



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

JOSÉ BRENNO CARNEIRO DE LIMA

**ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO E CADUCIFOLIA EM PLANTAS DA
CAATINGA COM USO DE SENSORIAMENTO REMOTO**

FORTALEZA

2021

JOSÉ BRENNO CARNEIRO DE LIMA

ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO E CADUCIFOLIA EM PLANTAS DA
CAATINGA COM USO DE SENSORIAMENTO REMOTO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e conservação de bacia hidrográficas no semiárido.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa.

FORTALEZA

2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

L698e Lima, José Brenno Carneiro de.
Estimativa da umidade do solo e caducifolia em plantas da Caatinga com uso de sensoriamento remoto
/ José Brenno Carneiro de Lima. – 2021.
69 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2021.
Orientação: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa.

1. Índice de vegetação. 2. Sensoriamento remoto. 3. Semiárido. 4. Landsat. I. Título.

CDD 630

JOSÉ BRENNO CARNEIRO DE LIMA

ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO E CADUCIFOLIA EM PLANTAS DA
CAATINGA COM USO DE SENSORIAMENTO REMOTO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e conservação de bacia hidrográficas no semiárido.

Aprovada em: 8/ 12/ 2021

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa. (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. George Leite Mamede
Universidade da Integração Internacional da Lusofonia Afro-Brasileira (UNILAB)

Prof^ª. Dra. Rafaella da Silva Nogueira
Universidade da Integração Internacional da Lusofonia Afro-Brasileira (UNILAB)

Prof. Dr. Cicero Lima de Almeida
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE)

AGRADECIMENTOS

À Deus, por todas as benções concedidas.

À minha família, pela força e apoio em todos os momentos difíceis.

À Gabriela, minha companheira, grande mulher, que sempre esteve ao meu lado, nunca me deixando desanimar, mesmo nos momentos mais difíceis da minha vida.

Ao Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa, pela orientação, acolhimento e compreensão durante todo o mestrado.

Aos professores participantes da banca examinadora Dr. George Leite Mamede, Dra. Rafaella da Silva Nogueira e Dr. Cicero Lima de Almeida, por aceitarem participar da banca e pelas valiosas colaborações e sugestões.

Ao Prof. Dr. José Carlos de Araújo, pelas discussões e ensinamentos.

Aos colegas de mestrado, Nazaré Suziane, Eveline Silva e Ítalo Sampaio, pela ajuda recebida ao longo da pesquisa.

Aos amigos Mikael Coelho, Mayane Paiva, Francisco Jairo, Antônio Viana, Ariana Sotomayor e Adão Barros.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de auxílio.

À Universidade Federal do Ceará, especialmente o Programa de Pós-graduação em Engenharia Agrícola (PPGEA) e seu corpo docente.

Enfim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para que essa conquista fosse possível.

RESUMO

A umidade do solo nas zonas das raízes é uma variável ambiental que tem influência direta sobre a vegetação. Durante a estação seca a zona das raízes da vegetação do bioma Caatinga é submetida a um estresse hídrico. Para superar essa condição climática adversa, as plantas desenvolveram mecanismos adaptativos, dentre eles, a caducifolia, uma resposta fisiológica para reduzir a perda de água por transpiração. Mesmo sendo um processo que gera impacto tanto no ciclo hidrológico quanto no ecossistema, essa resposta da vegetação ainda é pouco estudada na escala de microbacias hidrográficas no semiárido. Dessa forma, esse estudo tem como objetivo avaliar a umidade do solo e a caducifolia em caatinga preservada com uso de sensoriamento remoto. O estudo foi realizado na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA; 12 km²) utilizando-se de 57 imagens sem cobertura de nuvens e aptas à análise, das 329 disponibilizadas pelo projeto Landsat5 e Landsat8. Para a análise da distribuição da umidade do solo foi utilizada a metodologia na estimativa da umidade do solo por meio do Índice de Seca Temperatura-Vegetação (ISTV). Para comparação dos resultados foram utilizados a média diária da umidade do solo e a umidade média horária mais próxima da passagem do satélite, ambas medidas em campo na profundidade de 0-20 cm. Para análise da caducifolia, fez-se uso dos valores médios de NDVI da BEA ao longo do tempo com objetivo de determinar a sazonalidade do decaimento das folhas. A análise estatística dos valores medidos e estimados remotamente foi realizada a partir da aplicação de análise de correlação (R), determinação (R²), índice de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), erro médio quadrático (EMQ) e raiz do erro médio quadrático (REMQ). Os resultados mostram que, nenhuma das variações do ISTV teve êxito seja na determinação da umidade do solo ou na sua espacialização, tendo sido altamente influenciado pelas efeitos das sombras do relevo, que acabam mascarando a atual situação da umidade do solo. Para o decaimento da vegetação, as imagens disponíveis foram limitadas a estação seca, não possuindo dados do início do decaimento devido à alta nebulosidade no período chuvoso. Como resultado obteve-se para a relação entre o NDVI e o dia juliano um modelo potencial com curva assintótica a partir do fim do mês de março até o final de agosto, período que representa a vegetação sem folhas. Essa equação obteve um $R = 0,879$; $R^2 = 0,773$; $NSE = 0,270$; $EMQ = 0,005$; $REMQ = 0,069$. A taxa de decaimento diária do NDVI na bacia foi da ordem de 0,015. Além disso, foi observado que o decaimento ocorre de forma distinta quando analisamos as associações solo-vegetação (ASVs) da bacia de forma separada, com decaimento do NDVI igual a 0,015 d⁻¹, 0,018 d⁻¹, 0,014 d⁻¹ para a ASV1, ASV2 e ASV3, respectivamente. Conclui-se que a aplicação do modelo ISTV utilizando

imagens Landsat na BEA não obteve êxito na estimativa da umidade do solo, tendo como principal fator as baixas temperaturas das projeções das sombras que superestimam os valores de umidade e impedido a correta determinação das diferenças espacial de umidade do solo, logo, o ISTV apresenta uma limitação de aplicação em áreas de relevo acidentado que possui grande projeção de sombras. A caducifolia na BEA apresentou um padrão sazonal e ocorreu de maneira não uniforme entre as ASVs, tendo um decaimento diferenciado conforme a associação de solo e vegetação. O modelo exponencial foi o que melhor representou a estimativa do decaimento do NDVI em função do tempo.

Palavras-chave: índice de vegetação; sensoriamento remoto; semiárido; Landsat.

ABSTRACT

Soil moisture in the root zones is an environmental variable that has a direct influence on vegetation. During the dry season, the root zone of vegetation in the Caatinga biome is subjected to water stress. To overcome this adverse climatic condition, plants have developed adaptive mechanisms, among them, deciduous, a physiological response to reduce water loss through transpiration. Even though it is a process that impacts both the hydrological cycle and the ecosystem, this vegetation response is still poorly studied at the scale of hydrographic microbasins in the semi-arid region. Thus, this study aims to evaluate soil moisture and caducifolia in caatinga preserved with the use of remote sensing. The study was carried out in the Experimental Basin of Aiuaba (BEA; 12 km²) using 57 images without cloud cover and suitable for analysis, out of the 329 made available by the Landsat5 and Landsat8 projects. For the analysis of the distribution of soil moisture, the methodology was used to estimate soil moisture through the Dry Temperature-Vegetation Index (ISTV). To compare the results, the daily average of soil moisture and the hourly average moisture closest to the satellite pass were used, both measured in the field at a depth of 0-20 cm. For the analysis of deciduous leaves, the average values of NDVI of BEA over time were used in order to determine the seasonality of leaf decay. Statistical analysis of remotely measured and estimated values was performed by applying correlation analysis (R), determination (R²), Nash-Sutcliffe efficiency index (NSE), root mean square error (MEQ) and root mean error quadratic (REMQ). The results show that none of the ISTV variations were successful either in determining soil moisture or in its spatialization, having been highly influenced by the effect of relief shadows, which end up masking the current situation of soil moisture. For vegetation decay, the available images were limited to the dry season, with no data on the beginning of decay due to high cloud cover in the rainy season. As a result, a potential model with asymptotic curve was obtained for the relationship between the NDVI and the Julian day from the end of March until the end of August, a period that represents the vegetation without leaves. This equation obtained an $R = 0.879$; $R^2 = 0.773$; $NSE = 0.270$; $CMS = 0.005$; $REMQ = 0.069$. The daily decay rate of NDVI in the basin was of the order of 0.015. Furthermore, it was observed that the decay occurs differently when we analyze the soil-vegetation associations (ASVs) of the basin separately, with the NDVI decay equal to 0.015 d⁻¹, 0.018 d⁻¹, 0.014 d⁻¹ for the ASV1, ASV2 and ASV3, respectively. It is concluded that the application of the ISTV model using Landsat images in BEA was not successful in determining soil moisture, with the main factor

being the low temperatures of shadow projections that ended up overestimating the moisture values and preventing the correct determination of spatial differences. of soil moisture, ISTV has a limitation of application in areas of uneven relief that have a large projection of shadows; Deciduous leaves in BEA showed a seasonal pattern and occurred non-uniformly among ASVs, with a different decay according to the association of soil and vegetation. The exponential model was the one that best represented the estimate of the NDVI decay as a function of time.

Keywords: vegetation index; remote sensing; semiarid; Landsat.

