

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ENGENHARIA AGRÍCOLA E AMBIENTAL

**ESTIMATIVA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR
SENSORIAMENTO REMOTO PARA A BACIA DO RIO VIEIRA
NO MUNICÍPIO DE MONTES CLAROS (MG)**

HELDER SAMUEL DE OLIVEIRA CORREIA



HELDER SAMUEL DE OLIVEIRA CORREIA

ESTIMATIVA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR
SENSORIAMENTO REMOTO PARA A BACIA DO RIO VIEIRA NO
MUNICÍPIO DE MONTES CLAROS (MG)

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Ciências
Agrárias da Universidade Federal de
Minas Gerais, como requisito parcial
para obtenção do título de Bacharel em
Engenharia Agrícola e Ambiental.

Orientador: Sidnei Tavares dos Reis

Montes Claros
Instituto de Ciências Agrárias
2022



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
COLEGIADO DO CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA E AMBIENTAL

ATA DE DEFESA DE MONOGRAFIA / TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (TCC)

Aos vinte e seis dias do mês de agosto de 2022, às 08h00min, o estudante Helder Samuel de Oliveira Correia, matrícula 2016021378, defendeu o Trabalho intitulado “Estimativa de Evapotranspiração Real por Sensoriamento Remoto para a Bacia do Rio Vieira no Município de Montes Claros, Minas Gerais” tendo obtido a média (91,67) noventa e um inteiros e sessenta e sete centésimos.

Participaram da banca examinadora os abaixo indicados, que, por nada mais terem a declarar; assinam eletronicamente a presente ata.

Nota: 90 (noventa)

Orientador(a): Sidnei Tavares dos Reis

Nota: 95 (noventa e cinco)

Examinador(a): Rodinei Facco Pegoraro

Nota: 90 (noventa)

Examinador(a): Nicarla da Silva Bispo



Documento assinado eletronicamente por **Sidnei Tavares dos Reis, Professor do Magistério Superior**, em 26/08/2022, às 16:06, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Rodinei Facco Pegoraro, Professor do Magistério Superior**, em 26/08/2022, às 16:37, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **NICARLA DA SILVA BISPO, Usuária Externa**, em 26/08/2022, às 19:23, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufmg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1671585** e o código CRC **3E1D2154**.

Este documento deve ser editado apenas pelo Orientador e deve ser assinado eletronicamente por todos os membros da banca.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus.

A minha mãe Maria Dorotéia e ao meu pai Helcio Correia, que nunca deixaram de me incentivar em nenhum momento da minha vida, sempre me incentivaram e me apoiaram em tudo o que me propus a fazer. Amo vocês.

Aos meus irmãos, Tiago e Keren, que igualmente me apoiaram e incentivaram, principalmente a não desistir da graduação dada as dificuldades da vida. Saibam que vocês tem todo meu amor e consideração.

Aos meus professores, pelo apoio, pela paciência e força de vontade para ensinar. Aos meus colegas de graduação, obrigado por todo o aprendizado e amizade, vou levar todo esse conhecimento para a vida.

Ao meu grande amigo Adson, um ser humano maravilhoso e cheio de luz, graças a você me tornei uma pessoa melhor. Descanse em paz meu amigo.

*“Um triunfo equiparado apenas ao seu fracasso monumental.
A inevitabilidade de sua ruína é tão evidente para mim agora quanto é uma
consequência da imperfeição inerente a todo ser humano.”
(O Arquiteto, Matrix Resurrections, 2003)*

RESUMO

A evapotranspiração é o processo de perda de água do solo e da vegetação, envolvendo diversos fatores climáticos e ambientais que atuam de forma contínua e conjunta. Nesse trabalho, através do algoritmo *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI) foi estimado os componentes do balanço de energia (RN, G, G e LE) e a evapotranspiração real (ETr) para a bacia do Rio Vieira no município de Montes Claros (MG) em 25/04/21, 15/08/21 e 02/10/21, região de clima semiárido, utilizando produtos orbitais de satélite. Foram utilizados dados da estação meteorológica do INMET em Montes Claros para se estimar a evapotranspiração de referência (ETo), a partir do método de Penman-Monteith, usados para se extrapolar os valores instantâneos de ETr para valores diários. Foram gerados mapas de parâmetros de superfície, como temperatura de superfície (Ts), albedo (A) e NDVI, bem como, mapas dos parâmetros do balanço de energia, saldo de radiação (RN), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE). A ETr média para a bacia hidrográfica foi de 3,35 mm/dia em abril, 3,23 mm/dia em agosto e de 3,55 mm/dia em outubro, refletindo o comportamento da ETo que é menor no período seco do ano para a localidade em questão. Os resultados obtidos, observou-se erro relativo máximo de 20,47% em abril, mínimo de 11,31% em agosto e de 17,41% em outubro. Dentre as classes de uso e cobertura do solo, áreas de floresta e silvicultura apresentaram os maiores valores de ETr, bem como, grande homogeneidade, variando de 3,89 mm/dia em abril a 4,31 mm/dia em outubro para floresta e de 4,39 mm/dia em abril a 5,93 mm/dia em outubro para silvicultura, esta última apresentando as maiores médias dentre todas as classes. Áreas urbanizadas ou não vegetadas apresentaram os menores valores de ETr, variando de 1,69 mm/dia em abril a 2,50 mm/dia em outubro, e a menor homogeneidade dentre todas as classes estudadas. Os valores encontrados estão de acordo com a literatura consultada demonstrando a confiabilidade do algoritmo S-SEBI em estimar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração real em grande escala.

Palavras chave: Landsat, Sensoriamento Remoto, cobertura do solo, mapa de evapotranspiração

ABSTRACT

Evapotranspiration is the process of water loss from the soil and vegetation, involving several climatic and environmental factors that act continuously and jointly. In this work, using the Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI) algorithm, the components of the energy balance (RN, G, G and LE) and the real evapotranspiration (ET_r) were estimated for the Vieira River basin in the municipality of Montes Claros (MG) on 04/25/21, 08/15/21 and 10/02/21, semi-arid climate region, using satellite orbital products. Data from the INMET weather station in Montes Claros were used to estimate the reference evapotranspiration (ET_o), from the Penman-Monteith method, used to extrapolate the instantaneous values of ET_r to daily values. Maps of surface parameters were generated, such as surface temperature (T_s), albedo (A) and NDVI, as well as maps of energy balance parameters, net radiation (RN), soil heat flux (G), sensible heat flux (H) and latent heat flux (LE). The average ET_r for the watershed was 3.35 mm/day in April, 3.23 mm/day in August and 3.55 mm/day in October, reflecting the behavior of the ET_o which is lower in the dry period of the year for the location in question. The results obtained show a maximum relative error of 20.47% in April, a minimum of 11.31% in August and 17.41% in October. Among land use and land cover classes, forest and silviculture areas showed the highest ET_r values, as well as great homogeneity, ranging from 3.89 mm/day in April to 4.31 mm/day in October for forest and from 4.39 mm/day in April to 5.93 mm/day in October for silviculture, the latter showing the highest averages among all classes. Urbanized or non-vegetated areas had the lowest ET_r values, ranging from 1.69 mm/day in April to 2.50 mm/day in October, and the lowest homogeneity among all studied classes. The values found are in agreement with the literature consulted, demonstrating the reliability of the S-SEBI algorithm in estimating the components of the energy balance and the real evapotranspiration on a large scale.

Key words: Landsat, remote sensing, land cover, land cover, evapotranspiration map

LISTA DE FIGURAS E GRÁFICOS

| | |
|---|----|
| Figura 1 – Representação esquemática do processo de evaporação da água..... | 16 |
| Figura 2 – Representação esquemática do funcionamento do sensoriamento remoto..... | 19 |
| Figura 3 – Representação esquemática do espectro eletromagnético..... | 20 |
| Figura 4 – Comportamento espectral de diferentes alvos | 21 |
| Figura 5 – Linha do tempo da Missão Landsat..... | 22 |
| Figura 6 – Etapas para estimativa da evapotranspiração real no algoritmo SEBAL | 25 |
| Figura 7 – Balanço de energia | 26 |
| Figura 8 – Características dos pixels quentes e frios | 27 |
| Figura 9 – Relação entre reflectância superficial (albedo) e temperatura superficial | 29 |
| Figura 10 – Declividade, hipsometria e localização da bacia do Rio Vieira..... | 30 |
| Figura 11 – Mapa de uso e cobertura do solo original (A) e reclassificado (B) | 31 |
| Figura 12 – Mapa de NDVI para os meses estudados..... | 45 |
| Figura 13 – Mapa de T_s para os meses estudados..... | 46 |
| Figura 14 – Mapa de albedo para os meses estudados..... | 47 |
| Figura 15 – Comportamento da temperatura de superfície e albedo para variações no NDVI | 49 |
| Figura 16 – Mapa de RN para os meses estudados | 50 |
| Figura 17 – Mapa de G para os meses estudados..... | 52 |
| Figura 18 – Mapa de fluxo de calor sensível (H) para os meses estudados | 53 |
| Figura 19 – Mapa de fluxo de calor latente (LE) para os meses estudados..... | 54 |
| Figura 20 – Mapa de E_{Tr} para os meses estudados..... | 56 |
| Gráfico 1 – Normais climatológicas (1991-2020) para o município de Montes Claros (MG) | 43 |
| Gráfico 2 – Evapotranspiração de referência e sua média móvel de 10 dias para o ano de 2021 para o município de Montes Claros | 44 |
| Gráfico 3 – Valores médios de NDVI, Albedo e Temperatura de Superfície | 48 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1 - Sensores, características e especificações dos sensores OLI e TIRS | 23 |
| Tabela 2 - Área de cada classe de uso e ocupação da terra entre agosto de 1990 até julho de 2005 da bacia hidrográfica do Rio Vieira | 31 |
| Tabela 3 - Área de cada classe de uso e ocupação da terra entre agosto de 1990 até julho de 2005 da bacia hidrográfica do Rio Vieira | 32 |
| Tabela 4 – Data, parâmetros de órbita e hora da passagem do satélite Landsat 8 | 34 |
| Tabela 5 - Radiância extraterrestre média e coeficiente de peso para as bandas do sensor OLI-Landsat 8 | 37 |
| Tabela 6 - Classificação do coeficiente de variação | 42 |
| Tabela 7 - Valores médios dos componentes do balanço de energia para cada data estudada | 51 |
| Tabela 8 - Média, desvio padrão, coeficiente de variação e sua classificação por classe de uso e ocupação do solo para o mês de Abril..... | 57 |
| Tabela 9 - Média, desvio padrão, coeficiente de variação e sua classificação por classe de uso e ocupação do solo para o mês de agosto | 57 |
| Tabela 10 - Média, desvio padrão, coeficiente de variação e sua classificação por classe de uso e ocupação do solo para o mês de outubro | 58 |
| Tabela 11 - Erro relativo (ER) e absoluto (EA) entre evapotranspiração de referência horária (ETh), diária (ETo) e evapotranspiração real (ETr) | 58 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|-----------------------|---|
| ET | Evapotranspiração |
| ET_o | Evapotranspiração de referência |
| S-SEBI | Simplified Surface Energy Balance Index |
| REM | Radiação eletromagnética |
| SR | Sensoriamento remoto |
| OLI | Operational Land Imager |
| TIRS | Thermal Infrared Sensor |
| MapBiomass | Projeto de Mapeamento Anual do Uso e Cobertura da Terra no Brasil |
| SEBAL | Surface Energy Balance Algorithm for Land |
| ET_r | Evapotranspiração real |
| METRIC | Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration |
| MDE | Modelo Digital de Elevação |
| SRTM | Shuttle Radar Topography Mission |
| IDE | Infraestrutura de Dados Espaciais |
| SISEMA | Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos |
| INMET | Instituto Nacional de Meteorologia e Estatística |
| EA | Erro absoluto |
| ER | Erro relativo |
| CV | Coefficiente de variação |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|------------------------|--|
| RN | Saldo de radiação |
| LE | Fluxo de calor latente |
| G | Fluxo de calor no solo |
| H | Fluxo de calor sensível no ar |
| TS | Temperatura de superfície |
| IAF | Índice de Área Foliar |
| SAVI | <i>Soil-adjusted Vegetaion Index</i> |
| NDVI | <i>Normalized Difference Vegetation Index</i> |
| U₂ | Velocidade do vento a 2m de altura |
| es | Pressão de saturação de vapor |
| ea | Pressão atual de vapor |
| Δ | Declividade da curva de pressão de saturação |
| γ | Constante psicométrica |
| Cd | Denominador constante |
| L_λ | Radiância espectral para cada banda |
| DN | Número digital de cada pixel |
| ESUN | Radiância extraterrestre média para cada banda |
| cosθ | Cosseno do ângulo de incidência solar |
| dr | Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol |
| DJ | Dia juliano |
| α | Albedo |
| α_{TOA} | Albedo da superfície |
| ω_γ | coeficiente de peso para cada banda |
| ρ_λ | refletividade da superfície para cada banda |
| α_p | espalhamento atmosférico |
| τ_{sw} | transmissividade atmosférica |
| R_{s↓} | Radiação de onda curta incidente |
| S | Constante solar |
| β | Ângulo de elevação do sol no momento de passagem do satélite |
| R_{L↑} | Radiação de onda longa emitida |
| ε₀ | Emissividade da superfície |

| | |
|-------------------|-----------------------------------|
| σ | Constante de Stefan-Boltzmann |
| ϵ_{NB} | Emissividade da superfície |
| ρ | Reflectância de determinada banda |
| RL_{\downarrow} | Radiação de onda longa incidente |
| Λ | Fração evaporativa |
| FET_h | Fração evaporativa instantânea |
| ET_i | Evapotranspiração instantânea |

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1 INTRODUÇÃO | 14 |
| 2 REFERENCIAL TEÓRICO | 16 |
| 2.1 Evapotranspiração | 16 |
| 2.1.1 Métodos de se estimar evapotranspiração | 17 |
| 2.2 Sensoriamento remoto..... | 18 |
| 2.2.1 Radiação eletromagnética | 20 |
| 2.2.2 Comportamento espectral de objetos | 21 |
| 2.2.3 Programa Landsat | 22 |
| 2.3 Estimativa de evapotranspiração por meio do sensoriamento remoto | 24 |
| 2.3.1 Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)..... | 24 |
| 2.3.2 Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI) | 28 |
| 3 METODOLOGIA..... | 30 |
| 3.1 Área de estudo | 30 |
| 3.1.1 Delimitação da área de estudo | 32 |
| 3.2 Dados climáticos e evapotranspiração de referência | 33 |
| 3.3 Imagens orbitais de satélite | 34 |
| 3.3.1 Radiância espectral e refletividade | 34 |
| 3.4 Algoritmo S-SEBI..... | 35 |
| 3.4.1 Saldo de radiação instantâneo | 35 |
| 3.4.2 Albedo da superfície (α)..... | 37 |
| 3.4.3 Radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$)..... | 38 |
| 3.4.4 Radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$) | 38 |
| 3.4.5 Radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$) | 40 |
| 3.4.6 Fluxo de calor no solo (G)..... | 40 |
| 3.4.7 Estimativa da evapotranspiração real (ET _r) | 40 |
| 3.5 Análise estatística..... | 42 |
| 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES..... | 43 |
| 4.1 Caracterização do clima | 43 |
| 4.2 Parâmetros de superfície (TS, Albedo e NDVI)..... | 44 |
| 4.3 Balanço de energia (RN, G, H e LE)..... | 50 |
| 4.4 Evapotranspiração real (ET _r)..... | 56 |

| | |
|----------------------------|-----------|
| 5 CONCLUSÃO..... | 60 |
| 6 REFERÊNCIAS | 61 |

1 INTRODUÇÃO

Os processos físicos são diretamente influenciados pela energia proveniente do sol, estando diretamente relacionados com os fenômenos climáticos na terra. Os fluxos de energia que ocorrem nas dinâmicas entre a superfície terrestre e atmosférica definem os regimes térmicos do solo, da vegetação e do ar atmosférico (VIANA *et al.*, 2019).

O saldo de radiação (RN) representa a energia disponível aos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre, sendo definido como o balanço de radiação de todos os fluxos radiativos que chegam e saem de uma superfície (KLEIN, 1977; WELIGEPOLAGE, 2005). Esse parâmetro é essencial em estudos do balanço de energia, considerado de grande importância no monitoramento do clima, previsão do tempo, modelagem hidrológica, meteorologia agrícola, e utilizado como parâmetro para obtenção da evapotranspiração (BISHT *et al.*, 2005).

O termo evapotranspiração (ET) define o processo de perda de água do solo ou superfície da água (evaporação) e da perda de água pela vegetação (transpiração). Ela pode ser compreendida como a soma total da evaporação do solo e a transpiração das culturas, podendo ser estudada sob as condições de referência e real. O complexo processo de evapotranspiração envolve interação entre solo, vegetação e atmosfera, envolvendo diversos fatores (precipitação, radiação, temperatura, umidade do ar, vento, dentre outros) que atuam de forma contínua e conjunta (OLIVEIRA, 2012).

O clima de Minas Gerais é caracterizado em cinco tipos climáticos, segundo a classificação climática de Köppen: dois temperados quentes, um tropical e dois áridos. A alta variabilidade climática do estado acarreta em diferentes evapotranspirações de referência (ET_o) para o cultivo agrícola, apresentando tendência de crescimento a partir da região Noroeste em direção ao Norte do estado, onde os maiores valores são apresentados no extremo Norte. (FILHO *et al.*, 2010; MARTINS *et al.*, 2018).

A ET desempenha um papel significativo na dinâmica climática global e nos processos de produtividade primária de ecossistemas terrestres, uma vez que se encontra diretamente ligada aos processos de transferência de energia (VIANA *et*

al., 2019). Existem diversos métodos de se estimar a ET (Thornthwaite, Penman-Monteith, Tanque Classe A, dentre outros) que, apesar de confiáveis, não são aplicáveis para áreas extensas e heterogêneas. Dessa forma, a utilização de imagens orbitais de satélites tem se demonstrado uma alternativa viável devido a ampla cobertura que estas proporcionam, além de sua confiabilidade e praticidade (JESUS, 2019; RUHOFF et al., 2011)

A água é um recurso crítico para a sobrevivência do homem e seres vivos, sendo fundamental para a manutenção de ecossistemas da natureza. No entanto, diante o elevado e crescente consumo encontra-se cada vez mais limitada devido a ações antrópicas em bacias hidrográficas, diminuindo sua qualidade e prejudicando ecossistemas. Assim, técnicas de sensoriamento remoto e ferramentas de geoprocessamento permitem determinar a evapotranspiração para grandes áreas com alta confiabilidade.

Dessa forma, o objetivo do presente trabalho é estimar a evapotranspiração real diária na bacia hidrográfica do Rio Vieira (Montes Claros – MG) por meio de sensoriamento remoto e técnicas de geoprocessamento, utilizando o algoritmo S-SEBI e imagens orbitais de satélite.

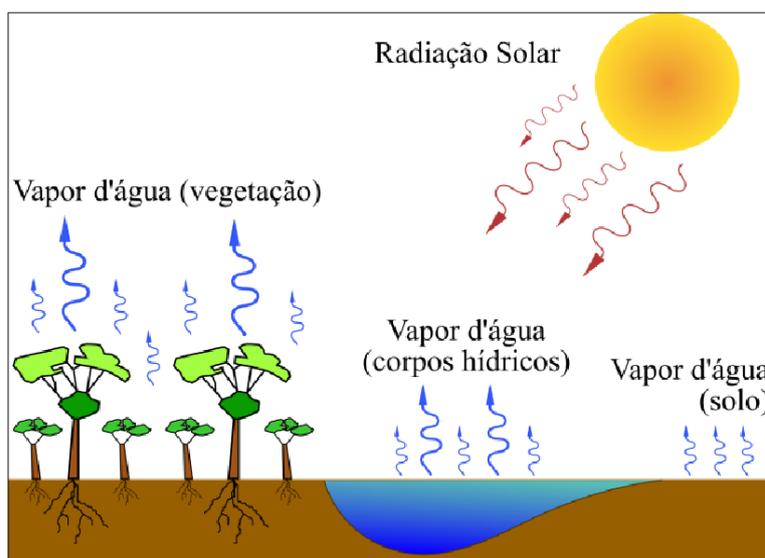
2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Evapotranspiração

A água é necessária para manutenção da vida, sendo um recurso natural e limitado, podendo aumentar ou restringir o desenvolvimento de atividades e usos que dela dependem. Apesar de sua importância, a quantidade e qualidade da água disponível está constantemente ameaçada devido aos seus diversos usos, muitas vezes excessivos (SILVA, 2015).

