49
Figura 16: Mapas de NDVI para os meses de janeiro e setembro.....	51
Figura 17: Meses anteriores as datas de estudos	52
Figura 18: Relação da média do NDVI e da Temperatura de Superfície.....	53
Figura 19: Mapas das variações de Temperatura de Superfície (T_s) na região de estudo ..	54
Figura 20: Albedos da superfície - (a_s)-%.....	55
Figura 21: Mapas do saldo de radiação (R_n).....	57
Figura 22: Mapas do Fluxo de Calor no Solo (G).....	60
Figura 23: Mapas do Fluxo de Calor Sensível (H).....	62
Figura 24: Mapas do Fluxo de Calor Latente (LET).....	64
Figura 25: Mapas de Evapotranspiração Real (ET _r).....	67
Figura 26: Gráficos dos componentes do balanço de energia. (A) 30/01/2019 (B) 27/09/2019, (C) 02/01/2009, (D) 15/09/2009, (E) 07/01/1999, (F) 04/09/1999, (G) 22/01/1987, (H) 19/09/1987	68
Figura 27: Mapa de Evapotranspiração Real (ET ₀) interpolado.....	70

Figura 28: Mapa dos pixels frios (pcold)	78
Figura 29: Mapa dos pixels quentes (phot)	79
Figura 30: Histogramas dos pixels quentes e frios (A) 30/01/2019; (B) 02/01/2009; (C) 07/01/199; (D) 22/01/1987	80
Figura 31: Histogramas dos pixels quentes e frios (A) 30/01/2019; (B) 02/01/2009; (C) 07/01/199; (D) 22/01/1987	81
Figura 32: Mapa do Índice de Área Foliar	82
Figura 33: Mapa dos Índices de Vegetação Ajustado aos Efeitos do Solo (SAVI)	83
Figura 34: Mapa de composição colorida janeiro de 2019	84
Figura 35: Mapa de composição colorida janeiro de 2009	84
Figura 36: Mapa de composição colorida janeiro de 1999	85
Figura 37: Mapa de composição colorida janeiro de 1987	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Dados utilizados para a calibração do SEBAL.....	34
Tabela 2: Valores de Albedo de Superfície (a _S) -%:	56
Tabela 3: Valores médios para os componentes do balanço de energia	58
Tabela 4: Valores médios para (E _{TO}) e (E _{Tr})	65
Tabela 5: Evapotranspiração de Referência (E _{TO}), Evapotranspiração Real (E _{Tr}) e valores dos erros absoluto e relativo.	69

LISTA DE SÍMBOLOS

R_n	Saldo da radiação ($W m^{-2}$)
G	Fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$)
H	Fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$)
LE	Fluxo de calor latente ($W m^{-2}$)
ρ	Densidade do ar ($kg m^{-3}$)
IAF	Índice de área foliar
SAVI	Índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo
NDVI	Índice de vegetação da diferença normalizada
a_S	Albedo de superfície
S	Constante solar ($1367 W m^{-2}$)
Z	Ângulo zenital solar de cada pixel ($^{\circ}$) obtido do produto Land Sat 5 e Land Sat
T_a	Temperatura próxima a superfície
T_{sw}	Transmissividade atmosférica
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol
DJ	Dias Juliano
T_s	Temperatura de superfície (K)
ϵ_0	Emissividade de superfície
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} K^{-4}$).
ρ_1 e ρ_2	Bandas espectrais (b3) vermelho e (b4) infravermelho próximo do Land sat-5 e (b4) vermelho e (b5) infravermelho próximo do Land Sat-8;
L	Fator para o tipo de solo (0,1)
a_{TOA}	Albedo no Topo da Atmosfera
ρ_i	Reflectâncias monocromáticas
K₁	Bandas termais
E_{nb}	Emissividade.
ρ_a	Densidade do ar úmido ($kg m^{-3}$);
C_p	Calor específico do ar ($1004 JK^{-1} K^{-1}$)
D_t	Diferença de temperatura do ar entre dois níveis
R_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível (s/m).
Z₁ e Z₂	Alturas a cima do dossel vegetativo
K	Constante de Von Karman (0,41)

U_{map}	Velocidade de fricção inicial
(U_{ast})	Velocidade de fricção na estação meteorológica
u_x	Velocidade do vento (m s ⁻²)
Z_x	Altura do sensor instalado na estação meteorológica experimental no local da pesquisa (m)
zom_{estação}	Coefficiente de rugosidade do local (m)
h	Altura média da vegetação
U_{200_estação}	Velocidade do vento a uma altura de 200 m
U_{inicial}	Velocidade de fricção inicial
Z_{0m}	Coefficiente de rugosidade obtido em função do SAVI
T_{ar}	Temperatura do ar
a e b	Coefficientes obtidos com base nas componentes do balanço de energia dos pixels âncoras (phot e pcold)
T_{Smédia}	Temperatura média da superfície
g	Módulo gravitacional terrestre (9,82m s ⁻²)
ψ_{m(200m)}	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de momentum na altura de 200 m
ψ_{h(2m)}	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 2 m
ψ_{h(0,1m)}	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 0,1 m
U_{inicial_corrigido}	Velocidade de fricção corrigida
R_{ah_corrigido}	Resistência aerodinâmica corrigida
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor na saturação (kPa °C
-1)	
G	Fluxo de calor no solo (MJ m ⁻² dia ⁻¹)
Υ	Constante psicrométrica (kPa °C ⁻¹)
T	Temperatura média do ar
U₂	Velocidade do vento calculada para 2 metros de altura (m s ⁻¹)
e_s	Pressão de saturação do valor d'água média diária (kPa); e
e_a	Pressão parcial do vapor média diária (kPa).
N	Número de pares das variáveis.
IDW	Inverse Distance Weighting - Inverso do Quadrado da
Distância	

LISTA DE ABREVEATURAS E SIGLAS

Rli	Radiação de onda longa incidente
Rlo	Radiação de onda curta emitida
Rsi	Radiação de onda curta incidente
MDE	Modelo Digita de Elevação
pcold	Pixel frio
phot	Pixel quente
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
ET0	Evapotranspiração de referência (mm dia ⁻¹)
ETr	Evapotranspiração Real (mm dia ⁻¹)
ETO	Evapotranspiração de Referencia (mm dia ⁻¹)
EA	Erro Absoluto (mm dia ⁻¹)
EAM	Erro Absoluto Médio (mm dia ⁻¹)
ER	Erro Relativo
ERM	Erro Relativo Médio
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio (mm dia ⁻¹).
X_{ETr}	Evapotranspiração estimada pelo SEBAL
X_{ET0}	Evapotranspiração calculada pelo método de Penman-Monteith
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
TM	Thematic Mapper
OLI	Operational Land Imager
EA	Erro Absoluto
ER	Erro Relativo

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	19
2 OBJETIVOS	21
2.1 Objetivo Geral	21
2.2 Objetivo específicos	21
3 REFERENCIAL TEÓRICO	22
3.1 Evapotranspiração	22
3.2 Estimativa de evapotranspiração	22
3.3 Missão Landsat	23
3.4 Landsat 5 TM (Thematic Mapper)	24
3.5 Landsat 8 OLI (Operation Land Imager).....	24
3.6 Evapotranspiração a partir de imagens de satélites	25
3.7 Princípio do algoritmo SEBAL	27
4 MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.1 Área de estudo	30
4.2 Tratamento das imagens e calibração do algoritmo SEBAL.....	32
4.3 Algoritmo SEBAL para determinação da evapotranspiração.....	35
4.3.1 Saldo de radiação instantâneo (R_n)	35
4.3.2 Radiação de onda curta incidente (RS_i).....	36
4.3.3 Radiação de onda longa emitida (RL_o)	37
4.3.4 Radiação de ondas longas incidentes	37
4.3.5 Emissividades (E_{NB} e ϵ_0).....	37
4.3.6 Albedo de Superfície (a_S)	38
4.3.7 Albedo no Topo da Atmosfera (a_{TOA}).....	39
4.3.8 Fluxo de Calor no Solo (G)	39
4.3.9 Temperatura de Superfície (T_s).....	39

4.3.9.1 Fluxo de calor sensível (H).....	40
4.3.9.2 Resistencia aerodinâmica (R_{ah}).....	41
4.3.9.1 Diferença entre T_s e T_{ar} (dt).....	42
4.3.9.3 Fluxo de calor latente (LET), evapotranspiração instantânea (ETI) e evapotranspiração de referência (ET0).....	45
4.3.9.4 Evapotranspiração diária (ET _r)	46
4.3.9.5 Análises comparativas	46
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	47
5.1 Condições meteorológicas da região de estudo.....	47
5.2 Parâmetros físicos (T_s , Albedo de Superfície (a _S), NDVI)	49
5.3 Componentes do balanço de energia (R_n , G, H, LET).....	56
5.3.1 Sado de radiação (R_n).....	56
5.3.2 Fluxo de calor no solo (G).....	59
5.3.3 Fluxo de calor sensível (H).....	61
5.3.4 Fluxo de Calor Latente (LET)	63
6 EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ET0) E EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL (ET_r).....	65
7 CONCLUSÃO.....	72
REFERÊNCIAS	73

1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração (ET) é um processo combinado de perda de água na atmosfera pela evaporação do solo e transpiração da vegetação (ALLEN et al., 2002). O conhecimento da (ET) das culturas e da vegetação é uma importante ferramenta na gestão de bacias hidrográficas e modelagens meteorológicas (BEZERRA, 2008), e dentre as parcelas que compõe o ciclo hidrológico, é uma das que apresentam maior incerteza pela dificuldade de ser medida e requerer métodos indiretos para a estimativa, onde os métodos mais utilizados precisam de dados meteorológicos restritos a um local. Além disso, a ET sofre influência no espaço e no tempo dos parâmetros (propriedades do solo, uso do solo, vegetação, disponibilidade de água e relevo), (GIACOMONI, 2005).

Vários métodos indiretos são apresentados na literatura para a estimativa da ET (Thornthwaite, Penman-Monteith, Tanque Classe A (TCA), Método da Radiação Solar, Makkink, entre outros. Todos esses métodos falham quando o objetivo é a obtenção da evapotranspiração em extensas áreas com heterogeneidade. É nesse sentido que a estimativa de (ET) por imagens de satélites têm se demonstrados úteis, por causa da qualidade, agilidade, viabilidade do ponto de vista prático e econômico, além ampla cobertura de imagens em regiões distintas com características diversas.

Dentre os modelos que utilizam imagens de satélites e técnicas de sensoriamento remoto destacam-se: (CHOI et al., 2009; ROERINK et al., 2000; TIMMERMANS et al., 2007; TEIXEIRA et al., 2013; GRANGER, 2000). Todas essas metodologias validadas por esses autores parte do princípio das trocas de energia no complexo solo-vegetação-atmosfera por meio dos componentes do saldo de radiação (R_n), dos fluxos de calor no solo (G), sensível (H), e latente (LET)

O algoritmo SEBAL proposto por BASTIAANSEN et al., (1998) é um método semi-empírico que gera a quantificação do fluxo de calor latente (LET) como resíduo da equação do balanço de energia a partir de uma série de cálculos para estimar a ET. O SEBAL requer dados mínimos de campos, e imagens de satélites de qualquer sensor orbital que efetue medidas de radiação eletromagnética na região do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal como o Landsat-5 (TM) utilizados por: MENEZES, (2011); BEZERRA, (2008); MACHADO, (2014); (SILVA et al., 2005) e Landsat-8 (OLI) utilizados por: Silva et al. (2015) e Silva et al. (2018).

No SEBAL o balanço de energia na superfície terrestre compreende a quantificação do saldo de radiação que é o resultado da contabilização das radiações de onda curta e de onda longa recebida e emitida pela atmosfera e superfície, e, principal fonte de energia a ser distribuída para as estimativas dos fluxos (H), (G), (LET).

O SEBAL foi desenvolvido para estimar os componentes do balanço de energia em escala regional tendo como base imagens de satélites e poucos dados de superfície. Allen et al., (2002) desenvolveu o modelo METRIC baseado no SEBAL que tem como objetivo o processamento de validação, revisão das etapas e cálculos do algoritmo SEBAL possuindo auto calibração interna que requer dados de velocidade do vento, evapotranspiração de referência e evapotranspiração de referência no horário de passagem do satélite. Essa validação é realizada pela comparação entre os dados estimados e os dados obtidos em campos por aferição ou comumente dados obtidos em estações meteorológicas como o método de Penman-Monteith, (Machado et al. 2014). Ainda mais, o desenvolvimento do SEBAL refere-se a um método viável economicamente de estimativa dos componentes do balanço de energia, já que as medições dos componentes energéticos são feitos por sensores específicos e de altos custos.

É neste contexto que o algoritmo SEBAL mostra-se eficiente para estimativas ET principalmente em áreas de fator preponderante na gestão dos recursos hídricos como é o caso da bacia hidrográfica do rio Jacaré.

A microrregião de Irecê localizada na região central do estado da Bahia, no domínio das bacias hidrográficas dos rios Verde e Jacaré, afluentes da margem direita do rio São Francisco e apresenta uma trajetória de diversificação das atividades ligadas ao setor econômico partindo dos anos 1980 a 1990, período em que a região ganhou destaque na produção de grãos, feijão, milho e mamona. Com o declínio da produção por conta das perdas de safras causadas pelas secas e redução dos serviços governamentais de apoio (crédito e financiamento), houve uma diversificação das atividades através das culturas irrigadas e pecuária gado-policultura (RAMOS, 2016; COUTO, 2006).

Nesse cenário que a temática ambiental surge, em virtude dos desmatamentos e comprometimentos dos recursos hídricos ligadas as atividades agrícolas insustentáveis. Assim, a estimativa de ET pelo algoritmo SEBAL compreende uma ferramenta eficiente a geração de subsídios para o planejamento e gestão dos recursos hídricos.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Estimar a evapotranspiração real (ET_r) diária na bacia hidrográfica do rio Jacaré a partir do algoritmo SEBAL.

2.2 Objetivo específicos

- Calcular a evapotranspiração de referência (ET₀) - Penman-Monteith (FAO);
- Calibrar o algoritmo SEBAL;
- Gerar os mapas dos índices vegetativos (NDVI, IAF, SAVI);
- Estimar os componentes do balanço de energia (R_n, G, H, LET) e
- Analisar os erros obtidos entre a evapotranspiração real (ET_r) estimada pelo SEBAL e evapotranspiração de referência (ET₀) - Penman-Monteith (FAO).

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) compreende a perda de água da superfície do solo ou da água livre (evaporação), e pela transpiração das plantas pela abertura dos estômatos das folhas. A ET é um processo que ocorre na interface do solo, planta e atmosfera. Tal processo, apresenta-se um complexo conjunto de componentes hidro meteorológicos, por meio da aleatoriedade da natureza, atua num movimento interligado e contínuo. Tais componentes (precipitação, radiação, temperatura, umidade do ar, vento, entre outros) possuem uma ligação muito forte, impossibilitando a análise individualizada de um único componente isolado e sim uma visão de conjunto (OLIVEIRA, 2012).

Segundo Tucci (2003), quando ocorre a precipitação, fenômeno natural, na forma de chuva, uma parcela inicial é interceptada pela vegetação, assim, quanto maior for a superfície de folhagem, maior a área de retenção da água durante a precipitação. Esse volume de água que retido é evaporado assim que existir capacidade potencial de evaporação. Sendo que, no momento em que esse volume é totalmente evaporado, as plantas passam a perder umidade para o meio ambiente através da transpiração, sendo que, essa umidade é retirada do solo através de suas raízes.

A evapotranspiração constitui importante componente do ciclo hidrológico. A partir dela é possível obter informações quantitativas que são utilizadas na resolução de numerosos problemas que envolvem o manejo da água. Assim como, no planejamento de áreas agrícolas de sequeiro ou irrigadas, a previsão de cheias ou construção e operação de reservatório, que requerem informações seguras sobre evapotranspiração da bacia hidrográfica. Diante desse cenário, existem diversas técnicas e métodos para estimativas de evapotranspiração, baseadas em princípios físicos e principalmente em equações empíricas que são utilizadas como alternativas para suprir esta carência (PAIVA et al., 2010).

3.2 Estimativa de evapotranspiração

Existe inúmeras equações, métodos e modelos criados para estimar a evapotranspiração, que por seu caráter empírico tem precisão variável. Sendo que, determinados métodos a subestimam enquanto outros a superestimam valores, sendo

necessário calibrações e validações para atingir uma estimativa da evapotranspiração com uma maior confiabilidade (MEIRELES, 2007).

Segundo Allen et al. (1998), a quantificação do processo de evapotranspiração ocorre por meio de equipamentos, como lisímetros ou torres meteorológicas, usando correlações de vórtices turbulentos, ou ainda por meio do balanço hídrico no solo e equações como a de Penman-Monteith. Entretanto, esses métodos podem ser considerados limitados, porque estimam valores pontuais de evapotranspiração para um local específico e não para uma escala mais ampla, a exemplo de uma bacia hidrográfica.

De acordo com Mohamed et al. (2004), o conhecimento preciso da evapotranspiração em uma bacia hidrográfica é uma questão complexa para as pesquisas em hidrologia, recursos hídricos e agricultura. Aliado a esse fato, o tamanho das bacias hidrográficas é um problema a mais para a elaboração do balanço hídrico.

Neste cenário, a comunidade científica buscou desenvolver novas tecnologias, a exemplo do sensoriamento remoto, para a aplicação em pesquisas na obtenção de resultados eficazes e práticos com cobertura em áreas heterogêneas e de grandes dimensões (OLIVEIRA, 2012).

A técnica do sensoriamento remoto vem oferecer um potencial para estimativa da ET sobre grandes áreas e regiões em que não existe uma densa rede de estações de dados meteorológicos básicos que subsidiam os inúmeros métodos de cálculos, resultando em alternativa para o monitoramento da ET com boa variabilidade espacial e temporal (OLIVEIRA, 2012).

3.3 Missão Landsat

Desde do início da década de 70 do século XX, houve um grande avanço no lançamento de Satélites ao espaço, advindos dos investimentos da NASA / EUA *Geological Survey*, adquirindo imagens espaciais da superfície da Terra, fornecendo dados contínuos e confiáveis, para auxiliar os formuladores de políticas a tomar decisões sobre a preservação dos recursos naturais e o meio ambiente (USGS, 2019).

O primeiro satélite de observação da superfície terrestre, denominado Landsat 1, foi lançado em 23 de julho de 1972. Após o primeiro lançamento de satélite ao espaço, iniciou-se uma conjuntura de novos lançamentos de *Landsat*. Diante disso, já houveram 8 lançamentos, sendo que o último, Landsat 8, foi em 2013, (USGS, 2019).

3.4 Landsat 5 TM (Thematic Mapper)

O Landsat 5 sobreviveu por muito tempo, à sua vida útil original foi estimada em três anos.

Este satélite foi lançado da Base da Força Aérea de Vandenberg, na Califórnia, em 1º de março de 1984 e, como o Landsat 4, levava o scanner Multiespectral Scanner (MSS) e os instrumentos Thematic Mapper (TM), (USGS, 2019)

A Figura 1, fornece informações e características do sensor (TM) a bordo do Landsat 5.

Figura 1: Características do sensor (TM)

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Res. Radiométrica
TM (Thematic Mapper)	(B1) AZUL	0.45 - 0.52 μm	30 m	16 dias	185 km	8 bits
	(B2) VERDE	0.52 - 0.60 μm				
	(B3) VERMELHO	0.63 - 0.69 μm				
	(B4) INFRAVERMELHO PRÓXIMO	0.76 - 0.90 μm				
	(B5) INFRAVERMELHO MÉDIO	1.55 - 1.75 μm	120 m			
	(B6) INFRAVERMELHO TERMAL	10.4 - 12.5 μm	30 m			
	(B7) INFRAVERMELHO MÉDIO	2.08 - 2.35 μm				
s.d. = sem dados/informações						

Fonte: Embrapa, (2019)

O sensor (TM) possui separação espectral capaz de fornecer dados para a confecção de mapas temáticos englobada aos recursos naturais.

3.5 Landsat 8 OLI (Operation Land Imager)

O Landsat 8 (conhecido como Missão de continuidade de dados Landsat) foi lançado em 11 de fevereiro de 2013 a partir da Base da Força Aérea de Vandenberg, Califórnia, em um foguete Atlas-V. Este satélite orbita a Terra em uma órbita paralelo ao sol, a uma altitude de 705 km (438 milhas), inclinada a 98,2 graus e circulando a Terra a cada 99 minutos. O satélite tem um ciclo de repetição de 16 dias com um tempo de travessia equatorial: 10:00 - 15 minutos (USGS, 2019). A Figura 2, fornece informações e características do sensor (TM) a bordo do Landsat 5.

Figura 2: Características do sensor (OLI) e (TIRES)

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Res. Radiométrica
OLI (Operational Land Imager)	(B1) COSTAL	0.433 - 0.453 μm	30 m	16 dias	185 km	12 bits
	(B2) AZUL	0.450 - 0.515 μm				
	(B3) VERDE	0.525 - 0.600 μm				
	(B4) VERMELHO	0.630 - 0.680 μm				
	(B5) INFRAVERMELHO PRÓXIMO	0.845 - 0.885 μm				
	(B6) INFRAVERMELHO MÉDIO	1.560 - 1.660 μm	15 m			
	(B7) INFRAVERMELHO MÉDIO	2.100 - 2.300 μm				
	(B8) PANCROMÁTICO	0.500 - 0.680 μm	30 m			
	(B9) Cirrus	1.360 - 1.390 μm				
s.d. = sem dados/informações						
Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Resolução Radiométrica	Área Imageada
TIRS (Thermal Infrared Sensor)	(B10) LWIR - 1	10.30 - 11.30 μm	100 m	16 dias	12 bits	185 km
	(B11) LWIR - 2	11.50 - 12.50 μm				
s.d. = sem dados/informações						

Fonte: Embrapa, (2019)

O sensor OLI captura dados na faixa do visível, infravermelho próximo e infravermelho de ondas curtas através das bandas espectrais e o sensor TIRES possui bandas espectrais na faixa do infravermelho termal.

Esses produtos (Landsat 5 e Landsat 8) são usados em estudos na área de recursos naturais, agricultura, hidrologia mapas e uso e cobertura das terras, monitoramento ambiental, planejamento urbano e regional, etc.

3.6 Evapotranspiração a partir de imagens de satélites

O conhecimento da Evapotranspiração real (ET_r) das culturas e da vegetação em geral é de grande relevância para as atividades ligadas a gestão de bacias hidrográficas, principalmente, no manejo da agricultura irrigada. Neste cenário, os métodos que estimam a ET_r a partir de imagens de satélites se mostram uma ótima alternativa, pois são capazes de propiciar a sua determinação em áreas com uma alta heterogeneidade e extensão (BEZERRA et al, 2008).

Existe vários métodos que utilizam imagens de satélites para estimar a ETr: Mapping Evapotranspiration at High Spatial Resolution with Internalized Calibration - METRIC (Allen et al., 2007); Simple Algorithm For Evapotranspiration Retrieving - SAFER, (TEXEIRA, 2013). Dentre eles destacam-se, o SEBAL, proposto por Bastiaanssen (1995), tem sido utilizado até os dias atuais, apresentando excelentes resultados em diversos ecossistemas do planeta Terra na obtenção da ETr, como também, na estimativa do rendimento de culturas (Bastiaanssen & Ali, 2003; Samarasinghe, 2003; Haafez et al., 2002)

O SEBAL é um algoritmo que utiliza imagens de satélite e poucos dados de superfície para estimar os fluxos de calor latente, sensível e no solo. A utilização deste algoritmo proporciona grande vantagem no balanço de energia da superfície de maneira eficaz e econômica. Além disso, possibilita grande cobertura espacial e, dependendo do sensor orbital que o alimenta com dados dos canais reflectivos e termais, pode também ter grande resolução espacial (LOPES, 2003).

Vários autores estimaram a ETr usando imagens do Landsat 5-TM, Silva & BEZERRA (2006) estimaram a Evapotranspiração Real para a mesorregião do Cariri no Sul do Estado do Ceará (CE) e encontraram bons resultados quando comparados a ET (Razão de Bowen), neste estudo, obtiveram erro relativo igual a 3,8% para a cultura de algodão. Meneses et al. (2011) estimaram o balanço de energia e a Evapotranspiração Real em plantio de eucalipto para o município de Santa Bárbara-MG. MACHADO et al., (2014), também utilizaram imagens do Land Sat 5-(TM) para a determinação da Evapotranspiração Real no litoral sul de Pernambuco. Os resultados foram comparados com ET₀ (Penman-Monteith) e obtendo bons resultados com erro absoluto relativo menores que 1,5 e erro absolutos menores que 0,1 ambos para cultura de cana de açúcar.