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|-----------|--|----|
| Figura 1 | – Delimitação da zona semiárida brasileira | 17 |
| Figura 2 | – Arranjo estrutural dos componentes físicos do solo | 19 |
| Figura 3 | – Espaço TST/NDVI utilizado no cálculo do ISTV | 22 |
| Figura 4 | – Equivalência do ISTV em umidade do solo | 24 |
| Figura 5 | – Reflectância característica da vegetação | 29 |
| Figura 6 | – Localização da área de estudo, BEA | 34 |
| Figura 7 | – Fluxograma do processamento das imagens para obtenção dos produtos e número da respectiva equação empregada do processamento das imagens ... | 37 |
| Figura 8 | – Espaço TST/NDVI para obtenção da temperatura máxima e mínima (ISTV) | 43 |
| Figura 9 | – Espaço TST/NDVI para obtenção da temperatura máxima e mínima (ISTV _d) | 45 |
| Figura 10 | – Comparação de valores de umidade medidos com os modelados | 51 |
| Figura 11 | – Distribuição espaçotemporal do ISTV na Bacia Experimental de Aiuaba | 53 |
| Figura 12 | – Distribuição espaçotemporal do NDVI na Bacia Experimental de Aiuaba ... | 56 |
| Figura 13 | – Curvas de decaimento da vegetação nas três ASVs da Bacia Experimental de Aiuaba | 57 |
| Figura 14 | – Média de valores mensais do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada da Bacia Experimental de Aiuaba | 59 |
| Figura 15 | – Equação de decaimento do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada da Bacia Experimental de Aiuaba | 61 |
| Figura 16 | – Comparação das curvas de decaimento do Índice de Área Foliar medido e modelado | 62 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1 – Pesquisas utilizando sensoriamento remoto para determinação da umidade do solo | 28 |
| Tabela 2 – Características dos sensores infravermelho térmico (TIR) disponíveis para uso | 31 |
| Tabela 3 – Resumo das características da ASVs encontradas na Bacia Experimental de Aiuaba | 35 |
| Tabela 4 – Equações de determinação da temperatura máxima e mínima para aplicação no ISTV e ISTV _d | 48 |
| Tabela 5 – Resultados do modelo ISTV e ISTV _d comparados com a umidade medida . | 50 |
| Tabela 6 – Dados de calibração e validação da equação de decaimento do NDVI | 60 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|---------------------|---|
| ISTV | Índice de Seca Temperatura-Vegetação |
| μm | Micrômetro |
| ASV | Associações Solo Vegetação |
| BEA | Bacia experimental de Aiuaba |
| CCI | Climate Change Initiative |
| cm | Centímetro |
| EMQ | Erro médio quadrático |
| ESA | Agência Espacial Européia |
| ETM | Enhance Thematic Mapper |
| EVI | Índice de Vegetação Melhorado |
| EVI2 | Índice de Vegetação Melhorado 2 |
| ISTV _d | Índice de Seca Temperatura-Vegetação delimitado |
| km | Quilômetro |
| m | Metro |
| NDVI | Índice de Vegetação por Diferença Normalizada |
| NDVI _{MAX} | NDVI máximo da imagem |
| NDVI _{MIN} | NDVI mínimo da imagem |
| NDVI _p | NDVI de um determinado pixel |
| NSE | Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe |
| OLI | Operational Land Imager |
| PV | Proporção de vegetação |
| R | Coefficiente de correlação |
| R ² | Coefficiente de determinação |
| ARVI | Índice de Vegetação Resistente a atmosfera na Região do Visível |
| REMQ | Raiz do erro médio quadrático |
| SAVI | Índice de vegetação ajustado ao solo |
| SLC | Scan Line Correction |
| TDR | Time Domain Reflectometry |
| TIR | Infravermelho Térmico |
| TIRs | Termal Infra Red |
| TM | Thematic Mapper |

| | |
|--------------------|---|
| TST | Temperatura da Superfície Terrestre |
| TST _{MAX} | Temperatura da Superfície Terrestre máxima da imagem |
| TST _{MIN} | Temperatura da Superfície Terrestre mínima da imagem |
| TST _p | Temperatura da Superfície Terrestre de um determinado pixel |
| USGS | United States Geological Survey |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|--------------------|---------------------------------|
| θ | Umidade do solo |
| % | Porcentagem |
| $^{\circ}\text{C}$ | Graus Célsius |
| λ | Comprimento de onda da radiação |
| ε | Emissividade. |

SUMÁRIO

| | | |
|-------|--|----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 14 |
| 2 | OBJETIVOS | 16 |
| 2.1 | Objetivo geral | 16 |
| 2.2 | Objetivos específicos | 16 |
| 3 | REVISÃO DE LITERATURA | 17 |
| 3.1 | Vegetação do Bioma da Caatinga | 17 |
| 3.2 | Caracterização e estimativa da umidade do solo | 19 |
| 3.3 | Estimativa da umidade do solo por meio de sensoriamento remoto | 21 |
| 3.4 | Índices de vegetação | 29 |
| 3.5 | Temperatura da superfície terrestre | 31 |
| 4 | MATERIAL E MÉTODOS | 34 |
| 4.1 | Descrição da área de estudo | 34 |
| 4.2 | Coleta de dados em campo | 35 |
| 4.3 | Aquisição e processamento das imagens | 36 |
| 4.3.1 | <i>Determinação do ISTV</i> | 38 |
| 4.3.2 | <i>Determinação da caducifolia</i> | 38 |
| 4.4 | Análise estatística | 39 |
| 4.4.1 | <i>Análise de correlação e determinação</i> | 39 |
| 4.4.2 | <i>Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe</i> | 39 |
| 4.4.3 | <i>Erro médio quadrático</i> | 40 |
| 4.4.4 | <i>Raiz do erro médio quadrático</i> | 40 |
| 5 | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 41 |
| 5.1 | Resposta do modelo na determinação da umidade do solo | 41 |
| 5.2 | Espacialização do ISTV na BEA | 52 |
| 5.3 | Análise da caducifolia em vegetação de Caatinga preservada na BEA | 55 |
| 6 | CONCLUSÃO | 63 |
| | REFERÊNCIAS | 64 |

1 INTRODUÇÃO

A umidade do solo na zona das raízes é uma variável hidrológica que tem influência de forma direta sobre a vegetação. No semiárido brasileiro, poucos meses após o fim do período chuvoso as plantas são submetidas a uma limitação na disponibilidade hídrica. Para superar esta escassez, plantas do bioma Caatinga possuem diversos mecanismos fisiológicos de adaptação, dentre esses mecanismos, destaca-se a caducifolia, que é uma resposta fisiológica que causa a queda da estrutura foliar das plantas (ALMEIDA; CARVALHO; ARAÚJO, 2019)

A caducifolia influencia de diversas formas o ecossistema natural, como no fluxo de deposição de serapilheira, ciclagem de nutrientes, processos climáticos até mesmo alterações em processos hidrológicos (SANTANA; SOUTO, 2011) como interceptação (MEDEIROS; ARAÚJO; BRONSTERT, 2009), evaporação e transpiração. Dessa forma, para compreensão de diversos processos ambientais, o decaimento da vegetação é um processo que carece de maior compreensão, mas que é pouco estudado.

Além da grande influência sobre a vegetação, sobretudo na evapotranspiração, a umidade do solo impacta também em outros processos do ciclo hidrológico, principalmente, sobre infiltração e escoamento (WANG et al., 2018). Dessa forma, ao analisar processos matemáticos de modelagem hidrológica, dispor de informações do estado de umidade do solo é fundamental, principalmente quando se trabalha com bacias hidrográficas com coberturas heterogêneas do semiárido, que necessitam de medição das variáveis de forma espacialmente distribuída (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002).

Outra limitação importante na obtenção de informações sobre umidade do solo, é o método padrão de medida em laboratório. Trata-se de um método demorado e destrutivo para uma amostra de solo (WALKER; WILLGOOSE; KALMA, 2004) e muitas vezes inviável para grandes extensões de terra. Outro método relevante de determinação da umidade do solo próxima à superfície e por meio de sensores (sondas) inseridos no solo. Essa técnica é relativamente cara e localizada, requerendo a utilização de um número muito elevado de sondas para representar a grande variabilidade espacial da umidade, ainda sendo de difícil viabilidade sua aplicação em escala de bacia hidrográfica (TEIXEIRA, 2010). Dessa forma, as medidas de umidade em campo são geralmente muito limitadas, tanto em registros temporais quanto espaciais.

Por sua vez, com o avanço tecnológico, as técnicas de sensoriamento remoto ampliam as alternativas para determinação de variáveis ambientais, apresentando bons

resultados se comparados aos métodos tradicionais. Outra vantagem de seu uso ocorre em sua aplicação espaçotemporal, podendo abranger vastas áreas (distribuição espacial) e fornecer informações temporais (histórico de dados) (HASSAAN et al., 2019; MOHAMED et al., 2019).

Dentre as técnicas utilizadas para inferência da umidade do solo por meio do sensoriamento remoto temos: técnicas ópticas (GONZÁLEZ-ZAMORA et al., 2019; MOHAMED et al., 2019), micro-ondas (SADEGHI et al., 2017) e técnicas térmicas (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002; TAKTIKOU et al., 2016; AMANI et al., 2017; WANG et al., 2018; HASSAAN et al., 2019; WIGMORE et al., 2019).