A evaporação é o processo pela qual a água, em seu estado líquido, é removida de determinada superfície através do processo de vaporização. Ela pode ser removida de uma gama de superfícies tais como lagos, rios, solos e vegetação, dentre outros. Já a transpiração, por sua vez, ocorre quando há perda de água em tecidos vegetais na forma de vapor, principalmente através dos estômatos. A evaporação e a transpiração correm simultaneamente, sendo difícil haver distinção entre esses dois processos (ALLEN et al., 1998).

Figura 1 – Representação esquemática do processo de evaporação da água



Fonte: Mutti (2018)

Quando ocorre a precipitação, seja ela natural ou artificial, a folhagem das plantas colabora para que essa umidade seja retida no solo. Enquanto houver capacidade potencial de evaporação essa água será perdida na forma de vapor de água. Na ausência de umidade no solo e baixa umidade do ar, as plantas

começaram a perder água por meio da transpiração. O fenômeno contínuo e interligado do fluxo de vapor de água que ocorre através de evaporação e transpiração é denominado evapotranspiração (ALLEN et al., 2002).

O processo de ET ocorre por meio da interação entre solo, planta e atmosfera, envolvendo um complexo conjunto de componentes hidrometeorológicos (precipitação, radiação, temperatura, umidade do ar, vento, entre outros), atuando de forma conjunta e interligada, portanto, não podendo ser estudados de maneira individual (OLIVEIRA, 2012).

Na natureza a ET é o segundo maior componente em todo o ciclo hidrológico, sendo uma variável amplamente estudada através do mundo a fim de se determinar as necessidades culturais, caracterização climática e manejo de água em bacias hidrográficas (RAMÍREZ-BUILES; HARMSEN, 2011; LABEDZKI, 2011). Diversos métodos e técnicas empíricos surgiram a fim de se estimar essa importante variável, baseados principalmente em princípios físicos.

2.1.1 Métodos de se estimar evapotranspiração

Segundo Allen *et al.* (1998) a ET é difícil de se mensurar, necessitando de equipamentos específicos e medição acurada de diversos parâmetros físicos, bem como da utilização de lisímetros no solo. Tais métodos são demasiadamente dispendiosos, exigindo elevada acurácia, mão de obra treinada e bem qualificada, sendo, portanto, inapropriados para medições rotineiras e em larga escala, como de uma bacia hidrográfica. Dessa forma, surgiram métodos indiretos e modelos empíricos de se estimar a ET.

O método de Penman-Montetih (ALLEN et al., 1998) foi recomendado pela Organização das Nações Unidas para Alimentação e a Agricultura (FAO) como método padrão de se calcular a denominada evapotranspiração de referência (ET_o), ou a evapotranspiração em uma superfície hipotética sob condições ótimas de manejo e irrigação. Esse método, no entanto, exige muitos parâmetros de entrada mensurados por estações meteorológicas e, portanto, limitados pela disponibilidade destas no local.

Diversos modelos surgiram a fim de se preencher esta lacuna na determinação rotineira da ET_o. Na maioria das vezes, no entanto, tais modelos

acabam sendo utilizados em condições climáticas e agrônômicas distintas para as quais foram concebidos, tornando sua exatidão variável, sendo necessários calibrações e validações haja vista a importância da ETo no planejamento de recursos hídricos e no manejo de ecossistemas agrícolas (CUNHA; MAGALHÃES; CASTRO, 2013; JESUS, 2019)

No estudo de bacias hidrográficas o balanço hídrico se destaca, pois é por meio deste que o ciclo hidrológico é analisado, sendo este último caracterizado pelo movimento contínuo da água em suas diferentes fases na natureza, governado principalmente pela radiação solar e gravidade. De todos os componentes do ciclo hidrológico, a evapotranspiração é a variável de mais difícil medição dada as dimensões de bacias hidrográficas (SILVA, 2021).

Assim, o sensoriamento remoto (SR) surgiu como alternativa viável e confiável, podendo ser amplamente usada para obtenção de resultados eficazes e práticos com cobertura de grandes áreas heterogêneas. Por meio dele, surgiram técnicas eficazes e de elevada precisão na estimativa da ET, com pequena variabilidade espacial e temporal, em regiões com poucas ou nenhuma estação meteorológica disponível (JESUS, 2019; OLIVEIRA, 2012).

2.2 Sensoriamento remoto

O sensoriamento remoto (SR) surgiu em meados da década de 1860 e 1960, onde ocorriam as primeiras fotografias aéreas, intrinsecamente ligado ao uso militar. A partir de 1960 surgiram as imagens orbitais de satélite, a partir de um esforço multidisciplinar envolvendo avanços no campo da matemática, física, química, biologia, ciências da terra e da computação (FLORENZANO, 2011).

O sensoriamento remoto é a tecnologia que, dentre outras coisas, permite obter dados da superfície terrestre ao captar a energia eletromagnética refletida ou emitida por esta. Como demonstra o nome, a coleta dos dados é realizada a distância por sensores instalados em plataformas terrestres, aéreas (balões e aeronaves) e orbitais (satélites artificiais) que coletam a energia refletida por um alvo. O sensor pode ser ativo, quando este emite sinal para um determinado alvo, ou passivo, quando apenas recebe sinal (FLORENZANO, 2011; TINFEM IFPR, 2016).

Após obtenção dos dados é realizada a conversão da energia eletromagnética em dados digitais, através de softwares específicos para processamento digital, possibilitando a compreensão, manipulação e geração de novos dados que serão utilizados em análises (SILVA, 2021). Desde seu surgimento até os dias atuais, os produtos gerados pelo sensoriamento remoto aumentaram grandemente devido a evolução da tecnologia empregada nos sensores e softwares. Dessa forma, o SR permite a coleta de informações de grandes áreas de maneira rápida, com grande frequência e a baixos custos para o usuário final.

Conforme observado na Figura 2, a energia incidente do sol sobre a terra pode ser refletida ou absorvida, a energia refletida é então captada pelo sensor orbital que então as transmite na forma de dados para a estação de recepção. Além da obtenção dos dados, também faz parte do sensoriamento remoto a análise e interpretação destes.

Figura 2 – Representação esquemática do funcionamento do sensoriamento remoto



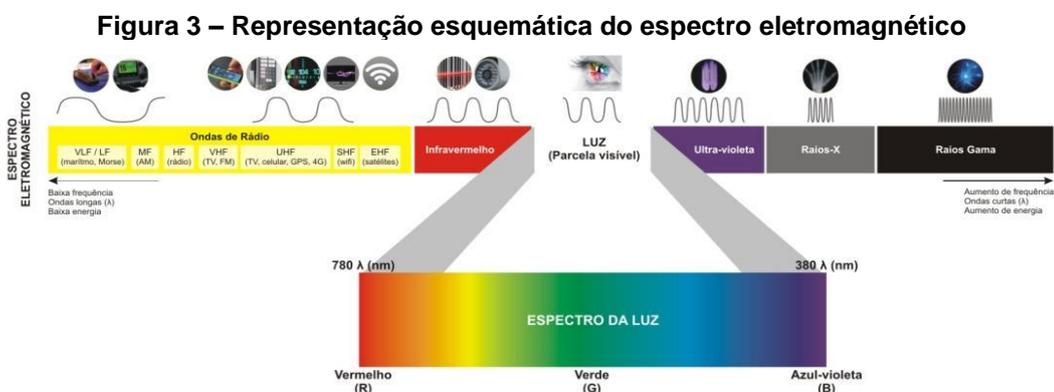
Fonte: (TINFEM IFPR, 2016)

2.2.1 Radiação eletromagnética

A energia eletromagnética, também chamada de radiação eletromagnética (REM), ao interagir com objetos terrestres é refletida variando em quantidade e qualidade, a depender das propriedades particulares e intrínsecas de cada objeto, sendo estas propriedades físico, químicas e biológicas (MORAES, 2002). Dessa forma, os diferentes estados de cada objetivo podem ser mensurados e analisados por meio do SR.

O Sol e a Terra são as principais fontes naturais de energia eletromagnética utilizadas no SR, onde todo corpo com temperatura acima do zero grau absoluto ($-273,15\text{ }^{\circ}\text{C}$) pode ser considerado como fonte emissora de energia eletromagnética. A energia eletromagnética se propaga até mesmo no vácuo do espaço, não necessitando de um meio material, viajando na velocidade da luz (300.000 km/s) na forma de ondas eletromagnéticas (MORAES, 2002).

Dessa forma, por ser uma onda, a energia eletromagnética pode ser ordenada em função do comprimento de onda e de sua frequência, sendo esse ordenamento denominado de espectro eletromagnético. O espectro eletromagnético se estende de comprimentos de ondas curtos e de alta frequência, associado a fenômenos cósmicos, até comprimento de ondas maiores e de baixa frequência, como ondas de rádio. Além disso, o espectro eletromagnético é subdividido em regiões com características específicas em função do tipo de processo que as origina (MORAES, 2002). Conforme observado na Figura 2, o espectro da luz visível ao olho humano se estende de $0,78\text{ }\mu\text{m}$ a $0,38\text{ }\mu\text{m}$.



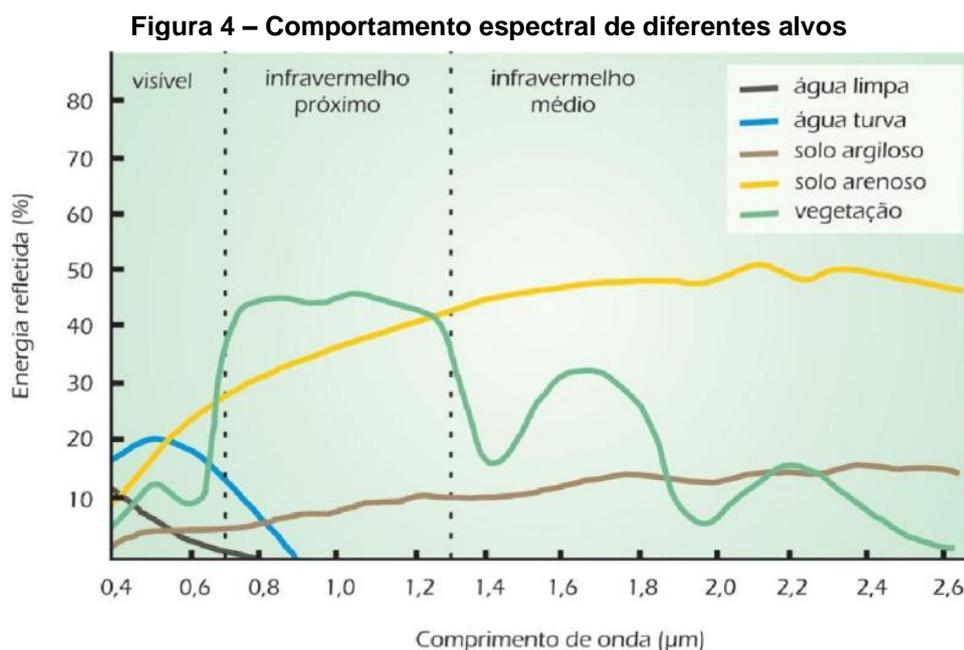
Fonte: ("Espectro Eletromagnético", 2022)

A região do espectro eletromagnético que pode ser coletada por sensores ópticos se estende desde a região do visível (0,38 a 0,78 μm), infravermelho próximo (0,7 a 1,3 μm) e infravermelho médio (1,6 a 6 μm). A energia do intervalo espectral do infravermelho próximo pode ser encontrada no fluxo de radiação solar ou fontes de iluminação como lâmpadas incandescentes, já a energia do infravermelho médio (ou radiação termal) são emitidas por objetos terrestres.

2.2.2 Comportamento espectral de objetos

Ao interagir com objetos terrestres, a radiação eletromagnética pode ser absorvida, refletida ou transmitida em sua totalidade ou apenas parcialmente, segundo o princípio da conservação de energia, onde seus valores variam de 0 a 1. Esse comportamento da radiação ao interagir com diferentes objetos é denominado de comportamento espectral, sendo definido como valores sucessivos de reflectância ao longo do espectro eletromagnético (FLORENZANO, 2011). Dessa forma, cada objeto tem seu próprio comportamento espectral que o caracterizam e permitem que sejam distinguidos e reconhecidos por meio de técnicas de SR.

Conforme observado na Figura 3, cada objeto terrestre apresenta um diferente comportamento espectral.



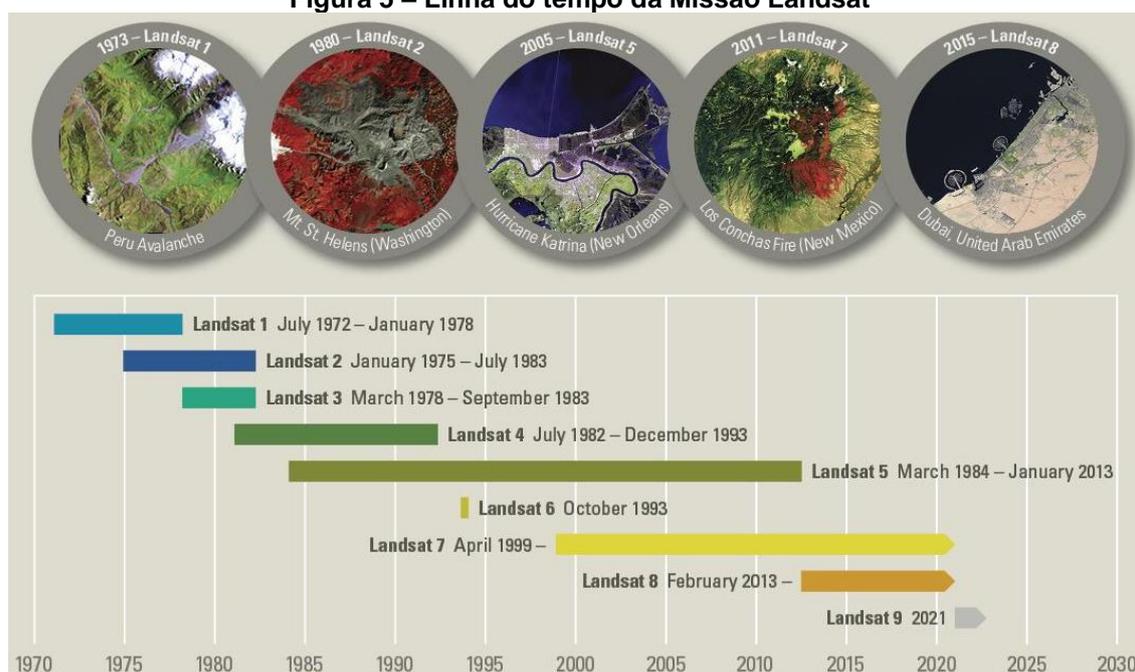
Fonte: (FLORENZANO, 2011)

A clorofila presente na vegetação, por exemplo, captura grande parte da radiação no espectro visível a fim de realizar a fotossíntese, e possui alta refletância na região do infravermelho próximo e médio devido a sua estrutura celular. Da mesma maneira os solos podem ser caracterizados devido a diferentes composições dos materiais que os constituem, principalmente devido a sua constituição mineral, orgânica, textura e estrutura. A água, a depender de seu estado, também apresenta diferentes comportamentos espectrais (MORAES, 2002).

2.2.3 Programa Landsat

O programa Landsat abrange oito satélites operacionais de observação terrestre que, através de sensores remotos, coletam dados globais e de alta qualidade da superfície terrestre por meio de imagens. O primeiro satélite da série Landsat foi lançado em 1º de Julho de 1972 e o nono e último em 27 de setembro de 2021 (FIGURA 1). O satélite Landsat 5, lançado em 1984, estabeleceu um recorde mundial do Guinness como o “satélite de observação da Terra mais antigo em Operação”, fornecendo dados durante 28 anos e 10 meses (USGS, 2021).

Figura 5 – Linha do tempo da Missão Landsat



Fonte: Adaptado de USGS (2021)

2.2.3.1 Landsat 8 (OLI)

O satélite Landsat 8, lançado ao espaço em 11 de fevereiro de 2013. Orbita a terra em órbita polar heliossíncrona a uma altitude de 705 km, completando uma órbita a cada 99 minutos e revisando um mesmo ponto na terra a cada 16 dias. O Landsat 8 é equipado com os instrumentos Operational Land Imager (OLI) e o Thermal Infrared Sensor (TIRS). O sensor OLI é responsável por capturar radiação na faixa do visível, infravermelho próximo e infravermelho de ondas curtas, já o sensor TIRS mede a temperatura de superfície em duas bandas termais, cujas especificações estão discriminadas na Tabela 1 (USGS, 2021).

| Sensor | Bandas Espectrais | Resolução Espectral (μm) | Resolução Espacial | Resolução Temporal | Área Imageada | Res. Radiométrica |
|----------------|----------------------------|---------------------------------------|--------------------|--------------------|---------------|-------------------|
| OLI | (B1) Costal | 0.433 - 0.453 | 30 m | 16 dias | 185 km | 12 bits |
| | (B2) Azul | 0.450 - 0.515 | | | | |
| | (B3) Verde | 0.525 - 0.600 | | | | |
| | (B4) Vermelho | 0.630 - 0.680 | | | | |
| | (B5) Infravermelho Próximo | 0.845 - 0.885 | | | | |
| | (B6) Infravermelho Médio | 1.560 - 1.660 | | | | |
| | (B7) Infravermelho Médio | 2.100 - 2.300 | 15 m | | | |
| | (B8) Pancromático | 0.500 - 0.680 | 30 m | | | |
| | TIRS | B10) LWIR - 1 | 10.30 - 11.30 | | | |
| (B11) LWIR - 2 | | 11.50 - 12.50 | | | | |

Fonte: Adaptado de EMBRAPA (2022)

As combinações dos instrumentos a bordo do Landsat 8 permitem uma série de estudos e análises ambientais em todos o globo, sendo este consolidado como uma ferramenta poderosa e confiável para estudos ambientais, agrícolas, hidrológicos e de monitoramento dos recursos naturais. Um exemplo dos produtos gerados pela missão Landsat, além das imagens em si, é o Projeto de Mapeamento Anual do Uso e Cobertura da Terra no Brasil (MapBiomass), que desde 2015 produz mapas anuais de uso e cobertura da terra para todo o Brasil de forma acessível, rápida e prática (MAPBIOMASS, 2022).