Apesar de ser menos usado em estudo desse tipo, outros estudos utilizaram as imagens do Land Sat 8 (OLI) para o mesmo objetivo. SILVA, (2015), utilizou o algoritmo SEBAL e imagens do Land Sat 8 para estimar a ETr da microbacia hidrográfica do Rio das Lontras. SILVA, (2018) utilizou-se do método do balanço de energia para determinar ETr em áreas agrícolas, vegetação nativa e áreas urbanas e comparando com a ET₀ (Penman-Monteith) obteve resultados inferiores a 1mm dia⁻¹.

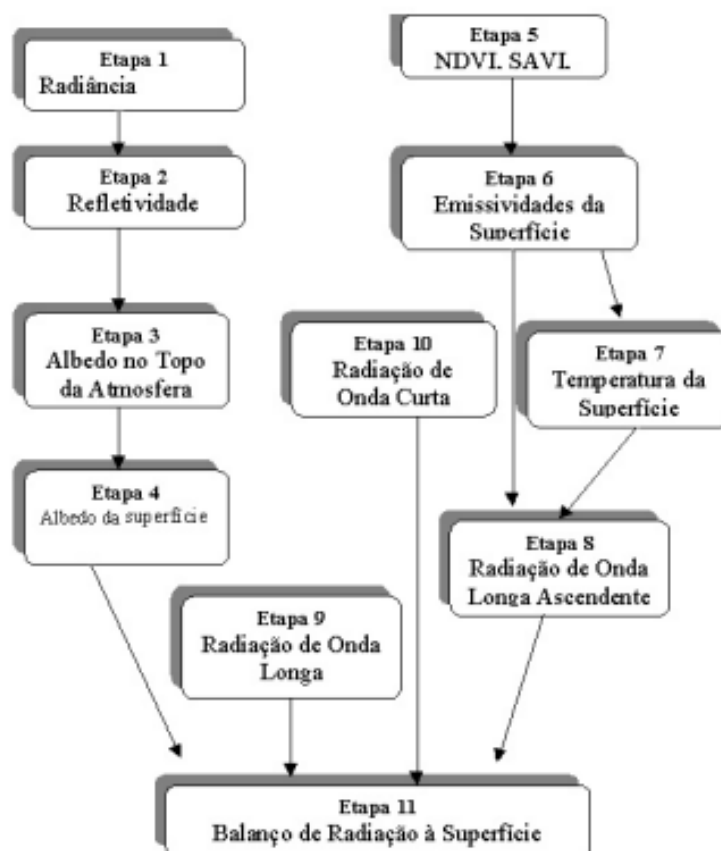
No entanto, segundo Pace (2008), nas áreas que não são planas e nem horizontais, pode ocorrer considerável comprometimento na estimativa das variáveis do balanço de radiação e, conseqüentemente, na obtenção da ET de lavouras e/ou de vegetação natural; isso é decorrente do ângulo Zenital do Sol, relativo à normal de cada pixel, difere daquele relacionado a uma superfície horizontal e, como resultado, pode haver erros significativos no

cálculo da refletividade monocromática e, conseqüentemente, nos demais parâmetros dela derivados.

3.7 Princípio do algoritmo SEBAL

O algoritmo SEBAL tem como base a utilização da equação do balanço de energia e a relação entre as radiâncias do espectro infravermelho termal e visível de áreas com contraste biológico suficientemente grande, ou seja, superfícies secas e úmidas (Bastiaanssen et al., 1998). Segundo Roerink (2000), o modelo do algoritmo possui base física e utiliza a temperatura da superfície, a refletância hemisférica da superfície, o índice de vegetação por diferença normalizada - *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) - e a suas inter-relações para medir as entradas de energia da superfície para uma grande variação de usos do solo. Na Figura 3, apresenta-se o esquema conceitual do algoritmo SEBAL.

Figura 3: Processamento do balanço da radiação pelo SEBAL



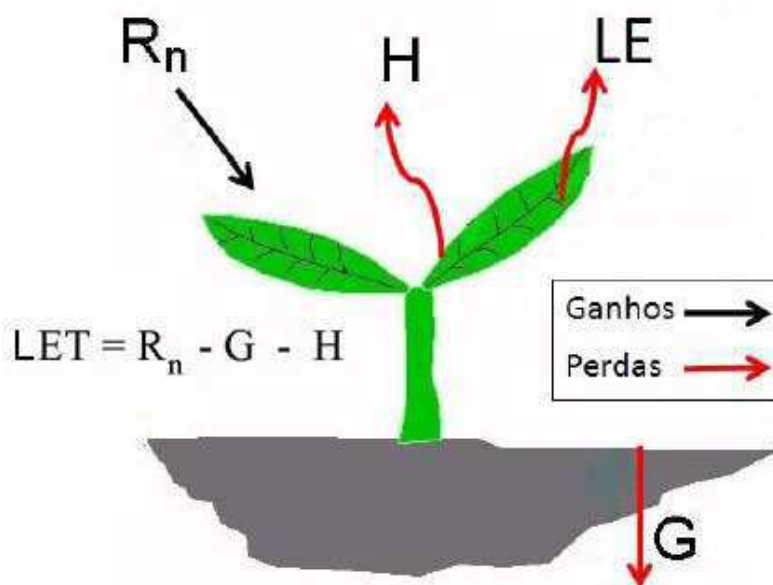
Fonte: Silva et al., (2005)

De acordo com Allen et al., (2002), o algoritmo SEBAL calcula a evapotranspiração a partir das imagens de satélites e dados climáticos de entrada para calibração. No entanto, as informações que os satélites fornecem são no momento da passagem, o SEBAL calcula o fluxo de energia instantâneo e então a evapotranspiração é calculada para cada pixel da cena como a energia residual da equação de balanço de energia:

$$LET = R_n - G - H \quad (1)$$

Em que LET ($W m^{-2}$) é o fluxo de calor latente, R_n ($W m^{-2}$) é saldo de radiação na superfície, G ($W m^{-2}$) é o fluxo de calor no solo e H ($W.m^{-2}$) é o fluxo de calor sensível para o ar. Na Figura 4, apresenta-se um esquema da relação física entre os parâmetros da equação de balanço de energia.

Figura 4: Balanço de energia para o fluxo de calor latente

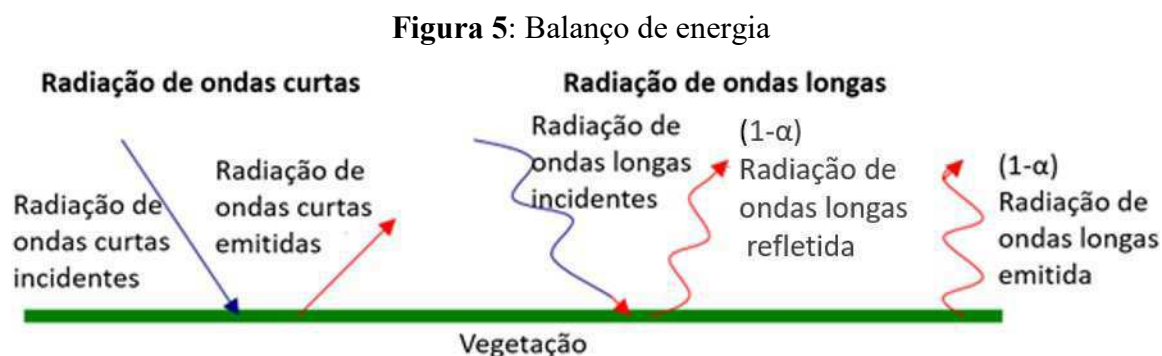


Fonte: Adaptado de Allen et al., (2002)

O Saldo de radiação representa a energia disponível na superfície e é responsável pelos aquecimentos do ar, do solo e da evapotranspiração na vegetação nativa e nas culturas. A Equação 2 determina a o saldo de radiação:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{si} + R_{Lo} - R_{Li} - (1 - \epsilon_0)R_{Lo} \quad (2)$$

Onde R_{si} é radiação de onda curta incidente; R_{Lo} é radiação de onda longa emitida; R_{Li} é a radiação de ondas longas incidentes; α é o albedo de superfície e ϵ_0 é a emissividade. A figura 5 apresenta interação de ondas curtas na determinação do R_n



Fonte: Adaptado de Allen et al., (2002)

O R_n é obtido diretamente por meio de saldo radiômetros, que raramente são empregados em estações meteorológicas, mas tã

o somente em campanhas experimentais, vez que têm custo elevado e suas medições são válidas para áreas com pequena dimensão. No entanto, quando há necessidade de sua determinação sobre áreas heterogêneas e em escala regional, as imagens de satélite constituem uma alternativa de baixo custo e grande cobertura espacial (GOMES, 2009).

A radiação solar que atinge a superfície da terra é denominada de ondas curtas (comprimentos de onda entre 0,3 e 3,0 μm). Os raios solares que adentram a atmosfera terrestre sofrem várias interferências decorrentes das nuvens e constituintes atmosféricos (ozônio, oxigênio, dióxido de carbono e vapor de água), fazendo com que esta radiação seja absorvida, refletida ou espalhada. Após vencer os obstáculos atmosféricos, os raios solares incidem na superfície terrestre de forma direta e indireta, sendo que, parte dessa radiação é refletida ao espaço devido ao poder refletor de cada superfície (OLIVEIRA, 2012).

Os ganhos e perdas, conforme a Figura 5, são contabilizados como Balanço de Ondas Curtas. Segundo Oliveira (2012), a radiação de onda longa emitida pela atmosfera é a outra fonte de radiação que incide na superfície terrestre. Esta radiação tem comprimento de onda variando de 5 a 100 μm e depende da temperatura do ar, quantidade de vapor de água nela

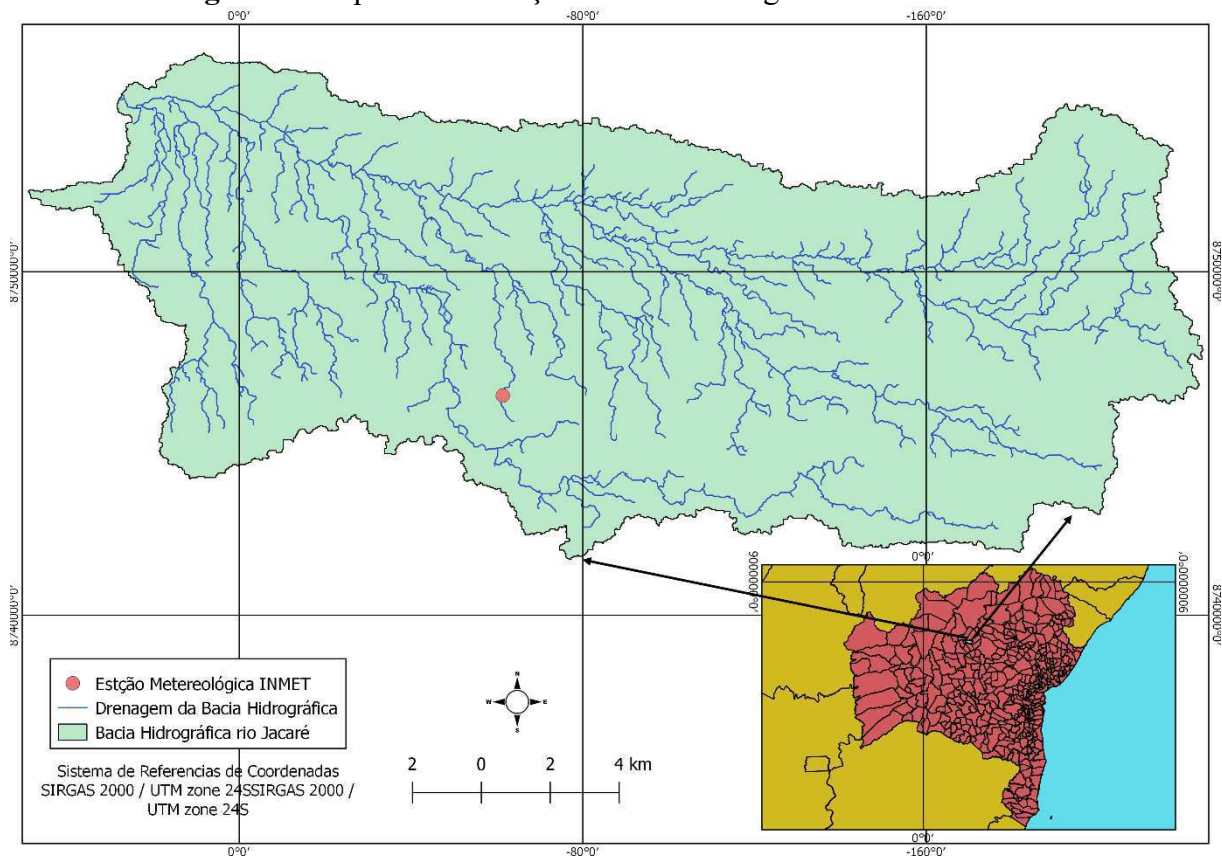
presente e cobertura das nuvens. Cada corpo existente na superfície terrestre também vai emitir radiação que é função de sua temperatura e emissividade (poder emissor da superfície). A energia radiante emitida pela atmosfera obedece a lei de Stefan-Boltzmann, sendo proporcional à quarta potência da temperatura absoluta do corpo

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

Este estudo foi realizado na bacia hidrográfica do rio Jacaré Figura 6, com uma área e comprimento de drenagem de aproximadamente 393,295 km² e 465,577 km respectivamente.

Figura 6: Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Jacaré



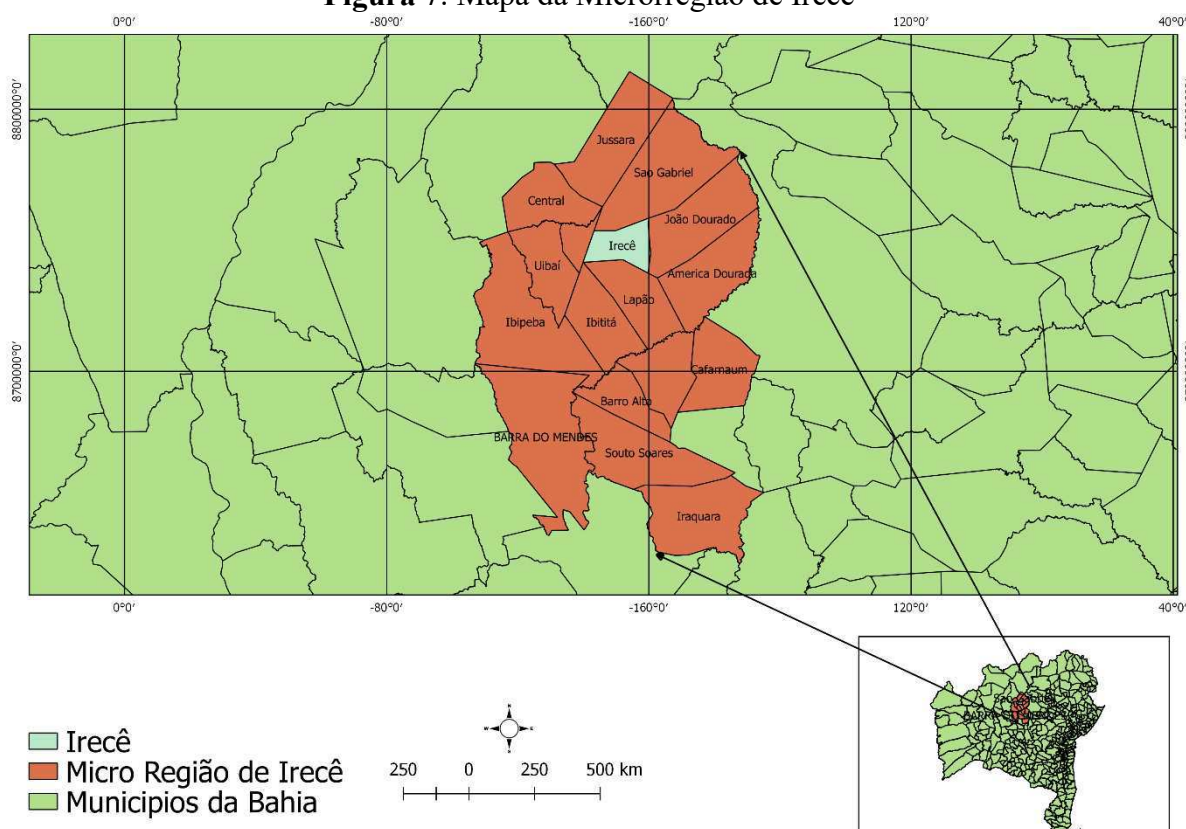
Fonte: Autor (2019)

Para a delimitação da Bacia Hidrográfica utilizou-se do algoritmo r.watershed - Programa de Criação de Bacias Hidrográficas, manipulado no Qgis 2.14.1 usando o Modelo

Digital de Elevação (MDE) dados de radar da missão Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) com resolução 30 m obtido em: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Irecê está situada na porção centro norte do estado da Bahia com a altitude média de 722 m, sendo a maior cidade dentre as cidades da microrregião, Figura 7. A bacia hidrográfica do rio Jacaré abrange os municípios Lapão – 0,225 %, Presidente Dutra – 4,0388 %, Irecê – 74,84 %, João dourado - 17,715 % e São Gabriel – 3,171 %.

Figura 7: Mapa da Microrregião de Irecê



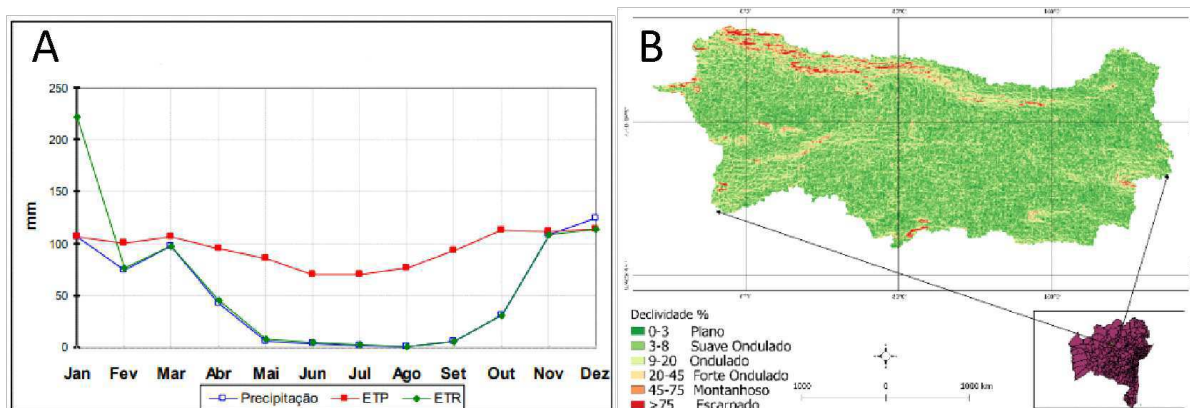
Fonte: Autor (2019)

A região do estudo apresenta condições climáticas classificada por Köppen como sendo do tipo BSw_h, semiárido, que caracterizam por uma ampla amplitude térmica entre o dia e a noite e inverno e verão. O período chuvoso concentra-se entre o final de setembro ao final de abril apresentando irregularidade pluviométrica e uma média de 600mm/ano e variação de temperatura entre (30 e 36 °C). A estação seca no período de inverno possui duração de 5 a 6 meses, sendo os meses de junho e agosto apresentando temperaturas mais amenas variando entre (30 e 36 °C). A evapotranspiração potencial anual é de aproximadamente 1300 mm como exposto Figura 8A, o comportamento da

Evapotranspiração Potencial (ETP), Evapotranspiração de Referência (ETR) e Precipitação. Esta taxa de evapotranspiração potencial enquadra a região estudada no polígono das secas, (GONÇALVES, 2004; CUNHA, 1998).

O relevo da região é caracterizado por ter uma extensa área planas com declividade entre (0 e 3%) Figura 8B, e vegetação predominante a caatinga hipoxerófila caracterizado por porte médio e caducifólias de caráter xerófilo e grande variedade e quantidade de plantas espinhosas.

Figura 8: Balanço hídrico mensal de Irecê-BA (A) e Mapa de declividade (B)



Fonte: Adaptado de SEI, (1999) (A)

4.2 Tratamento das imagens e calibração do algoritmo SEBAL

Para a estimativa de evapotranspiração real usando algoritmo SEBAL utilizou-se das imagens Landsat 5 e Landsat 8 obtidas de forma gratuita através da página da web: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Foram estabelecidos dois critérios para seleção das imagens. O primeiro foi a porcentagem de nuvens, sendo esta, a menor possível para se obter uma boa visualização total da cena. No entanto a cena da imagem correspondente a da 02/01/2009 apresentou uma porcentagem de nuvem elevada o que poderia conduzir o algoritmo SEBAL a superestimava da Evapotranspiração Real (ETr) pela desordem entre o valor de pixel de nuvem e o valor do pixel de evapotranspiração. Então, o mapa gerado pelo Algoritmo SEBAL foi convertido de pixels em pontos utilizando-se do algoritmo **r.to.vect** - Converte um raster numa camada vetorial. Daí, adotou-se o procedimento de reamostragem de pixels através da interpolação Inverse Distance Weighting (IDW), onde os pixels condizentes com os valores de nuvens foram redefinidos para valores de 1 mm onde esse valor é o novo valor correspondente a cada

pixel da evapotranspiração do mapa, e a partir daí gerando um novo mapa de evapotranspiração real, ou seja, esse método permite construir um novo conjunto de dados a partir de dados pontualmente conhecidos.

$$IDW = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^2} V_i \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^2} \right)} \quad (3)$$

Onde IDW é o valor do pixel da nuvem; V_i é os valores dos i pixels de nuvem; d_i^2 é a distância dos i pixels elevados a potência quadrada; e n é o número total de pixels considerados da interpolação para cada parte selecionada de nuvens de interesse.

O segundo critério para as escolhas das cenas foram as datas, correspondendo sempre a uma imagem durante o período chuvoso e a outra durante a estiagem. O histórico de cenas utilizadas para este estudo deu-se pelo fato de Irecê ser uma região importante na produção agrícola e apresentar um histórico de desmatamento causados por essa atividade o que influencia na evapotranspiração real da região

Após o download, as imagens foram reprojetaadas da projeção original WGS 84 para SIRGAS 2000/UTM 24S que corresponde a projeção do local de estudo e então cortadas utilizando-se do plug-in *Semi-Automatic Classification Plugin* (SCP) a partir da área delimitada pela Bacia Hidrográfica em questão. Esses dois procedimentos foram feitos no Qgis 2.14.11.

Para a estimativa da evapotranspiração real através do algoritmo SEBAL utilizou-se do GRASS 7.0.0 onde foram inseridas as imagens reprojetaadas, o arquivo do algoritmo e os metadados correspondentes para cada data das cenas escolhidas. Nesta mesma integração, foi inserida a cena do sensor *Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), capaz de estimar os componentes relacionados às trocas de radiação e energia entre a atmosfera e a superfície através do senso radiométrico. Este procedimento só é válido para uma cena por vez.

Para a calibração do algoritmo recorreu-se primeiramente da velocidade do vento, em seguida da evapotranspiração de referência no horário da passagem do satélite e por último da evapotranspiração de referência no dia da passagem do satélite. Para obtenção dos cálculos de Evapotranspiração de Referência diária (ET₀) e Evapotranspiração Horária (ET_i) utilizou-se da Equação do método de Penman-Monteith Equação 4, os dados para obtenção da ETr e velocidade do vento foram obtidos no INMET na estação meteorológica Irecê-A424.

$$ET0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) \frac{\gamma 900 U_2 (e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 U_2)} \quad (4)$$

Para os valores $ET0_i$ foi aplicada a média horária a partir do valor do $ET0$, uma vez que os dados obtidos no INMET para a determinação de $ET0$ são diários e não condiz com os horários da passagem dos satélites. Os dados utilizados para calibração do SEBAL bem como os horários e datas das passagens dos satélites estão expostos no Tabela 1.