Do conjunto de técnicas mencionadas destaca-se o Índice de Seca Temperatura-Vegetação (ISTV), uma técnica térmica que utiliza a temperatura da superfície terrestre e um índice de vegetação para o cálculo da umidade do solo. É importante ressaltar que o ISTV é um índice empírico, mas que tem se mostrado bastante aplicável para diversas regiões do planeta (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002; AMANI et al., 2017; SCHIRMBECK; FONTANA; SCHIRMBECK, 2018; WIGMORE et al., 2019).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Avaliar a umidade do solo e a caducifolia em caatinga preservada com uso de sensoriamento remoto

2.2 Objetivos específicos

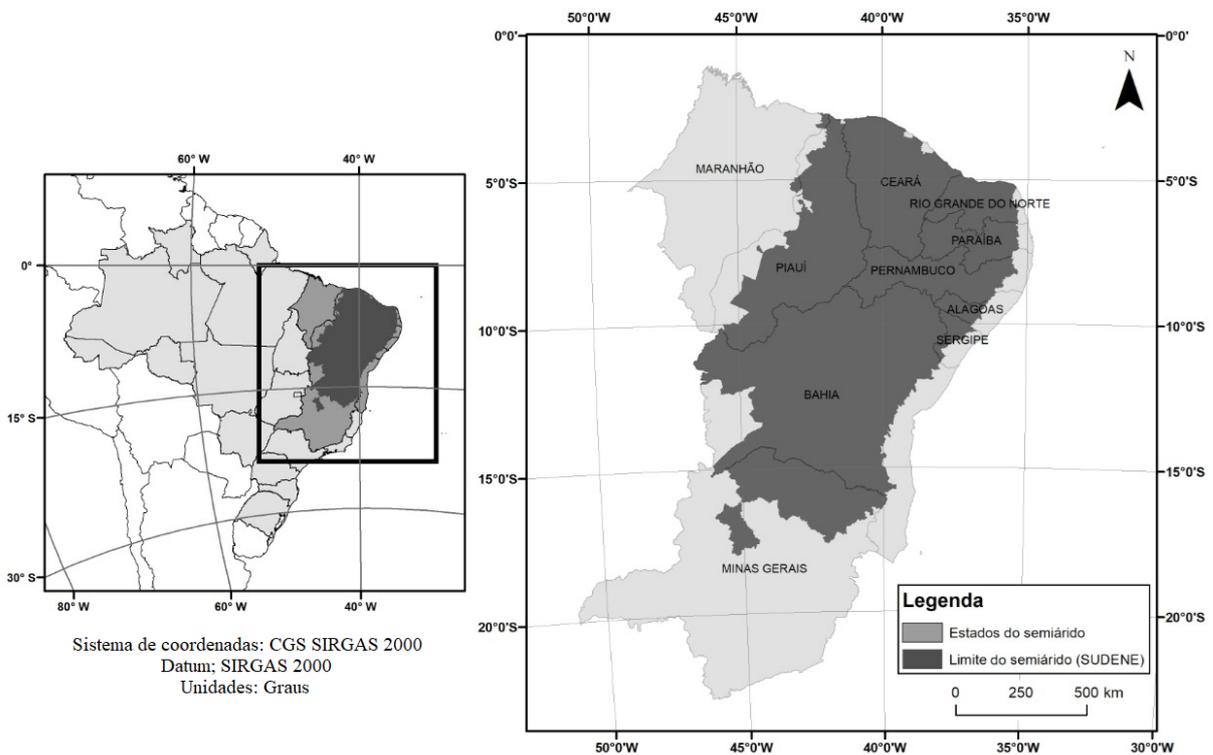
- i) Avaliar a resposta do modelo Índice de seca temperatura-vegetação - ISTV para estimativa da umidade do solo;
- ii) Avaliar a distribuição espaçotemporal da umidade do solo obtida por sensoriamento remoto;
- iii) Avaliar a caducifolia da vegetação usando índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) aplicado a imagens Landsat.

3 REVISÃO DE LITERATURA

3.1 Vegetação do Bioma da Caatinga

O semiárido brasileiro compreende uma área de aproximadamente um milhão de quilômetros quadrados (GHEYI et al., 2012; PINHEIRO et al., 2016a), sendo composto por 1.262 municípios dos estados de Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Minas Gerais, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte, Sergipe. Sua delimitação política foi estabelecida pelo conselho deliberativo da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste por meio das resoluções N° 107, de 27/07/2017 e de N° 115, de 23/11/2017 (Figura 1).

Figura 1 – Delimitação da zona semiárida brasileira



Fonte: Elaborado pelo autor.

Dentre as regiões semiáridas do mundo, o brasileiro é um dos que apresenta maior precipitação, tendo como média anual aproximadamente 750 mm (GHEYI et al., 2012). Ao compararmos tal precipitação com a de alguns países europeus como França, Itália e Alemanha, notamos que a diferença não é muito significativa, pois a precipitação média anual desses países é da ordem de 867, 832 e 700 mm, respectivamente (WORD-BANK, 2014). Entretanto, diferentemente destes países o semiárido brasileiro possui uma evapotranspiração potencial média de aproximadamente 2500 mm (GHEYI et al., 2012), cerca de duas vezes

maior que os referidos países europeus (COSTA et al., 2021), favorecendo assim, a um balanço hídrico negativo e consequentemente redução da disponibilidade hídrica na região.

A maior parte do semiárido brasileiro é ocupado pelo bioma Caatinga (ALMEIDA, 2016). O nome Caatinga é originado do Tupi-Guarani, que significa floresta branca, característica adquirida devido a exposição de seus ramos e caules de coloração esbranquiçada no período seco, quando as folhas caem. Sua característica é de floresta arbórea e arbustiva de baixo porte (LEAL; TABARELLI; SILVA, 2003).

A vegetação da Caatinga é caracterizada por apresentar características fisiológicas que atuam como mecanismos de defesa contra as adversidades climáticas da região (TROVÃO et al., 2007), um destes mecanismos é perda de folhas durante a estação seca (caducifolia). Segundo Reich e Borchert (1984) a perda das folhas ocorre quando a planta é submetida a um estresse hídrico. Após o estresse, com objetivo de diminuir a transpiração e consequentemente a perda de água, a planta permanece sem a folhagem (ARAÚJO FILHO; CARVALHO, 1998; OLIVEIRA et al., 2006), até que as plantas consigam se reidratar (REICH; BORCHERT, 1984) existindo assim uma sazonalidade no processo, com crescimento da vegetação no período chuvoso e queda das folhas da maiorias das plantas da Caatinga no período seco.

A caducifolia também é um processo não reversível, uma vez que a planta sofre o estresse hídrico e da início ao processo de queda da folhagem, mesmo que o estado de umidade do solo volte a aumentar, a planta não consegue mais reverter o processo (ALMEIDA; CARVALHO; ARAÚJO, 2019)

Dessa forma, tem se observado que a umidade do solo é um dos fatores mais importantes que dominam o crescimento e o desenvolvimento da vegetação (LIU; QIAN; YUE, 2021) e a redução do conteúdo de água disponível é um dos fatores preponderante para ativação da caducifolia, como comprovado por Santana e Souto (2011) e Almeida (2016). Onde o momento crítico de queda de material foliar para a vegetação da Caatinga encontra-se no início do período seco, quando todos os parâmetros climáticos que influenciam na quantidade de umidade do solo, provocam alterações no ambiente.

Esses mecanismos fisiológicos da vegetação da Caatinga são pouco estudados, mesmo sabendo que exercem influência sobre o fluxo de deposição de serapilheira, alterações de processos hidrológicos (MEDEIROS; ARAÚJO; BRONSTERT, 2009) e climáticos, ciclagem de nutrientes, entres outros processos (SANTANA; SOUTO, 2011).

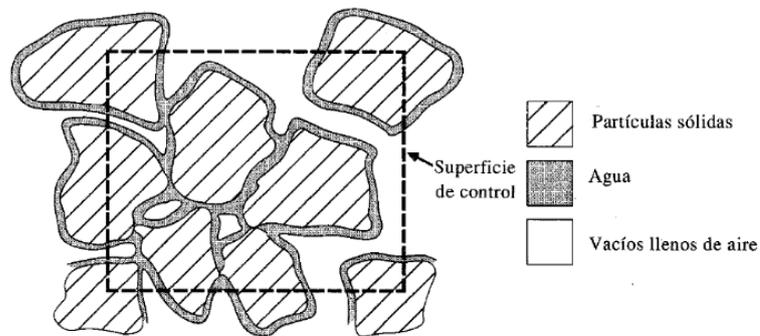
3.2 Caracterização e estimativa da umidade do solo

Existem três principais processos hidrológicos importantes no que diz respeito as relações da água com o solo, sendo eles: A infiltração que se converte em umidade do solo; O fluxo subsuperficial em meio não saturado; O fluxo subterrâneo em meio saturado, através dos estratos do solo ou fissuras nas rochas. Esses caminhos por onde a água fluem, são denominados de meios porosos. O fluxo não saturado ocorre quando o meio poroso é composto por água e ar, por sua vez, o fluxo saturado ocorre quando estes poros estão preenchidos apenas com água (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

Em sua estrutura natural o solo é composto por partículas sólidas e espaços vazios, a razão destes espaços vazios pelo volume é definida como porosidade de um solo (η), Equação 1 (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988). Na Figura 2 é apresentado uma ilustração do arranjo estrutural.

$$\eta = \frac{\text{Vol. Vazios}}{\text{Vol. total}} \quad (1)$$

Figura 2 – Arranjo estrutural dos componentes físicos do solo



Fonte: Chow, Maidment e Mays (1988)

A fração de água que ocupa esta mistura é tida como o conteúdo de umidade do solo, podendo ser calculado pela Equação 2.

$$\theta = \frac{\text{Vol. água}}{\text{Vol. total}} \quad (2)$$

Assim, temos que $0 \leq \theta \leq \eta$. Onde, tem-se um solo saturado quando a umidade do solo é igual a porosidade do solo ($\theta = \eta$).

Rodríguez-Fernández et al. (2019) relatam que a umidade do solo desempenha um papel importante nos ciclos de água, carbono e energia. A quantidade de umidade no solo é uma variável importante para entender as trocas de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera. A umidade tem sido reconhecida como uma variável climática essencial e componente chave na melhoria da previsão do tempo e dos modelos climáticos. Ela também é usada para aprimorar as estimativas escoamento e de precipitação, realizar o monitoramento de secas, e previsão de enchentes.

O conteúdo de água na superfície solo controla o particionamento da precipitação, influenciando de forma direta no escoamento e infiltração, o particionamento da radiação recebida em fluxos de calor latentes e sensíveis e a captação de CO₂ pelas plantas (QIU et al., 2019).