2.3 Estimativa de evapotranspiração por meio do sensoriamento remoto

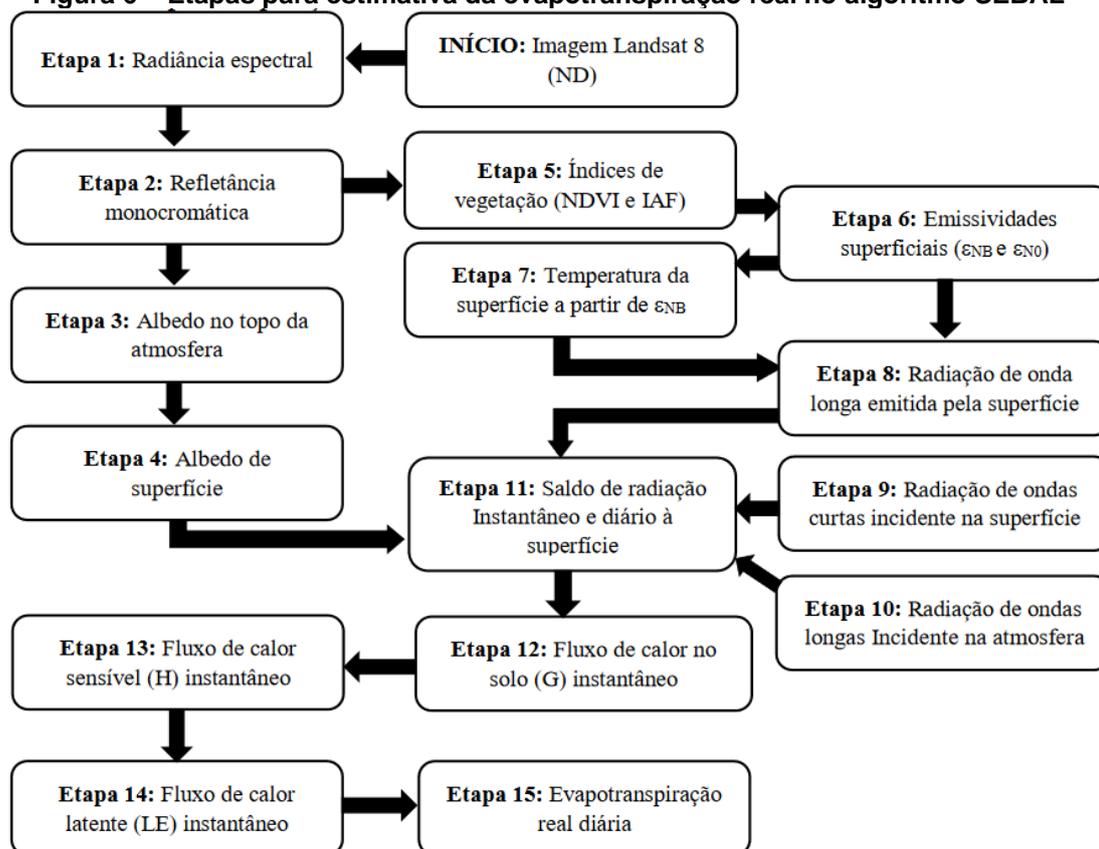
Os métodos convencionais e *in situ* de se estimar a evapotranspiração, apesar de eficientes e confiáveis, apresentam limitações principalmente no que concerne a escala espacial. As informações pontuais para uma determinada localidade não podem ser, sem algum critério, utilizada em grandes escalas. Dessa forma, os dados provenientes de SR são capazes de capturar variações de precipitação, solo e vegetação a partir de dados de radiação e refletância da superfície terrestre. Tais fatores são os que, precisamente, influenciam a variação de ET, podendo ser então usados para sua mensuração (ALLEN et al., 2002; BASTIAANSSEN, 1995).

Os métodos para se estimar a evapotranspiração baseiam-se, principalmente, em estimativas do balanço hídrico e estimativas do balanço de energia. O método do balanço de energia é fundamentado pelo princípio da conservação de energia, ou seja, os ganhos de energia são iguais a perda. Através dele é possível estimar as trocas de massa e energia que ocorrem nas dinâmicas entre solo, vegetação e atmosfera (FONTANA; BERLATO; BERGAMASCHI, 1991; MUTTI, 2018). Dos algoritmos utilizados para se estimar a ET, todos se baseiam no método do balanço de energia na superfície.

2.3.1 Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)

Proposto por Bastiaanssen (1995) o algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) consiste em diversas etapas que estimam radiância e reflectância espectral, albedo da superfície, temperatura da superfície, Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (do inglês *Normalized Difference Vegetation Index*, NDVI), Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (do inglês *Soil-adjusted Vegetation Index*, SAVI), do Índice de Área Foliar (IAF) e da emissividade da superfície que visam estimar os parâmetros do balanço de energia.

Figura 6 – Etapas para estimativa da evapotranspiração real no algoritmo SEBAL



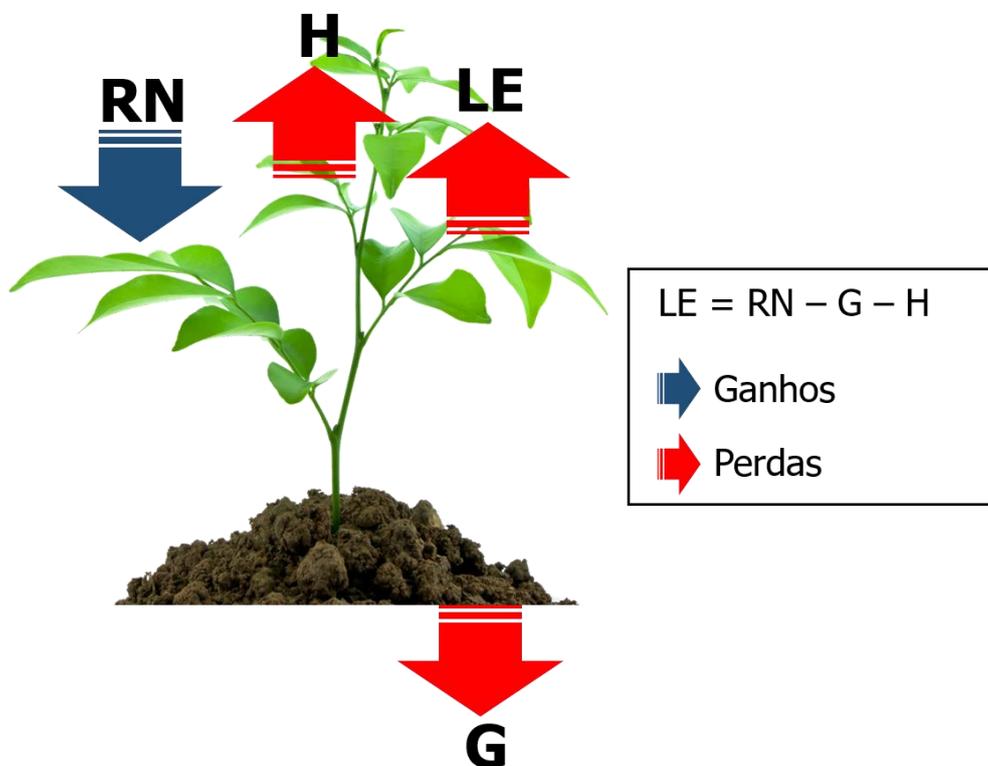
Fonte: Lins *et. al.* (2017)

Segundo Allen *et al.* (2002), o algoritmo SEBAL estima o fluxo de calor latente (LE) instantâneo para cada pixel da imagem de satélite como resíduo da equação do balanço de energia:

$$LE = RN - G - H \text{ (Eq. 1)}$$

Segundo a Equação 1, o saldo de radiação (RN) representa a energia livre disponível na superfície responsável para que ocorram os fenômenos físicos de aquecimento do ar, solo e evapotranspiração da vegetação (JESUS, 2019). Onde LE (W/m^2) é o fluxo de calor latente, G (W/m^2) o fluxo de calor no solo e H (W/m^2) o fluxo de calor sensível no ar, conforme esquema demonstrado na Figura 7.

Figura 7 – Balanço de energia



Fonte: adaptado de Jesus (2019) e Allen *et al.*(2002).

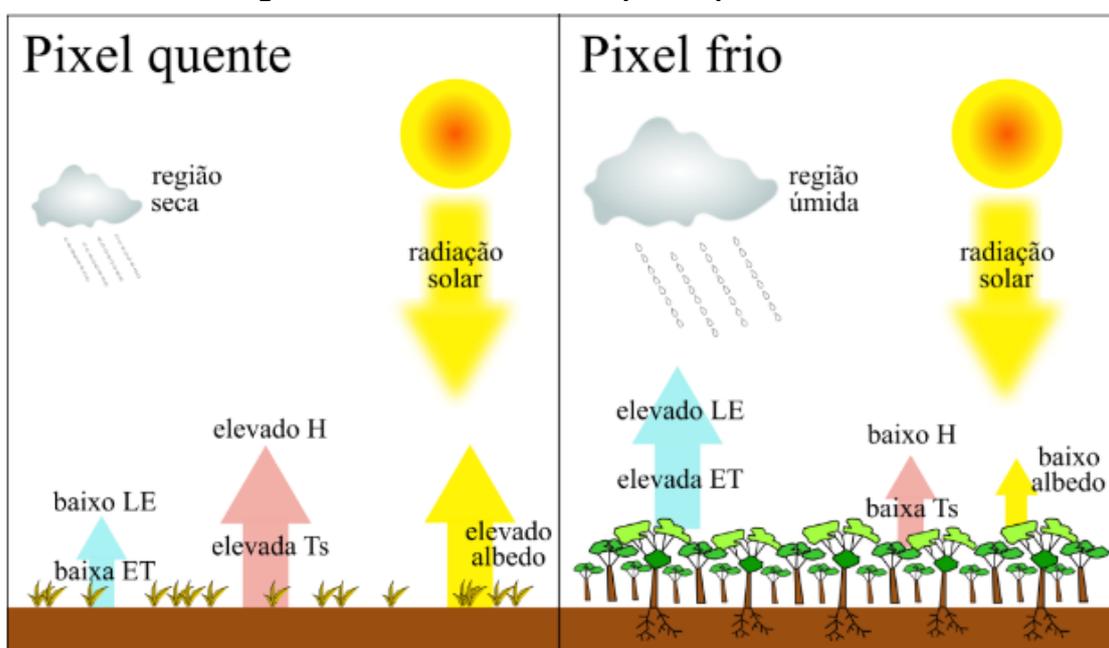
O saldo de radiação (RN) determina o fluxo de radiação na superfície considerando a radiação de onda longa e radiação de onda curta que atuam na interface solo, planta e atmosfera. O fluxo de calor no solo (G) é calculado por meio da relação G/R_n , temperatura de superfície (TS), reflectância e o índice de vegetação NDVI, a fim de se considerar os efeitos da vegetação sobre o fluxo de calor no solo.

Já o fluxo de calor sensível (H) é calculado a partir do pressuposto da existência de relação linear entre temperatura da superfície e diferença de temperatura da superfície e temperatura do ar próximo a superfície. As diferenças de temperatura são, então, calculadas a partir da escolha de pixels que representam situações extremas de disponibilidade hídrica na área, denominados pixel quente e pixel frio.

Conforme exemplificado na Figura 8, as regiões com ausência de cobertura vegetal são mais secas, ocorrendo maiores valores de reflectância (albedo),

maiores temperatura próximas a superfície (fluxo de calor sensível) e menor LE (fluxo de calor latente). Já em regiões com grande concentração de cobertura vegetação ocorre o oposto, sendo regiões notadamente úmidas, com menor reflectância (albedo), menores temperaturas próximas a superfície (fluxo de calor sensível) e maiores valores de LE (fluxo de calor latente). Dessa maneira, são selecionados os dois pixels extremos: pixel quente (ET nula) e pixel frio (ET máximo).

Figura 8 – Características dos pixels quentes e frios



Fonte: (MUTTI, 2018)

Diversos trabalhos foram realizados a fim de se verificar a acurácia do algoritmo no semiárido brasileiro, sendo encontrados resultados promissores e significativos (JÚNIOR et al., 2021). Jesus (2019), ao estimar a ETr para a bacia hidrográfica do Rio Jacaré no semiárido baiano, obteve erros relativos variando de 1,21% a 3,04% e erros absolutos de 0,06 mm/dia a 0,15 mm/dia para o mês de setembro. Já Silva (2019) obteve erro relativo de 16,6%, 23,8% e de 3,3% nos meses de maio, junho e outubro, respectivamente, e erros absolutos variando entre 0,2 mm/dia e 1 mm/dia.

2.3.2 Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI)

Roerink, Su e Menenti (2000) propuseram o *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI) como um método simplificado para estimativa da ET a partir de imagens de satélite. Diferentemente do SEBAL e METRIC, seus antecessores, o S-SEBI não exige a determinação de uma temperatura máxima e mínima única (pixels únicos) que representem regiões secas e regiões úmidas.

Como seus antecessores, o saldo de radiação (RN) é obtido por meio do balanço de ondas curtas e ondas longas e o fluxo de calor no solo (G) por meio de características da superfície. Já o fluxo de calor latente (LE) e sensível (H) são obtidos a por meio da chamada fração evaporativa:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_S}{T_H - T_{LE}} \text{ (Eq. 2)}$$

Onde:

Λ = fração evaporativa (adimensional)

T_S = temperatura superficial

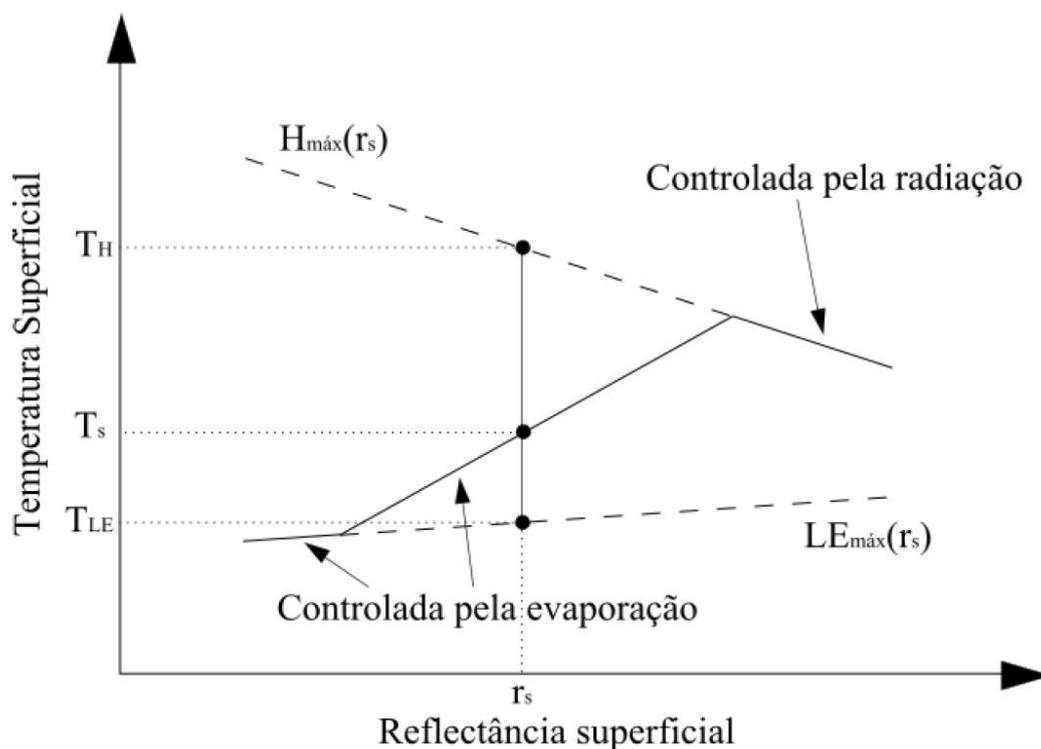
T_H = representa temperatura superficial de regiões secas (LE=0)

T_{LE} = representa temperatura superficial de regiões úmidas (H=0)

Segundo teoria apresentada por Bastiaanssen (1995) e exemplificada na seção 2.3.1, em regiões com baixa reflectância a temperatura mantém-se constante mesmo com pequenos aumentos na reflectância, geralmente em corpos hídricos e regiões vegetadas sem déficit hídrico, onde a energia disponível é quase em sua totalidade utilizada no processo evaporativo. Dessa forma, a temperatura superficial é controlada pela evaporação.

Com maiores aumentos na reflectância, no entanto, a temperatura também aumenta e a energia passa a ser utilizada para aquecimento da superfície, onde a evaporação deixa de ocorrer devido a baixa disponibilidade hídrica. Assim, a temperatura superficial é controlada pela radiação. A relação entre a reflectância e a temperatura pode ser observada na Figura 9.

Figura 9 – Relação entre reflectância superficial (albedo) e temperatura superficial



Fonte: Mutti (2018)

Santos *et al.* (2010) obtiveram bons resultados nos cálculos dos parâmetros do balanço de energia no estado do Ceará, onde os valores estimados pelo S-SEBI apresentaram grande concordância com os estimados em solo por meio de torres micrometeorológicas, obtendo erro mínimo de 3,8% e máximo de 16,1% em áreas de agricultura e grande correlação com o algoritmo SEBAL. Santos, Silva e Rao (2007) observaram grande concordância entre os valores estimados pelo S-SEBI e o de algoritmos já consolidados como o SEBAL.

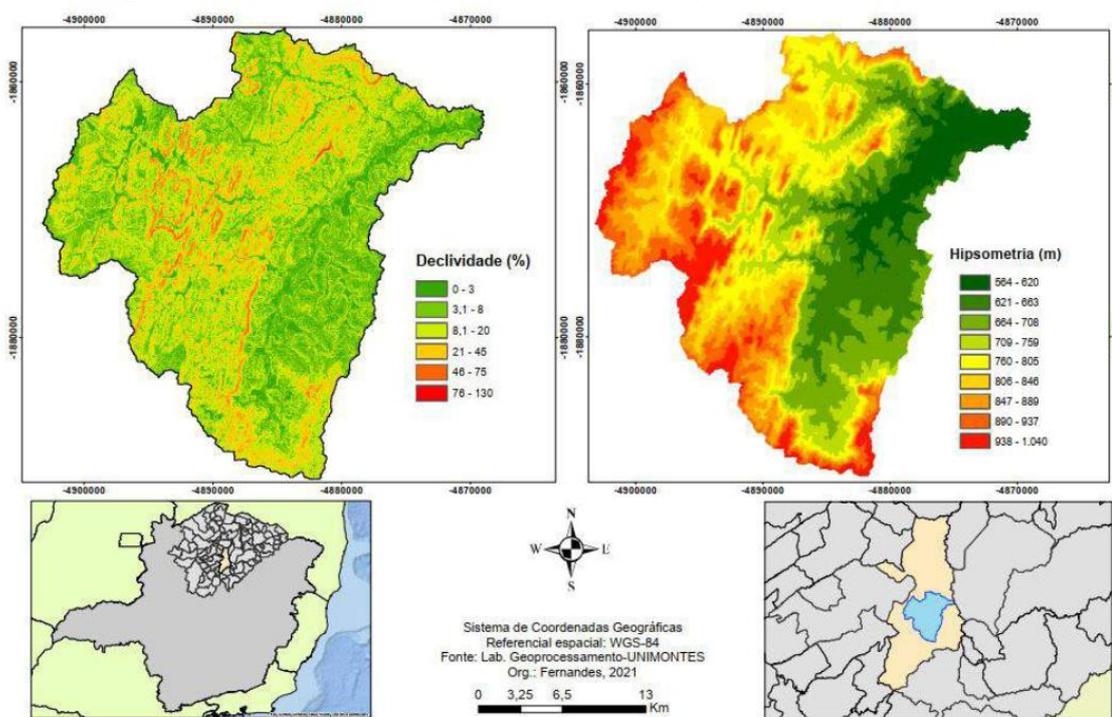
3 METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

A bacia hidrográfica do Rio Vieira encontra-se totalmente inserida dentro do município de Montes Claros (FIGURA 10), maior e principal cidade do norte de Minas Gerais com 3.589,811 km² e população estimada de 417.418 mil pessoas em 2021, cujo centro urbano está localizado na latitude 16°44'13"S e longitude 43°51'53"W (IBGE, 2022).