Tabela 1: Dados utilizados para a calibração do SEBAL

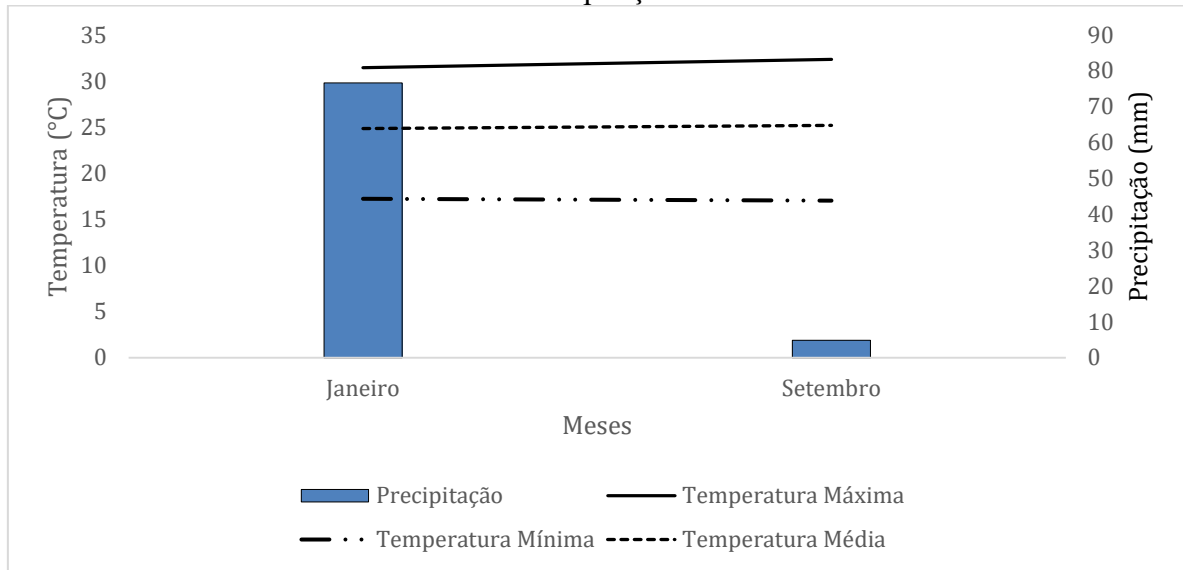
Satélite	Data	Horário da Passagem	Velocidade do vento (m/s)	$ET0_i$	$ET0$
Land Sat 8 (OLI)	30/01/2019	12:54:45	3,33	0,215	5,15
Land Sat 8 (OLI)	27/09/2019	12:55:19	2,43	0,115	2,75
Land Sat 8 (OLI)	02/01/2009	12:39:42	1,53	0,286	6,74
Land Sat 8 (OLI)	15/09/2009	12:44:44	3,35	0,209	5,02
Land Sat 5 (TM)	07/01/1999	12:34:02	3,25	0,256	6,17
Land Sat 5 (TM)	04/09/1999	12:32:03	4,9	0,202	5,03
Land Sat 5 (TM)	22/01/1987	12:14:53	4,43	0,288	6,94
Land Sat 5 (TM)	19/09/1987	12:21:56	2,93	0,213	5,08

Fonte: Autor (2019)

A Figura 9, apresenta os dados históricos para os meses de janeiro e setembro de 1987 a 2019 obtidos no INMET em: (<http://www.inmet.gov.br/portal/>), na estação Irecê-A424. São expostos os dados de: Temperatura Máxima, Temperatura Mínima, Temperatura Média e Precipitação.

A bacia hidrográfica do rio Jacaré é de importante estratégia para região uma vez apresenta uma trajetória de desenvolvimento econômico a partir da atividade agropecuária. Tal, ligada diretamente ao aquecimento da economia local, gerando uma diversificação no processo de desenvolvimento econômico e social (COUTO, 2006).

Figura 9: Média histórica (1987-2019) para Temperatura do ar Máxima, Mínima, Média e Precipitação



Fonte: Autor (2019)

4.3 Algoritmo SEBAL para determinação da evapotranspiração

Para determinação da evapotranspiração, o algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) faz-se a partir do balanço completo de radiação de energia incidente sobre a superfície terrestre convertendo ($W m^{-2}$) para (mm). O LE é obtido a partir da diferença entre saldo de radiação R_n ($W m^{-2}$), densidade de fluxo de calor sensível H ($W m^{-2}$) e a densidade de fluxo de calor no solo G ($W m^{-2}$):

$$LE = R_n - G - H \quad (5)$$

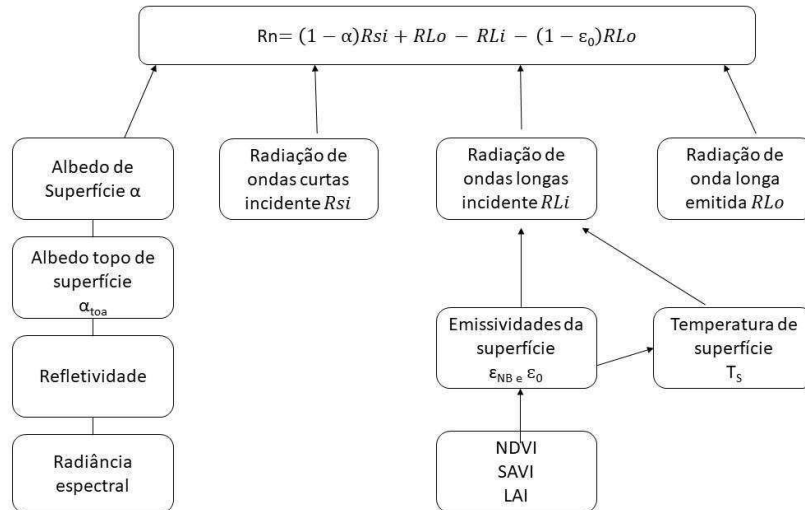
4.3.1 Saldo de radiação instantâneo (R_n)

A primeira etapa computacional do SEBAL para determinação do saldo de radiação determina fluxo de radiação na superfície considerando a radiação de onda longa e radiação de onda curta que atuam no sistema solo-planta-atmosfera obtidos por (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002; Silva et al., 2002):

$$Rn = (1 - \alpha)Rsi + RLo - RLi - (1 - \epsilon_0)RLo \quad (6)$$

Para isso, é feito subseqüências de procedimentos como exposto na Figura 10.

Figura 10: Fluxograma para determinação do Rn



Fonte: Adaptado de Allen et al., (2002)

4.3.2 Radiação de onda curta incidente (R_{Si})

R_{Si} Corresponde o fluxo de radiação extraterrestre de forma direta e difusa a cada pixel da cena da região estudada no momento da passagem do satélite segundo a equação (Allen et al., 2002; Silva et al., 2005):

$$R_{Si} = S \cos Z T_{sw} d_r \quad (7)$$

Na qual S é a constante solar (1367 W m^{-2}); Z é o ângulo zenital solar de cada pixel ($^\circ$) obtido do produto Landsat 5-8 TM; T_{sw} é a transmissividade atmosférica (adimensional); e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol no Dia Juliano (DJ) (adimensional) obtido por (DUFFIE & BECKMAN, 1991):

(8)

$$d_r = \frac{1}{1 + 0,33 \cos\left(\frac{DJ\pi}{365}\right)}$$

A transmissividade atmosférica (T_{sw}) foi calculada de acordo com a equação abaixo:

$$T_{sw} = 0,75 + 10^{-5} * MDE \quad (9)$$

Onde MDE é o Modelo Digital de Elevação.

4.3.3 Radiação de onda longa emitida (RLo)

A radiação de onda longa emitida pela superfície ($W m^{-2}$) foi obtida pela Equação de Stefan-Boltzmann em função da temperatura de superfície e emissividade da superfície:

$$RLo = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (10)$$

Onde T_s é a temperatura de superfície obtido pixel a pixel da cena (K); ε_0 é a emissividade de superfície também de cada pixel (adimensional); e σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} K^{-4}$)

4.3.4 Radiação de ondas longas incidentes

$$RLo = \varepsilon_0 \sigma T_a^4 \quad (11)$$

Onde T_a é temperatura próxima a superfície.

4.3.5 Emissividades (E_{NB} e ε_0)

Como cada pixel não emite radiação eletromagnética, existiu-se a necessidade de se introduzir a emissividade de cada pixel (E_{NB}) nas resoluções espectrais das bandas terminais dos satélites Land Sat 5-8 (10,41 – 12,6 e 10,30 – 11,30 μm) respectivamente. Assim, deve haver uma consideração para emissividade radioativa de cada pixel (ε_0) a partir cálculo da radiação de onda longa emitida (RLo):

$$E_{NB} = 0,97 + 0,00331IAF \quad (12)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,1IAF \quad (13)$$

Tendo como para pixels com $IAF \geq 3$, $E_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ e ($IVDN < 0$), $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$. Onde IAF é o Índice de Área Foliar sendo a razão entre a área foliar da vegetação o espaço que ela ocupa. Para determinar IAF usa-se como base a equação empírica Allen et al., (2002):

$$IAF = -\ln \frac{\left(\frac{0,6 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (14)$$

Na qual o SAVI é o índice de vegetação ajustado ao solo (*Soil Adjusted Vegetation Index*) proposto por (HUETE, 1988).

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_2 - \rho_1)}{L + \rho_2 + \rho_1} \quad (15)$$

Sendo ρ_1 e ρ_2 as bandas espectrais (b3) vermelho e (b4) infravermelho próximo do Landsat-5 e (b4) vermelho e (b5) infravermelho próximo do Landsat-8; L é um fator para o tipo de solo adotando neste trabalho $L=0,1$ Allen et al. (2002) e (COELHO, 2016).

4.3.6 Albedo de Superfície (aS)

O albedo de superfície (adimensional) é definido como a razão refletida e a radiação de ondas curtas incidentes em cada pixel:

$$aS = a \frac{aTOA - a_{pi}}{T_{SW}^2} \quad (16)$$

Sendo o Albedo no Topo da Atmosfera (aTOA), (adimensional), é expresso pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas (ρ_i); a radiação solar refletida pela atmosfera (α_p) foi considerado neste trabalho como 0,03; e T_{SW} a transmissividade atmosférica.

4.3.7 Albedo no Topo da Atmosfera (aTOA)

$$aTOA = \sum(\omega_{\lambda} \rho_{\lambda}) \quad (17)$$

Sendo ρ_{λ} é a reflectividade e ω_{λ} é o coeficiente de ponderação de cada banda expresso pela equação abaixo. Sendo, $ESUN_{\lambda}$ a radiância média extraterrestre para cada banda.

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad (18)$$

4.3.8 Fluxo de Calor no Solo (G)

O G foi obtido através do modelo empírico desenvolvido por Bastiaanssen (2000) para valores próximos ao meio dia.

$$G = \left[\left(\frac{T_s - 273,15}{aS} \right) \times (0,0038aS + 0,0074aS^2)(1 - 0,98NDVI^4) \right] Rn \quad (19)$$

Em que T_s (°C) é a temperatura de superfície; e NDVI o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada calculado em cada pixel através da equação abaixo:

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (20)$$

Sendo ρ_1 e ρ_2 as bandas espectrais (b3) vermelho e (b4) infravermelho próximo do Land sat-5 e (b4) vermelho e (b5) infravermelho próximo do Land Sat-8. Para $NDVI < 0$, considerou $G = 0,3Rn$ como também fizeram Silva et al. (2010) e (COELHO, 2016).

4.3.9 Temperatura de Superfície (Ts)

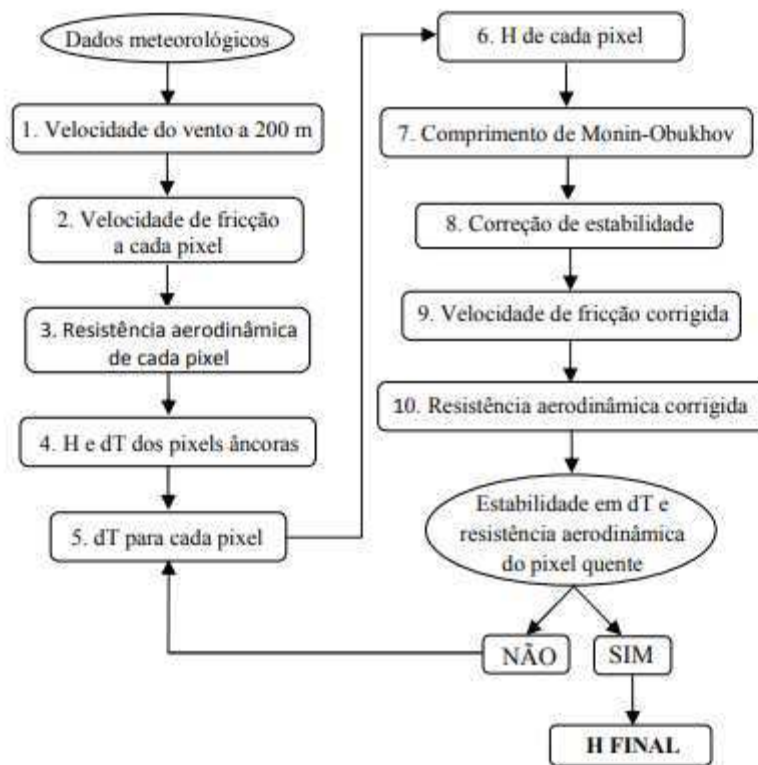
A partir das bandas termais (B6) infravermelho termal e (B10) lwir – 1 do Land-Sat 5 e Land-Sat 8 respectivamente, foi possível calcular a temperatura de superfície (K) pela equação abaixo. Onde K_1 (K) são as bandas termais e Enb a Emissividade.

$$T_s = \frac{(K_1)}{\left(\frac{1 + \ln(10.8K_1)}{14380}\right) (\ln(Enb))} \quad (21)$$

4.3.9.1 Fluxo de calor sensível (H)

O Fluxo de calor sensível é a taxa de perda de energia por convecção e condução devido a uma diferença de temperatura. Esta etapa é em função da rugosidade de superfície, do gradiente de temperatura e velocidade do vento como expõe-se a Figura 11.

Figura 11: Fluxograma das etapas computacionais para obtenção do fluxo de calor sensível (H) segundo o algoritmo SEBAL



Fonte: Adaptado de (MACHADO, 2014).

Para determinar H no algoritmo SEBAL utilizou-se a seguinte equação (OLIVEIRA, 2012; SILVA et al. 2012).

$$H = \frac{\rho_a C_p (dt)}{R_{ah}} \quad (22)$$

Sendo ρ_a a densidade do ar úmido utilizada neste trabalho como $1,5 \text{ (kg m}^{-3}\text{)}$; C_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ JK}^{-1} \text{ K}^{-1}$); (dt) é a diferença de temperatura ($T_{s1} - T_{s2}$) e do ar (Z_1 e Z_2); R_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível (s/m).

4.3.9.2 Resistencia aerodinâmica (R_{ah})

A resistência aerodinâmica é calculada para obter uma instabilidade neutra a partir da rugosidade de superfície, deslocamento de altura e instabilidade térmica da atmosfera (OLIVEIRA, 2012; COELHO, 2016):

$$R_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{U_{map} K} \quad (23)$$

Na qual Z_1 e Z_2 (m) as alturas acima do dossel vegetativo sendo 0,1 e 2 respectivamente; K a constante de Von Karman (0,41); e U_{map} a velocidade de fricção inicial calculada em cada pixel. Para a velocidade de fricção na estação meteorológica (U_{ast}) considerou a equação do perfil logaritmo do vento em condições de instabilidade neutra (OLIVEIRA, 2012; COELHO, 2016; SILVA & BEZERRA, 2006):

$$U_{ast} = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{zom_{estação}}\right)} \quad (24)$$

Sendo k é a constante de von Karman (0,41); u_x a velocidade do vento (m s^{-2}) na altura Z_x que corresponde a altura do sensor instalado na estação meteorológica experimental no local da pesquisa, neste trabalho utilizou-se $Z_x = 2 \text{ m}$; $zom_{estação}$ o coeficiente de rugosidade do local em função da altura média da vegetação, onde, onde h é a altura média da vegetação (m) na área de medição da velocidade do vento considerado neste trabalho $h = 0,15$ (BRUTSAERT, 1982):

$$zom_{estação} = 0,123h \quad (25)$$

A velocidade do vento a uma altura de 200 m ($U_{200_estação}$) foi projetada admitindo-se a atmosférica assumindo nenhum efeito de rigidez da superfície (blending height). Para isso, utilizou-se a equação proposta por (BASTIAANSEN et al. 1998):

$$U_{200_estação} = U_{ast} \ln \frac{\left(\frac{200}{zom_{estação}}\right)}{k} \quad (26)$$

O coeficiente de rugosidade local $zom_{estação}$ (m), velocidade de fricção U_{ast} ($m s^{-1}$) e velocidade do vento a 200 m (blending height) $U_{200_estação}$, fornecem resultados pontuais no local da estação meteorológica experimental. Para a determinação da velocidade de fricção inicial $U_{inicial}$ ($m s^{-1}$), pixel a pixel, utilizou-se a U_{ast} , assim admitindo velocidade do vento (u_x) na altura altura (z) de 200 m:

$$U_{inicial} = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (27)$$

Onde Z_{0m} é coeficiente de rugosidade obtido em função do SAVI a partir da equação abaixo Bastiaanssen (2000):

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (28)$$

4.3.9.1 Diferença entre T_s e T_{ar} (dt)

Para se obter o Fluxo de Calor Latente (H) é preciso definir a diferença de temperatura do ar (T_{ar}) e de superfície (T_s), definido como (dt) em kelvin, como uma relação linear, uma vez que, a temperatura do ar e resistência aerodinâmica (R_{ah}) são desconhecidos. Isso possibilita que o (dt) seja determinado por um processo de calibração onde o SEBAL utiliza dois pixels âncoras: o “pixel frio” e o “pixel quente”, definido neste trabalho como “**pcold**” e “**phot**” respectivamente. O valor de (dt) é obtido pela equação (BASTIAANSEN et al., 1998a):

$$dt = aTs + b \quad (29)$$

Sendo **a** e **b** são coeficientes de correlação tomando como base os componentes do balanço de energia dos pixels âncoras; e T_s a temperatura de superfície dos pixels em questão. Ainda, considerou-se para o P_{cold} o fluxo de calor sensível sendo nulo, admitindo-se então $H_{cold} = 0$, e, portanto, para (dt) assumindo-se o valor de 0. Para o H_{hot} o fluxo de calor latente é nulo ($W\ m^{-2}$) e o fluxo de calor sensível é foi dado por (OLIVEIRA, 2012; COELHO, 2016; BASTIAANSSEN, 2000):

$$H_{hot} = Rn - G = \left(\frac{\rho C_p (a + b T_s)}{Rah} \right) \quad (30)$$

Onde **Ts**, **Rn**, **G** e **rah** correspondem aos valores coletados nas cenas que foram processadas exatamente nas coordenadas (east; north) do pixel quente.

Para a geração dos mapas p_{cold} e p_{hot} foi considerada as seguintes condições: para p_{cold} ($NDVI > 0,4$ utiliza-se $T_s < T_{smédia}$) e para p_{hot} ($SAVI > 0,18$ e $SAVI < 0,3$, utiliza-se T_s).

A escolha dos pixels p_{cold} e p_{hot} deu-se de forma semiautomática a partir dos mapas gerados pelo SEBAL usando-se as coordenadas (east,north) encontradas no (apêndice, Figura 28 e 29) para as datas desse estudo: 22 Jan e 19 de Set de 1987; 07 Jan e 4 de Set de 1999; 02 Jan e 15 de Set de 2009; 30 Jan e 27 de Set de 2009. Usou-se como critério neste trabalho para escolha dos pixels os Histogramas encontradas no apêndice Figuras 30 e 31, partindo da escolha da moda entre o valor de cada pixel e contagem de pixels.

A partir das informações colhidas em cada pixel de “ p_{cold} ” e “ p_{hot} ” pôde-se determinar os coeficientes de correlação (**a** e **b**):

$$a = (Rn_{phot} - G_{phot}) * \frac{Rah_{phot}}{(T_{sphot} - T_{scold}) * C_p * \rho} \quad (31)$$

$$b = a * T_{scold} \quad (32)$$

Na qual **Rn_{phot}**, **G_{phot}** e **Rah_{phot}** correspondem aos valores do saldo de radiação ($W\ m^2$), fluxo de calor no solo ($W\ m^2$) e resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível ($s\ m^{-1}$) coletados no pixel quente; T_{sphot} e T_{scold} são as temperaturas de superfície dos

pixels “**phot**” e “**pcold**” respectivamente; C_p o calor específico do ar ($1004 \text{ JK}^{-1}\text{K}^{-1}$); e ρ a densidade do ar, considerada para esse estudo como $1,25 \text{ (kg m}^{-3}\text{)}$.

A partir dos valores obtidos de “**a**” e “**b**” pôde-se determinar o H para todos os pixels da cena. No entanto, os valores de (H) que foram obtidos não representam adequadamente o fluxo de calor sensível porque foram obtidos em condições de instabilidade neutra. Assim, é preciso obter o comprimento de Monin-Obukhov (L) computado em função dos fluxos de calor e *momentum* e que possibilita a condição de instabilidade atmosférica para cada pixel no instante de passagem do Satélite.

$$L = - \frac{\rho C_p U_{inicial} T S}{kgH} \quad (33)$$

Onde g é o módulo gravitacional terrestre ($9,82 \text{ m s}^{-2}$). Para o cálculo do (L), considerou-se a condição de neutralidade e para os valores de (L) definindo-se as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L > 0$, atmosfera é considerada estável; e se $L = 0$, a atmosfera é considerada neutra. Para as correções de estabilidade da atmosfera e para o transporte *momentum* (ψ_m) e de calor (ψ_h) utilizou-se as formulações de Paulson (1970) e Webb (1970) exposto na Figura 11 de equações:

Figura 12: Equações para correção atmosférica (ψ_m) e (ψ_h)

Para $L < 0$ (atmosfera instável):
$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \operatorname{arctg}(x_{(200m)}) + 0,5 \pi$
$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}}{2} \right)$
$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}}{2} \right)$
$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0,25}$
$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25}$
$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25}$
Para $L > 0$ (atmosfera estável):
$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{200}{L} \right)$
$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right)$
$\psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right)$
$\psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right)$
Para $L = 0$: $\psi_m = 0$ e $\psi_h = 0$.

Fonte: Adaptado de OLIVEIRA, (2012).

Sendo $\psi_{m(200m)}$ a correção de estabilidade atmosférica para o transporte momentum na altura 200 m; $\psi_{h(2m)}$ e $\psi_{h(0,1m)}$ as correções de estabilidade atmosféricas para o transporte de calor nas alturas 2 m e 0,1 m, respectivamente; e $X(200m)$, $X(2m)$ e $X(0,1m)$ parâmetros. Considerando para a atmosfera neutra, tanto para (ψ_m) quanto (ψ_h) sendo iguais a 0.

Após as correções atmosféricas foi possível corrigir a velocidade de fricção ($U_{inicial_corrigido}$) e resistência aerodinâmica ($R_{ah_corrigido}$) pela seguinte equação (BASTIAANSSEN, 1995; SILVA & BEZERRA, 2006; OLIVEIRA, 2012; COELHO, 2016):

$$U_{inicial_corrigido} = \frac{k_{u200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (34)$$

$$R_{ah_corrigido} = \frac{\ln\left(\frac{Z_1}{Z_2}\right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(0,1m)}}{U_{inicial_corrigido} k} \quad (35)$$

Onde $Z_1=0,1m$ e $Z_2=2,0 m$ e $\psi_{h(0,1m)}$ e $\psi_{h(2m)}$ correspondem as correções de estabilidade para o transporte de calor sensível.

Por fim, após o cálculo de $R_{ah_corrigido}$ e de $U_{inicial_corrigido}$ retornou-se ao computo da equação (x) e pôde-se determinar os novos valores de “a” e “b” e conseqüentemente um novo dT que vai gerar um novo mapa de H e um novo valor de L. Isso possibilitou a determinação de uma nova condição de estabilidade atmosférica e novas correções da velocidade de fricção e resistência aerodinâmica. Repetiu-se esse procedimento até o erro relativo entre as resistências aerodinâmicas atingir um valor menor que 1%, sendo necessário neste estudo 6 interações.