Diferentes processos ambientais e hidrológicos podem influenciar na umidade do solo. Costa (2012) descreveu que em regiões que possuem densa cobertura vegetal apresentam uma forte relação com o aumento da infiltração, em contrapartida, áreas de solo exposto possuem predominância de geração de escoamento superficial. Dessa forma, áreas que possuem cobertura vegetal tendem a possuir solos com maior teor de umidade, se comparadas com os solos expostos.

Wang et al. (2018) revelaram que além da cobertura vegetal, os diferentes tipos de solo também possuem influência sobre a variação da umidade do solo, isso devido às diferentes características físicas do solo. Solos arenosos tipicamente apresentam uma facilidade para que a água flua, diferente de solos siltosos ou argilosos que possuem partículas minerais menores, facilitando seu arranjo estrutural e dificultando a passagem da água.

Segundo Walker, Willgoose e Kalma (2004) existem diversas técnicas para a realização da determinação da umidade do solo *in situ*, dentre elas: termogravimétrico; espalhamento de nêutrons; atenuação de raios gama; condutividade elétrica do solo; tensiometria; higrometria; e pela constante dielétrica do solo.

Atualmente, o método padrão de medir a umidade do solo é o método termogravimétrico, que requer a secagem em estufa de uma amostra de massa conhecida de solo a 105 °C, a determinação da umidade é feita a partir da diferença de massa após a secagem. Apesar de ser o método mais preciso, é demorado e destrutivo para o solo amostrado, o que significa que não pode ser usado para medições repetitivas no mesmo local. No entanto,

é indispensável como um método padrão para fins de calibração e avaliação de equipamentos auxiliares (WALKER; WILLGOOSE; KALMA, 2004).

Com objetivo de obter informações sobre a umidade *in situ* sem a necessidade de coleta de dados de campo, diversas técnicas tem sido empregadas para a determinação da umidade do solo, com destaque para a modelagem (COSTA, 2012) e a determinação por meio de sensoriamento remoto (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002). Nesse trabalho, daremos foco a estimativa de umidade do solo por meio do sensoriamento remoto.

3.3 Estimativa da umidade do solo por meio de sensoriamento remoto

Diversas pesquisas têm sido realizadas com o objetivo de estimar a umidade do solo utilizando o sensoriamento remoto. Atualmente, existem algumas técnicas para determinação desta variável hidrológica, entretanto, os mais utilizados tem sido pelo uso de técnicas de ópticas (GONZÁLEZ-ZAMORA et al., 2019; MOHAMED et al., 2019; QIU et al., 2019), sensores de micro-ondas (SADEGHI et al., 2017) e técnicas térmicas, com destaque para o método do índice de seca temperatura-vegetação – ISTV (CARLSON; GILLIES; PERRY, 1994; SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002; HASSAAN et al., 2019; MOHAMED et al., 2019; WIGMORE et al., 2019).

No entanto, a maioria das técnicas com uso de micro-ondas não são adequadas para aplicações de pequena escala (escala de campo), isto devido à sua resolução espaciais inerentemente grosseira. Por sua vez, as observações ópticas e térmicas dos satélites são comumente utilizadas para diminuir a diferença de escala, devido às suas resoluções espaciais mais refinadas (escala do metro) (SADEGHI et al., 2017).

As melhores acurácias, dentre os algoritmos desenvolvidos, para a realização da inferência da umidade do solo por meio do sensoriamento remoto tem sido comprovada a partir da aplicação ISTV que é um método empírico que utiliza dados da temperatura da superfície terrestre – TST e um índice de vegetação – IV, geralmente utilizando-se o índice de vegetação por diferença normalizada – NDVI (WIGMORE et al., 2019)

Sandholt, Rasmussen e Andersen (2002) descrevem que o pressuposto teórico da estimativa empírica de ISTV possui duas premissas, sendo elas: i) a umidade do solo é o principal fator de variação da TST e ii) O ISTV está relacionada com a superfície da umidade do solo, devido a mudanças na inércia térmica e controle da evapotranspiração (evaporação e transpiração) na repartição de radiação (balanço energético). O autor ainda relata que

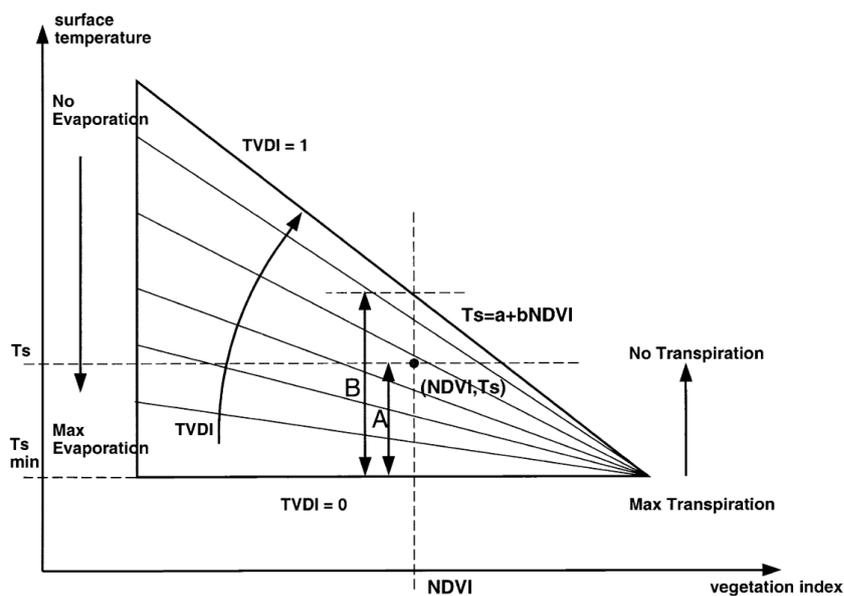
resistência estomática à transpiração da vegetação é um fator chave que é parcialmente controlado pela disponibilidade de umidade do solo.

Carlson, Gillies e Perry (1994) explicam que a vegetação se torna um desafio para a aplicação da técnica porque a temperatura da folha iluminada pelo sol é relativamente insensível à alteração do conteúdo de água na superfície do solo e mesmo sob luz solar intensa, a temperatura das folhas, diferente da do solo descoberto, tende a permanecer próxima da temperatura do ar ambiente. Por sua vez, a temperatura da folha é regulada pelo teor de água presente na folha, as variações horizontais da temperatura radiante sobre a cobertura parcial da vegetação estão intimamente relacionadas tanto para a fração da cobertura vegetal quanto para o teor de água superficial do solo subjacente.

Com base nas afirmações de Sandholt, Rasmussen e Andersen (2002) e Carlson, Gillies e Perry (1994) a teoria do ISTV apresenta uma base fundamentada no uso da TST e um IV para a realização de seu cálculo.

Na Figura 3 observa-se o espaço conceitual da relação TST/NDVI. O princípio do método baseia-se que a borda esquerda do triângulo (eixo y) representa o solo nu da faixa seca (parte superior) até a borda úmida (parte inferior). Por sua vez, à medida que a quantidade de vegetação verde aumenta ao longo do eixo x (representado pelo NDVI), a temperatura máxima da superfície diminui (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002), isto por causa da transferência de calor latente (NEMANI; RUNNING, 1989).

Figura 3 – Espaço TST-NDVI utilizado no cálculo do ISTV



Fonte: Sandholt, Rasmussen e Andersen (2002)

Desta forma, na borda seca, a temperatura aumenta devido a não existência de água para regularização térmica por meio da evaporação. Já na borda úmida, devido a evaporação, a água atua como um mecanismo de resfriamento e conseqüentemente acaba diminuindo a temperatura do solo. O cálculo do ISTV possui como base a Equação 3.

$$ISTV = \frac{TST_P - TST_{MIN}}{TST_{MAX} - TST_{MIN}} \quad (3)$$

Em que: ISTV – Inverso da umidade do solo (%); TST_p – Temperatura da superfície da terra em um dado pixel (°C); TST_{MIN} – Temperatura mínima da superfície da terra na imagem analisada (°C); TST_{MAX} – Temperatura máxima da superfície da terra na imagem analisada (°C).

Por sua vez, Sandholt, Rasmussen & Andersen (2002) e Wigmore et al. (2019) realizaram a adição de um termo, substituindo a TST_{MAX}, este termo é apresentado na Equação 4.

$$TST_{MAX} = s + w NDVI \quad (4)$$

Em que: s e w são parâmetros que definem a borda seca modelados com ajuste linear de dados; NDVI_p – Índice de vegetação por diferença normalizada em um dado pixel (varia de -1 a 1)

Substituindo os termos da Equação 4 na Equação 3 tem-se a Equação 5, em que o ISTV varia de 0 a 1, quando mais próximo de 1 o seu valor mais seca é a área.

$$ISTV = \frac{TST_P - TST_{MIN}}{s + w NDVI - TST_{MIN}} \quad (5)$$

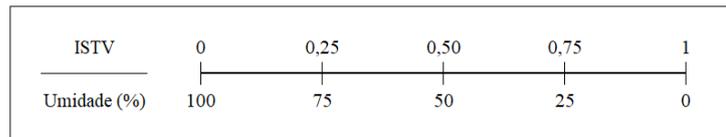
Sadeghi et al. (2017) fez mais uma modificação, chegando à Equação 6.

$$ISTV = \frac{TST_P - (a + bNDVI)}{(s + wNDVI) - (a + bNDVI)} \quad (6)$$

Como visto, existem diversas formas para o cálculo do ISTV, entretanto a adição dos termos a Equação base (Equação 3) estão relacionadas a interpretação do método e do espaço TST/NDVI, podendo variar de acordo com a percepção de cada autor.

Na Figura 4, é apresentado a equivalência do ISTV em relação a umidade do solo. Logo, nota-se sua relação inversamente proporcional. Entretanto, este valor é dado em números fracionados, necessitando convertê-los primeiro para umidade fracionada (Equação 7) e posteriormente em umidade em porcentagem (Equação 8).