A nascente principal do Vieira encontra-se na latitude 16°47'22"S e longitude 43°56'04"O, cerca de oito quilômetros do perímetro urbano da cidade, se estendendo por doze quilômetros ao longo dos quais realiza sua drenagem. A vegetação predominante de Montes Claros é o cerrado, localizando-se em área de transição entre Cerrado e Caatinga. O clima, segundo classificação climática de Köppen é tropical com inverno seco (LEITE; SANTOS; ALMEIDA, 2011; MARTINS et al., 2018).

Figura 10 – Declividade, hipsometria e localização da bacia do Rio Vieira



Fonte: IBGE, 2010.

Fonte: (FERNANDES; PALHARES, 2021)

Conforme demonstrado na Tabela 2, da área total da bacia hidrográfica, ou 570 km², muito embora a vegetação seja mais representativa na bacia hidrográfica, entre os anos de 1990 até 2005 a área urbana da bacia do Rio Vieira cresceu 45,5% e de maneira contínua. A classe de solo exposto, no entanto, também apresentou crescimento contínuo de 37,2% entre o período analisado.

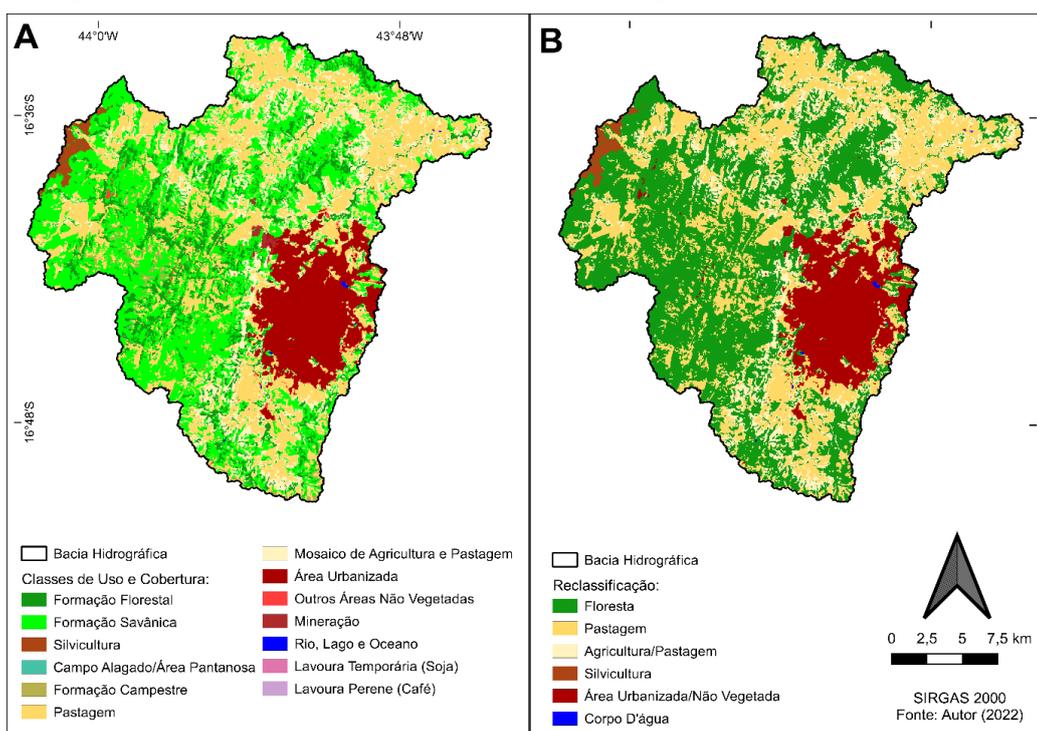
Tabela 2 - Área de cada classe de uso e ocupação da terra entre agosto de 1990 até julho de 2005 da bacia hidrográfica do Rio Vieira

| Classes | Data | | | |
|--------------------------|------------------------------|------------|------------|------------|
| | 26.08.1990 | 09.09.1995 | 22.09.2000 | 18.07.2005 |
| | Área (km²) | | | |
| Área Urbana | 55 | 58 | 65 | 80 |
| Vegetação | 304 | 280 | 308 | 295 |
| Área Agrícola / Pastagem | 178 | 194 | 155 | 146 |
| Solo Exposto | 43 | 48 | 52 | 59 |

Fonte: (BARROS et al., 2013)

A fim de se realizar a análise da ET_r por classes de uso e ocupação do solo, foi obtida a COLEÇÃO 7 - 2021 da plataforma MAPBIOMAS (MapBiomass, 2022) para o município de Montes Claros, sendo realizada a sua reclassificação segundo o código de classes da plataforma por meio do software de distribuição livre QGIS LTR 3.16 (QGIS, 2022) utilizando a ferramenta “Reclassificar por tabela”, a fim de se reduzir o número de classes estudadas, conforme Figura 11.

Figura 11 – Mapa de uso e cobertura do solo original (A) e reclassificado (B)



A tabela 3 discrimina as classes, sua área, proporção sobre a área total da bacia e a nova classificação realizada sobre a imagem *raster* original.

Tabela 3 - Área de cada classe de uso e ocupação da terra entre agosto de 1990 até julho de 2005 da bacia hidrográfica do Rio Vieira

| Classe | Área (km ²) | Proporção (%) | Reclassificação |
|-----------------------------------|-------------------------|---------------|------------------------------|
| Formação Florestal | 58,62 | 10,12% | Floresta |
| Formação Savânica | 198,22 | 34,23% | |
| Campo Alagado | 0,09 | 0,02% | |
| Área Pantanosa | 0,09 | 0,02% | |
| Formação Campestre | 5,37 | 0,93% | Pastagem |
| Pastagem | 165,06 | 28,51% | |
| Mosaico de Agricultura e Pastagem | 76,04 | 13,13% | Agricultura, pastagem |
| Lavoura Temporária (Soja) | 0,02 | 0,00% | |
| Lavoura Perene (Café) | 0,10 | 0,02% | |
| Silvicultura | 5,39 | 0,93% | Silvicultura |
| Área Urbanizada | 66,34 | 11,46% | Área urbanizada não Vegetada |
| Outros Áreas Não Vegetadas | 1,71 | 0,30% | |
| Mineração | 1,73 | 0,30% | |
| Rio, Lago e Oceano | 0,34 | 0,06% | Corpo D'água |

Fonte: Autor (2022)

3.1.1 Delimitação da área de estudo

Por meio da ferramenta Earth Explorer¹ foi adquirida o Modelo Digital de Elevação (MDE) na forma de dados *raster* referente ao programa *Shuttle Radar Topography Mission* — SRTM (FARR et al., 2007) com extensão de 1° x 1° e resolução espacial de 30 m, abrangendo toda a área de estudo. A imagem foi então processada através do software QGIS, onde após ser reprojeta para a projeção UTM 23S (SIRGAS 2000), foi utilizada a ferramenta a “*r.fillnull*” para filtrar possíveis inconsistências nas imagens.

Em seguida a ferramenta “*r.watershed*” foi utilizada para se determinar a área de escoamento, direção de drenagem e segmento de fluxo. Por fim, a

¹ <https://earthexplorer.usgs.gov/>

ferramenta “*r.watteroutlet*” foi utilizada para se delimitar a bacia, selecionando manualmente o exultório deste no Rio Verde Grande com base em dados hidrográficos ottocodificados obtidos através da plataforma IDE Sisema². Finalmente se extraiu o retângulo envolvente da área de estudo, ampliando-se o mesmo 90 metros para todos os lados por meio da ferramenta “*buffer*”.

3.2 Dados climáticos e evapotranspiração de referência

Os dados climáticos foram obtidos através da estação meteorológica Montes Claros-A506, localizada na latitude 16°41'10.9"S e longitude 43°50'37.5"O, do Instituto Nacional de Meteorologia e Estatística (INMET) referente a ano de 2021. Foram obtidos dados horários de: temperatura máxima (°C), temperatura mínima (°C), umidade relativa máxima (%), umidade relativa mínima (%), pressão atmosférica (kPa), radiação global (kJ/m²/dia) e velocidade do vento (m/s).

A fim de se obter os dados horários de evapotranspiração horária utilizou-se o software SMAI 2.0 (MARIANO, 2022), que foi desenvolvido para automatizar o cálculo da evapotranspiração de referência FAO pelo método de Penman-Monteith para uma superfície com grama batatais (*Paspalum notatum*) através da Equação 3 (ALLEN et al., 1998). A evapotranspiração de referência diária (ET_o) foi obtida a partir da somatória da evapotranspiração horária.

$$ET_i = \frac{0,408\Delta(Rn-G) + \gamma \frac{37}{(T+273)} U_2 (es - ea)}{\Delta + \gamma(1 + Cd U_2)} \quad (\text{Eq. 3})$$

Onde: ET_o - evapotranspiração de referência instantânea (mm d⁻¹); R_n – saldo de radiação a superfície (MJ m⁻² d⁻¹); G – fluxo de calor sensível no solo (MJ m⁻² d⁻¹); T – temperatura média do ar a 2m de altura (°C); U₂ – velocidade do vento a 2m de altura (m s⁻¹); es – pressão de saturação de vapor (kPa); ea – pressão atual de vapor (kPa); Δ - declividade da curva de pressão de saturação (kPa °C⁻¹); γ – constante psicométrica (kPa °C⁻¹); Cd – denominador constante – 0,24 durante o dia e 0,96 durante a noite, relacionado a referência e período de cálculo.

² <https://idesisema.meioambiente.mg.gov.br/webgis>

3.3 Imagens orbitais de satélite

As imagens orbitais do satélite Landsat 8 (*Collection 2 Level 1*) referentes a radiação de superfície foram obtidas através da plataforma Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), sendo selecionadas as imagens que no ano de 2021 apresentaram a menor porcentagem de nuvens na área de estudo.

Após obtidas, as imagens foram reprojctadas para a projeção UTM Zona 23 Sul (SIRGAS 2000) e recortadas a partir do retângulo envolvente. Todos os procedimentos foram realizados através do software QGIS. De forma semelhante também foi recortado o MDE, conforme seção 3.1.1, pelo retângulo envolvente. As imagens obtidas e horário de passagem estão discriminados na Tabela 4.

Tabela 4 – Data, parâmetros de órbita e hora da passagem do satélite Landsat 8

| Data | Ponto | Passagem | Hora da passagem |
|------------|-------|----------|------------------|
| 25/04/2021 | 218 | 72 | 12:56 |
| 15/08/2021 | 218 | 72 | 12:56 |
| 02/10/2021 | 218 | 72 | 12:56 |

Fonte: Autor (2022)

3.3.1 Radiância espectral e refletividade

Através dos metadados de cada imagem raster os números digitais foram convertidos para radiância através da equação 4, onde os valores de *Gain* e *Bias* referem-se ao termo multiplicativo (*Mult*) e aditivo (*Add*) respectivamente. Todos os cálculos foram realizados através do algoritmo *Semi-automátic classification plugin* (CONGEDO, 2021), segundo a equação:

$$L_{\lambda} = (Gain \times DN) + Bias \quad (\text{Eq. 4})$$

Onde: L_{λ} – radiância espectral para cada banda; DN – número digital de cada pixel; *Gain* e *Bias* – valores adimensionais obtidos dos metadados de cada banda espectral.

A refletividade de superfície, com valores corrigidos sem a interferência da atmosfera é, então, obtida através da equação 5.

$$\rho_{\gamma} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda}}{ESUN_{\gamma} \cdot \cos\theta \cdot d_r} \quad (\text{Eq. 5})$$

Onde: ESUN é a radiância extraterrestre média para cada banda; $\cos \Theta$ - é o cosseno do ângulo de incidência solar (nadir) e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol no Dia Juliano (DJ) (adimensional).

Assim, d_r é calculada a partir da expressão (DUFFIE; BECKMAN, 2013):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(DJ \frac{2\pi}{365}\right) \quad (\text{Eq. 6})$$

3.4 Algoritmo S-SEBI

Por meio do algoritmo S-SEBI, o fluxo de calor latente LE (W/m^2) é obtido a partir da diferença entre saldo de radiação R_n (W/m^2), fluxo de calor no solo G (W/m^2) e fluxo de calor sensível H (W/m^2).

$$LE = R_n - G - H \quad (\text{Eq. 7})$$

3.4.1 Saldo de radiação instantâneo

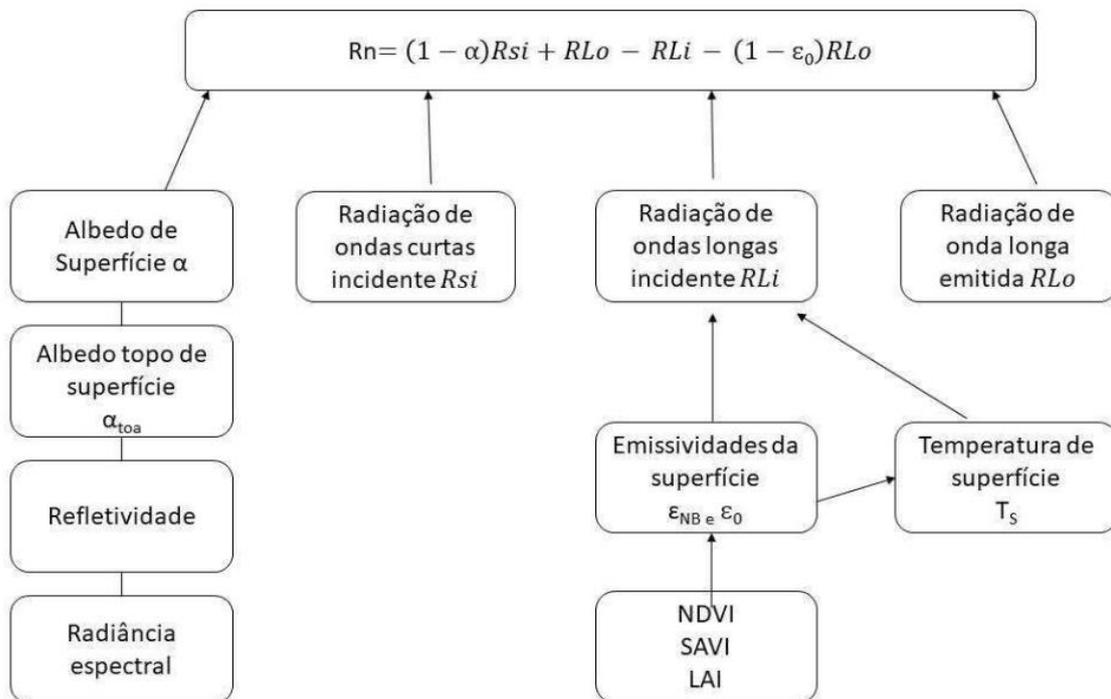
Todos as etapas de cálculos do algoritmo S-SEBI foram realizados através do modelador gráfico do software QGIS, sendo introduzidas as equações do algoritmo nas seguintes calculadoras gráficas: *Map Calc Simple* (GRASS), *Calculadora Raster* (GDAL) e *Raster Calculator* (QGIS). A radiância espectral de cada banda (Seção 3.3.1) foi introduzida como parâmetro de entrada, bem como os dados de calibração do algoritmo, onde os produtos foram calculados de maneira automatizada.

O saldo de radiação é o primeiro a ser calculado na equação do balanço de energia, desempenhando grande papel nos processos de troca de calor e massa na superfície da terra, sendo calculado a partir das radiações de onda longa e radiação de onda curta incidente conforme equação 8.

$$R_n = (1 - \alpha)R_{Si} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{Lo} \quad (\text{Eq. 8})$$

O fluxograma com as etapas para seu cálculo encontra-se na Figura 12, e nos tópicos subsequentes as descrições dos parâmetros da Equação 8.

Figura 12 – Etapas para obtenção do saldo de radiação instantâneo



Fonte: (JESUS, 2019)

3.4.2 Albedo da superfície (α)

O albedo pode ser definido como a razão entre a radiação recebida e a radiação refletida na superfície terrestre, sendo uma informação muito importante para o balanço de energia e estimativa da evapotranspiração real. Ele pode ser calculado a partir da expressão:

$$\alpha_{toa} = \sum(\omega_{\lambda} \cdot \rho_{\lambda}) \quad (\text{Eq. 9})$$

Onde: α_{TOA} – albedo da superfície; ω_{λ} – coeficiente de peso para cada banda e ρ_{λ} a refletividade da superfície para cada banda.

O coeficiente de ponderação para cada banda pode ser calculado conforme equação 10:

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad (\text{Eq. 10})$$

Os valores de radiância extraterrestre utilizados para o cálculo do coeficiente de peso de cada banda encontram-se discriminados na Tabela 5.

Tabela 5 - Radiância extraterrestre média e coeficiente de peso para as bandas do sensor OLI-Landsat 8

| | Banda 2 | Banda 3 | Banda 4 | Banda 5 | Banda 6 | Banda 7 |
|--------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| $ESUN_{\lambda}$ | 2.011,3 | 1.853,3 | 1.562,8 | 956,4 | 237,8 | 80,2 |
| ω_{λ} | 0,300 | 0,277 | 0,233 | 0,143 | 0,036 | 0,012 |

Fonte: (SILVA et al., 2016)

A fim de se obter o albedo de superfície deve-se realizar a correção atmosférica, devido a efeitos de espalhamento atmosférico que a radiação sofre antes de atingir a superfície e ao efeito de transmitância atmosférica. Assim, o albedo da superfície pode ser calculado a partir da equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (\text{Eq. 11})$$

Onde: α – albedo da superfície; α_p – espalhamento atmosférico, nesse trabalho considerado como 0,03 e τ_{sw} a transmissividade atmosférica.

A transmissividade atmosférica foi calculada segundo a equação 12:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \cdot MDE \quad (\text{Eq. 12})$$

Onde: MDE – o modelo digital de elevação do terreno.

3.4.3 Radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$)

A radiação de onda curta incidente corresponde a somatória do fluxo de radiação direta, quando a radiação solar atinge diretamente a superfície, e a radiação difusa, quando a energia vem de outras direções devido a interação com a atmosfera (LIBERATO; CARDOSO, 2011).

$$R_{S\downarrow} = S \cdot \cos(90^\circ - \beta) \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (\text{Eq. 13})$$

Onde: $R_{S\downarrow}$ - a radiação de onda curta incidente (W/m^2); S – é a constante solar ($1367 \text{ W}/\text{m}^2$) e β – o ângulo de elevação do sol no momento de passagem do satélite.

3.4.4 Radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$)

A radiação de onda longa emitida é o fluxo de radiação emitido pela superfície da terra para a atmosfera, podendo ser calculado pela expressão:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (\text{Eq. 14})$$

Onde: ε_0 – emissividade da superfície (adimensional); σ – constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ K}^{-4}$); T_s – temperatura de superfície para cada pixel da imagem (K).

No cálculo de $R_{L\uparrow}$ é necessário se determinar a emissividade de cada pixel (ϵ_{NB}), ou a eficiência com a matéria emite radiação eletromagnético dada sua temperatura (LOPES; RIZZI, VALERIANO, 2007). Pode ser calculado pelas seguintes equações quando o NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada) > 0 :

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot LAI \quad \text{para IAF} < 3 \text{ (Eq. 15)}$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot LAI \quad \text{para IAF} < 3 \text{ (Eq. 16)}$$

Onde: ϵ_0 – emissividade da superfície (adimensional); IAF = Índice de Área Foliar. O IAF é a razão entre a área da folha e área do solo que ocupa. Quando IAF > 3 , $\epsilon_{NB} = 0,98$ e $\epsilon_{NB} = 0,98$. Quando NDVI < 0 , $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_{NB} = 0,985$.

O índice NDVI pode ser calculado pela equação 17:

$$NDVI = \frac{(\rho_5 - \rho_4)}{(\rho_5 + \rho_4)} \quad \text{(Eq. 17)}$$

Onde: ρ_5 e ρ_4 a reflectância da banda 5 e 4, respectivamente.