4.3.9.3 Fluxo de calor latente (LET), evapotranspiração instantânea (ETI) e evapotranspiração de referência (ET0)

Calculado o fluxo de calor de calor sensível (H), do solo (G) e saldo de radiação (Rn), pôde-se então obter o luxu de calor latente (LET), que representa a taxa de calor latente da superfície devido a evapotranspiração. O (LET), (ETI) em (mm) e (ET0) em (mm) pode ser calculado pelas seguintes equações, respectivamente:

$$LET = R_n - G - H \quad (36)$$

$$ETI = 3600 * \left(\frac{LET}{\lambda} \right) \quad (37)$$

$$ET0F = \frac{ETI}{ET0i} \quad (38)$$

Onde em que **LET**, **Rn** e **G** correspondem aos valores instantâneos do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), saldo de radiação ($W m^{-2}$) e fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$); λ equivale a $2,5 \times 10^6 J$, energia necessária para ocorrer a evapotranspiração de 1,0kg de água; e $ET0i$ é a evapotranspiração de referência no momento da passagem do satélite.

4.3.9.4 Evapotranspiração diária (ETr)

Para o cálculo de evapotranspiração real utilizou-se a equação:

$$ETr = ET0F \times ET0 \quad (39)$$

Onde **ET0** é a evapotranspiração de referência obtida na estação meteorológica (mm) calculado pela equação de Penman-Monteith.

4.3.9.5 Análises comparativas

As análises comparativas foram realizadas entre os dados de evapotranspiração diária estimada pelo SEBAL (ETr) e a evapotranspiração de referência (ET0) calculada pelo método de Penman-Monteith (Equação 40), parametrizado pela FAO (ALLEN et al., 1998). Este último método é considerado uma evapotranspiração hipotética assumindo uma altura de vegetação de 0,12m, uma resistência de superfície fixa 70 sec m^{-1} e um albedo de 0,23, assemelhando-se a evapotranspiração de uma extensa superfície de grama verde e altura uniforme regada e com crescimento constante. Os dados para o cálculo de (ET0) foram obtidos no INMET (<http://www.inmet.gov.br/portal/>) na estação Irecê-A424.

$$ET0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) \frac{\gamma 900U_2(e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (40)$$

Em que ET0 é a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor na saturação (kPa °C⁻¹); Rn é radiação líquida (MJ m⁻² dia⁻¹); G é o fluxo de calor no solo (MJ m⁻² dia⁻¹); γ é a constante psicrométrica (kPa °C⁻¹); T é a temperatura média do ar; U₂ é velocidade do vento calculada para 2 metros de altura (m s⁻¹); e_s é a pressão de saturação do valor d'água média diária (kPa); e e_a é a pressão parcial do vapor média diária (kPa).

Os dados de evapotranspiração estimados pelo SEBAL (ETr), corresponde a média aritmética do mapa de evapotranspiração diária (ETr). Cada pixel desse mapa possui uma resolução espacial de 30 m. Mais detalhes sobre o cálculo de ET0 podem ser obtidos no Roteiro de Cálculo da Evapotranspiração de Referencia pelo Método de Penman-Monteith (CONCEIÇÃO, 2006).

Para a análise estatística comparativa entre (ETr) e (ET0) foram utilizados os seguintes parâmetros estatísticos: utilizou-se o Erro Absoluto – EA (mm dia⁻¹) e Erro Relativo - ER (%).

$$EA = |X_{ETr} - X_{ET0}| \quad (41)$$

$$ER = \frac{X_{ETr} - X_{ET0}}{X_{ET0}} \quad (42)$$

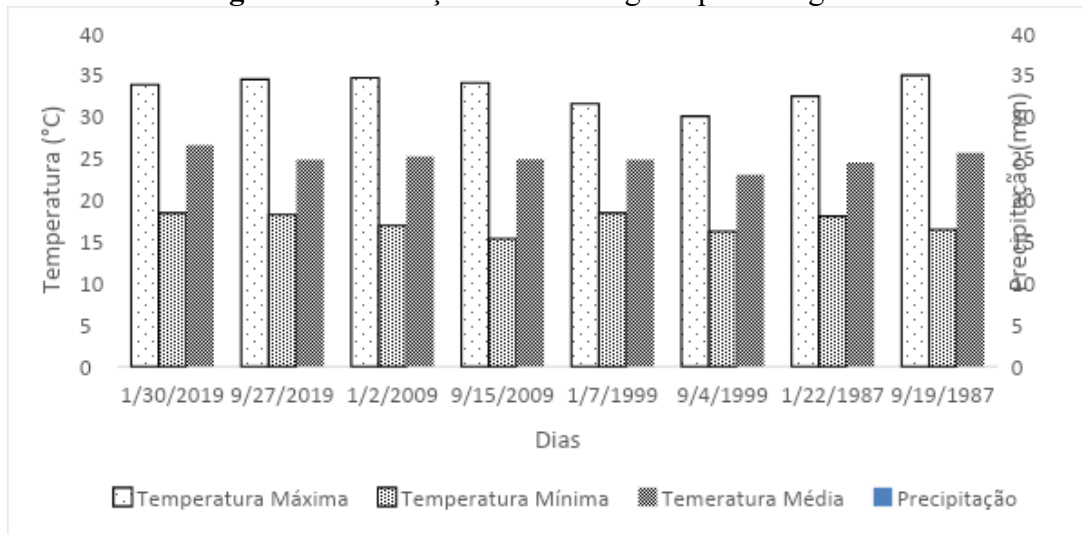
Onde X_{ETr} é o valor da evapotranspiração estimada pelo SEBAL; X_{ET0} o valor da evapotranspiração calculada pelo método de Penman-Monteith.

O arquivo do algoritmo em linguagem Python foi disponibilizado por Wagner Wolff, Doutor em Engenharia de Sistemas Agrícolas pela Universidade de São Paulo

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Condições meteorológicas da região de estudo

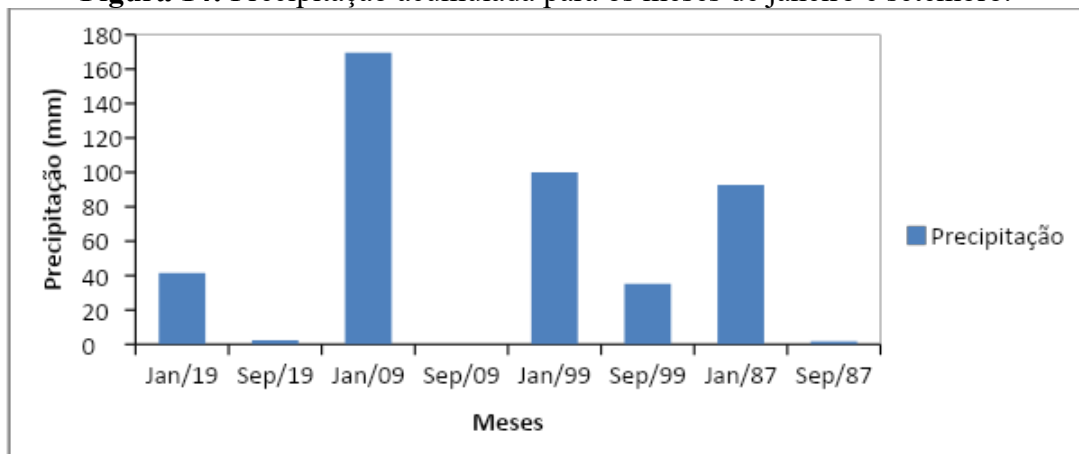
A Figura 13 apresenta a Temperatura Máxima, Temperatura Mínima, Temperatura Média e Precipitação para os meses de janeiro e setembro para os anos correspondentes de 1987, 1999, 2009 e 2019, datas essas coincidentes com as datas de coletas de dados para a calibração do algoritmo SEBAL.

Figura 13: Condições meteorológicas para a região de estudo

Fonte: Autor (2019)

Observa-se que não houve precipitação em nenhum dia das datas exibidas, no entanto a Figura 14 apresenta a precipitação acumulada para os meses nesses períodos destacando-se a data 31/01/2019 registrando 40 mm, metade do valor registrado para a média do mês de janeiro para os anos de 1987 a 2019 (Figura 9).

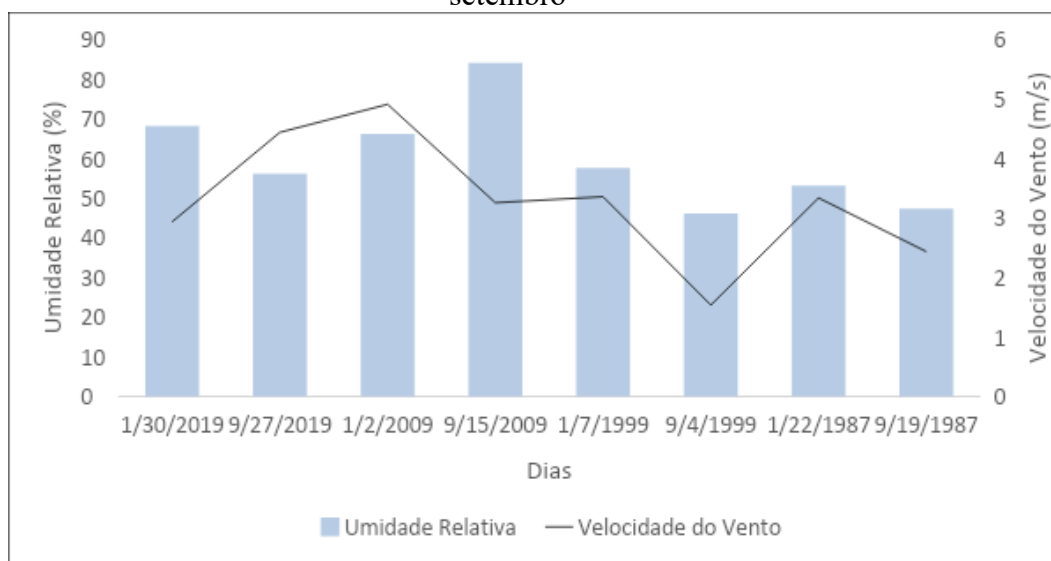
As temperaturas do ar Máxima, Média e Mínima variaram conforme o período estudado apresentando variações de até 2,5 °C para as datas 22/01//1987 e 19/09//1987. As temperaturas mais altas registradas foram para os meses de janeiro, e as temperaturas mais baixas para os meses de setembro. O comportamento da temperatura, (Figura 13) não apresentou uma boa coerência quando comparadas com o histórico mensal Figura 9.

Figura 14: Precipitação acumulada para os meses de janeiro e setembro.

Fonte: Autor (2019)

Pela média mensal, as temperaturas mais altas e as temperaturas médias são registradas para o mês de setembro, somente a temperatura mínima é coincidente. Apesar de apresentar precipitação menor que 2 mm para o mês de setembro (Figura 14), a temperatura mínima registrada para esse mês deve-se ao fato de o mês de setembro estar próximo aos meses de inverno (junho a agosto).

Figura 15: Umidade Relativa e Velocidade do Vento para os meses de janeiro e setembro



Fonte: Autor (2019)

A Figura 15, são apresentados os dados referentes a umidade relativa (%) e velocidade do vento (%). Pode-se observar que esses dois parâmetros sofreram variações, tanto a umidade relativa quanto a velocidade quando comparados em relação aos meses de janeiro e setembro. Destacando-se a umidade relativa para o mês de janeiro em relação ao mês de setembro apresentando-se sempre um valor superior, com exceção para a data 15/09/2009. Por setembro está incluindo no período seco, é comum a umidade relativa ser mais baixa do que o mês inserido no período chuvoso.

5.2 Parâmetros físicos (Ts, Albedo de Superfície (aS), NDVI)

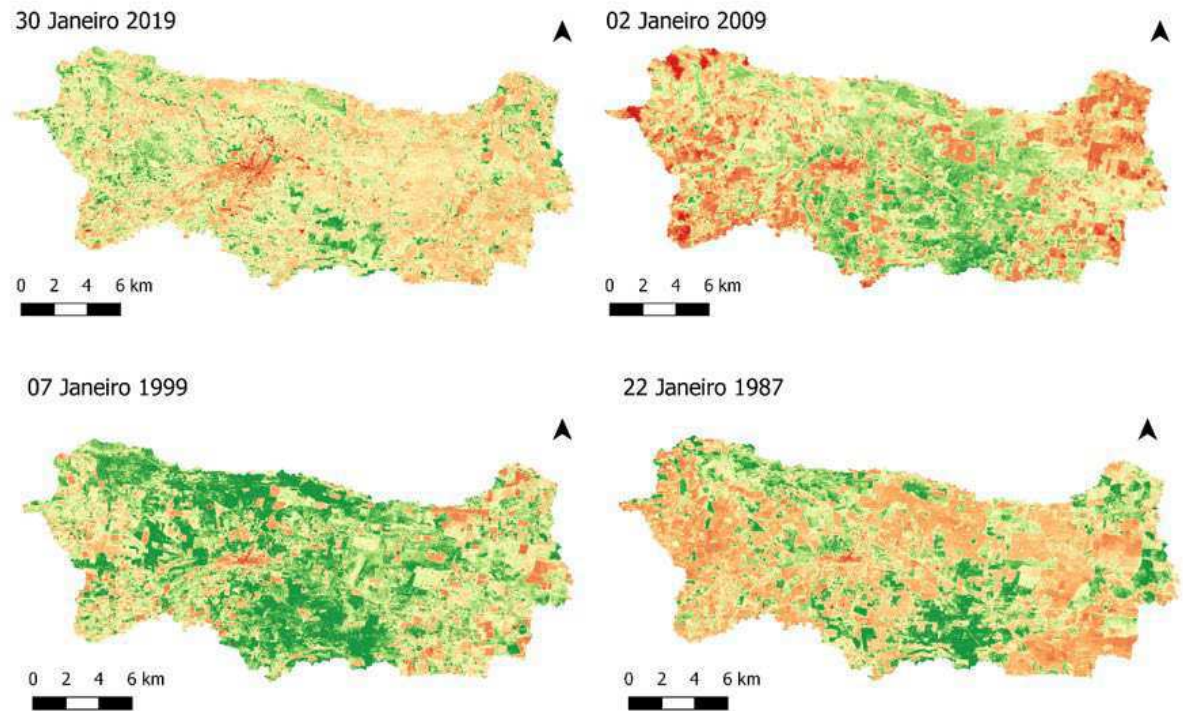
Durante o computo do algoritmo SEBAL são gerados três índices de vegetação: Índice da Diferença Normalizada – NDVI, Índice de Área Foliar –IAF e Índice De Vegetação Ajustado Aos Efeitos Do Solo – SAVI. A Figura 16, expõe os mapas e as variações do NDVI

para a região estudada. O objetivo do NDVI é destacar a vegetação facilitando a compreensão dos índices vegetativos e solo exposto.

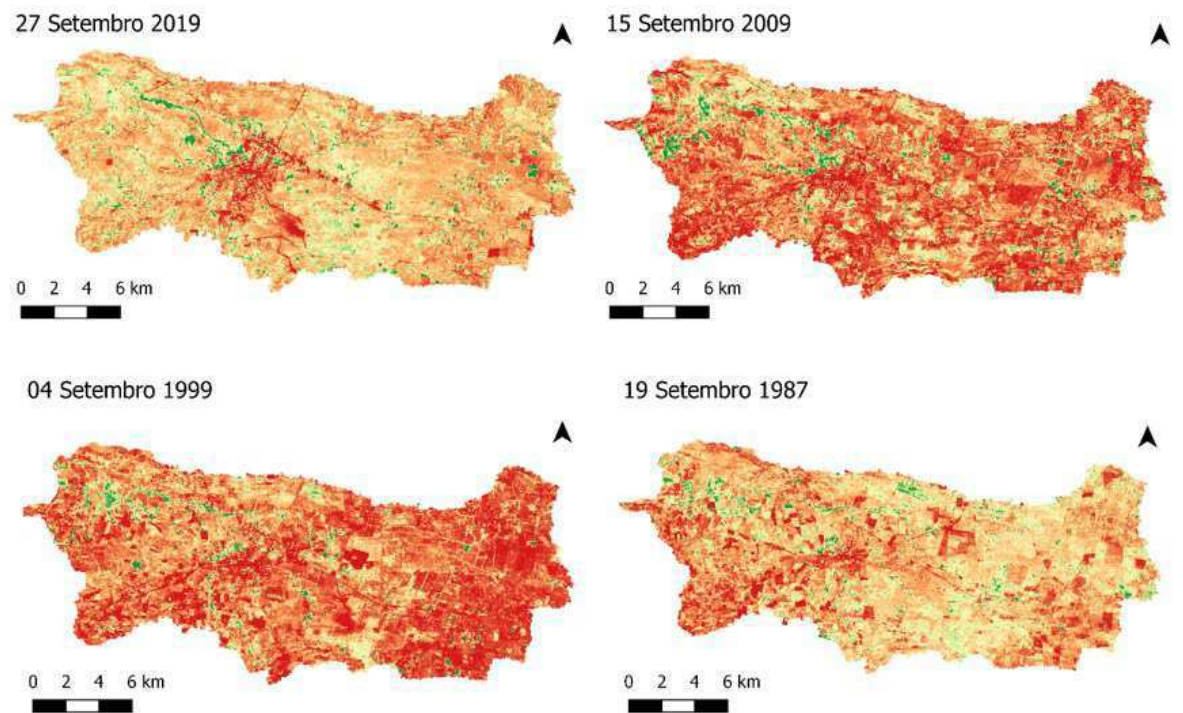
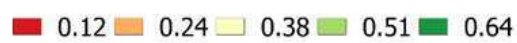
Pode-se observar as variações para os meses de janeiro e setembro foram as mesmas (0,12-0,6), no entanto, dentro dessa faixa de variação os meses de janeiro corresponde a um dossel vegetativo mais denso e vigorado devido ao mês estar inserido no período chuvoso da região.

O mês de setembro apesar de ter umidade e precipitação baixa, apresentam alguns pixels vigorados possuindo os valores próximos ao 64. Estes valores devem-se ao fato dos pixels corresponderem às áreas localizadas próximas aos cursos d'água e/ou áreas irrigadas. Outro fator que influencia na variação do NDVI para os meses de janeiro e setembro é o tipo de vegetação. A região é predominantemente do bioma caatinga, caracterizado pelas perdas de densidade de folhas durante os períodos de estiagem e respostas rápidas da vegetação durante o período chuvoso alteração da umidade.

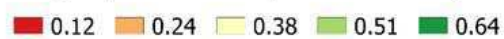
Figura 16: Mapas de NDVI para os meses de janeiro e setembro



Índice da Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI)



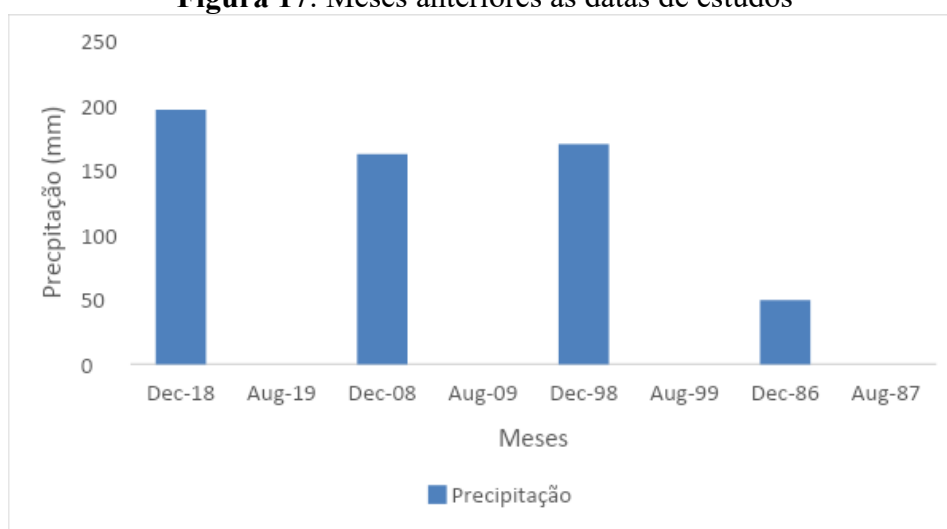
Índice da Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI)



Os valores mais baixos (0,12-38) podem condizer com áreas degradadas, vegetação rala ou solo exposto. Esses valores compreendem extensas áreas da bacia hidrográfica nos anos estudados e estão relacionados a atividade agropecuária, atividade essa frequente na bacia.

Para a data 07 de janeiro de 1999 a média do NDVI foi 0,45, valor mais alto registrado durante o período de estudo. Pode-se observar que o dossel vegetativo respondeu perante a precipitação acumulada ocorrida para o mês de dezembro de 2018 (Figura 17) formando-se um dossel vegetativo significativo. Não bastece, as áreas correspondentes ao NDVI alto podem estar relacionadas a vegetação remanescentes e áreas de agricultura de sequeiro e não somente a vegetação nativa.

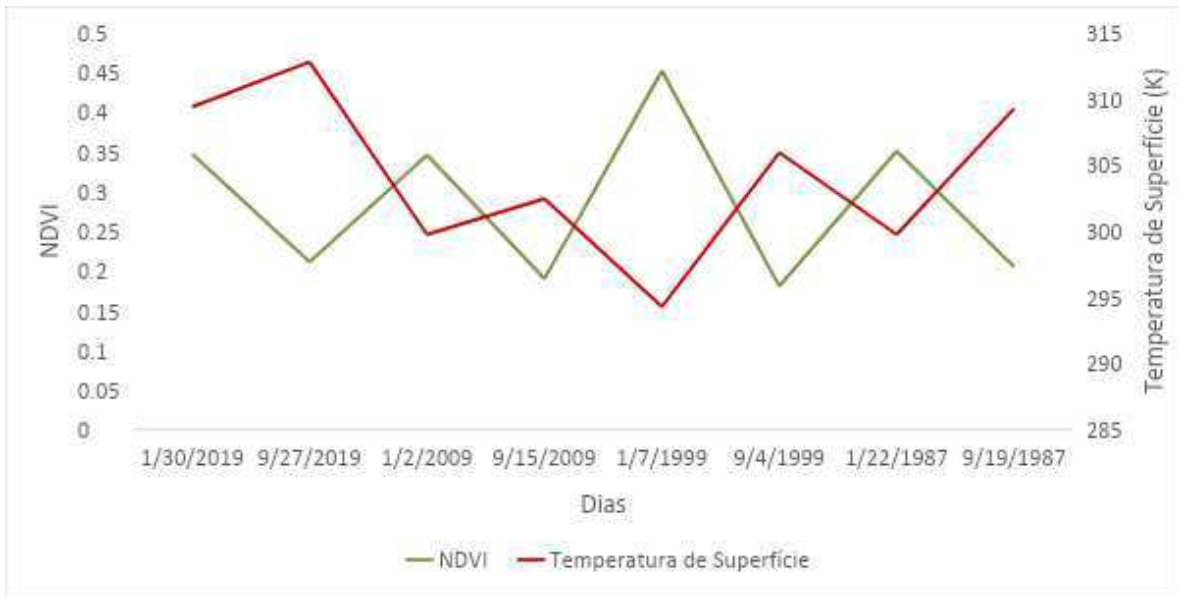
Figura 17: Meses anteriores as datas de estudos



Fonte: Autor (2019)

A temperatura de superfície (T_s) é utilizada pelo SEBAL para determinação do fluxo de calor sensível (H), saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo e requisito na obtenção dos *pixels* quente e frio.

O NDVI e T_s comportam-se de maneira inversa como apresentado na Figura 18. Esse comportamento é relacionado a cobertura vegetal. As áreas com maior densidade vegetativa apresentam temperaturas mais baixas e as áreas desnudas, vegetação rala e áreas degradadas apresentam temperaturas mais elevada.