Figura 4 – Equivalência do ISTV em umidade do solo



Fonte: Elaborado pelo autor.

$$\theta_{fr} = 1 - ISTV_p \quad (7)$$

$$\theta_{\%} = \theta_{fr} \cdot 100 \quad (8)$$

Em que: θ_{fr} – Umidade do solo fracionada; $ISTV_p$ – ISTV de um determinado pixel; $\theta_{\%}$ – umidade do solo em porcentagem.

Diversas foram as pesquisas que utilizaram o ISTV, em diferentes locais do planeta. Wigmore et al. (2019) embarcou 3 aparelhos em um veículo aéreo não tripulado – VANT (ou segundo a ICA 100-40, Aeronave Remotamente Tripulada - RPA) para capturar fotografia em composição colorida (RGB), infravermelho próximo (NIR) e infravermelho termal (TIR), em uma região montanhosa do Peru com objetivo de monitorar a umidade do solo, usando o ISTV, em micro bacias hidrográficas (área ~ 0,2 km²). Os resultados obtidos no estudo retrataram uma baixa correlação, embora a precisão a de seus produtos de mapeamento sejam da escala do submetro. As explicações das baixas correlações dos resultados expostas pelos autores foram que: i) A área possuía elevada heterogeneidade da umidade do solo, diminuindo a precisão da espacialização das medidas *in situ* e conseqüentemente em suas comparações dos dados produzidos; ii) Os sensores acoplados em VANTs possuem menor precisão se comparados aos de satélites; iii) As equações de determinação foram elaboradas para dados coletados por satélites e não para VANTs.

O trabalho de Wigmore et al. (2019) foi desenvolvido com elevada resolução espacial (13 cm) dificultando a validação dos resultados, pois a margem de erro entre o pixel e o ponto exato de amostragem é muito pequeno. Dessa forma, a imagem de satélite possui uma vantagem quando analisamos este quesito.

Taktikou et al. (2016) realizaram um estudo para determinação da umidade do solo com auxílio do sensoriamento remoto aplicando a técnica da ISTV, fazendo uso do espectrorradiômetro MODIS. Foram usados dois produtos, o MYD11A1 MODIS Aqua land (versão 5) com resolução espacial de 1 km para obter dados de tempo diário, tempo noturno e temperatura da superfície terrestre. O segundo produto foi o MYD09GA com a sua banda 1 (comprimento de onda vermelho) e 2 (comprimento de onda do infravermelho próximo) que possui resolução espacial de 500 m para obter os dados de índice de vegetação, neste caso NDVI. Os resultados da pesquisa revelaram que para a camada superficial do solo (10 cm) o uso do sensoriamento remoto com objetivo de recuperação da umidade do solo apresentou resultados satisfatórios, com erro médio polarizado $< 10\%$, índice de concordância igual a 0,41, erro quadrático médio de 31% e coeficiente de determinação igual a 0,92. O estudo apresentou excelentes resultados, entretanto a resolução espacial da imagem utilizada inviabiliza a diferenciação da umidade em pequenas escalas, sendo aplicável apenas para grandes áreas.

Mohamed et al. (2019) estudaram a umidade do solo na região irrigada do delta do Nilo, em seu estudo foram utilizadas duas técnicas para inferir a umidade do solo: ISTV e uma técnica de retroespalhamento da radiação. Foram feitas amostragens de solo (100 amostras 0 – 10 cm) no período correspondente com a data de passagem dos satélites (Sentinel-1 e Landsat 7). Os resultados do estudo apontaram que os métodos possuem boa aplicabilidade, tendo maior destaque para aplicação do ISTV, em vista que o modelo de retroespalhamento excedeu muito aos valores limites determinados em campo (umidade máxima em campo foi 30% e a relatada pelo método 40%), além do mais, os resultados apresentaram uma maior correlação ao se aplicar uma correção dos dados dos satélites com uma regressão linear fazendo uso dos dados obtidos em campo. Esse estudo expõe que em áreas com contrastes (secas e irrigadas) apresentam boa correlação com dados medidos. Entretanto, Mohamed et al. (2019) não explicaram de forma clara o motivo da técnica ISTV ter superado a do retroespalhamento, apenas que os dados térmicos mostram de melhor forma uma variação nos níveis de umidade em áreas de cultivo dispersas.

Wang et al. (2018) fizeram uso de sensores microondas combinados (ativos e passivos) do projeto *Climate Change Initiative* (CCI) desenvolvido pela Agência Espacial Europeia (ESA), denominado ESA CCI, este sensor possui características resolução temporal de 1 dia e uma resolução espacial de 25 km, possuindo dados de 1978 a 2015. Para minimizar o efeito da resolução espacial grosseira os pesquisadores fizeram uso de uma equação polinomial com base no NDVI, TST e albedo, e conseguiram realizar uma reamostragem de

25 km para 1 km. Os resultados do estudo revelaram que o coeficiente de correlação entre a umidade do solo mensal in situ e da ESA CCI reamostrada (1 km) é de cerca de 0,6, pouco maior que a de 25 km (0,58).

Hassaan et al. (2019) buscaram a determinação da umidade do solo a partir da aplicação do ISTV. Em seu estudo, fizeram uso de três imagens de satélite Landsat (Thematic Mapper (TM) 5, Enhance Thematic Mapper (ETM+) 7 e Landsat 8 OLI TIRS) em três datas diferentes. Como validação foram usadas trinta amostras de solo superficial dos 5 cm superiores, nas quais o teor de umidade real foi estimado termogravimetricamente. Os resultados da análise estatística mostraram uma correlação razoável entre a umidade real do solo dos 5 cm superiores e da umidade recuperada pelas imagens do Landsat 8, a correlação apresentada no estudo foi de 0,61.

Amani et al. (2017) descrevem que uma das limitações mais importantes dos métodos de determinação da umidade do solo por sensoriamento remoto é que esses índices usam apenas uma ou duas variáveis para estimar os valores. Dessa forma, em seu estudo, os pesquisadores buscaram elaborar um espaço tridimensional utilizando TST, IV e umidade do solo para desenvolver um novo índice de secura, denominado Índice de Seca Temperatura – Vegetação – Umidade Solo (ISTVU). Para isso foram utilizadas imagens MODIS. A pesquisa foi desenvolvida em Yanco, na Austrália. Como validação foram usados dados compostos das medições da umidade e temperatura médias do solo nas profundidades de 0 a 5 cm. Como resultado os estudiosos encontraram uma correlação entre os dados estimado e medidos in situ de -0,65.

Sadeghi et al. (2017) também descreveram que o modelo do ISTV sofre uma limitação inerente de requerer observações ópticas e térmicas simultâneas. Isto porque o modelo foi inicialmente conceitualizado para instrumentos que consistem em sensores ópticos e térmicos. Portanto, essa limitação impede sua aplicação em satélites de alta resolução espaçotemporal no domínio óptico não dotados de banda térmica. Para superar tal limitação foi proposto um novo modelo de base física denominado Modelo de Trapézio Óptico (OPTRAM). Os modelos ISTV e OPTRAM, foram avaliados para as bacias hidrográficas Walnut Gulch (Arizona) e Little Washita (Oklahoma) nos Estados Unidos. Como validação, a umidade do solo foi medida com uma rede eletromagnética sensores instalados na profundidade de 5 cm. Como resultado os pesquisadores obtiveram elevada correlação para a bacia de Oklahoma (0,89), entretanto o modelo proposto não superou o modelo ISTV, confirmando que apesar do aumento da resolução espacial a banda térmica é fator que possui elevada influência no processo de determinação da umidade do solo.

Observa-se na Tabela 1 um resumo de estudos sobre determinação da umidade do solo com uso do sensoriamento remoto.

Um grande entrave observado na literatura sobre a determinação do ISTV, é sobre a presença de nuvens, sombras de nuvens e sombras do relevo. Isso ocorre pois quando há uma elevada cobertura de nuvens nas cenas, o ISTV fica indisponibilizado de realizar uma ampla calibração de diferentes coberturas de solo, requisito fundamental para aplicação do índice (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002). Por sua vez, as sombras das nuvens e as sombras do relevo atuam mascarando o índice, resfriando as áreas sombreadas, e o índice acaba interpretando essa área sombreada como áreas úmidas (WIGMORE et al., 2019).