O IAF pode ser calculado pela expressão 18:

$$IAF = -\ln \left(\frac{0,6 - SAVI}{0,59} \right) \quad \text{(Eq. 18)}$$

Onde SAVI é o Índice de Vegetação Ajustado ao Solo, *Soil-adjusted vegetation index* (HUETE, 1988), é calculado pela expressão:

$$SAVI = (1 + L) \frac{(\rho_5 - \rho_4)}{(L + \rho_5 + \rho_4)} \quad \text{(Eq. 19)}$$

Onde: L – fator adimensional, neste trabalho considerado como 0,5.

A temperatura da superfície (T_s) pixel a pixel pode ser obtida a partir da banda 10 do satélite Landsat 8.

$$T_s = \frac{K_2}{\ln \left(\frac{\epsilon_{NB} \cdot K_1 + 1}{L_{10}} \right)} \quad \text{(Eq. 20)}$$

Onde: L_{10} – radiância espectral da banda 10; K_1 e K_2 fatores de calibração obtidos nos metadados das imagens.

3.4.5 Radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$)

O fluxo de radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$) é resultado da emissão de radiação por componentes atmosféricos, tais como vapor d'água e dióxido de carbono (LIBERATO; CARDOSO, 2011). É calculada segundo equação empírica calibrada por Ferreira (2009) para o semiárido do nordeste brasileiro, onde T_a (K) é a temperatura próxima a superfície obtida a partir de estação meteorológica (seção 3.2) para o momento de passagem do satélite.

$$R_{L\downarrow} = 0,884 \cdot (-\ln \ln \tau_{SW})^{0,02} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{Eq. 21})$$

3.4.6 Fluxo de calor no solo (G)

Os processos que ocorrem no solo, sejam eles físicos, químicos e biológicos, dependem do fluxo de calor em se interior. Assim, o valor de G se torna no balanço de energia, quantificando as entradas e saídas de energia que influenciam diretamente o fluxo de calor sensível (H) e latente (LET) e, portanto, as taxas de evapotranspiração (FUNARI; FILHO, 2017).

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) \cdot (1 - 0,98 NDVI^4) \right] \cdot R_n \quad (\text{Eq. 22})$$

Para $NDVI < 0$, assumiu-se $G = 0,3$ conforme Bezerra *et al.* (2009).

3.4.7 Estimativa da evapotranspiração real (ET_r)

A partir da equação do balanço de energia, segundo proposto por Roerink, Su e Menenti (2000), a fração evaporativa pode ser definida segundo a equação 23.

$$\Lambda = \frac{LE}{LE+H} = \frac{LE}{R_n-G} \quad (\text{Eq. 23})$$

Para cada pixel, a fração evaporativa é calculada segunda a equação:

$$\Lambda = \frac{T_H-T_S}{T_H-T_{LE}} \quad (\text{Eq. 24})$$

Onde: Λ – fração evaporativa (adimensional); T_H – , quando $LE = 0$, em K; T_{LE} – média de temperatura de áreas úmidas, quando $H = 0$, em K; T_S – temperatura de superfície de cada pixel da imagem, em K.

$$T_H = a_H + b_H\alpha \text{ (Eq. 25)} \quad \text{e} \quad T_{LE} = a_{LE} + b_{LE}\alpha \text{ (Eq. 26)}$$

Onde as variáveis a e b são específicas para cada localidade e para momento da passagem do satélite. Substituindo as equações 25 e 26 na equação 24, tem-se:

$$\Lambda = \frac{a_H + b_H\alpha - T_S}{a_H - a_{LE} + (b_H - b_{LE})\alpha} \text{ (Eq. 27)}$$

Uma vez obtida a fração evaporativa, o fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) pode ser obtido:

$$H = (1 - \Lambda)(R_N - G) \quad \text{(Eq. 28)}$$

$$LE = \Lambda(R_N - G) \quad \text{(Eq. 29)}$$

A fração evaporativa instantânea (FET_h), para o momento da passagem do satélite, pode ser obtida a partir da Equação 30:

$$FET_h = 3600 \frac{LE}{\lambda} \quad \text{(Eq. 30)}$$

Onde: FET_h – ; λ – calor latente de vaporização da água (2.450 kJ/kg)

Valores diários de ET são mais úteis que valores horários. Dessa forma, o cálculo da evapotranspiração real diária (ET_r) parte da premissa que os valores instantâneos (ET_i) de ET_r são iguais a média de 24 horas, dessa forma ET_r é calculado segundo a expressão:

$$ET_r = \frac{FET_h}{ET_i} ET_o \text{ (Eq. 31)}$$

Onde: ET_i – evapotranspiração de referência instantânea; ET_r – evapotranspiração real diária (mm/dia); λ – calor latente de vaporização da água (2.450 kJ/kg)

3.5 Análise estatística

A fim de se realizar a análise comparativa entre a evapotranspiração de referência (ET_o), conforme seção 3.2, e a evapotranspiração real média (ET_r) para cada data estudada, estimada pelo algoritmo S-SEBI, foi utilizado o erro absoluto (EA) e o erro relativo (ER), conforme metodologia realizada por Jesus (2019).

$$EA = |ET_r - ET_o| \quad (\text{Eq. 32})$$

$$ER = \frac{|ET_r - ET_o|}{ET_o} \quad (\text{Eq. 33})$$

Onde: ET_r – média aritmética da evapotranspiração; ET_o – evapotranspiração de referência.

Afim de se analisar a homogeneidade e exatidão dos resultados experimentais da ET_r por cada classe de uso e ocupação do solo foi utilizado o coeficiente de variação (CV) segundo a equação:

$$CV = \frac{s}{M} 100 \quad (\text{Eq. 34})$$

Onde:

CV = Coeficiente de variação (%)

s = desvio padrão

m = média de ET_r para toda a bacia hidrográfica.

O desvio padrão e média foram obtidos a partir do algoritmo “Estatísticas Zonais” utilizando a camada vetorial de classes de uso e ocupação do solo (Seção 3.1). A tabela 5 expõe a classificação do coeficiente de variação em função de seus valores.

| Tabela 6 - Classificação do coeficiente de variação | |
|--|----------------------|
| Critério | Classificação |
| CV < 10% | Baixo |
| 10% > CV < 20% | Médio |
| 20% > CV < 30% | Alto |
| CV > 30% | Muito Alto |

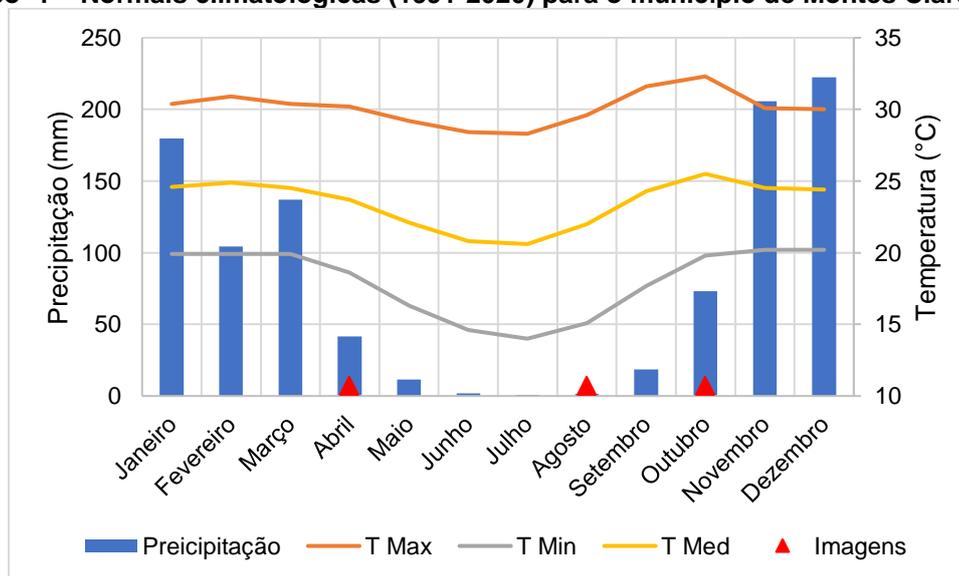
Fonte: Autor (2022)

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Caracterização do clima

Segundo a dados do INMET das Normais Climatológicas para o município de Montes Claros, o período que concentra as maiores precipitações ocorre entre novembro a março onde também ocorrem as maiores temperaturas médias. A partir de abril a temperatura reduz juntamente com a precipitação até o mês de julho, que ocorrem as menores temperaturas e a precipitação é quase nula.

Gráfico 1 – Normais climatológicas (1991-2020) para o município de Montes Claros (MG)



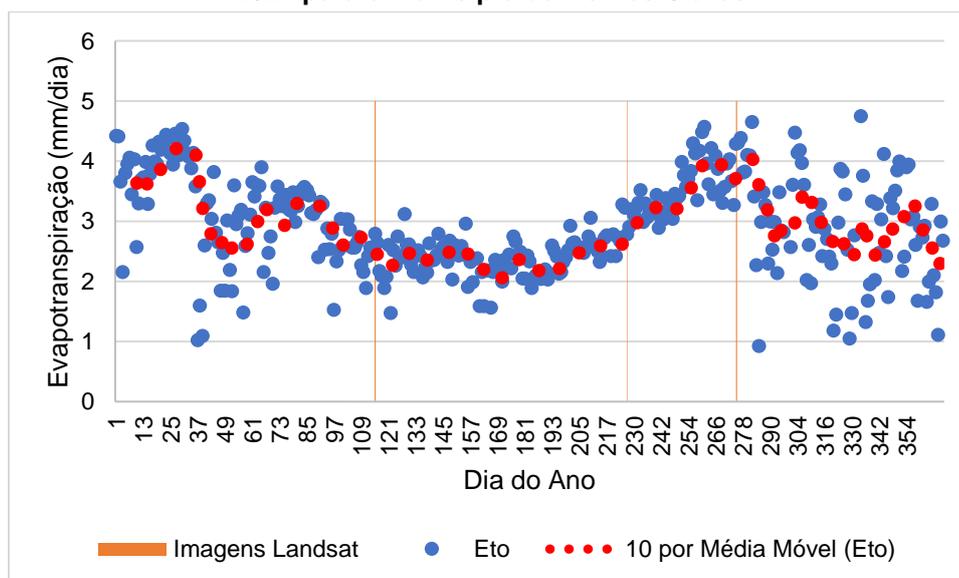
Fonte: Elaborado pelo autor com base em INMET (2022)

Maciel e Barcelos (2012) ao estudar o clima do Norte de Minas Gerais observaram menores valores de temperatura entre os meses de junho a agosto, coincidindo com os meses de menor precipitação, onde as temperaturas médias começam a reduzir a partir do mês de abril e voltam a subir a partir de julho. Entre os meses de setembro a outubro, segundo o mesmo estudo, ocorrem as maiores temperaturas médias e entre os meses de novembro a março as maiores precipitações.

Conforme pode ser observado no Gráfico 1, para o ano de 2021 os menores valores de ETo ocorreram entre os meses de abril a agosto, coincidindo com duas datas cujas imagens foram obtidas, e os maiores valores entre os meses de janeiro

a fevereiro e setembro a outubro. Segundo Souza, Calheiros e Santos (1998) os máximos de ETo coincidem com épocas menos chuvosas (primavera-verão), que notadamente tem menor nebulosidade e maior insolação, umidade relativa menor e velocidade do vento maior. Os valores mínimos de ETo ocorrem em condições meteorológicas opostas as anteriores (outono-inverno).

Gráfico 2 – Evapotranspiração de referência e sua média móvel de 10 dias para o ano de 2021 para o município de Montes Claros



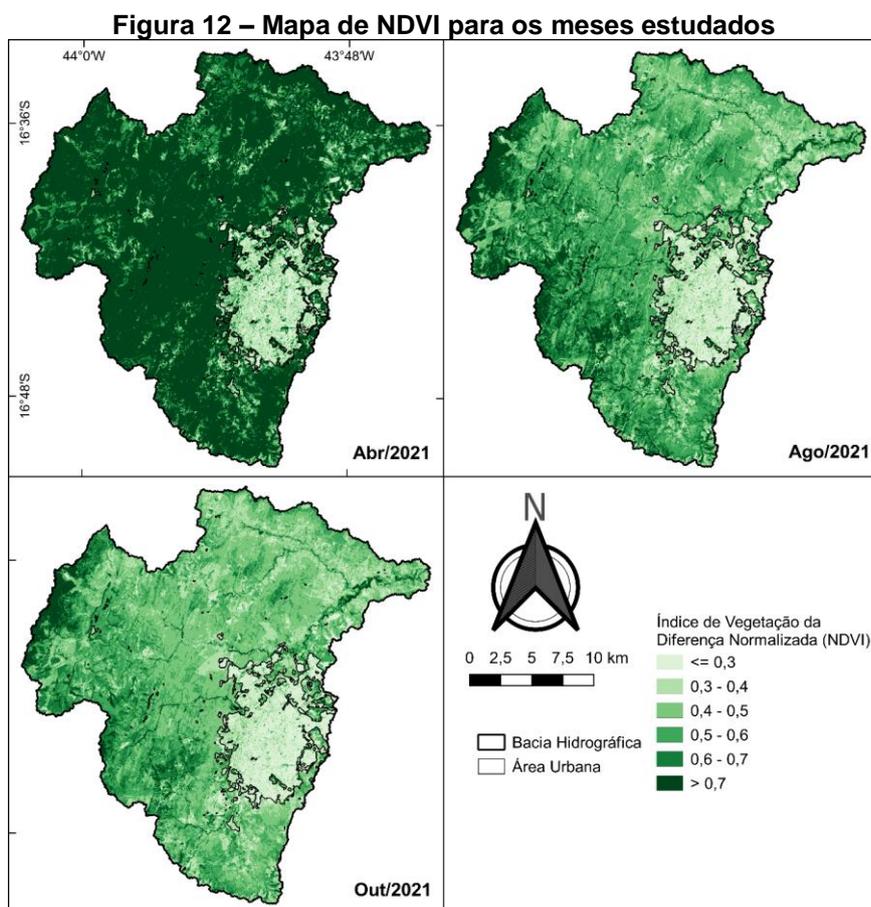
Fonte: Autor (2022)

Castro *et al.* (2015) ao estudar o comportamento da ETo na cidade de Montes Claros (MG) em um período de 20 anos (1995-2014) através do método de Penman-Monteith, observaram que a probabilidade de que ocorram médias menores que 5,11 mm/dia é de 80%. Ainda segundo o estudo, entre os meses de abril a julho foram observados as menores médias de ETo, devido as menores temperaturas e horas de sol diárias, com média geral de ETo de 4,09 mm/dia.

4.2 Parâmetros de superfície (TS, Albedo e NDVI)

As maiores médias de NDVI (>0,7) foram observados no mês de abril, reduzindo com o tempo até o mês de outubro (Figura 12). Locais onde não há presença de vegetação apresentaram os menores NDVI. O mesmo comportamento foi observado por Trentin *et al.* (2021) ao caracterizar o comportamento da vegetação do cerrado mato-grossense, segundo o qual a variação no NDVI ao

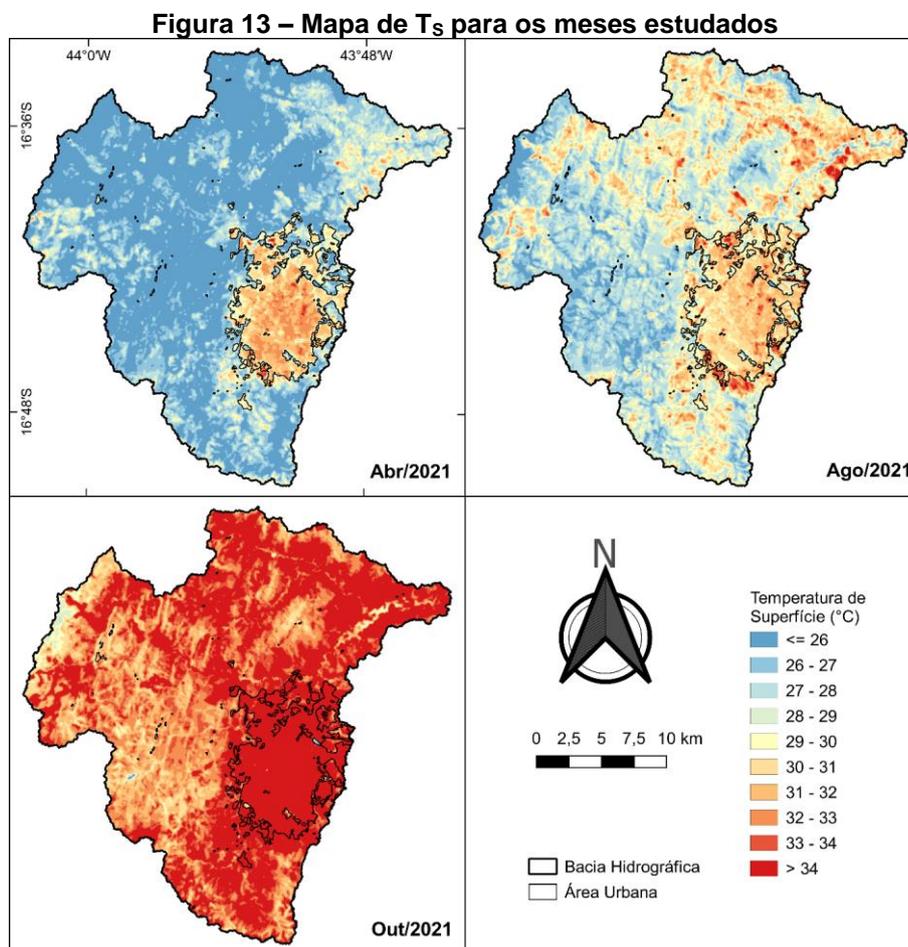
longo do tempo ocorre em função de fatores climáticos, principalmente a distribuição de chuvas, decaindo após a estação chuvosa e atingindo os menores valores no inverno. Médias de NDVI inferiores a 0,3 indicam a presença de vegetação esparsa ou a sua ausência, como pode ser observado na área urbana nas três datas (Figura 12). O mesmo comportamento foi observado por Silva *et al.* (2019) no semiárido paraibano, que enfatiza o fato de ser uma característica de áreas secas e com baixa pluviosidade.



Fonte: Autor (2022)

A T_s média em abril foi de 26,2 °C, em agosto de 28,9 °C e de 34 °C em outubro. No primeiro mês áreas vegetadas apresentaram temperaturas inferiores a 26°C, no segundo mês entre 26°C e 28 °C e no último mês entre 29°C e 33°C (Figura 13). A depender do regime hídrico ao qual é submetida a vegetação, seus estômatos se fecham a fim de reduzir a evapotranspiração, reduzindo a umidade do ar e, conseqüentemente, aumentando a temperatura próxima a superfície. O

perímetro urbano foi o que apresentou os maiores valores de T_s para os três meses estudados, conforme coloração mais avermelhada observada na Figura 13.