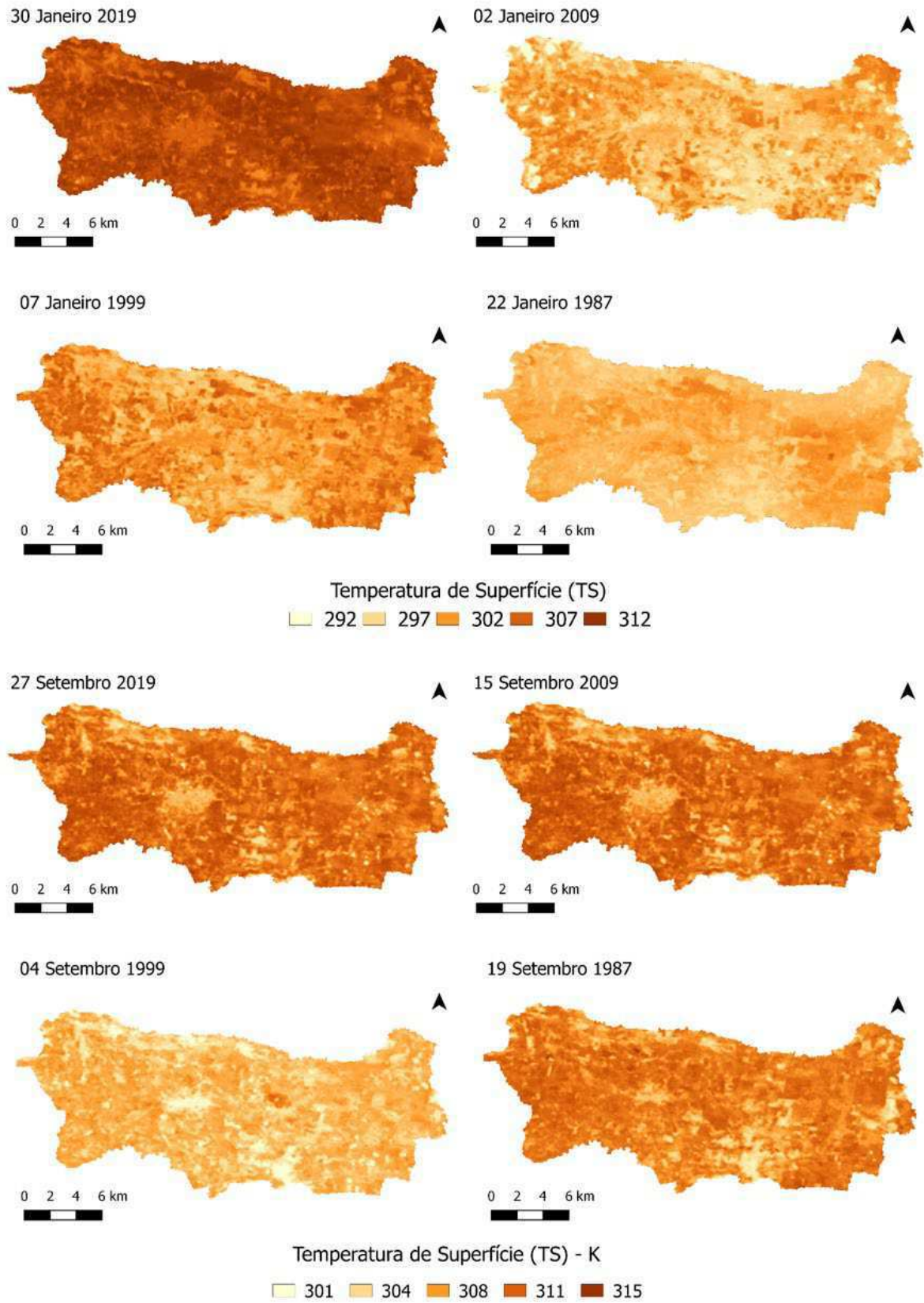
Figura 18: Relação da média do NDVI e da Temperatura de Superfície

Fonte: Autor (2019)

A Figura 18 expõe a variação Temperatura de Superfície na bacia hidrográfica. É possível observar na data 27/09/2019 a temperatura média de 312,8 (K) a maior T_s registrada dentre o período de estudo. Isso se dá ao fato do ano de 2019 possuir uma menor cobertura vegetal, ou seja, menor NDVI, além do mês de setembro não estar inserido no período chuvoso. O fato do NDVI apresentar uma média de 0,34 para o mês de janeiro de 2019, está relacionado ao histórico de desmatamento causado pela atividade agropecuária na região.

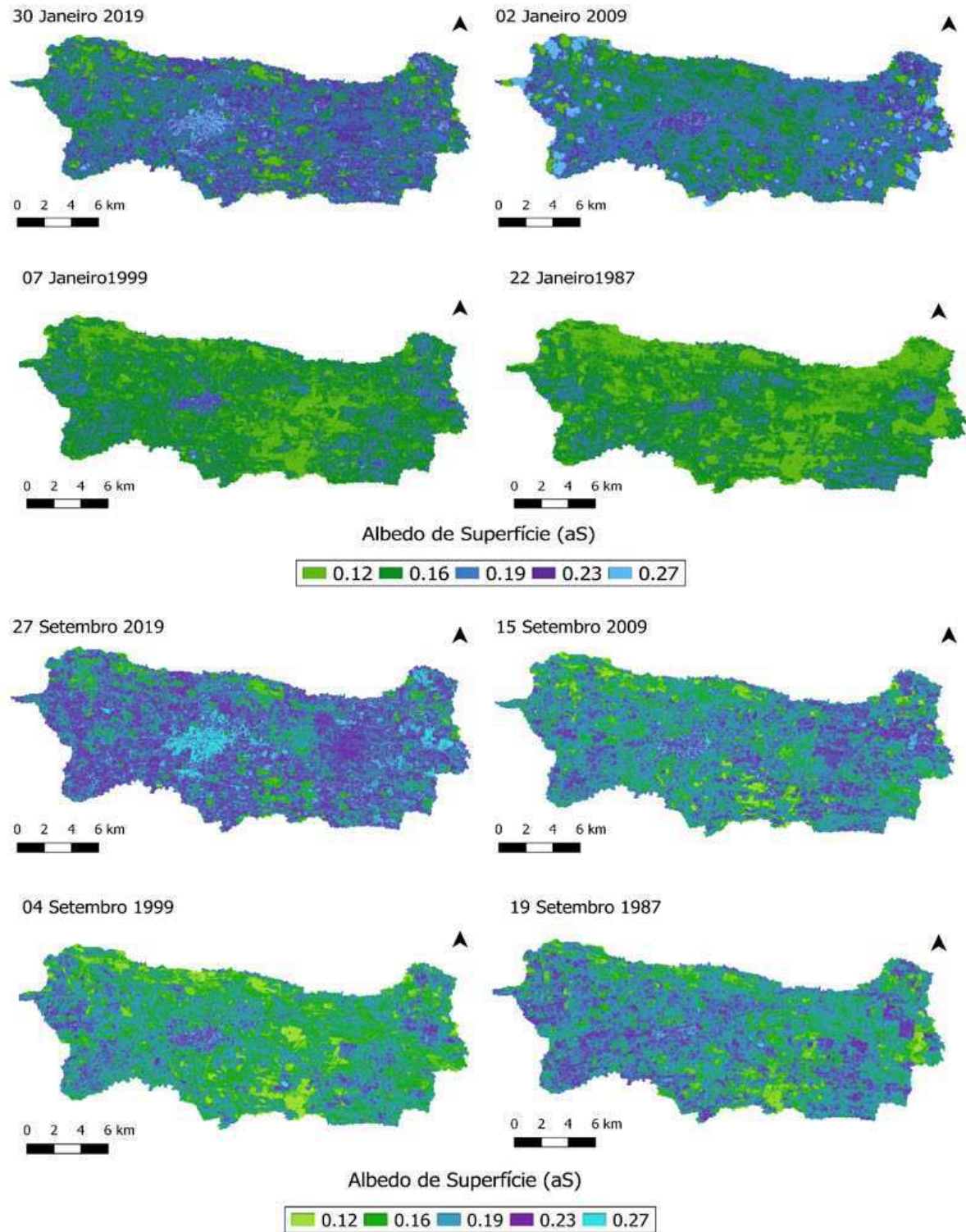
Para a data 07/01/1999 apesar está inserido no período chuvoso, a temperatura de superfície média registrada foi de 294,28 (K) isso porque para esta data o NDVI teve média de 0,45, fator determinante para a queda de temperatura na superfície, uma vez que as copas das árvores e mesmo a vegetação rala interceptam a radiação solar incidente e consequentemente impendem o aquecimento direto da superfície.

Figura 19: Mapas das variações de Temperatura de Superfície (Ts) na região de estudo



Fonte: Autor (2019)

Figura 20: Albedos da superfície - (aS)-%



Fonte: Autor (2019)

Na figura 20, são representados os mapas do albedo da superfície - (aS) % variando de 0,12 a 0,27. Pode-se observar no mapa para a data 02/01/2009 a presença de nuvens representadas no pixel na cor azul clara e obtendo valores próximos ao 0,27. No entanto, as

sombras de nuvens evidenciam valores próximos a 0,12. Esse resultado está relacionado ao fato das nuvens impedirem significante a radiação solar o que implica que nas sombras das nuvens o albedo seja menor. A Tabela 2 apresenta os valores em média do albedo da superfície.

Tabela 2: Valores de Albedo de Superfície (aS) -%:

Data das Imagens	Horário	Albedo (aS)-%
30/01/2019	12:54:45	20%
27/09/2019	12:55:19	22%
02/01/2009	12:39:42	20%
15/09/2009	12:44:44	16%
07/01/1999	12:34:02	16%
04/09/1999	12:32:03	18%
22/01/1987	12:14:53	16%
19/09/1987	12:21:56	19%

Fonte: Autor (2019)

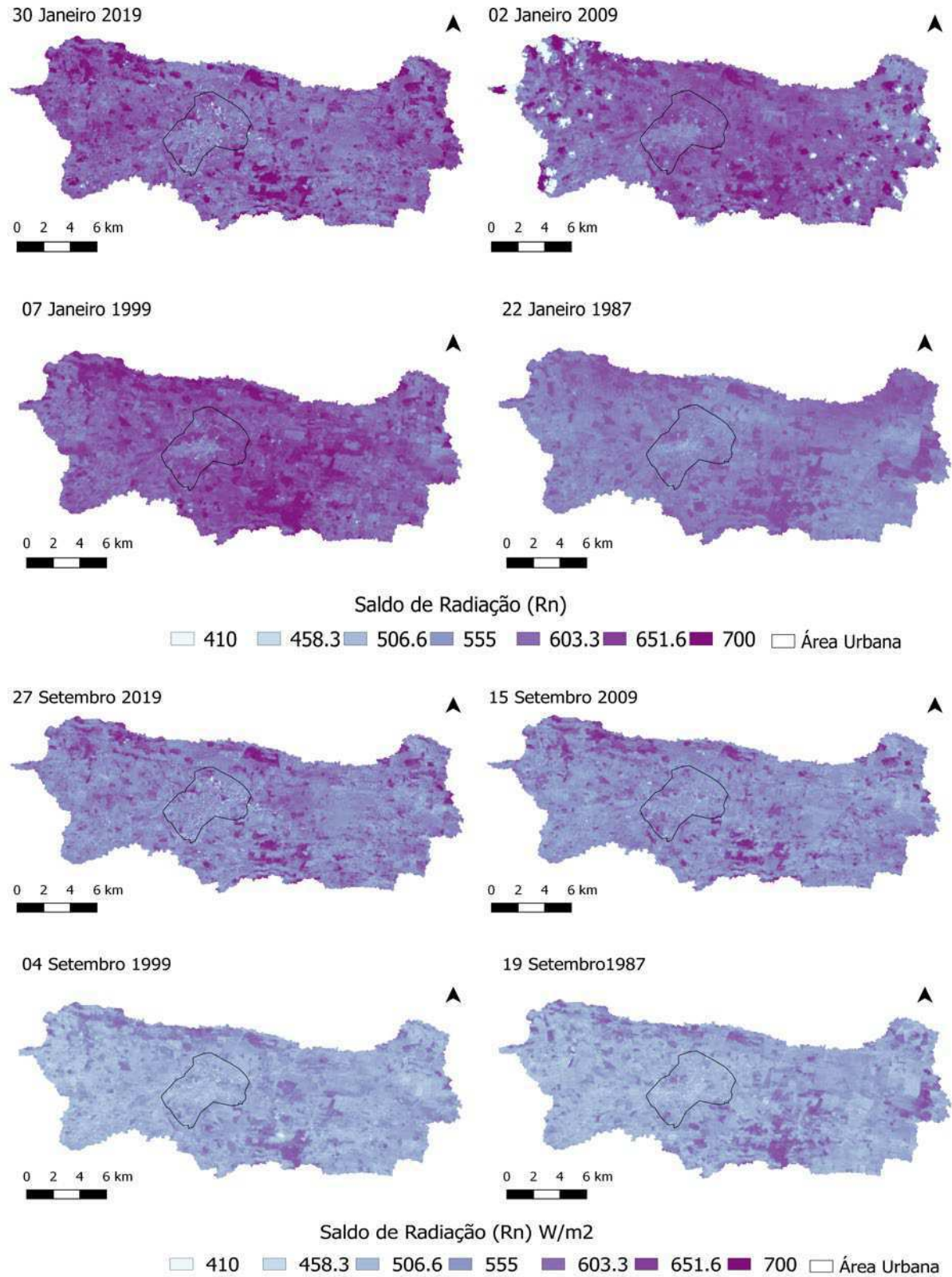
A partir da tabela acima e com auxílio dos mapas de Albedo de Superfície (aS), as áreas contendo o maior índice de NDVI obtiveram uma menor porcentagem de albedo. É possível fazer essa análise para as datas de 07/01/199 e 22/01/1987. As áreas compostas de solo exposto e vegetação rala obtiveram maior média de (aS) como no caso das datas 30/01/2019 e 27/09/2019.

5.3 Componentes do balanço de energia (Rn, G, H, LET).

5.3.1 Sado de radiação (Rn)

A Figura 21 apresenta os mapas do saldo de radiação (Rn). Pode-se observar a variação do Rn de 400-700 W m⁻² para as datas de estudo tendo os menores valores médios as datas 19/09/1987 e 27/09/2019 como exposto na Tabela 3. A tonalidade lilás claro corresponde ao intervalo do Rn, 410 a 555 W m⁻² localizando-se em área de solo exposto e área urbana com pouca ou ausência total de vegetação. Essa análise pode ser observada em todas as datas de estudo.

Figura 21: Mapas do saldo de radiação (Rn)



Fonte: Autor (2019)

Ainda mais, as áreas com pouca ou sem nenhuma vegetação apresenta elevados valores de albedo (aS) e elevado valor de saldo de radiação terrestre como no caso do mapa de albedo no do dia 30/01/2019 e 27/09/2019 e nos mapas do (Rn) para as respectivas datas, ou seja, nas áreas onde o (aS) é alto o (Rn) é baixo. A temperatura de superfície (Ts) também é envolvida nesse processo. Os menores valores de Rn estão associados aos maiores valores de albedo, dito anteriormente, e aos maiores valores de Ts representada nos mapas nas áreas de solo exposto. Esta relação deve-se ao fato da combinação desses dois parâmetros físicos onde o (aS) influencia no balanço de ondas curtas e a (Ts) no balanço de ondas longas.

Tabela 3: Valores médios para os componentes do balanço de energia

Data das Imagens	Horário	Rn - W/m ²	LET - W/m ²	G - W/m ²	H - W/m ²
30/01/2019	12:54:45	590,06	259,98	191,12	138,95
27/09/2019	12:55:19	559,03	165,67	207,31	186,6
02/01/2009	12:39:42	596,34	365,68	142,69	87,96
15/09/2009	12:44:44	554,46	164,71	107,13	282,62
07/01/1999	12:34:02	610,62	391,04	73,03	146,63
04/09/1999	12:32:03	527,74	177,38	164,2	186,29
22/01/1987	12:14:53	575,32	408,26	72,930	94,09
19/09/1987	12:21:56	518,88	231,28	97,39	190,2

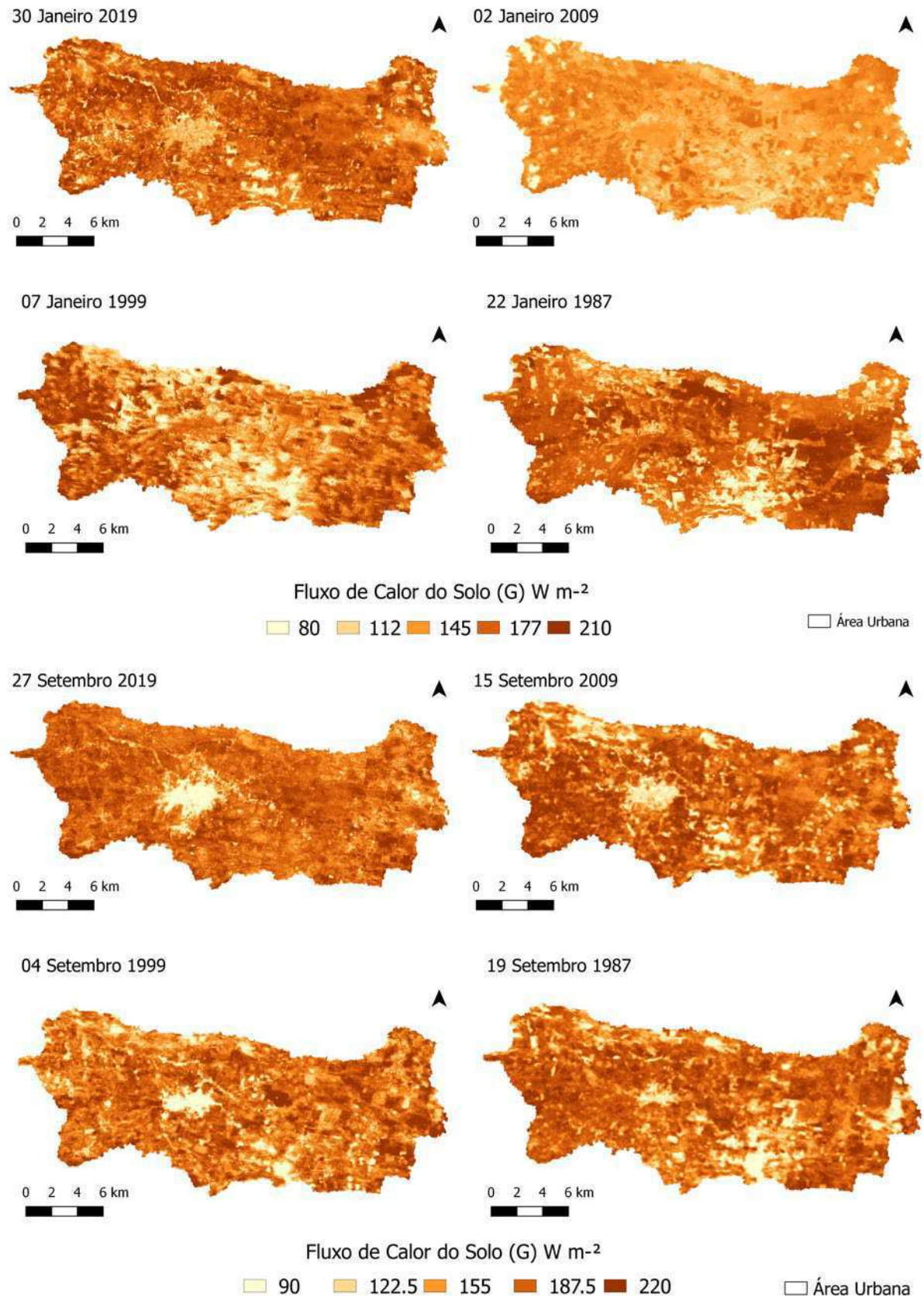
Fonte: Autor (2019)

A tabela apresenta os valores médios para as datas desse estudo. Observa-se que os maiores valores de (Rn) são dos meses de janeiro. Esse comportamento deve-se a precipitação ocorrente durante esse período. A Figura 14, apesar de não apresentar precipitação diária antecedente as datas das imagens, expõe a precipitação acumulada nos meses de janeiro e por esse fator os solos encontram-se mais úmidos onde o albedo é menor e conseqüentemente ocorre um aumento de energia nos fluxos de onda longa e onda curta incidente na superfície. Outro fator do Rn ser superior aos meses de janeiro é a sazonalidade. Uma vez que, a radiação solar é maior na estação do verão e menor na estação do inverno (meses de setembro).

5.3.2 Fluxo de calor no solo (G)

A Figura 22 ilustra os mapas de Fluxo de Calor no Solo (G) e representa uma parcela do saldo de radiação (Rn) que chegou ao solo. Observa-se nas áreas de vegetação densa e vegetação rala que os valores são inferiores a 108 W m^{-2} . Para os meses de janeiro, destaca-se a data 30/01/2019 que possui em grande parte de área valores superiores a 112 W m^{-2} e média igual 191,12 (Tabela 3).

Figura 22: Mapas do Fluxo de Calor no Solo (G)



Fonte: Autor (2019)

Esse comportamento deve-se a precipitação acumulada para os meses em questão, onde o mês de janeiro de 2019 obteve a segunda menor precipitação dentre os meses atingindo o valor de 41,6 mm (Figura 14) e as áreas de solo exposto e vegetação rala que constituem a maior parte da bacia hidrográfica. O comportamento contrário ocorre para os demais meses, onde a precipitação para as datas 02/01/2009, 07/01/1999 e 22/01/1987 foram de 169,5, 100,1, 35,2, 92,7 respectivamente.

Para os meses de setembro, o fluxo de calor no solo (G) obteve valores mais altos, destacando-se a data de 27/09/2019 que obteve um valor médio igual a 207,31 W m⁻². Os meses de setembro não apresentaram precipitação em nenhuma das datas das cenas estudadas, essa estiagem é responsável pelos valores altos de (G) estimados para esses meses.

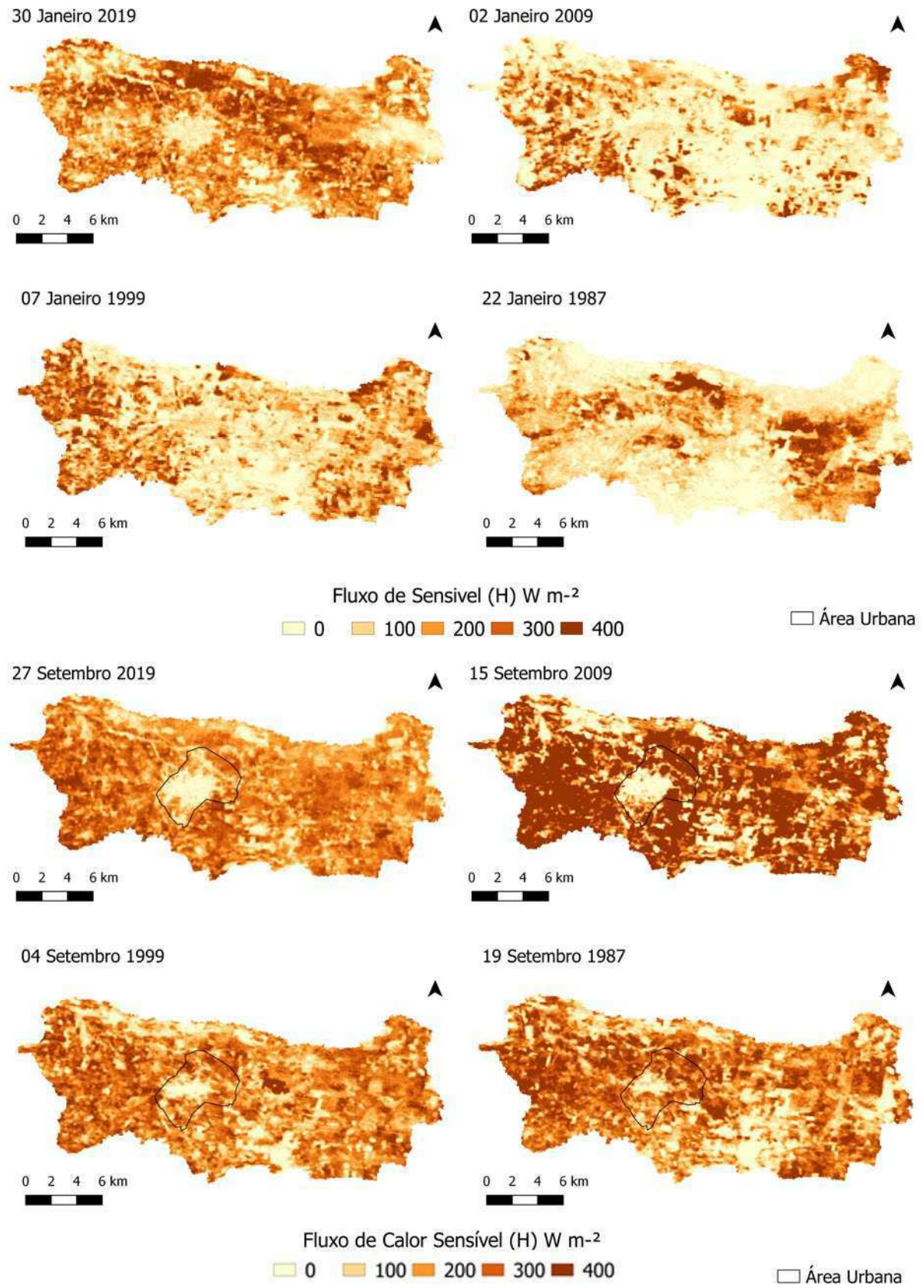
5.3.3 Fluxo de calor sensível (H)

Para a estimativa do (H), o algoritmo SEBAL necessita de processos iterativos e neste trabalho, foi preciso 6 interações para atingir o Erro Relativo menor que 1 %. Para a calibração desses processos deu-se a partir da escolha dos *pixels* quentes e frios. Para a escolha desses *pixels* utilizou-se da metodologia da moda, onde escolheu-se tanto os *pixels* quentes e frios a partir da relação (*pixels*Xtemperatura). Os mapas e gráficos gerados para a calibração desse processo encontram no apêndice Figuras 28, 29, 30 e 31.