Tabela 1 – Pesquisas utilizando sensoriamento remoto para determinação da umidade do solo

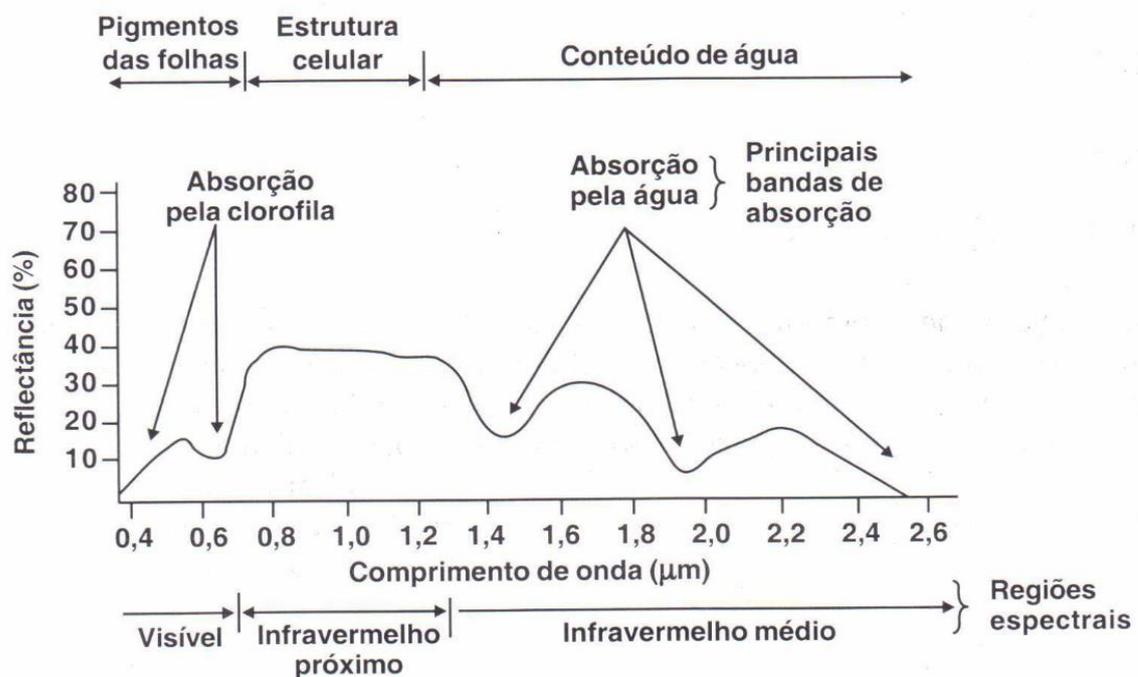
| Satélite | Local | Método | R ² | R | Fonte |
|-----------------------|-------------------|-------------|----------------|--------|---------------------------------------|
| Landsat 7 | Ismailia - Egito | ISTV | - | 0,93 | (MOHAMED et al., 2019) |
| Landsat 5, 7 e 8 | Ismailia - Egito | ISTV | - | 0,61 | (HASSAAN et al., 2019) |
| LandSat 8 | Sumatra | ISTV | 0.386 | - | (HOLIDY et al., 2019) |
| Landsat 8 | Oklahoma - EUA | ISTV | - | 0,89 | (SADEGHI et al., 2017) |
| Landsat 8 | Arizona - EUA | ISTV | - | 0,54 | (SADEGHI et al., 2017) |
| MODIS | Sparta - Grecia | ISTV | 0,92 | - | (TAKTIKOU et al., 2016) |
| MODIS | Yanco - Austrália | ISTVU | - | - 0,65 | (AMANI et al., 2017) |
| MODIS | Shaanxi - China | ISTV | 0,42 | - | (LIU; QIAN; YUE, 2021) |
| MODIS | Shaanxi - China | ISTV* | 0,49 | - | (LIU; QIAN; YUE, 2021) |
| NOAA-AVHRR | Senegal | ISTV | 0,7 | - | (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002) |
| ESA CCI | China | Micro-ondas | - | 0,60 | (WANG et al., 2018) |
| Sentinel-1 | Ismailia - Egito | Óptico | - | 0,89 | (MOHAMED et al., 2019) |
| VANT (RGB, NIR e TIR) | Llanganuco - Peru | ISTV | 0,76 | - | (WIGMORE et al., 2019) |
| VANT (RGB, NIR e TIR) | Pachacoto - Peru | ISTV | 0,55 | - | (WIGMORE et al., 2019) |

Dados: R²: Coeficiente de determinação; r: Coeficiente de correlação * - Fez uso de regressão polinomial de segundo grau no espaço TST/NDVI. Correlações positivas refletem que os autores converteram ISTV em umidade. Fonte: Elaborado pelo autor.

3.4 Índice de vegetação

Dentre as porções de interação da planta com a radiação solar, a fração absorvida é que possui maior interesse do ponto de vista da saúde da vegetação, entretanto, a grande maioria dos sistemas sensores orbitais disponíveis na atualidade não podem realizar essa mensuração, a não ser pela inferência, utilizando a porção refletida captada (MOREIRA, 2001). Dessa porção refletida, foi elaborada uma curva característica de reflectância da vegetação, de acordo com o comprimento de onda (Figura5)

Figura 5 – Reflectância característica da vegetação



Fonte: Moreira (2001)

As respostas espectrais da vegetação podem ser avaliadas por faixa específica de reflectância ou por combinações de faixas de reflectância. Entre as combinações destacam-se os chamados índices de vegetação espectrais (IVs). O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) que é o mais antigo e com maior número de estudos realizados; Índice de Vegetação Melhorado (EVI) que foi desenvolvido por Huete et al. (1997) e Justice et al. (1998) com a finalidade de melhorar a resposta da vegetação, utiliza a reflectância azul para corrigir os sinais de fundo do solo e o efeito atmosférico, possui uma maior aplicabilidade para determinação de biomassa. Há pouco, Jiang et al. (2008) realizaram a retirada da reflectância do azul, com a justificativa que ela não contribuía para o cálculo do índice, criando o EVI2 (CARVALHO, 2016). O Índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI) foi

desenvolvido por Huete (1988) que tinha como objetivo remover a interferência do solo quando se calculava o NDVI, a única diferença entre as variáveis dos dois índices é a adição de uma constante que varia de acordo com a proporção de vegetação da área. O Índice de Vegetação Resistente a atmosfera na Região do Visível (ARVI) desenvolvido por Gitelson et al. (2002).

Alguns estudos tem buscado relacionar cada vez mais os IVs com determinadas características da vegetação, como por exemplo (ALMEIDA; CARVALHO; ARAÚJO, 2019) que buscou determinar o índice de área foliar (IAF) a partir do uso de vários IVs.

Wang et al. (2007) buscou determinar uma correlação entre NDVI e umidade do solo utilizando séries temporais dessazonalizadas, onde conseguiram resultados que o R^2 variou de 0,46 a 0,55. Além da estimativa da umidade os autores descobriram que existe um intervalo de tempo para o NDVI responder à mudança da umidade do solo na zona da raiz que foi de 10 dias para zonas úmidas e de 5 dias para uma região semiárida.

Liu, Qian e Yue (2021) utilizaram diferentes IVs para determinar o ISTV e notaram que ambos não apresentavam diferença significativas quando realizava uma análise em sua espacialização. Entretanto, percebeu que o NDVI era o que mais se aproximava dos valores reais quando não tinha sua saturação ($IAF > 3$).

O NDVI é um índice que foi desenvolvido por Rouse et al. (1973), que normaliza a razão simples para o intervalo -1 a 1 (Equação 9).

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (9)$$

Em que: ρ_{NIR} – é a refletância no infravermelho próximo e ρ_R é a refletância no vermelho.

O NDVI é um indicador sensível de material vegetal verde, são usadas duas bandas de onda para formar esse índice, e normalmente escolhidas como as partes do espectro solar logo acima e abaixo do limite superior da região de radiação fotossintética ativa. Como o material vegetal verde é altamente refletivo no infravermelho próximo e altamente absorvente no visível, o NDVI tenderá a ser uma grande fração positiva sobre superfícies densamente vegetadas (CARLSON; RIPLEY, 1997).

Assim como no ISTV um grande entrave para a aquisição de dados remotos sobre a vegetação ocorre devido a cobertura parcial e/ou total da área alvo por nuvens. Essa limitação ocorre em vários aspectos, desde a limitação da observação da área (cobertura total) até a influência das nuvens e suas sombras sobre os resultados dos índices, que acabam mascarando o verdadeiros resultados, comumente aumentando os valores dos índices de

vegetação (ASNER; WARNER, 2003; WIGMORE et al., 2019) e retratando situações as quais não são fieis a realidade da região. Um problema maior ocorre quando as nuvens são extensas e finas, de difícil detecção, como as cirrus (ASNER; WARNER, 2003).

3.5 Temperatura da superfície terrestre

A temperatura da superfície terrestre (TST) é aquela referente à parte superficial do solo e da cobertura vegetal sobre a superfície continental do nosso planeta. Essa temperatura não diz respeito à temperatura do ar junto à superfície do solo e da cobertura vegetal apesar que em certos momentos, ambas se igualem (TEIXEIRA, 2010).

Atualmente, os sensores de infravermelho térmico (TIR) mapeiam a radiação emitida pela terra da faixa de 8 a 15 μm . Nesta faixa espectral a energia refletora do sol é tida como desprezível. Por sua vez, a energia emitida pela terra está diretamente relacionada com a temperatura e emissividade dos objetos ou materiais na superfície do solo (RODRIGUEZ-GALIANO et al., 2012).

Os sensores infravermelhos térmicos (TIR) por satélite atualmente disponíveis fornecem diferentes dados de resolução espacial e temporal que podem ser usados para estimar a TST. Na Tabela 2 é apresentado um resumo das características de alguns dos satélites/sensores atualmente disponíveis.

Tabela 2 – Características dos sensores de infravermelho térmico (TIR) disponíveis para uso

| Satélite | Sensor | Banda | Resolução | |
|-----------|-------------------------------|----------|-----------------------------|--------------|
| | | | Espectral (μm) | Espacial (m) |
| Landsat 5 | Thematic Mapper | Banda 6 | 10,40 – 12,50 | 120 |
| Landsat 7 | Enhanced Thematic Mapper Plus | Banda 6 | 10,40 – 12,50 | 60 |
| LandSat 8 | Thermal Infrared Sensor | Banda 10 | 10,30 – 11,30 | 100* |
| | | Banda 11 | 11,50 – 12,50 | 100* |
| Terra | ASTER | Banda 14 | 10,25 – 10,95 | 90 |
| Terra | MODIS | Banda 31 | 10,78 – 11,28 | 1000 |
| NOAA | MODIS | Banda 31 | 10,78 – 11,28 | 1000 |
| GOES | GOES I-M | Banda 4 | 10.20 – 11.20 | 4000 |
| | | Banda 5 | 11.50 – 12.50 | 4000 |

Dados: * - Resolução reamostrada para 30 m. Fonte: Elaborado pelo autor.