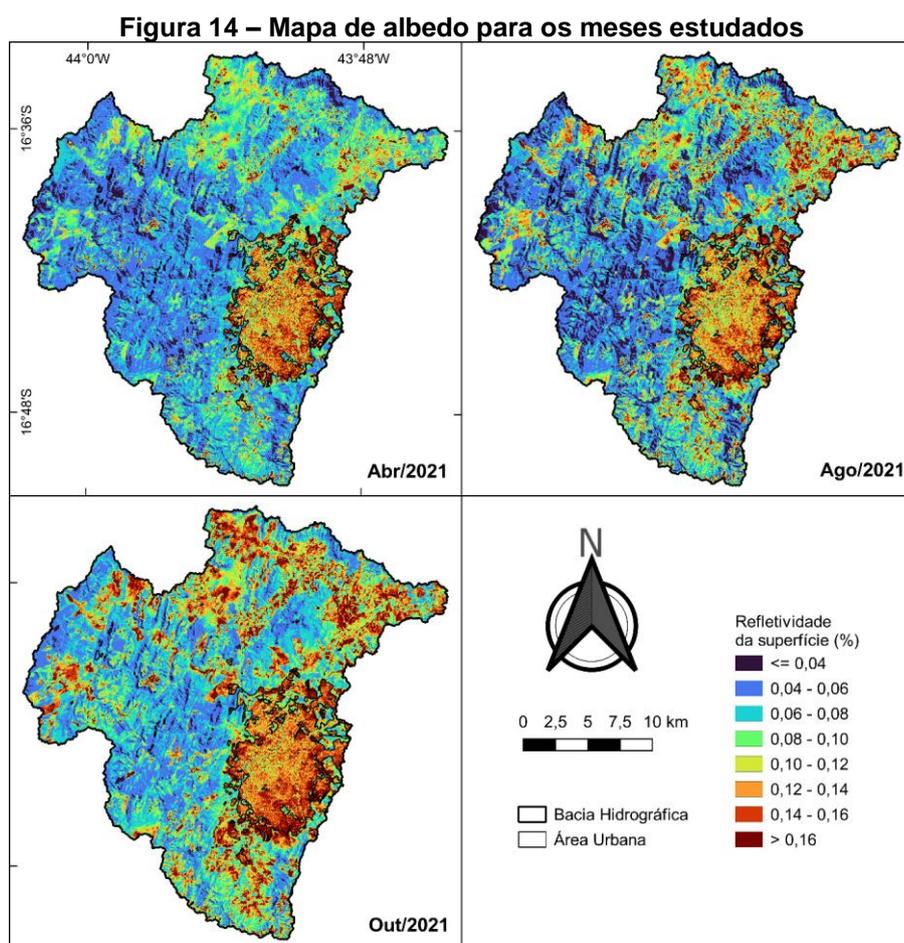
Fonte: Autor (2022)

No mês de outubro em áreas urbanas não vegetadas a T_s foi superior a 35°C e menores que 31°C em áreas de cerrado denso e de silvicultura. Áreas de pastagem e agricultura apresentaram valores em torno de 34°C , áreas florestais por volta de 32°C e corpos d'água apresentaram valores menores que 30°C .

As T_s médias encontradas nesse estudo estão de acordo com outros relatos literários. Almeida *et al.* (2020) encontrou T_s médias de 29°C para o mês de agosto e de 31°C para o mês de outubro para o perímetro urbano de Montes Claros e Leite *et al.* (2018) observaram grande concentração de médias termais entre $26,87^{\circ}\text{C}$ a $36,31^{\circ}\text{C}$. Já Leite, Silva e Filho (2018), ao caracterizar a temperatura de superfície por diferentes usos e ocupações no Norte de Minas, observaram temperaturas médias de $33,86^{\circ}\text{C}$ em áreas de cerrado para os meses de agosto e outubro.

Silva *et al.* (2019) também observaram maiores valores de TS em regiões de solo exposto e vegetação rasteira e menores valores em regiões de corpos hídricos e de vegetação arbustiva, com temperatura variando de 21 °C em outubro e de 34°C em dezembro.

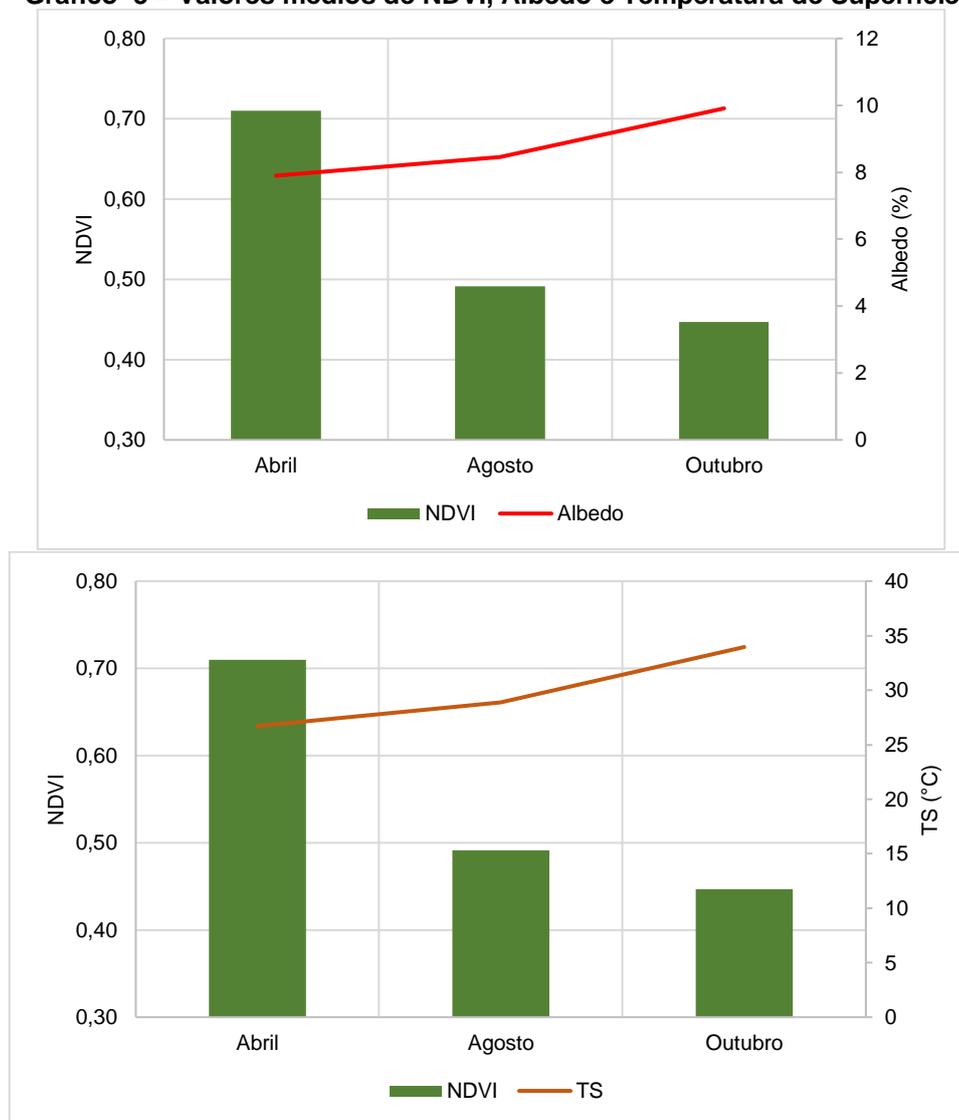
A Figura 14 expõe a refletividade de superfície (albedo), notadamente regiões onde não há presença de vegetação apresentaram maiores médias. A refletividade não mudou significativamente no período analisado, sendo de 7,9%, 8,5% e 9,2% para abril, agosto e outubro, respectivamente, comportamento também observado por Lins *et al.* (2017) e Gamarra, Corrêa e Targino (2014). As regiões com maior refletividade, no entanto, concentram-se em áreas urbanizadas, não vegetadas e com pouca cobertura vegetal, coincidindo com regiões de altas temperaturas e baixos valores de NDVI.



Fonte: Autor (2022)

O comportamento da temperatura de superfície e sua relação com NDVI e albedo de superfície pode ser demonstrado no Gráfico 3, que exibe os valores médios dos três parâmetros para os meses estudados.

Gráfico 3 – Valores médios de NDVI, Albedo e Temperatura de Superfície

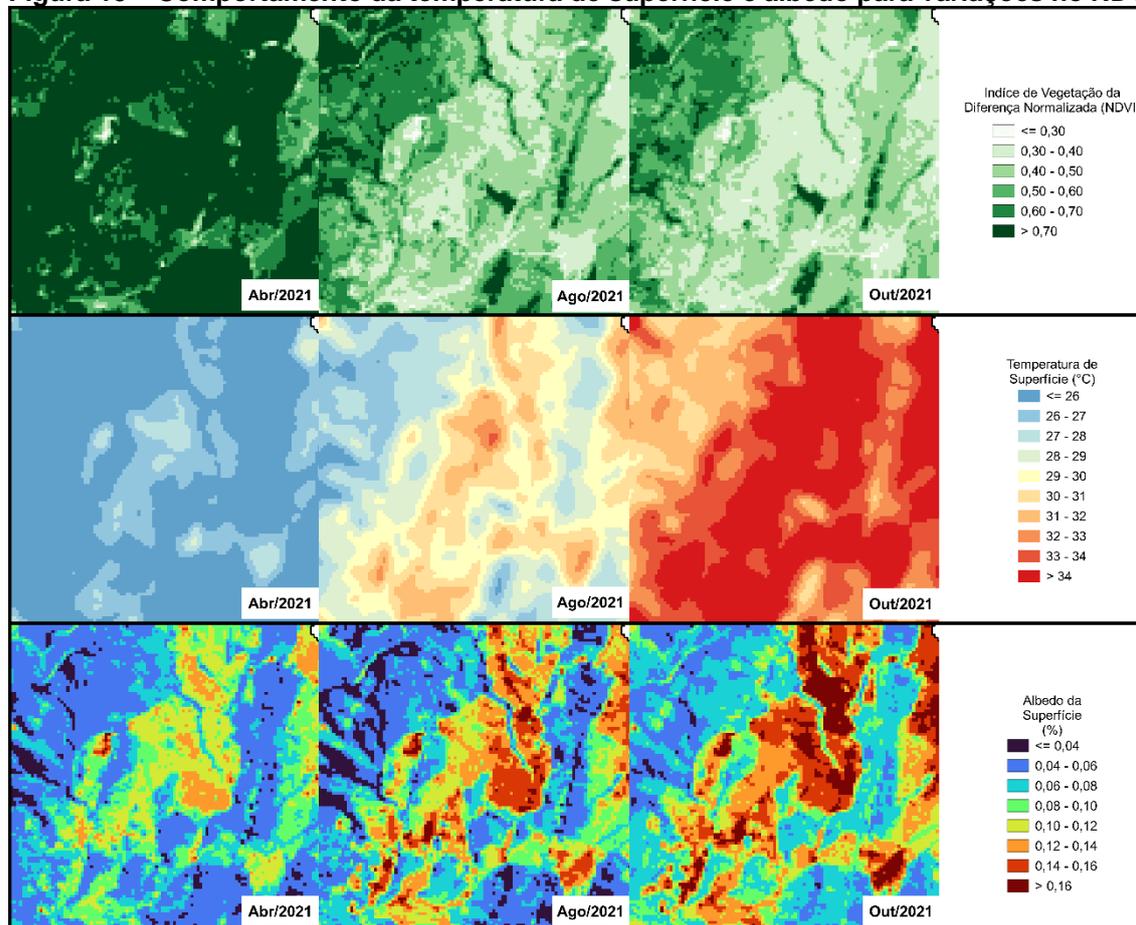


Fonte: Autor (2022)

A figura 15 apresenta o comportamento da TS em função de diferentes coberturas do solo e comportamento fenológico da vegetação, indicado pelo NDVI e pelo albedo. Maior NDVI indica vegetação densa, vigorosa e sem estresse hídrico, o que acarreta em menores valores de Ts e utilização da radiação para processos evaporativos, indicado pelo baixo albedo. Da mesma forma, locais

degradados onde não há cobertura vegetal ou onde essa cobertura vegetal é esparsa apresentam maiores temperatura de superfície.

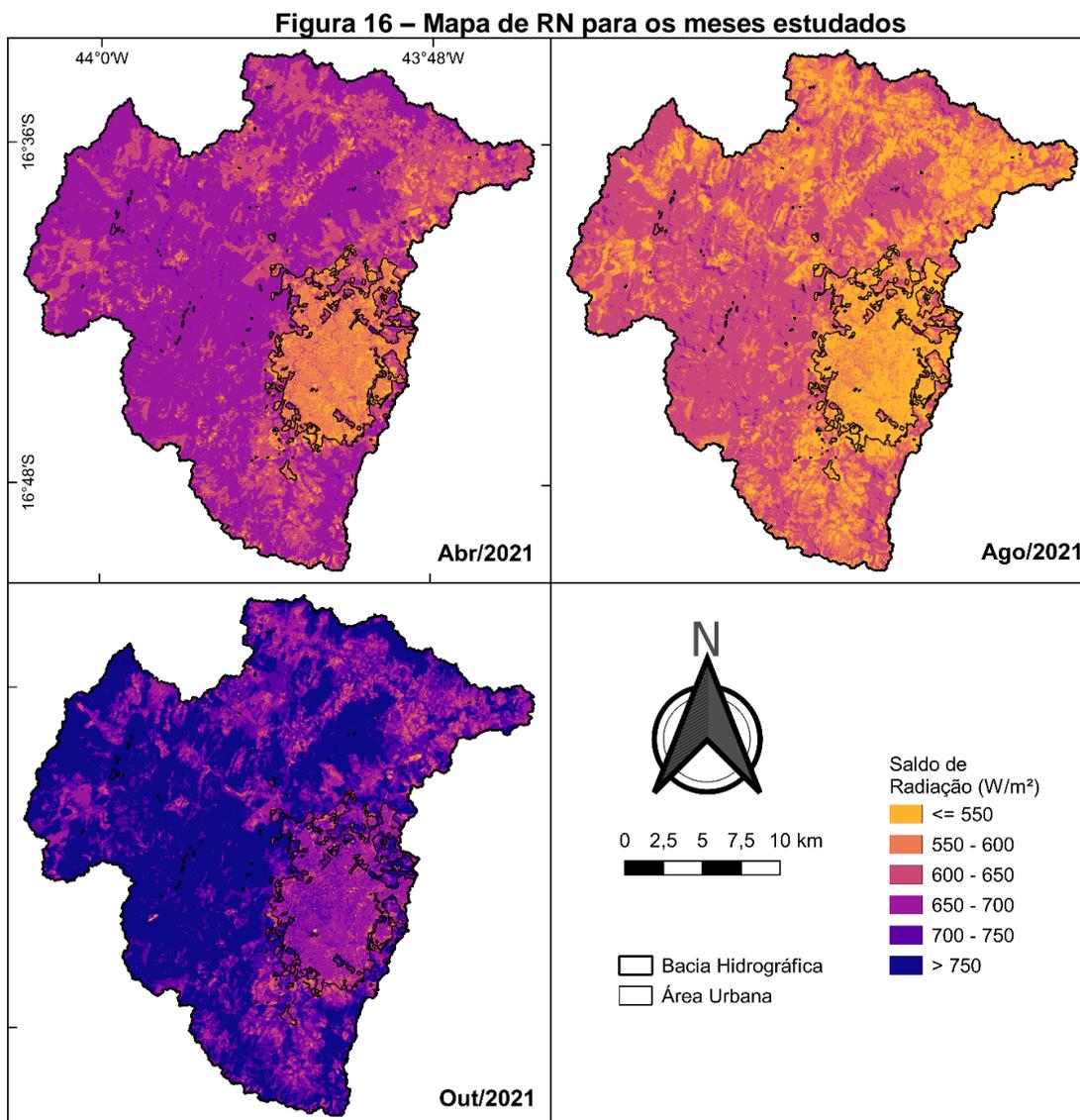
Figura 15 – Comportamento da temperatura de superfície e albedo para variações no NDVI



Fonte: Autor (2022)

4.3 Balanço de energia (RN, G, H e LE)

Maiores valores de RN foram observados em outubro, que teve predominância de médias superiores a 750 W/m² em áreas de floresta e entre 650-700 W/m² em áreas de vegetação esparsa, e os menores em agosto, com predominância de médias inferiores a 700 W/m², para áreas de floresta e 550 W/m², para áreas de vegetação esparsa (Figura 16). As menores médias observadas estão na área urbana para as três datas estudadas. O mesmo comportamento observado por Teixeira *et al.* (2014) ao modelar componentes do balanço de energia no norte de Minas Gerais, que observou maiores valores do saldo de radiação em outubro e menores valores em maio.



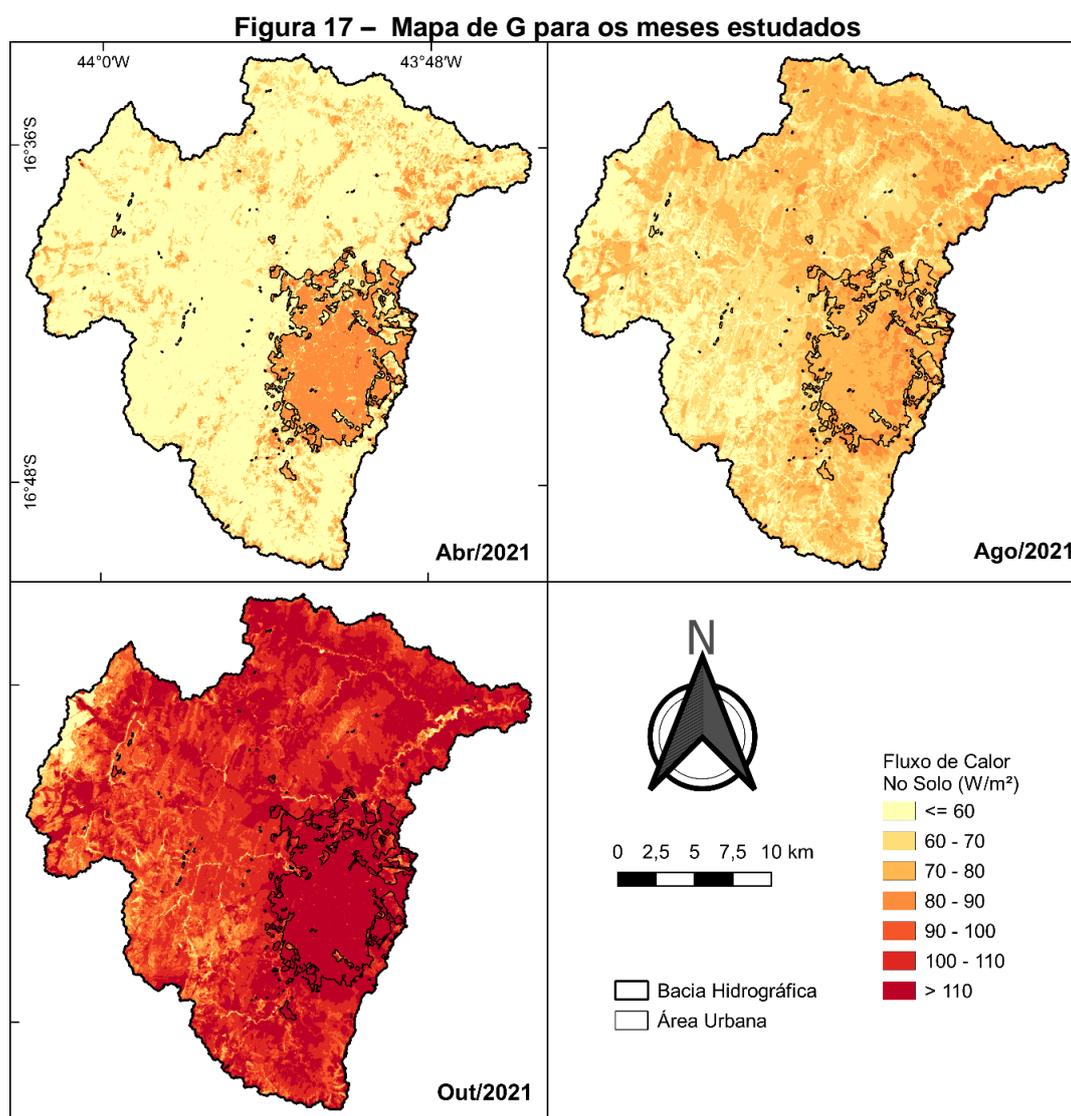
Para as datas estudadas, é possível observar o comportamento do saldo de radiação em função de diferentes valores de albedo, onde maiores valores de refletividade estão associados a menores valores de RN, e menores valores de refletividade associados aos maiores valores de RN. Esse comportamento se deve ao fato desses fatores influenciarem o balanço de ondas curtas (albedo) e balanço de ondas longas, no caso da T_s (JESUS, 2019).