A Figura 23 ilustra os mapas de (H) para as datas estudadas, ocorrendo variação de 0 a valores maiores de 400 W m⁻². Observa-se que os maiores valores de H estão relacionados ao baixo índice vegetativo e a altas temperatura, esta relação pode ser melhor observada quando comparada as áreas dos mapas da Figura 16, 19 e 23. Quando ocorre essa relação, a maior fração de energia líquida disponível é direcionada para o aquecimento do ar e do solo e por isso ocorre uma redução da energia destinada para a evapotranspiração em forma de calor latente tornando os componentes (H) e (LET) inversamente proporcionais.

A energia direcionada a evapotranspiração é observada nas áreas de solo exposto em todas as cenas do período estudado. Os valores mais altos de (H) são observadas nas imagens no período de baixa umidade do solo como é o caso dos meses de setembro. E os valores mais baixos estão relacionados aos meses de janeiro (Tabela 3).

Figura 23: Mapas do Fluxo de Calor Sensível (H)



Fonte: Autor (2019)

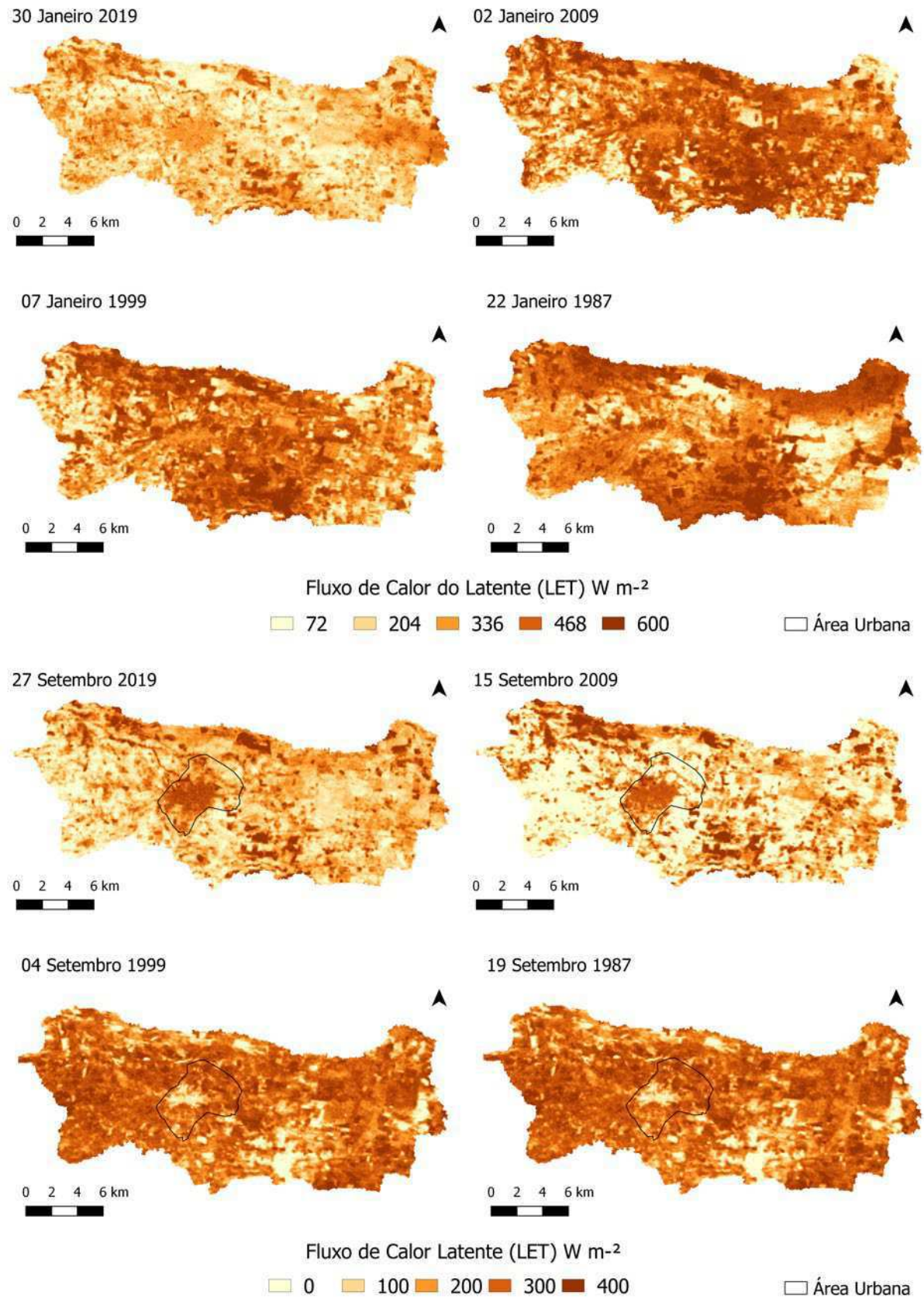
5.3.4 Fluxo de Calor Latente (LET)

O LET é o resultado da diferença entre o Saldo de radiação (R_n) – Fluxo de Calor no solo (G) e Fluxo de Calor Sensível (H) sendo a energia disponível no solo direcionada a evapotranspiração. A Figura 24 ilustra os mapas do Fluxo de Calor Latente (LET) e expõe variações 0 a 600 W m^{-2} durante o período das cenas de estudo.

Os maiores valores foram encontrados para os meses de janeiro por causa da disponibilidade hídrica do solo e nas áreas de vegetação densa e até rala. Os valores médios são expostos na Tabela 3 onde as datas 07/01/1999 e 22/01/1987 obtiveram 391,04 e 408,26 W m^{-2} respectivamente. Para essas datas a precipitação acumulada foi de 92,7 e 100,1, não bastasse, o NDVI para essas mesmas datas foram altos, tendo grande parte da extensão das cenas índices maiores que 0,51 (Figura 16). Essa análise explica os valores altos de LE.

Por outro lado, os menores valores de LE foram encontrados em área de solo exposto. Essa análise pode ser confirmada quando comparado os mapas de (H) e (LE) que apresentam relação de inversão, ou seja, aonde os valores de LE são baixos os de (H) são altos. Esta inversão pode ser observada na área urbana onde o (H) assumiu valores baixos. Esse comportamento se dá pelo fato da energia ser destinada ao processo de evapotranspiração nas áreas que apresentam disponibilidade hídrica na forma de calor latente e em áreas com déficit hídrico a energia é direcionada ao aquecimento de ar e solo.

Figura 24: Mapas do Fluxo de Calor Latente (LET)



Fonte: Autor (2019)

6 EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ETO) E EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL (ET_r)

A Tabela 4 apresenta a média dos valores para a Evapotranspiração de Referência (ETO) calculada pelo método de Penman-Monteith-FAO e para a Evapotranspiração Real (ET_r) estimada pelo algoritmo SEBAL.

Tabela 4: Valores médios para (ETO) e (ET_r)

Data das Imagens	(ETO)	(ET _r) SEBAL
30/01/2019	5,15	9,91
27/09/2019	2,75	2,67
02/01/2009	6,74	13,95
15/09/2009	5,02	4,88
07/01/1999	6,17	9,73
04/09/1999	5,03	4,97
22/01/1987	6,94	8,27
19/09/1987	5,08	4,93

Fonte: Autor (2019)

A Figura 25 ilustra os mapas de ET_r estimados pelo algoritmo SEBAL para os dias estudados. É possível observar que a tonalidade vermelha corresponde as áreas de solo exposto e vegetação rala estimando valores próximos a de 0 mm dia⁻¹. Resultados similares foram encontrados por (MACHADO et al., 2014) no litoral sul de Pernambuco. Por outro lado, a tonalidade azul corresponde as áreas com os maiores valores de evapotranspiração que ocorre em todas as cenas do período estudado.

A análise feita acima é reforçada quando a Figura 16 e Figura 19 são consultadas. O NDVI e Ts tem influência sobre a ET_r, quanto maior o índice vegetativo maior a taxa de evapotranspiração. O mesmo acontece quando a temperatura da superfície (Ts) é elevada.

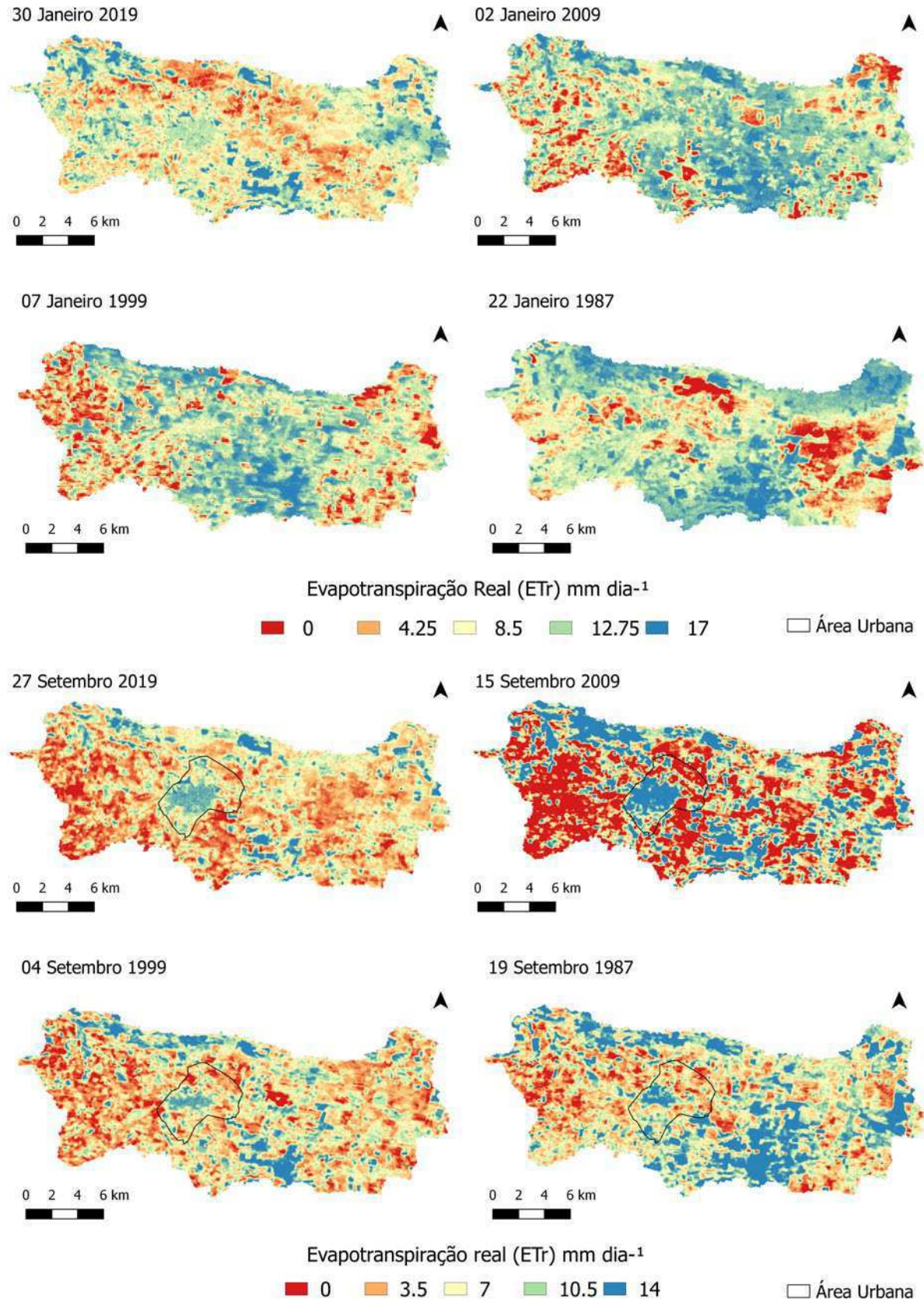
Os meses de janeiro corresponde a maior variação de ET_r (0 – 17 mm dia⁻¹) uma vez que esse mês está inserido no período chuvoso da região e apresenta precipitação acumulada. Um fator importante para o aumento da taxa de ET_r já que a disponibilidade de água no solo é maior nesse período. A velocidade do vento e umidade também influenciam na maior taxa de Etr. Na Figura 13, pode-se observar que a umidade e velocidade do vento foram maiores para os meses de janeiro, o que contribui para a evapotranspiração.

Para os meses de setembro, ocorre condições meteorológicas distintas das citadas acima. A umidade, velocidade do vento e precipitação foram menores para essa época do ano. A última condição é um fator imprescindível para disponibilidade hídrica no solo e conseqüentemente a evapotranspiração.

A Figura 19 ilustra as variações dos componentes do balanço de energia e da ETr em solo exposto e vegetação onde os valores obtidos são as médias das áreas que abrangem a cobertura do solo. Observa-se que os valores de LET estão associados a evapotranspiração uma vez que a na cobertura de vegetação e disponibilidade hídrica o fluxo de energia é direcionado a evapotranspiração.

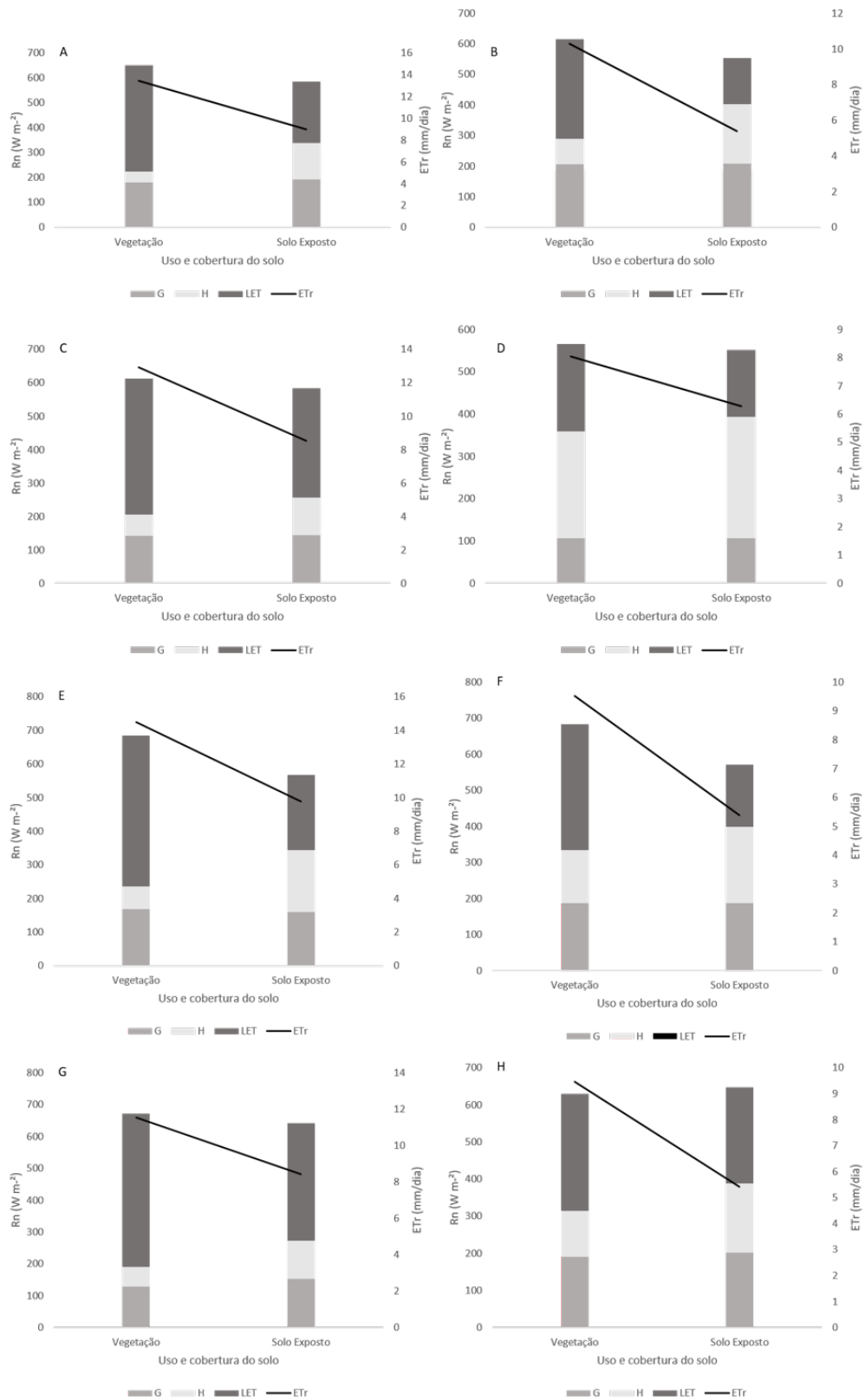
Associando-se a Figura 16 e a Figura 24 pode-se observar que as maiores variações do LET nas cenas estudadas correspondem com as maiores variações de ETr. Ainda, houve uma grande variação da estimava da ETr para solo exposto e ETr para vegetação podendo ser vista para todas as datas estudadas, essa diferença é maior para os meses de setembro, Figura 26 (B, D, F, H). Para esses meses, o fluxo de calor sensível (H) possui valores mais altos. Isso porque o período analisado está na época de estiagem e conseqüentemente ocorre um déficit hídrico no solo na vegetação fazendo com que o (H) utilize a maior porcentagem do R_n para o aquecimento do ar e do solo. A análise da Figura 18 e Figura 19 reforçam essa análise onde as maiores temperaturas de superfície (T_s) são registradas para os meses de setembro.

Figura 25: Mapas de Evapotranspiração Real (ETr)



Fonte: Autor (2019)

Figura 26: Gráficos dos componentes do balanço de energia. (A) 30/01/2019 (B) 27/09/2019, (C) 02/01/2009, (D) 15/09/2009, (E) 07//01/1999, (F) 04/09/1999, (G) 22/01/1987, (H) 19/09//1987



Fonte: Autor (2019)

Tabela 5: Evapotranspiração de Referência (ET₀), Evapotranspiração Real (ET_r) e valores dos erros absoluto e relativo.

Data das Imagens	(ET ₀)	(ET _r) SEBAL	Erro Absoluto (mm/dia)	Erro Relativo (%)
30/01/2019	5,15	9,91	4,76	48,03
27/09/2019	2,75	2,67	0,08	3,00
02/01/2009	6,74	13,95	7,21	51,68
15/09/2009	5,02	4,88	0,14	2,87
07/01/1999	6,17	9,73	3,56	36,59
04/09/1999	5,03	4,97	0,06	1,21
22/01/1987	6,94	8,27	1,33	16,08
19/09/1987	5,08	4,93	0,15	3,04

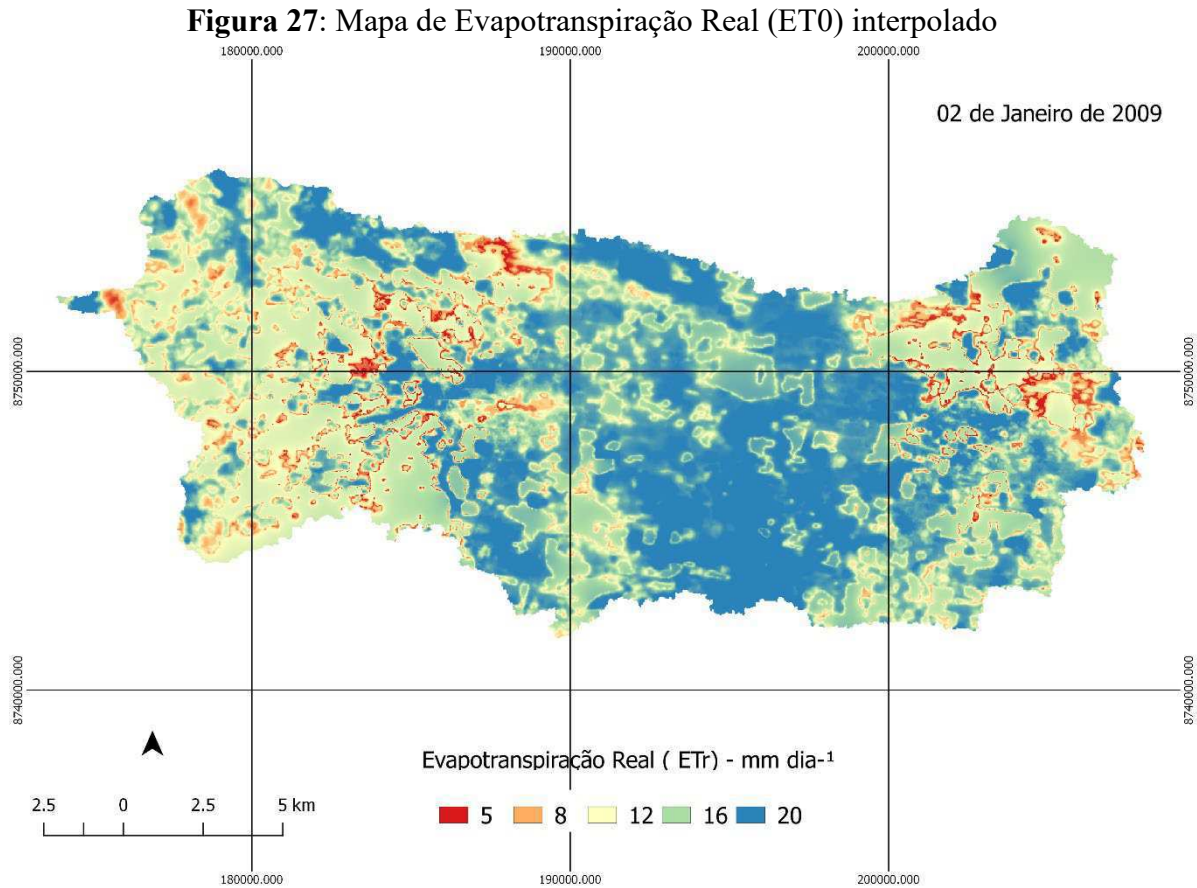
Fonte: Autor (2019)

A Tabela 5 expõe os resultados estatísticos obtidos entre a ET₀ e ET_r para as cenas estudadas. Observa-se que os maiores erros tanto absoluto quanto relativo foram constatados para os meses de janeiro destacando-se a data de 02/01/2009 tendo e EA de 7,21 e ER de 51,68%. Esses erros altos estão relacionados com a porcentagem de nuvem presente para esta data o que sugere ter o algoritmo SEBAL superestimado os valores de ET_r para a região uma vez que as nuvens possuem um coeficiente de reflexão alto e acabam interferindo na estimativa do (H), (G) e (LET).

Por outro lado, observa-se que os resultados para os meses de setembro (período de estiagem) são bem satisfatórios tendo erros relativos e absolutos baixos. A pior estimativa foi para a data 29/09/1987 com 0,15 mm dia⁻¹ de erro absoluto e 3,04% para erro relativo. A melhor estimativa foi obtida na imagem de 04/09/1999 com 0,06 mm dia⁻¹ de erro absoluto e apenas 1,21% de erro relativo.