Os sensores MODIS, GOES possuem as resoluções espaciais bastante grosseiras para estudos detalhados da temperatura da superfície terrestre. O sensor ASTER na banda TIR possui uma resolução espacial de 90 m, entretanto, há uma desvantagem para ele, sua disponibilidade dar-se-á somente mediante solicitação. Não podendo ser utilizado em estudos que exijam continuidade temporal ou que sejam de natureza retrospectiva (RODRIGUEZ-GALIANO et al., 2012). Dessa forma, se as necessidades de dados para o estudo requisitem uma resolução espacial de média a alta, continuidade e disponibilidade de banco de dados, apenas as missões Landsat podem oferecer essas possibilidades.

Em 31 de maio de 2003 o satélite Landsat 7 apresentou problemas no equipamento eletromecânico chamado SLC (*Scan Line Correction*), que é responsável pela compensação do deslocamento do satélite em relação ao movimento de rotação da Terra. Sem o correto funcionamento do SLC a linha de visão do sensor traça um padrão de zigue-zague ao longo da trilha do satélite, tendo como resultado um duplicamento e aumento da largura nas bordas da cena. Quando os dados de Nível 1 são processados, as áreas duplicadas são removidas, deixando lacunas de dados de aproximadamente 30% (USGS, 2021a).

Por sua vez, quando Landsat 8 foi lançado, viu-se uma enorme divergência nos valores obtidos pelas imagens termais dos valores reais. Após um ano de investigação, foi constatado que o problema era causado por um anel de retenção metálico, que estava refletindo fora do campo focal TIRS. Para corrigir o erro foi criado um algoritmo conhecido como TIRS-on-TIRS (ROCCHIO, 2017)

Entretanto, a USGS ainda não recomenda o uso da banda 11 em virtude das anomalias e incertezas da calibração existentes na mesma (PIRES; FERREIRA JR, 2015; AVDAN; JOVANOVSKA, 2016).

Atualmente, para Landsat 8, existem duas formas mais utilizadas para o cálculo da TST. O primeiro foi elaborado por Sobrino, Jiménez-Muñoz e Paolini (2004). Este é um algoritmo generalizado de canal único que pode ser aplicado a diferentes sensores a bordo de um satélite. O cálculo da temperatura com base nos atores é apresentada na Equação 10.

$$TST = \gamma \{ \epsilon_b^{-1} [\Psi_1 L_b + \Psi_2] + \Psi_3 \} + \delta \quad (10)$$

Em que: TST – Temperatura da superfície da terra (Kelvin); ϵ_b – emissividade do sensor; L_b – brilho da banda; Ψ_1 , Ψ_2 , Ψ_3 – funções atmosféricas.

O segundo método é o proposto por Avdan e Jovanovska (2016). Que consiste na conversão de números digitais para radiância espectral (Equação 11), posteriormente,

converte-se a radiância para temperatura de brilho (Equação 12), por fim, pode-se estimar a TST a partir do uso da Equação 15:

$$L_{\lambda} = M_L \times Q_{cal} + A_L \quad (11)$$

Em que: L_{λ} - Radiância espectral ($W m^{-2} \mu m^{-1}$); M_L - Fator escalar multiplicativo de radiância da banda; Q_{cal} - Valor do pixel em número digital; A_L - Fator escalar aditivo de radiância para a banda (0,1).

$$TB = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} - 273,15 \quad (12)$$

Em que: TB - Temperatura de brilho ($^{\circ}C$); K_1 e K_2 - Constantes de conversão térmica para a banda 10 ($W m^{-2} \mu m^{-1}$); L_{λ} - Radiância espectral ($W m^{-2} \mu m^{-1}$); ln - Logaritmo neperiano.

$$PV = \left(\frac{NDVI_p - NDVI_{MIN}}{NDVI_{MAX} - NDVI_{MIN}} \right)^2 \quad (13)$$

Em que: PV - Proporção de vegetação; $NDVI_p$ - NDVI de um determinado pixel; $NDVI_{MIN}$ - NDVI mínimo da imagem; $NDVI_{MAX}$ - NDVI máximo da imagem (CARLSON; RIPLEY, 1997).

$$\varepsilon_{\lambda} = m \times PV \times n \quad (14)$$

Em que: ε_{λ} - Emissividade; m - Emissividade do solo (0,004); n - Emissividade da vegetação (0,986) (JIMÉNEZ - MUÑOZ; SOBRINO, 2003)

$$TST = \frac{TB}{\left\{ 1 + \left[\left(\frac{\lambda TB}{1,4388} \right) \right] \ln \varepsilon_{\lambda} \right\}} \quad (15)$$

Em que: TST - Temperatura da superfície da terra ($^{\circ}C$); TB - Temperatura de brilho ($^{\circ}C$); λ - Comprimento de onda da radiância (valor pico é a média da resolução espectral da banda); ε_{λ} - Emissividade.

Para o Landsat 5 temos o modelo quadrático desenvolvido por Malaret et al. (1985) (Equação 16).

$$TST = (209,832 + 0,834Q_{CAL} - 0,0013Q_{CAL}^2) - 273,15 \quad (16)$$

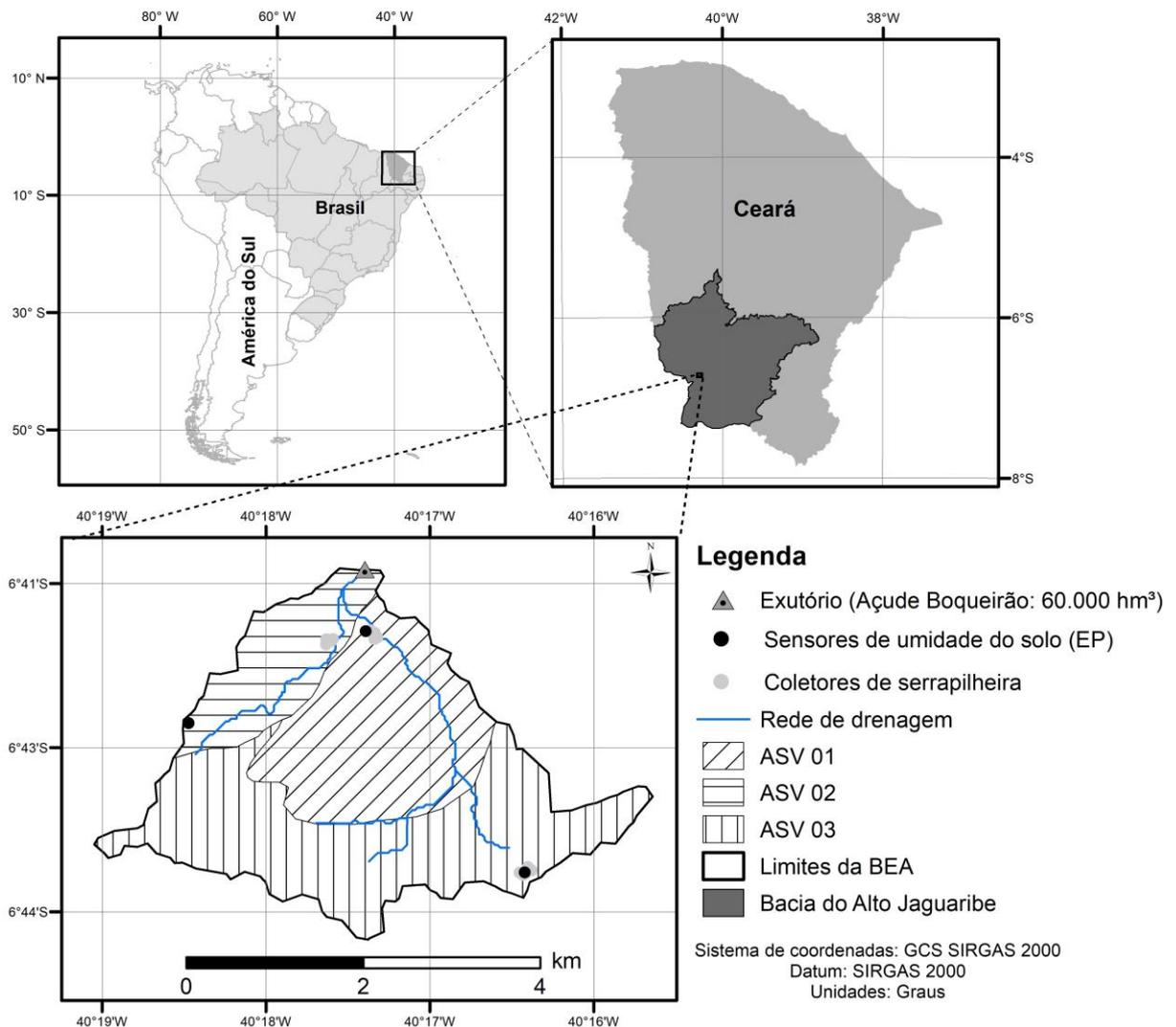
Em que: TST - Temperatura da superfície da terra ($^{\circ}C$); Q_{CAL} - Valor do pixel em número digital.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Descrição da área de estudo

A área de estudo é a Bacia experimental de Aiuaba – BEA (Figura 6), com uma área de aproximadamente 12 km², localizada na Estação Ecológica de Aiuaba – CE, Brasil, cujas coordenadas são 6 ° 43 'S e 40 ° 16' W.

Figura 6 – Localização da área de estudo, Bacia Experimental de Aiuaba - BEA



Fonte: Elaborado pelo autor.

A região possui clima semiárido quente e seco (tipo 'Bs' segundo classificação climática de Köppen). A precipitação média é de 550 mm ano⁻¹ (LIMA, 2021), com 70% concentrada nos meses de fevereiro a abril e a evaporação potencial pode atingir a marca de

2.500 mm ano⁻¹ (PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013; MEDEIROS et al., 2014), A temperatura mensal média varia de 24 a 28 °C (PINHEIRO et al., 2016b).