A tabela 7 demonstra os componentes do balanço de energia para as datas estudadas. Conforme observado nos mapas, o maior valor médio de RN ocorreu em outubro e o menor em agosto. Em outubro ocorre o aumento da radiação solar, ocorrendo o aumento da temperatura média da região conforme comentado anteriormente. O mês de agosto por apresentar menor incidência de radiação apresenta os menores valores de RN. Os valores observados em abril refletem a precipitação acumulada dos meses anteriores e maior incidência de radiação solar. Em abril o solo ainda retém umidade ocasionando menores valores de albedo e, conseqüentemente, maiores valores para os fluxos de energia.

| Tabela 7 - Valores médios dos componentes do balanço de energia para cada data estudada | | | | |
|--|-----------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| Data | RN (W/m²) | G (W/m²) | H (W/m²) | LE (W/m²) |
| 25/04/21 | 643,28 | 50,41 | 182,63 | 409,93 |
| 15/08/21 | 585,01 | 68,00 | 169,81 | 348,45 |
| 02/10/21 | 732,88 | 105,83 | 261,15 | 370,55 |

Fonte: Autor (2022)

Conforme Figura 17, é possível observar menor G para regiões vegetadas e maiores médias para áreas com pouca ou nenhuma presença de vegetação. Em abril houve predominância de médias inferiores a 60 W/m² e em agosto inferior a 70 W/m². Já em outubro foram observados os maiores valores, predominantemente inferiores a 90 W/m² para áreas vegetadas e superiores a 100 W/m² em regiões não vegetadas. Maiores valores de G estão associados principalmente a estiagem e perda de umidade do solo e diferentes taxas de radiação entre verão e inverno.

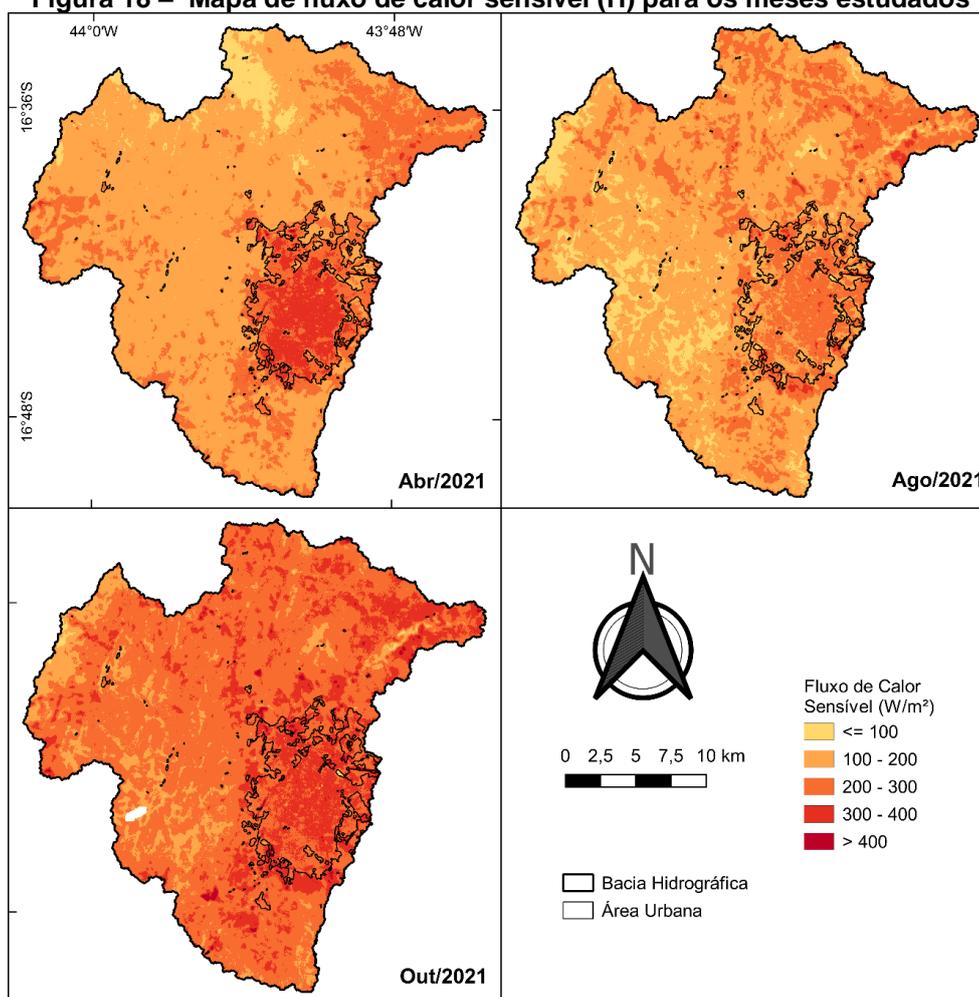


Fonte: Autor (2022)

Na figura 18 é possível observar o fluxo de calor sensível (H), havendo variações entre 100-200 W/m² em abril e agosto para áreas vegetadas, e médias entre 200-300 W/m² em áreas de vegetação esparsa. No mês de outubro houve variações de fluxo de calor entre 200-300 W/m² em áreas densamente vegetadas

e de 300-400 W/m² em áreas de vegetação esparsa. Áreas com pouca vegetação ou áreas não vegetadas apresentaram os maiores H, haja visto que em locais com altas temperaturas e baixo índice vegetativo há pouca presença de água e a maior parte da energia é utilizada para o aquecimento do ar, aumentando os valores de H. No verão os maiores valores de radiação solar também são responsáveis por maiores valores de H.

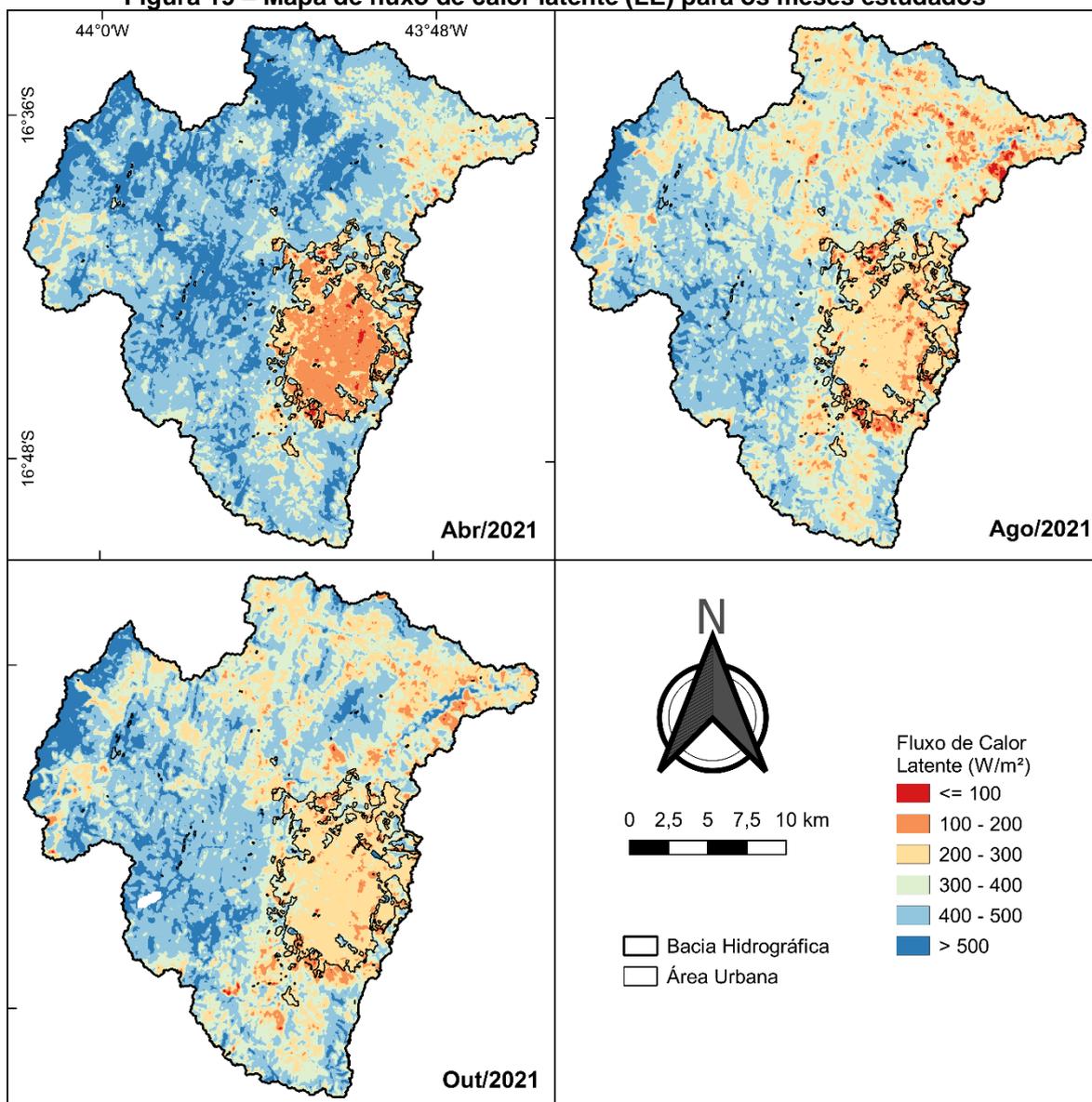
Figura 18 – Mapa de fluxo de calor sensível (H) para os meses estudados



Fonte: Autor (2022)

Sendo definida como a diferença entre saldo de radiação (RN), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor sensível (H), o fluxo de calor latente (LE) é a energia disponível e utilizada para a evapotranspiração. Dessa forma, maior LE está associado a disponibilidade hídrica ou em resposta ao período chuvoso. Em abril, mês que apresentou os maiores valores de NDVI, houve predominância de valores superiores a 400 W/m² em áreas densamente vegetadas, entre 300-400 W/m² em áreas de vegetação esparsa e entre 100-200 W/m² na área urbana.

Figura 19 – Mapa de fluxo de calor latente (LE) para os meses estudados



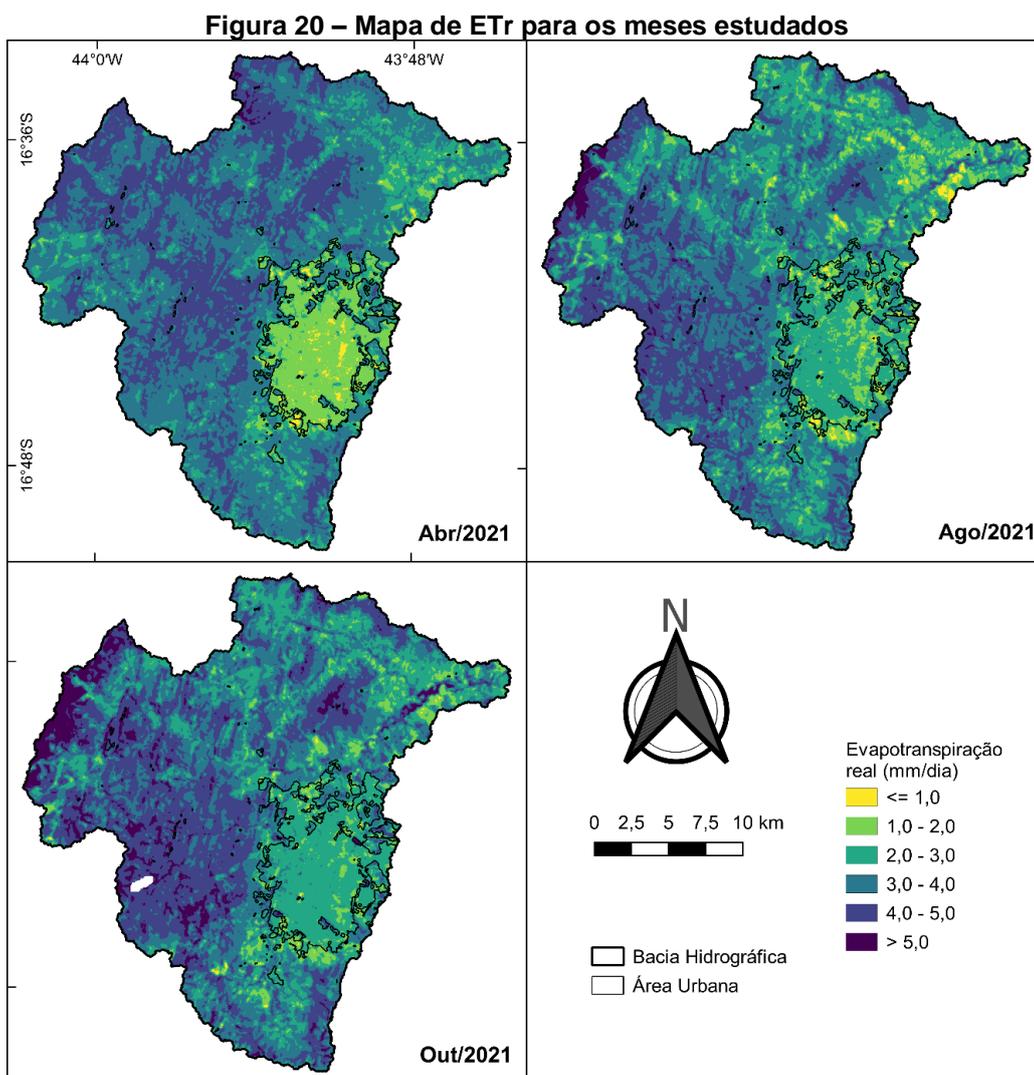
Fonte: Autor (2022)

Em agosto áreas com LE entre 200 – 300 W/m² aumentaram enquanto que na área urbana entre 300-400 W/m². Veloso, Silva e Ferreira (2020) observaram maiores valores no verão e menores no inverno, enquanto regiões vegetadas apresentaram sempre os maiores valores e regiões de solo exposto ou não vegetadas os menores. O comportamento do NDVI, que reflete o estresse ao qual é submetido a vegetação, enfatiza o comportamento de LE em resposta a disponibilidade de água no ambiente.

Boratto (2012) observou valores maiores e mais uniformes de LE em janeiro, período úmido, sendo a faixa de variação de 295,47 a 306,22 W/m² predominante nesse período. Já para o mês de agosto, período seco, a classe predominante variou de 157,13 a 175,08 W/m² em locais onde a vegetação sofreu algum estresse hídrico, notadamente regiões de vegetação pouco densa, rala ou em áreas de solo exposto, segundo os autores. Regiões que começavam a sofrer algum estresse hídrico variaram de 175,08 a 184,28 W/m² para o período seco.

4.4 Evapotranspiração real (ETr)

A precisão dos valores de ETr está associada principalmente aos cálculos dos termos que envolvem o balanço de energia, RN, G e H. Na Figura 20 pode ser observado que na área urbanizada e em regiões não vegetadas houve predominância de menores valores de evapotranspiração em todo o período estudado. ETr intermediários foram observadas na classe pastagem, sendo superados por regiões exploradas pela agropecuária (agricultura e pastagem). As maiores ETr concentraram-se na classe floresta e em corpos d'água nos três meses estudados. As áreas exploradas pela silvicultura, no entanto, superaram todas as anteriores, apresentando os maiores valores absolutos de ETr.



Fonte: Autor (2022)

No mês de abril houve predominância de ETr entre 3-4 mm/dia e áreas de cerrado denso entre 4-5 mm/dia, comportamento semelhante ao observado nos meses de agosto e outubro, aumentado a predominância de valores entre 4-5 mm/dia neste último em áreas de floresta e valores superiores a 5 mm em áreas de cerrado denso e de silvicultura.

Conforme observado na Tabela 8 a classe Silvicultura apresentou a maior ETr seguida pela classe Floresta. Áreas de pastagem e corpos hídricos apresentaram médias próximas a ETr da bacia, que em abril foi de 3,35 mm/dia. Áreas urbanizadas e não vegetadas apresentaram os menores ETr, com média de 1,69 mm/dia. Os menores coeficientes de variação foram obtidos nas classes Silvicultura e Floresta, indicando alta homogeneidade, enquanto que em áreas não vegetadas foram observados os maiores CVs.

Tabela 8 - Média, desvio padrão, coeficiente de variação e sua classificação por classe de uso e ocupação do solo para o mês de Abril

| Classe | M | DP | CV (%) | Classificação |
|------------------------------|------|------|--------|---------------|
| Floresta | 3,89 | 0,42 | 10,81 | Médio |
| Pastagem | 3,05 | 0,66 | 21,64 | Alto |
| Agricultura/Pastagem | 3,58 | 0,48 | 13,41 | Médio |
| Silvicultura | 4,39 | 0,15 | 3,51 | Baixo |
| Área Urbanizada/Não Vegetada | 1,69 | 0,62 | 36,65 | Muito Alto |
| Corpo D'água | 3,08 | 0,36 | 11,66 | Médio |

Autor (2022)

Para o mês de agosto as classes Silvicultura e Floresta mantiveram os maiores valores de ETr enquanto que áreas não vegetadas os menores. Áreas de pastagem obtiveram valores mais próximos a média geral de ETr, igual a 3,23 mm/dia. O CV de Floresta e Silvicultura também se mantiveram como os menores, enquanto que áreas de pastagem e não vegetadas mostraram-se os maiores.

Tabela 9 - Média, desvio padrão, coeficiente de variação e sua classificação por classe de uso e ocupação do solo para o mês de agosto

| Classe | M | DP | CV (%) | Classificação |
|------------------------------|------|------|--------|---------------|
| Floresta | 3,90 | 0,54 | 13,88 | Médio |
| Pastagem | 2,61 | 0,72 | 27,70 | Alto |
| Agricultura/Pastagem | 3,01 | 0,53 | 17,61 | Médio |
| Silvicultura | 5,11 | 0,66 | 12,85 | Médio |
| Área Urbanizada/Não Vegetada | 2,28 | 0,60 | 26,26 | Alto |
| Corpo D'água | 3,88 | 0,66 | 17,05 | Médio |

Fonte: Autor (2022)

Em outubro o mesmo comportamento observado nos meses anteriores ocorreu, onde Silvicultura e Pastagem obtiveram os maiores valores de ETr e os menores valores de CV. A exceção da classe Pastagem, que teve CV Alto, todas as demais tiveram valores médios. Áreas de agricultura/pastagem tiveram ETr próximos a média geral, que em outubro foi de 3,55 mm/dia, enquanto que áreas não vegetadas os menores.

Tabela 10 - Média, desvio padrão, coeficiente de variação e sua classificação por classe de uso e ocupação do solo para o mês de outubro

| Classe | M | DP | CV (%) | Classificação |
|------------------------------|------|------|--------|---------------|
| Floresta | 4,31 | 0,59 | 13,69 | Médio |
| Pastagem | 2,83 | 0,74 | 26,08 | Alto |
| Agricultura/Pastagem | 3,31 | 0,58 | 17,41 | Médio |
| Silvicultura | 5,93 | 0,79 | 13,24 | Médio |
| Área Urbanizada/Não Vegetada | 2,50 | 0,47 | 18,87 | Médio |
| Corpo D'água | 4,71 | 0,87 | 18,46 | Médio |

Autor (2022)

Os valores médios de ETr e CV observados demonstram a grande homogeneidade de áreas de floresta e silvicultura, como também demonstram o comportamento da ETr, que é maior em áreas vegetadas e baixa em regiões sem a presença de vegetação.