Comparando os resultados dos erros EA e ER com outros autores, pode-se concluir que os resultados para os meses de janeiro foram insatisfatórios. MACHADO et al., (2014) encontrou EA de 0,32 mm dia⁻¹ e ER 7,17% para o litoral sul de Pernambuco no dia 28 de janeiro. (COELHO, 2016) encontrou EA de 2,2 mm dia⁻¹ para o dia 02/01/2012. (PAIVA, 2011) encontrou diferença de 0 a 2,7 mm durante o período de julho a outubro em área irrigada da cultura de trigo no município de Piraí do Sul no estado de Paraná. (HERNANDEZ, 2011) encontrou diferenças de 2 mm quando comparadas a

evapotranspiração estimada pelo SEBAL e evapotranspiração de referência calculada pelo método de Penman-Monteith-FAO em áreas irrigas da cultura de milho.



Fonte: Autor (2019)

A Figura 27 ilustra um novo resultado para cena com data 02/01/2009. Conforme a metodologia, foi aplicada a estatística IDW onde os valores de cada *pixels nuvens* foram substituídos por 1 mm com objetivo de obter um resultado mais coerente, já que a presença de nuvens na cena fez com o que o algoritmo SEBAL superestimasse a evapotranspiração. Apesar disso, foi obtido o valor médio do novo produto de 16,12 mm dia⁻¹. Quando aplicado o Erro Absoluto e Erro Relativo para o valor gerado, obteve-se EA 7,94 mm dia⁻¹ e ER 58,18 % erros maiores do que o apresentado na Tabela 5. Pode-se observar que os menores valores foram estimados a partir de 5 mm, isso implica que a estatística IDW utilizou dos valores de todos os pixels da área de estudo pra gerar um novo produto, o que fez aumentar o erro absoluto e relativo quando comparado os valores médios obtido com o ET₀.

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido e calibrado para o clima de regiões áridas e semiáridas, o que sugere os meses de setembro apresentar erros absolutos pequenos entre os

resultados medidos e estimados, uma vez que período de estudo é caracterizado pela estiagem, temperaturas de superfície (Ts) elevadas e umidade relativa baixa. Isso fica mais evidente quando observados os valores dos erros para as datas com pouca ou sem nenhuma precipitação acumulada (Tabela 5 e Figura 14). Esse mesmo fator causa a superestimativa da ETr para os meses de janeiro por apresentar condições meteorológicas distintas das circunstâncias validadas para o SEBAL.

O método desenvolvido (ALLEN et al., 2002) apresenta algumas limitações, à começar pela sujeição na escolha dos *pixels âncoras* quentes e frios que podem influenciar negativamente na estimativa do calor sensível (H). Apesar desse trabalho seguir uma metodologia para a escolha, a seleção dos pixels é de forma empírica, ou seja, de forma manual. Existe também limitações para regiões com declividades acima de suave ondulado já que o algoritmo exige que a superfície seja plana. Erros na estimativa da temperatura de superfície (Ts) podem impactar na estimativa de ETr. As estimativas dos componentes (G) e (H) do balanço de energia dependem da estimativa correta da (Ts). Não bastasse, o algoritmo SEBAL não se aplica a áreas com altas porcentagens de nuvens por conta da superestimativa do albedo (a_S) e conseqüentemente estimativas de ETr não precisas.

Os menores erros encontrados neste trabalho não representam uma estimativa perfeita pelo algoritmo. O método de Penman-Monteith-FAO usado para o cálculo de Evapotranspiração de Referência (ET₀), necessita de dados meteorológicos obtidos em estações meteorológicas e que podem apresentar defeitos nos aparelhos de medições. Isso implicaria na calibração do algoritmo conforme a metodologia adotada nesse trabalho, uma vez que a estimativa de ETr é baseada na de ET₀. Ainda assim, o método de Penman-Monteith-FAO faz referência a evapotranspiração de uma extensa superfície de grama verde e altura uniforme regada e com crescimento constante, situação distinta da região estudada neste trabalho.

7 CONCLUSÃO

Os resultados obtidos nesse trabalho mostram que o algoritmo SEBAL foi capaz de estimar os componentes do balanço de energia em diferentes coberturas do solo utilizando as imagens dos satélites Landsat – 5 (TM) e Landsat-8 (OLI), como também estimar a evapotranspiração real (ET_r) na bacia hidrográfica do rio Jacaré. Observou-se forte influência da vegetação e da precipitação acumulada precipitação antecedente para as datas em estudo, onde as médias variaram de 8,27 – 9,12 mm dia⁻¹ para os meses de janeiro e 2,67 – 4,92 mm dia⁻¹. As menores taxas de ET_r correspondem as áreas de solo exposto e áreas degradadas que estão relacionadas a atividade antrópica.

Quando comparados os resultados obtidos entre ET_r e ET₀ (Penman-Monteith-FAO) foi possível observar uma superestimativa da ET_r para os dias dos meses de janeiro causadas pela subjetividade das escolhas dos pixels âncoras para os períodos chuvosos. No entanto, o SEBAL apresentou boa concordância para os dias dos meses de setembro com erros relativos mínimos de 0,06 mm dia⁻¹. Isso evidencia a necessidade de uma calibração e adaptação do algoritmo SEBAL para regiões específicas de estudo e em períodos distintos (chuvoso e seco).

O método IDW foi capaz de gerar um novo mapa de evapotranspiração real (ET_r). No entanto, os valores obtidos foram superestimados além do esperado. O que evidencia que esse método não é indicado para o tipo de situação apresentada.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G. et al. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). **Advance Training and Users Manual—Idaho Implementation, version**, v. 1, p. 97, 2002.
- ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; TASUMI, M. Surface energy balance algorithms for land: advance training and user's manual. Version 1.0. *Waters Consulting-University of Idaho-WaterWatch*, 2002, 1.
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements - **FAO Irrigation and Drainage paper 56**. Rome, 297p., 1998.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators **in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate**. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands. 272 p., 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL - based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v.229, p. 87-100. 2000.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; ALI, S. A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across Indus Basin, Pakistan. *Agriculture Ecosystems & Environments*, v.94, p.321-340, 2003.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. **The surface energy balance algorithm for land (SEBAL)**. Part 1, formulation, *Journal of Hydrology*, v.212- 213, p.198-212, 1998.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN, R. G. **SEBAL model with remotely sensed data to improve water resources management under actual field conditions**. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.131, p.85-89, 2005.
- BASTIAANSSEN, Wim GM et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of hydrology**, v. 212, p. 198-212, 1998.
- BASTIAANSSEN, Wim GM. 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.
- BEZERRA, B. D., Silva, B. D., & FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM-Landsat 5. **Revista brasileira de Meteorologia**, 23(3), 305-317. 2008.
- BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications. D. Reidel Publ., Boston, MA. **Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications**. D. Reidel Publ., Boston, MA., p. -, 1982.

CHOI, Minha et al. An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, US) during

COELHO, Victor Hugo Rabelo. **Estimativa da recarga subterrânea em bacia hidrográfica do semiárido pernambucano a partir de técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas**. 2016.

CONCEIÇÃO, M. A. F. Roteiro de cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO. **Embrapa Uva e Vinho-Circular Técnica (INFOTECA-E)**, 2006

COUTO, Vitor de Athayde; ROCHA, Alynson Dos Santos. *Reveses à questão territorial na região de Irecê, Bahia*. 2006.

CUNHA, T. J. F.; RIBEIRO, L. P. Qualidade e relações pedogenéticas da matéria orgânica de alguns solos da região de Irecê (BA). **Embrapa Solos-Artigo em periódico indexado (ALICE)**, 1998.

DA SILVA, Bernardo Barbosa, et al. Balanço de radiação no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e Imagens Landsat 5-TM. In: *Embrapa Semiárido-Artigo em anais de congresso (ALICE)*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz de Iguaçu. Anais... Foz de Iguaçu: SBMET, 2002. 1 CD-ROM., 2002.

DA SILVA, BERNARDO BARBOSA; LOPES, GLÁUCIA MIRANDA; DE AZEVEDO, PEDRO VIEIRA. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.

DA SILVA, Bruno Bonemberger et al. Estimativa da evapotranspiração real diária para a microbacia do rio das Lontras utilizando algoritmo SEBAL e imagens Landsat 8. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto-SBSR, João Pessoa-PB, Brasil**, v. 25, p. 6381-6388, 2015.

Di Pace, F. T., Silva, B. D., SILVA, V. D., & Silva, S. D. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 12(4), 385-392. 2008.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. Crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper 24. **Land and Water Development Division, FAO, Rome**, v. 144, 1977.

DUFFIE, John A.; BECKMAN, William A. *Solar engineering of thermal processes*. New York: Wiley, 1991.

EMBRAPA MONITORAMENTO POR SATÉLITE. **Satélites de Monitoramento**.

Campinas:Embrapa Monitoramento por Satélite, 2013. Disponível

em:<<http://www.sat.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 7 nov. 2019

EXPLORER, USGS Earth. Disponível em< <http://earthexplorer.usgs.gov/>>. Acesso em:01 nov.2019.

GIACOMONI, Márcio Hofheinz. Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no estado do Rio Grande do Sul. 2005.

GOMES, H. B., da SILVA, B. B., Cavalcanti, E. P., & da ROCHA, H. R. Balanço de radiação em diferentes biomas no estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. *Geosciences= Geociências*, 28(2), 153-164. 2009.

GRANGER, R. J. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*, v. 229, n. 1-2, p. 70-76, 2000.

Hafeez, M. M., Chemin, Y., Van De Giesen, N., & Bouman, B. A. M. Field evapotranspiration estimation in central Luzon, Philippines, using different sensors: Landsat 7 ETM+, Terra MODIS and ASTER. In *ISPRS/CIG conference July* (Vol. 8, No. 12, p. 2002).

HERNANDEZ, Fernando Braz Tangerino et al. Avaliação preliminar do modelo SEBAL para a estimativa da distribuição espacial da evapotranspiração em áreas irrigadas no noroeste paulista. In: **Embrapa Semiárido-Artigo em anais de congresso (ALICE)**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. Anais... São José dos Campos: INPE, 2011., 2011.

HUETE, A. R. Adjusting vegetation indices for soil influences. *International Agrophysics*, 1988, 4.4: 367-376.

INMET, In. Instituto nacional de meteorologia. 2019
LOPES, G. M. *Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5-TM*. 2003. PhD Thesis. **Dissertação de Mestrado, Campina Grande-PB: DCA/CCT/UFCG.**

MACHADO, CÉLIA CRISTINA et al. 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, 2014.

MAKKINK, G. F. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers*, v. 11, p. 277-288, 1957.

MEIRELES, M. Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem LANDSAT 5 – TM na bacia do Acaraú - CE. **Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Ceará**, 89p., 2007.

MENEZES, SJM da C. et al. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5-TM. In: **Embrapa Territorial-Artigo em anais de congresso (ALICE)**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. Anais... São José dos Campos: INPE, 2011., 2011.

MOHAMED, Y. A., BASTIAANSEN, W. G. M., & SAVENIJE, H. H. G. (2004). Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *Journal of hydrology*, 289(1-4), 145-164.

MOHAMED, Y. A., BASTIAANSSEN, W. G. M., & SAVENIJE, H. H. G. (2004). Spatial.

MORSE, A., ALLEN, R. G., TASUMI, M., KRAMBER, W. J., TREZZA, R. & WRIGHT, J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Evapotranspiration and Consumptive Use of Water Through Remote Sensing. Final Report, 220 p, 2001.

OLIVEIRA, L. M. M. D. Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto na bacia do rio Tapacurá-PE. 2012.

PAIVA, A. L. R.; CABRAL, J. J. S. P., AZEVEDO, J. R. G., QUEIROZ, K. C., PINHEIRO, R. B. Noções básicas de Hidrologia e Hidrometria - Capítulo 1. **Hidrometria aplicada à gestão dos recursos hídricos**, organizador J. R. G. de Azevedo, Recife, 484p., 2010.

PAIVA, Célia Maria et al. Estimativa da evapotranspiração via sensoriamento remoto para fins de manejo de irrigação. **XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba: INPE, Anais**, p. 101-107, 2011.

PAULSON, Ca A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, n. 6, p. 857-861, 1970

RAMOS, Sandro Oliveira et al. Variação temporal do nível freático do aquífero cárstico de Irecê-Bahia: contribuição para uso e gestão das águas subterrâneas no semi-árido. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 4 suppl, p. 227-233, 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**, 25(2), 147-157. 2000.

ROERINK, G. J.; SU, Zhongbo; 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.

SAMARASINGHE, G. B. Growth and yields of Sri Lanka's major crops interpreted from public domain satellites. **Agriculture Water Management**, v.58, p.145-157, 2003.

SILVA, BB da; BEZERRA, Marcus Vinícius Cândido. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM-Landsat 5. **Revista brasileira de agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.

SILVA, Bruno Bonemberger da et al. Satellite-based ET estimation using Landsat 8 images and SEBAL model. **Revista Ciência Agronômica**, v. 49, n. 2, p. 221-227, 2018.

SILVA, L. P. V. D. **Automatização da seleção dos pixels âncora no cálculo da equação de balanço de radiação na superfície do algoritmo SEBAL**. (2013).

SMACEX. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 12, p. 2082-2097, 2009.

SUPERINTENDÊNCIA, DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS. Balanço hídrico do estado da Bahia. **Salvador: SEI**, 1999.

TEIXEIRA, AH de C. et al. A comparative study of techniques for modeling the spatiotemporal distribution of heat and moisture fluxes at different agroecosystems in Brazil. **Embrapa Semiárido-Capítulo em livro científico (ALICE)**, 2013.

THORNTHWAITE, Charles W. et al. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical review**, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948.

TIMMERMANS, Wim J. 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, n. 4, p. 369-384, 2007. TIMMERMANS, Wim J. 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, n. 4, p. 369-384, 2007.

TUCCI, C. E. M. Processos hidrológicos e os impactos do uso do solo. **Climae recursos hídricos no Brasil. ABRH, Porto Alegre**, p. 31-76, 2003.

WEBB, Eric K. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 407, p. 67-90, 1970.

APÊNDICE

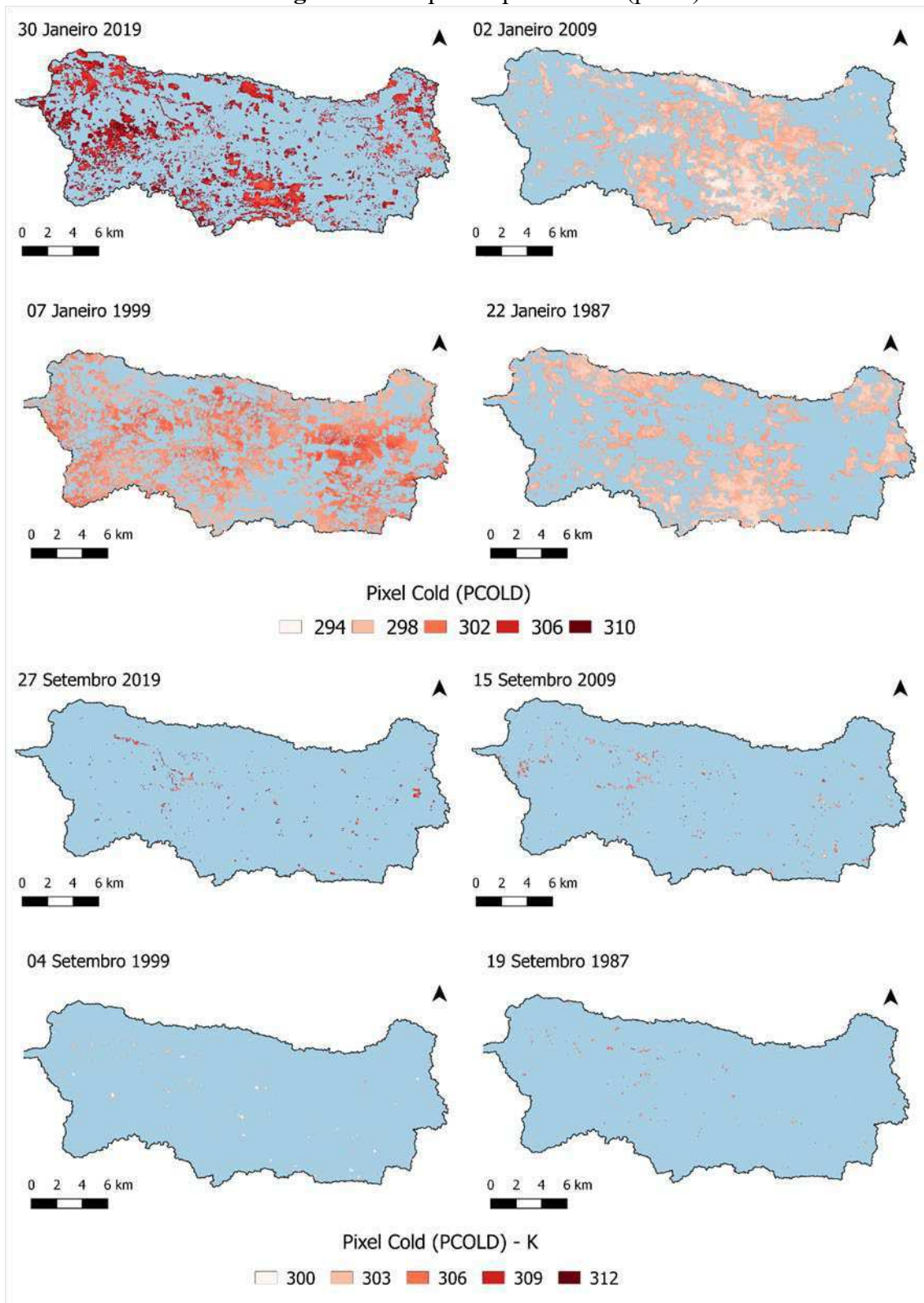
Figura 28: Mapa dos pixels frios (pcold)

Figura 29: Mapa dos pixels quentes (phot)

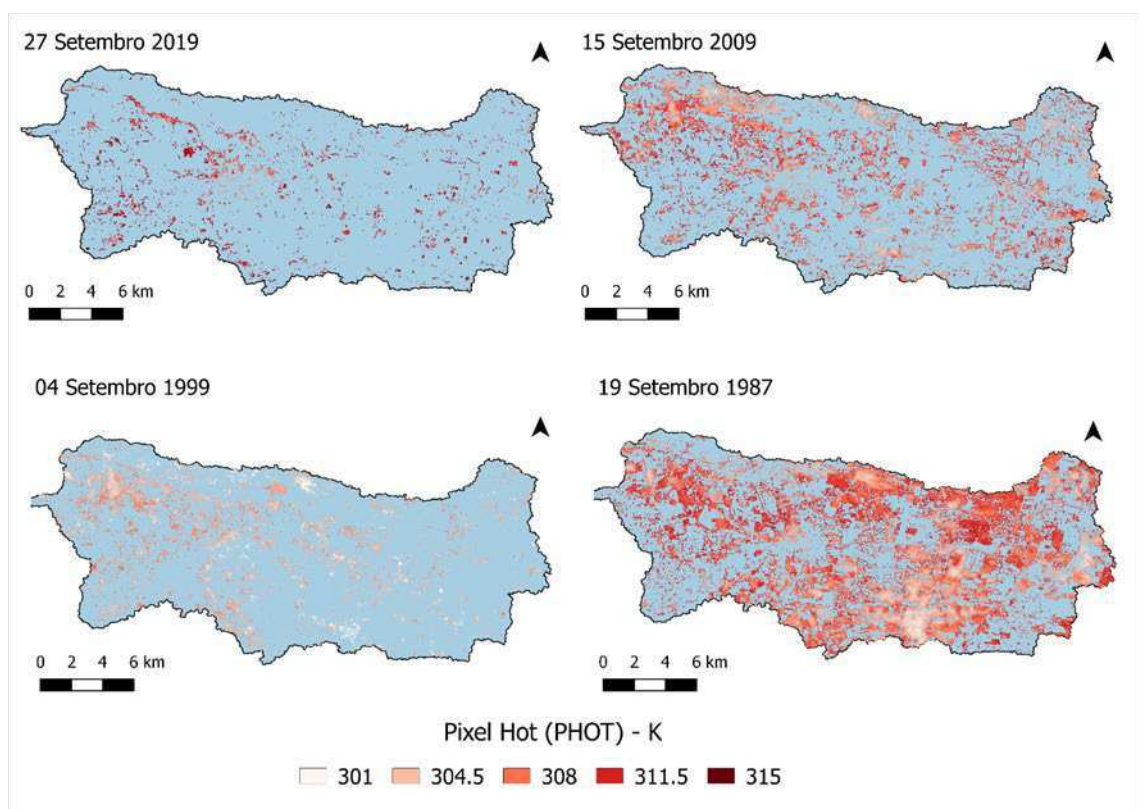
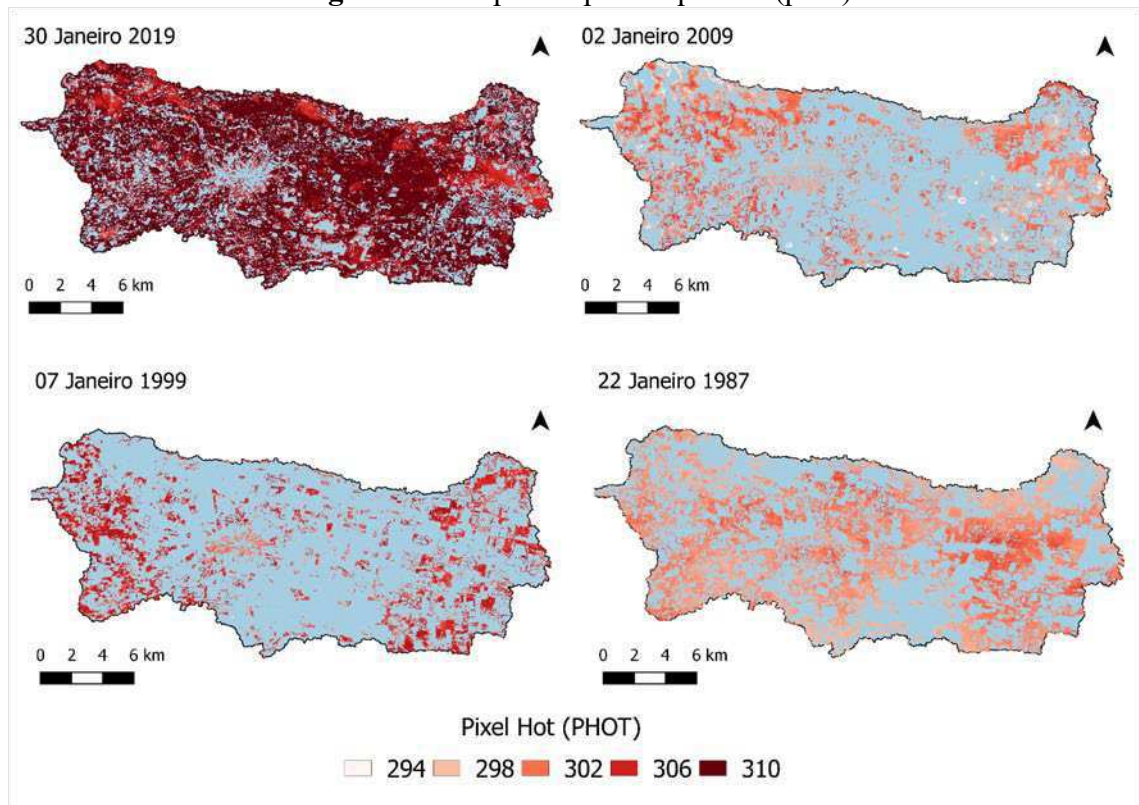


Figura 30: Histogramas dos pixels quentes e frios (A) 30/01/2019; (B) 02/01/2009; (C) 07/01/199; (D) 22/01/1987