Na tabela 10 estão discriminados a evapotranspiração horária (ET_h) para o momento da passagem do satélite, obtida a partir de dados da estação meteorológica do INMET, a ET_o obtida a partir da soma dos valores horários para cada dia bem como a ETr média para a bacia do Rio Vieira. Acompanhando a sazonalidade e resposta fenológica da vegetação, ETr decresceu de abril a agosto, este último notadamente seco e com menor radiação solar, voltando a crescer em outubro.

Tabela 11 - Erro relativo (ER) e absoluto (EA) entre evapotranspiração de referência horária (ET_h), diária (ET_o) e evapotranspiração real (ETr)

| Data | ET_{hINMET} | ET_{oINMET} (mm/dia) | $ET_{rS-SEBI}$ | ER (%) | EA (mm/dia) |
|--------|---------------|---------------------------|----------------|--------|-------------|
| 25/abr | 0,50 | 2,78 | 3,35 | 20,47 | 0,57 |
| 15/ago | 0,46 | 2,90 | 3,23 | 11,31 | 0,33 |
| 02/out | 0,66 | 4,30 | 3,55 | 17,41 | 0,75 |
| | | Média | | 16,40 | 0,55 |

Fonte: Autor (2022)

Em agosto foi observado o menor ER e EA, igual a 11,31% e 0,33 mm/dia, respectivamente, enquanto que abril teve o maior ER, igual a 20,47%. O mês de outubro apresentou um ER intermediário, apesar de possuir o maior EA, mas isso se deu em decorrência de maiores valores de ETo para essa data. A partir dos resultados observados, percebe-se que os menores erros foram obtidos no período seco do ano

Santos *et al.* (2010) ao realizar a estimativa de ETr utilizando o algoritmo S-SEBI para estimar ETr em áreas de algodão no semiárido cearense obteve erros na ordem de 3,8% em novembro e de 16,1% em outubro, com erro absoluto médio de 0,48 mm/dia entre setembro e outubro. Santos (2010) obteve ETr média de 3,9 mm/dia para o mês de outubro em áreas de condições áridas. Bezerra, Bezerra e Rêgo (2021) ao utilizar o algoritmo SEBAL no Rio Grande do Norte entre os anos de 2005 e 2010 para o período seco do ano obtiveram valores médios que variaram entre 2,5 mm/dia e 2,86 mm/dia, a exceção do ano de 2008 que obtiveram ETr média de 3,95 mm/dia. Lima ((2019), também utilizando o algoritmo SEBAL, obtiveram valores de ETr de 2,33 mm/dia em áreas urbanas e de 4,41 mm/dia em áreas de caatinga no sertão Pernambucano para o mês de setembro. Jesus (2019) ao utilizar o algoritmo SEBAL para o período seco do ano obteve menores ER e EA no período seco do ano.

A grande maioria dos estudos realizados a fim de se estimar a ETr por meio de sensoriamento remoto e do balanço de energia utiliza torres micrometeorológicas e lisímetros instalados em áreas vegetadas, cujo consumo de água pela cultura implantada é conhecido, a fim de realizar sua validação. Os erros encontrados nesse trabalho, portanto, não refletem fielmente a realidade, mas podem ser utilizados para demonstrar o comportamento de ETr em virtude de ETo, uma vez que essa última é utilizada para sua estimação pelo método de Penman-Monteith.

O algoritmo S-SEBI, no entanto, é utilizado justamente em regiões onde há escassez de dados meteorológicos, tendo demonstrado bons resultados e confiabilidade em regiões semiáridas. Além disso, em comparação com outros algoritmos, como o SEBAL, o S-SEBI tem demonstrado resultados confiáveis e consistentes apesar de sua formulação simplificada (SANTOS *et al.*, 2010; SOBRINO *et al.*, 2005, 2007).

5 CONCLUSÃO

Os resultados obtidos demonstram a confiabilidade do algoritmo S-SEBI em estimar os componentes do balanço de energia em diferentes épocas do ano, bem como as estimativas da evapotranspiração real (ETr) para a bacia do Rio Vieira em Montes Claros (MG).

Os resultados demonstram, ainda, a resposta da vegetação a sazonalidade e estresse hídrico ao qual é submetida, onde regiões densamente vegetadas apresentaram maiores taxas de ETr e regiões não vegetadas os menores. O ETr médio para toda a bacia variou de 3,35 mm/dia em abril ao valor mínimo de 3,23 mm/dia em agosto, este último na estação seca, até o valor máximo de 3,55 mm/dia em outubro.

Em estudos futuros recomenda-se estimar a ETr em outros períodos do ano, bem como comparar as estimativas do algoritmo S-SEBI a outros algoritmos de estimativa do balanço de energia. Além disso, a fim de se verificar mais acuradamente as estimativas realizadas por sensoriamento remoto, recomenda-se a instalação de equipamentos de medição dos parâmetros do balanço de energia em solo.

6 REFERÊNCIAS

ALLEN, R. et al. Sebal. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). Advanced Training and Users Manual - Idaho Implementation**, v. 1, p. 97, 2002.

ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. **Fao, Rome**, v. 300, n. 9, p. D05109, 1998.

ALMEIDA, M. I. S. et al. Ilhas de calor urbano em Montes Claros–MG. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 40, p. 120-131, 2020.

BARROS, K. O. et al. Análise temporal das classes de uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do Rio Vieira, Montes Claros, Minas Gerais. **Revista Agrogeoambiental**, v. 5, n. 2, 2013.

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.

BEZERRA, M. V. C. *et al.* Determinação do coeficiente de cultivo e da evapotranspiração real do algodão irrigado utilizando imagens de satélite. **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, p. 99-104, 2009. Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009.

BEZERRA, H. N.; BEZERRA, J. M.; RÊGO, A. T. A. DO. Estimativa da evapotranspiração real diária no semiárido brasileiro utilizando sensoriamento remoto. **Revista Tecnologia e Sociedade**, v. 17, n. 47, p. 183–201, 1 abr. 2021.

BISHT, Gautam et al. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote sensing of environment**, v. 97, n. 1, p. 52-67, 2005.

BORATTO, I. M. P. **Espacialização dos componentes do balanço de energia e de evapotranspiração, na região Norte de Minas Gerais, utilizando o modelo SEBAL e imagens orbitais Landsat 5 TM**. 2012. 129 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012. Disponível em: <
http://www.biblioteca.pucminas.br/teses/TratInfEspacial_BorattoIM_1.pdf >.
 Acesso em: 5 jun. 2022.

CASTRO et al. Análise da evapotranspiração de referência por penman-monteith de montes claros – MG. In: III INOVAGRI INTERNATION MEETING, Fortaleza, 2015. **Anais [...]**. Florianópolis: INOVAGRI, 9 p. Disponível em: <
<http://dx.doi.org/10.12702/iii.inovagri.2015-a047>>. Acesso em: mai. 2022.

CONGEDO, L. **Semi-Automatic Classification Plugin**: A Python tool for the download and processing of remote sensing images in QGIS. *Journal of Open Source Software*, ago. 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.21105/joss.03172>>. Acesso em: mai. 2022.

CUNHA, F. F. DA; MAGALHÃES, F. F.; CASTRO, M. A. DE. Métodos para estimativa da evapotranspiração de referência para chapadão do sul - MS. **Revista Engenharia na Agricultura - REVENG**, v. 21, n. 2, p. 159–172, 18 abr. 2013.

DUFFIE, J A.; BECKMAN, W. A. **Solar engineering of thermal processes**. 4 ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 2013. 910 p.

EMBRAPA. EMBRAPA. LANDSAT: Land Remote Sening Satellite. [S. I.], 4 fev. 2020. Disponível em: <https://www.embrapa.br/en/satelites-de-monitoramento/missoes/landsat>. Acesso em: 31 maio 2022.

Espectro Eletromagnético. Disponível em: <<https://estudodacor.wordpress.com/aspectos-fisicos/espectro-da-luz/espectro-2/>>. Acesso em: 3 jul. 2022.

FARR, T. G. et al. The shuttle radar topography mission. **Reviews of geophysics**, v. 45, n. 2, 2007.

FERREIRA, R. da C. **Calibração do Sebal/Metric e mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 – Tm e modelo de elevação digital**. 2009. 91 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Pós-Graduação em Meteorologia, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, Brasil, 2009. Disponível em: <http://dspace.sti.ufcg.edu.br:8080/jspui/handle/riufcg/6223>

FERNANDES, J. V. F.; PALHARES, R. H. ANÁLISE DA CORRELAÇÃO ENTRE OS ATRIBUTOS MORFOMÉTRICOS E OS PROCESSOS DE INUNDAÇÃO NA BACIA DO RIO VIEIRA – MONTES CLAROS-MG. *In*: FARIA, K. M. S.; TRINDADE, S. P. **PLANEJAMENTO E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL EM BACIAS HIDROGRÁFICAS**. 1195. ed. Goiania: C&A Alfa Comunicação, 2021. cap. 5, p. 67-78.

FILHO, L. C. A. L. et al. Análise espacial da influência dos elementos meteorológicos sobre a evapotranspiração de referência em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, p. 1294-1303, 2010.

FLORENZANO, T. G. **Introdução ao sensoriamento remoto**. 3. ed. aum. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 128 p.

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

FUNARI, F. L.; FILHO, A. J. P. Estimativa do fluxo de calor no solo a partir da temperatura do solo em São Paulo, SP. **Revista do Instituto Geológico**, v. 38, n. 1, p. 49-57, 2017.

GAMARRA, N. L. R.; CORRÊA, M. DE P.; TARGINO, A. C. DE L. Utilização de sensoriamento remoto em análises de albedo e temperatura de superfície em Londrina-PR: contribuições para estudos de ilha de calor urbana. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 537–550, 2014.

HUETE, Alfredo R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote sensing of environment**, v. 25, n. 3, p. 295-309, 1988.

IBGE. Cidades e Estados. [S. l.], 23 dez. 2022. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/mg/montes-claros.html>. Acesso em: 2 maio 2022.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA DO BRASIL – **INMET**. Normais Climatológicas (1991/2020). Brasília - DF, 2022.

JESUS, I. S. **Estimativa da evapotranspiração real no semiárido da Bahia usando geotecnologias**. Orientador: Prof^o. Dr. Manoel Moises Ferreira de Queiro. 2019. 83 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Engenharia Ambiental) - Centro de Ciências e Tecnologia Agroalimentar, Universidade Federal de Campina Grande, Pombal - PB, 2019. Disponível em: <<http://dspace.sti.ufcg.edu.br:8080/jspui/handle/riufcg/10413>. Acesso em: 4 abr. 2022.

JÚNIOR, J. B. C. et al. CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVAPOTRANSPIRAÇÃO ESTIMADA PELO ALGORÍTIMO SEBAL NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 7, n. 1, p. 45–51, 15 jul. 2021.

KLEIN, S. A. Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. **Solar energy**, v. 19, n. 4, p. 325-329, 1977.

LABEDZKI, L. **Evapotranspiration**. Croatia: BoD–Books on Demand, 2011.

LEITE, M. E.; SANTOS, I. S.; ALMEIDA, J. W. L. Mudança de uso do solo na bacia do rio Vieira, em Montes Claros/MG. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, p. 779-792, 2011.

LEITE, M. R.; SILVA, L. A.; FILHO, R. M. Análise do comportamento da temperatura de superfície e fluxo de calor no solo: Um estudo de caso no perímetro urbano de Montes Claros, Minas Gerais. **Espaço Aberto**, v. 8, n. 1, p. 109-125, 2018.

LIBERATO, A. M.; CARDOSO, F. L. Análises da radiação de onda curta e onda longa na Amazônia. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 3, p. 169-182, 2011.

LIMA, C. E. S. **Impacto Das Ações Antrópicas No Balanço De Energia E Na Evapotranspiração Real Em Bacia Hidrográfica Do Semiárido De**

Pernambuco. Orientador: Profa. Dra. Valéria Sandra de Oliveira Costa. 2019. 128 p. Dissertação (Mestre em Desenvolvimento e Meio Ambiente) - Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/36728>. Acesso em: 1 jun. 2022.

LINS, F. A. C. et al. ESTIMATIVA DE PARÂMETROS BIOFÍSICOS E EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL NO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO UTILIZANDO SENSORIAMENTO REMOTO. **IRRIGA**, v. 1, n. 1, p. 64–75, 2 out. 2017.

LOPES, P. M. O.; RIZZI, R.; VALERIANO, D. M. Modelagem da emissividade da superfície terrestre em regiões montanhosas a partir de dados do sensor Modis. In: **XIII Simpósio Brasileiro de**, Florianópolis, 2007. **Anais [...]**. Florianópolis: INPE, p. 2797-2804. Disponível em: <http://marte.sid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.14.18.56/doc/2797-2804.pdf>. Acesso em: mai. 2022.

MARIANO, J.C.Q.; SANTOS, G.O.; FEITOSA, D.G.; HERNANDEZ, F.B.T. **SISTEMA PARA MANEJO DA AGRICULTURA IRRIGADA – SMAI**. versão 2.0 copyright © UNESP Ilha Solteira, 2022. Disponível em: <http://clima.feis.unesp.br/smai> Acesso em: mai. 2022

MACIEL, S. A.; BARCELOS, B. F. A ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DA ALTITUDE NA TEMPERATURA E NA PRECIPITAÇÃO DA MESORREGIÃO NORTE DE MINAS – MINAS GERAIS. **REVISTA GEONORTE**, v. 3, n. 8, p. 250–261, 6 out. 2012.

MARTINS, F. B. et al. Classificação climática de Köppen e de Thornthwaite para Minas Gerais: cenário atual e projeções futuras. **Revista Brasileira de Climatologia**, n. 14, p. 129-156, nov. 2018.

MapBiomias. Projeto MapBiomias - Coleção 7 da Série Anual de Mapas da Cobertura e Uso do Solo do Brasil, 2022. O Projeto. Disponível em: https://mapbiomas.org/colecoes-mapbiomas-1?cama_set_language=pt-BR. Acesso em: jan/2022.

MORAES, E. C. Fundamentos de Sensoriamento Remoto. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)**, p. 23, 2002.

MUTTI, P. R. **ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO SOBRE A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PIRANHAS-AÇU UTILIZANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO**. Orientador: Prof. Dr. Bergson Guedes Bezerra. 2018. 118 p. Dissertação (Mestre em Ciências Climáticas) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 2018. Disponível em: [tps://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/25004](https://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/25004). Acesso em: 1 maio 2022.

OLIVEIRA, L. M. M. **Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto na bacia do rio Tapacurá - PE**. 2012. 156 p. Tese (Doutora em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia

Civil, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/10653>. Acesso em: 2 maio 2022.

QGIS. QGIS.org, 2022. QGIS Geographic Information System. QGIS Association. Disponível em: <<http://www.qgis.org> >. Acesso em: jan/2022.

RAMÍREZ-BUILES, V. H.; HARMSEN, E. W. Water Vapor Flux in Agroecosystems Methods and Models Review. In: **Evapotranspiration**. IntechOpen, 2011.

ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**, v. 25, n. 2, p. 147–157, 1 jan. 2000.

RUHOFF, A. L. *et al.* “MOD16: Desafios e limitações para a estimativa global de evapotranspiração”. In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba, PR, 2011. **Anais [...]**. Curitiba: INPE, pp. 5124 – 5131, 2011.

SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; RAO, T. V. R. Estimativa da ET diária utilizando os algoritmos SEBAL e S-SEBI. **Ciência e Natura**, p. 71-74, 2007.

SANTOS, C. A. C. *et al.* Assessment of daily actual evapotranspiration with SEBAL and S-SEBI algorithms in cotton crop. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 383–392, set. 2010.

SANTOS, C. A. C. Aplicação do algoritmo S-SEBI na obtenção da evapotranspiração diária em condições áridas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 393–403, set. 2010.

SILVA, B. B. *et al.* Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 20, p. 3-8, 2016.

SILVA, C. V. S. *et al.* MONITORAMENTO DA COBERTURA VEGETAL POR SENSORIAMENTO REMOTO NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO ATRAVÉS DE ÍNDICES DE VEGETAÇÃO. **Nativa**, v. 7, n. 6, p. 708–717, 11 nov. 2019.

SILVA, N. S. **ESTIMATIVAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO UTILIZANDO O MÉTODO DO BALANÇO HÍDRICO SAZONAL**. Orientador: Prof. PhD. Nelson Luís da Costa Dias. 2021. 123 p. Dissertação (Mestre em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental do Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2021. Disponível em: <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/73452>. Acesso em: 25 abr. 2022.

SILVA, P. V. UNESP. A importância da água para a percepção turística na bacia do rio formoso em Bonito-MS. **Aleph**, p. 257 f. : il., tab., 27 jul. 2015.

SILVA, T. T. S. **ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM REGIÕES DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO UTILIZANDO O ALGORITMO SEBAL**. 2019. 92 p.

Tese (Doutor em Engenharia Agrícola) - Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2019. Disponível em: <http://dspace.sti.ufcg.edu.br:8080/jspui/handle/riufcg/4578>. Acesso em: 4 jul. 2022.

SILVA, L. C. et al. Índices biofísicos e o saldo de radiação à superfície via sensoriamento remoto no semiárido pernambucano. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v. 6, n. 1, p. 012-023, 2021.

SOBRINO, J. A. et al. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. **Journal of hydrology**, v. 315, n. 1–4, p. 117–125, 2005.

SOBRINO, J. A. et al. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA–AVHRR images for the Iberian Peninsula. **Remote sensing of Environment**, v. 110, n. 2, p. 139–148, 2007.

SOUZA, J. L.; CALHEIROS, C. B. M.; SANTOS, E. A. **Evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith representativa da região do Tabuleiro Costeiro de Alagoas**. 10 Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais...SBMET** Brasília, 1998.

TEIXEIRA, A. H. C. et al. Qualificação de parâmetros biofísicos no norte de Minas Gerais – parte a: balanço de energia em larga escala. In: SEMINÁRIO DA REDE AGROHIDRO: IMPACTOS DA AGRICULTURA E DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS RECURSOS HÍDRICOS, 2., 2014, Campinas. **Impactos da agricultura e das mudanças climáticas nos recursos hídricos: anais**. Campinas: Embrapa Informática Agropecuária, 2014. Disponível em: www.alice.cnptia.embrapa.br/alice/handle/doc/1003569. Acesso em: 9 maio 2022.

TINFEM IFPR, 2016. **CARTOGRAFIA DIGITAL e GEOPROCESSAMENTO**. Lodrina, 2016. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/336749451>>. Acesso em: 25 mai. 2022.

TRENTIN, C. B. *et al.* Características da Vegetação dos Biomas Pampa e Cerrado Monitorados por NDVI. **Revista Geoaraguaia**, v. 11, n. Especial, p. 69-84, 2021.

USGS. **Landsat Satellite Missions**. Disponível em: <https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-satellite-missions>>. Acesso em: 5 jun. 2022.

VELOSO, G. A.; SILVA, L. A. P. DA; FERREIRA, M. E. Análise do balanço de radiação e energia em áreas de veredas no Norte de Minas Gerais, bioma cerrado. **Cerrados**, v. 18, n. 1, p. 220–247, 2020.

VIANA, J. F. S. et al. Análise Da Estimativa Do Balanço De Energia Utilizando Imagens Do Landsat 8 E O Algoritmo Sebal No Município De Boa Vista -PB. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XIX., 2019, Santos. **Anais** [...]. Santos: INPE, 2019. 4 p. Disponível em:

<http://marte2.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/marte2/2019/09.11.15.46/doc/97465.pdf>.
Acesso em: 17 maio 2022.

WELIGEPOLAGE, K. Estimation of spatial and temporal distribution of evapotranspiration bay satellite remote sensing–A case study in Hupselse Beek. **The Netherlands**, p. 114, 2005.