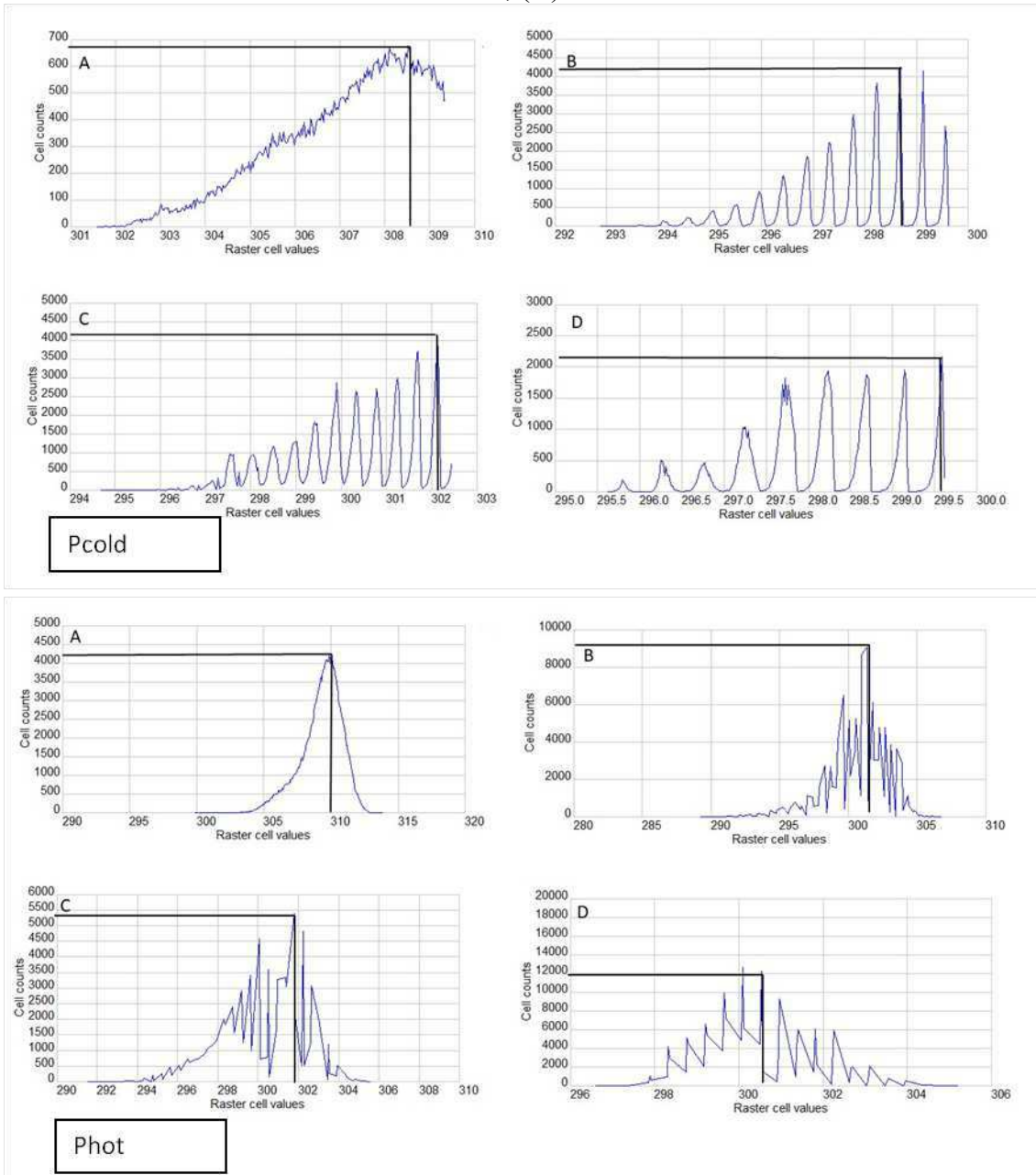


Figura 31: Histogramas dos pixels quentes e frios (A) 30/01/2019; (B) 02/01/2009; (C) 07/01/199; (D) 22/01/1987

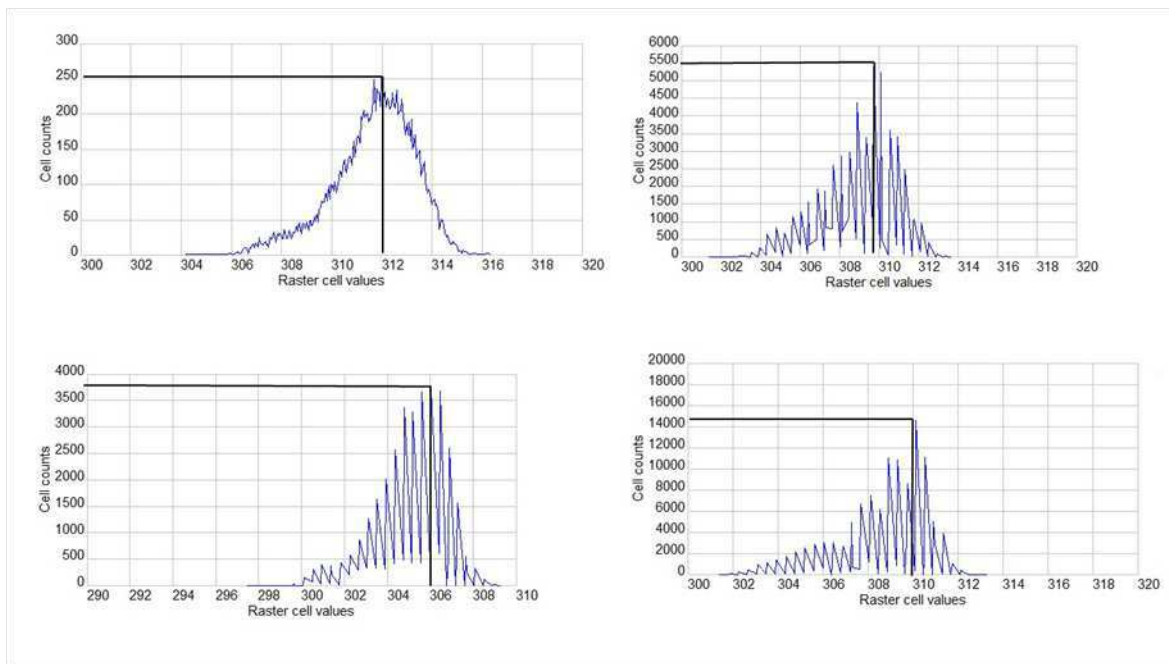
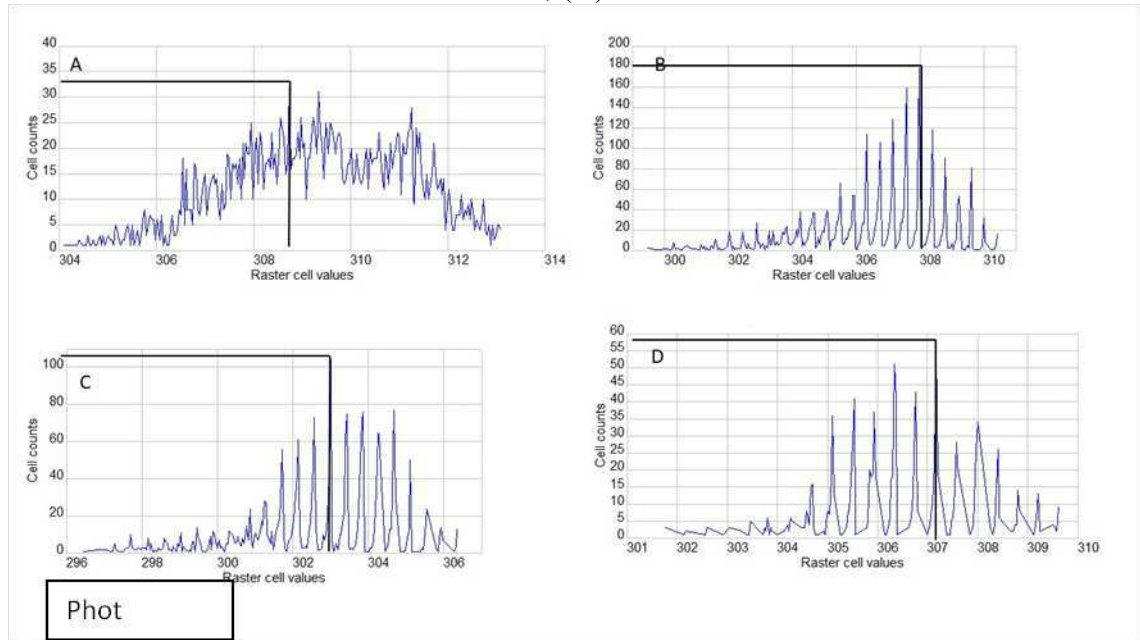


Figura 32: Mapa do Índice de Área Foliar

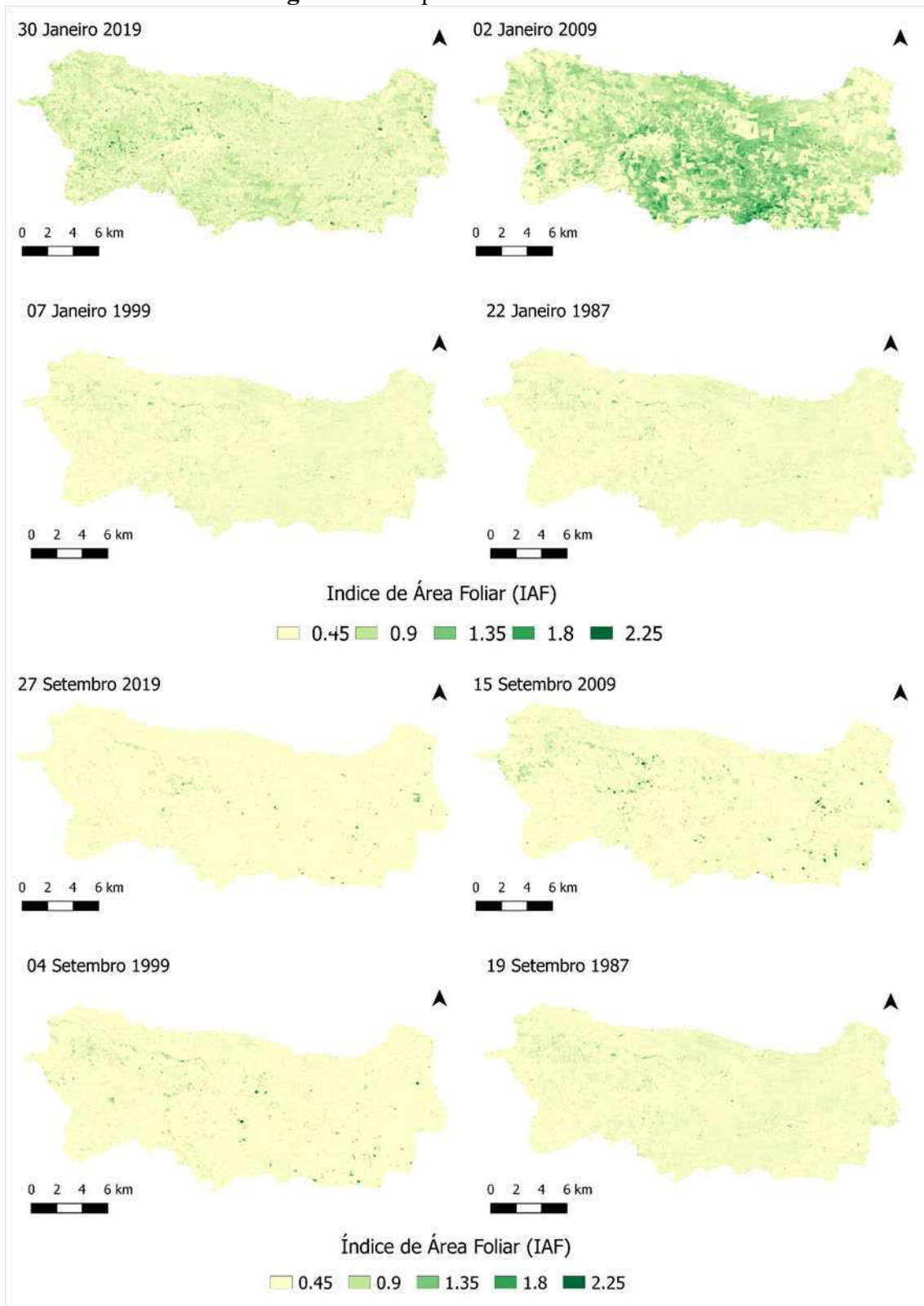


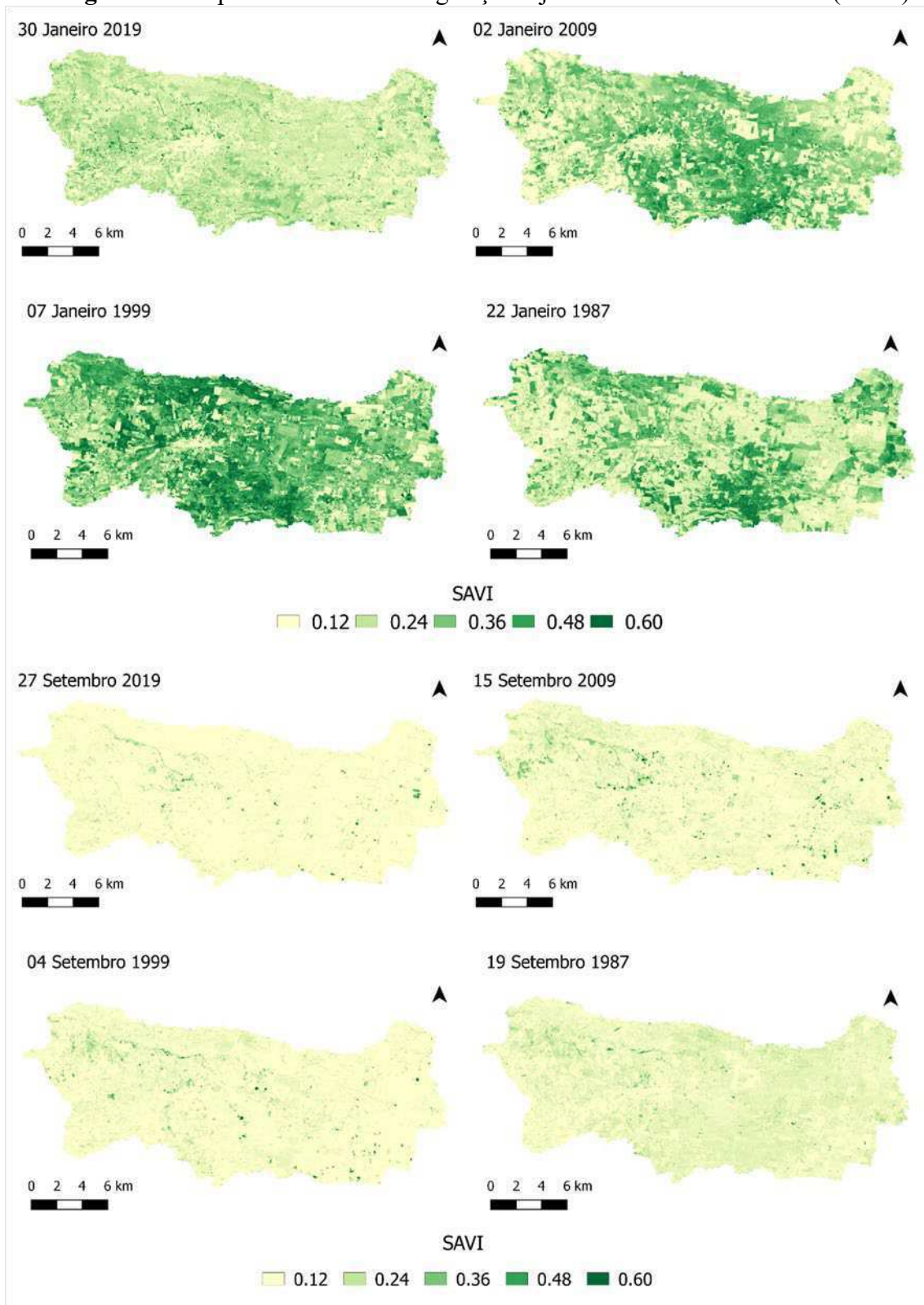
Figura 33: Mapa dos Índices de Vegetação Ajustado aos Efeitos do Solo (SAVI)

Figura 34: Mapa de composição colorida janeiro de 2019

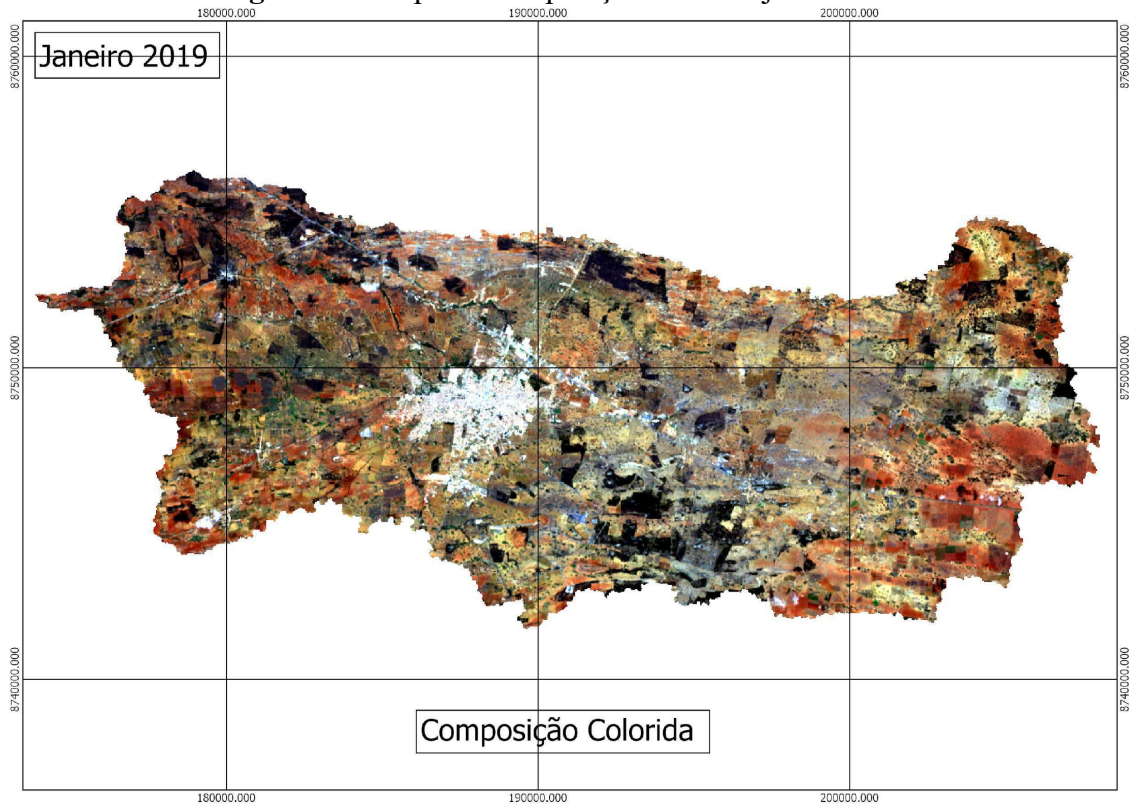


Figura 35: Mapa de composição colorida janeiro de 2009

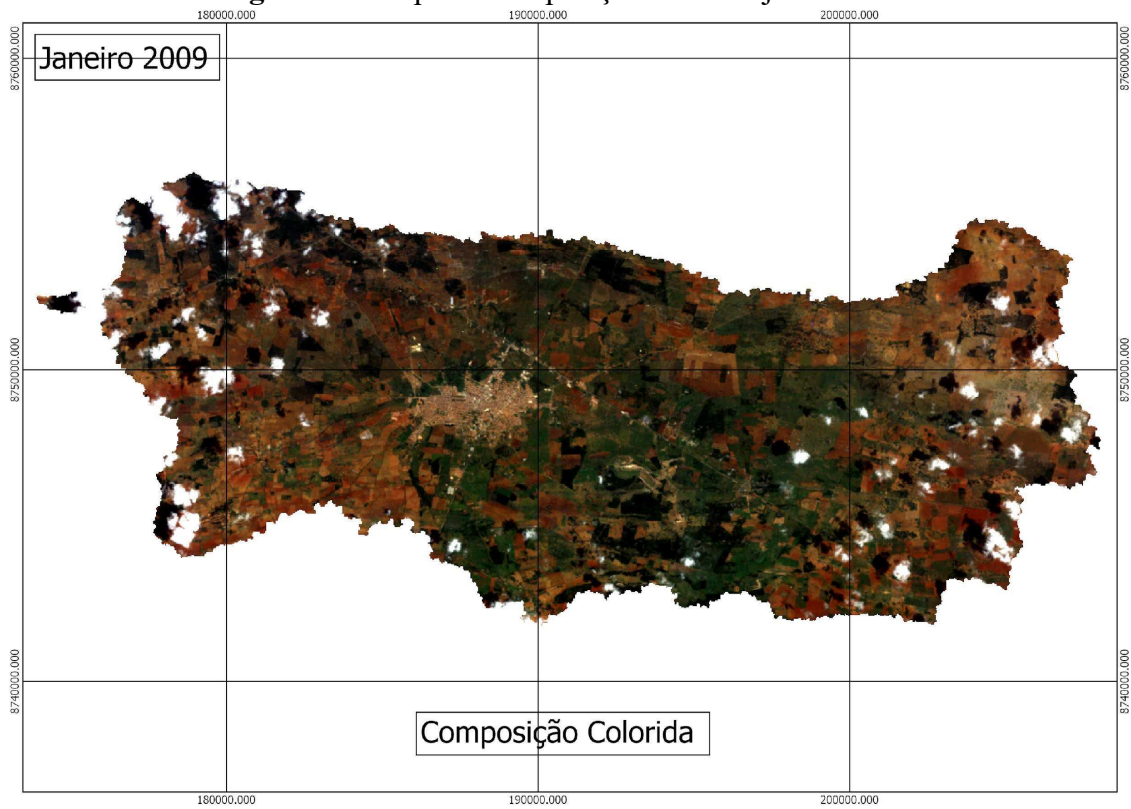


Figura 36: Mapa de composição colorida janeiro de 1999

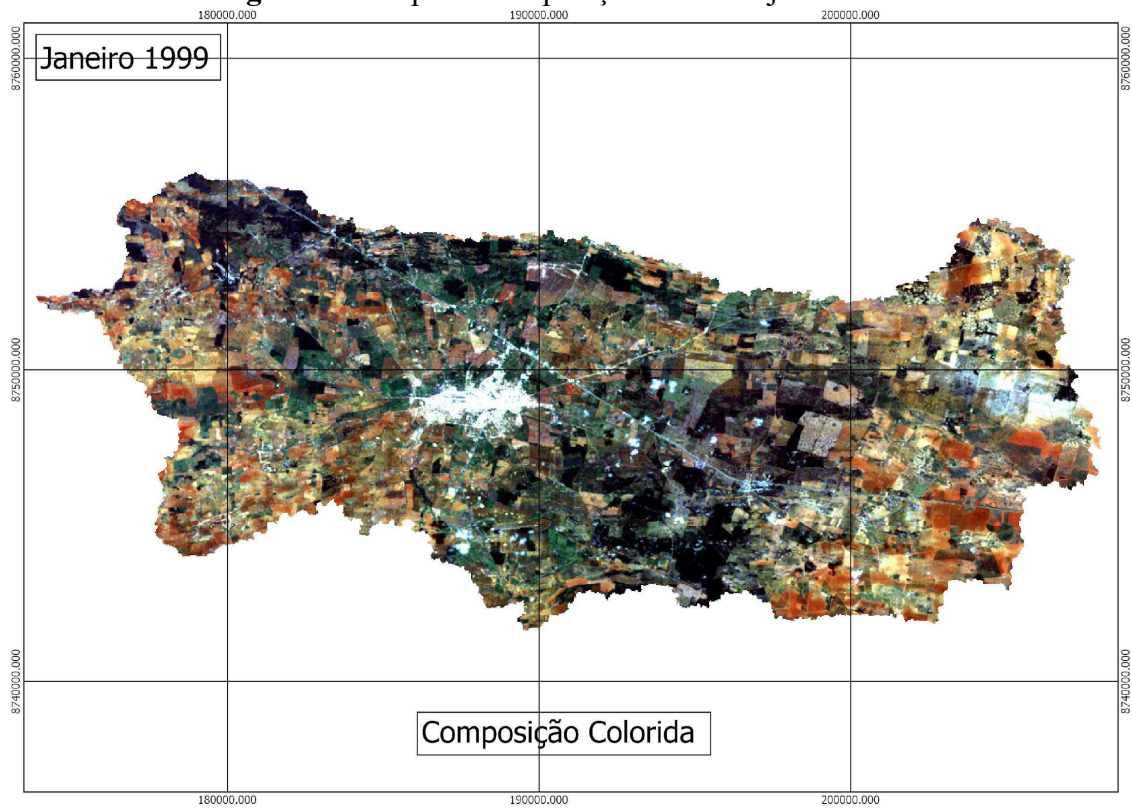


Figura 37: Mapa de composição colorida janeiro de 1987