Na BEA são encontradas três principais Associações Solo Vegetação – ASVs (Figura 6) (PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013), Na Tabela 3 é apresentada uma descrição resumida das características de solo e vegetação predominante.

Tabela 3 – Resumo das características da ASVs encontradas na Bacia Experimental de Aiuaba

| ASV | Espécie representativa da vegetação | Classe de solo | Ocupação na BEA (km ² /%) |
|------|--|---|--------------------------------------|
| ASV1 | Catingueira (<i>Caesalpinia pyramidalis Tul</i>) | LUVISSOLOS CRÔMICOS | 2,40/ 20 |
| ASV2 | Angelim (<i>Piptadenia obliqua</i>) | ARGISSOLOS VERMELHO- AMARELO | 4,08 / 34 |
| ASV3 | Jurema-preta (<i>Mimosa tenuiflora (Willd.) Poir</i>) | NEOSSOLOS LITÓLICOS + LATOSSOLOS V-A | 5,52 / 46 |

Fonte: Pinheiro; Costa; De Araújo (2013)

4.2 Coleta de dados em campo

Cada ASV possui uma estação de monitoramento (Figura 6) equipada com um sensor de umidade do solo TDR (*Time Domain Reflectometry*) modelo CS616 Water Content Reflectometer fabricados pela Campbell Scientific. Cada aparelho é composto por uma sonda com duas hastes de aço inoxidável com 30 cm de comprimento cada, interligadas, via cabo, a um equipamento data logger CR510 do mesmo fabricante.

Os sensores foram instalados na camada de 0 a 20 cm no ano de 2003 com coleta de dados horários de umidade do solo. A determinação do conteúdo de água do solo pelos sensores é obtida a partir da estimativa da constante dielétrica determinada, usando-se a técnica da reflectometria no domínio do tempo TDR. A técnica é baseada no tempo de emissão/reflexão de um pulso eletromagnético que é emitido por um gerador de pulsos e guiadas por hastes metálicas. A constante dielétrica determinada será a do material entre as hastes metálicas, nesta abordagem, o solo (COSTA, 2012).

4.3 Aquisição e processamento das imagens

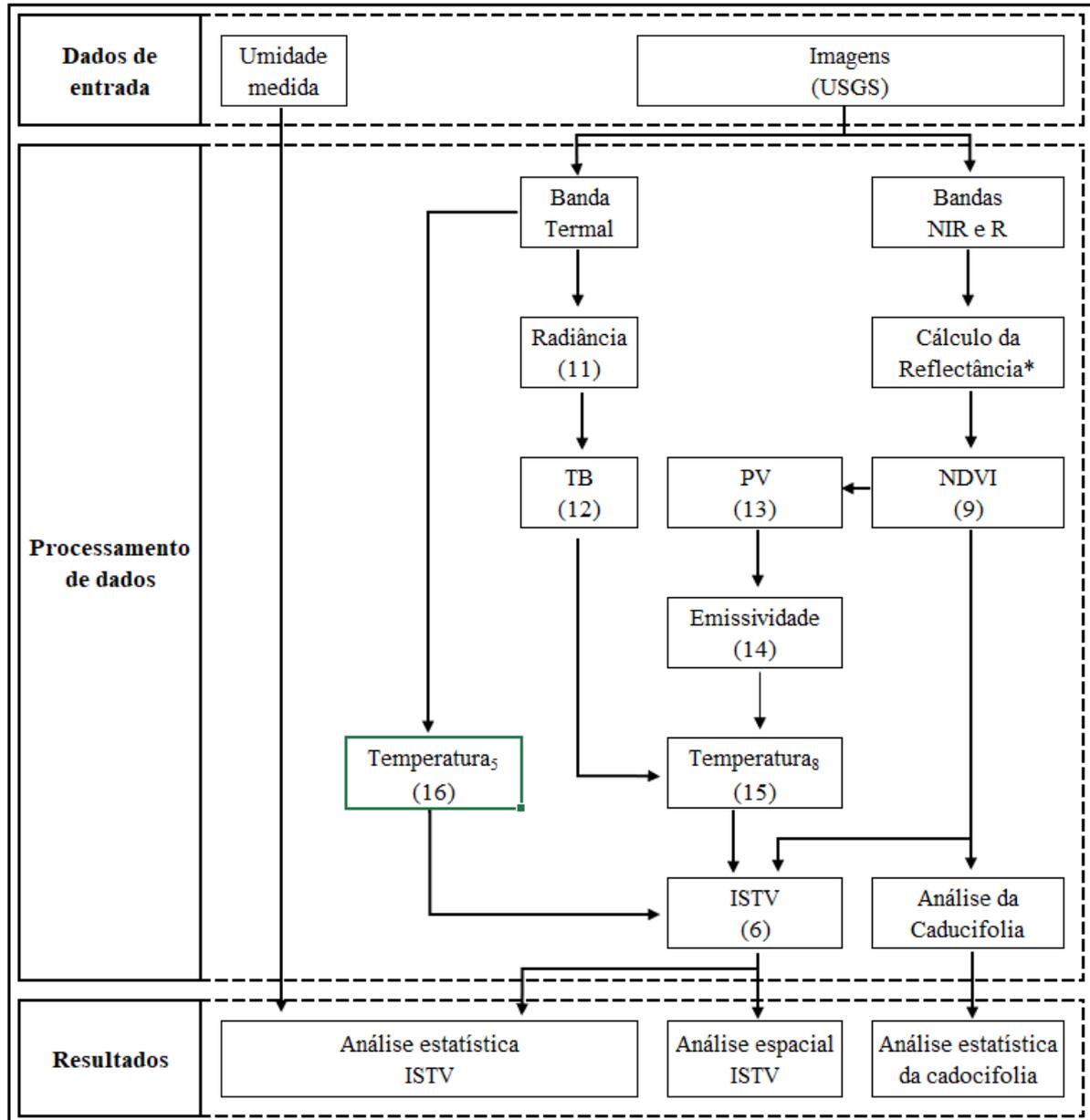
As imagens de satélites utilizadas neste estudo foram oriundas do projeto Landsat (Landsat 5, Landsat 8, sensores TM, OLI e TIRS), collection 1 Level-1, nível de processamento T1, do ano de 2003 a 2020. O motivo de sua escolha, foi pela gratuidade de fornecimento, elevado banco de dados, atendimento dos requisitos para cálculo de TST e NDVI, resolução espacial e temporal moderada (30 m e 16 dias, respectivamente).

Estas imagens foram obtidas a partir do banco de dados do Serviço Geológicos dos Estado Unidos (*United States Geological Survey - USGS*) que disponibilizada as imagens para download pelo site <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Nesse período foram coletadas 329 cenas, entretanto, apenas 32 foram utilizadas para o cálculo do ISTV e 57 para a análise da caducifolia. O motivo dessa redução ocorreu pela elevada cobertura de nuvens tanto na cena como sob a área de estudo.

A metodologia do processamento das imagens e análise dos resultados seguiu como disposto no fluxograma apresentado na Figura 7. A numeração abaixo do nome da etapa refere-se à equação utilizada para seu cálculo. Todo o processamento das imagens foi realizado por meio do software R 4.0.3, a análise estatística e elaboração das figuras foi realizada com o auxílio de Microsoft Excel.

Figura 7 – Fluxograma do processamento das imagens par obtenção dos produtos e o número da respectiva equação empregada



Notas: 5 – Temperetra do landsat 5; 8 – Temperatura do Landsat 8;* - A reflectância foi calculada para o landsat 8 segundo (USGS, 2021b), por sua vez, para o Landsat 5 foi realizada segundo os parâmetros descritos em (CHANDER; MARKHAM; HELDER, 2009). Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3.1 Determinação do ISTV

Previamente ao cálculo do ISTV foi realizado a elaboração do espaço TST/NDVI, para determinação da TST_{MAX} e TST_{MIN} conforme descrito no item 3.3. Para o cálculo do ISTV foi utilizada a Equação 6 (SADEGHI et al., 2017).

De forma adicional, a termo de comparação por se tratar de uma área preservada e possuir menos áreas com solo exposto fez-se uma alteração na delimitação do espaço TST/NDVI, delimitando-o a partir do valor de NDVI de 0,3 (ISTV delimitado - $ISTV_d$). O motivo dessa delimitação ocorre porque os valores de solo exposto raramente superam tal valor de NDVI (BENHADJ et al., 2007).

Os valores obtidos foram comparados com a umidade média diária e a umidade média mais próxima da hora da passagem do satélite.

Na avaliação da espacialização do ISTV foi realizada uma classificação do padrão de seca da BEA segundo Chen et al. (2011) e Holidi et al. (2019): Extremamente úmido ($0 < ISTV \leq 0,2$), úmido ($0,2 < ISTV \leq 0,4$), normal ($0,4 < ISTV \leq 0,6$), seco ($0,6 < ISTV \leq 0,8$), extremamente seco ($0,8 < ISTV \leq 1$).

4.3.2 Determinação da caducifolia

Para analisar a queda das folhas, realizou-se a análise do decaimento do índice de área foliar (IAF) da vegetação, calculada a partir conversão o valor de NDVI médio da bacia para IAF, por meio da aplicação de uma equação quadrática (Equação 17) desenvolvida por (ALMEIDA; CARVALHO; ARAÚJO, 2019), esta equação foi utilizada neste trabalho por ter apresentado melhor eficiência, com um índice de eficiência de Nash-Sutcliffe de 0,54 e raiz do erro médio quadrático de 0,84.

$$IAF = -0,692 NDVI^2 + 5,926 NDVI - 1,629 \quad (17)$$

Em que: IAF – Índice de área foliar ($m^2 m^{-2}$); NDVI – Índice de vegetação por diferença normalizada.

Para comparação do decaimento do IAF, fez-se uso de medidas de campos, realizadas por Almeida, Carvalho e Araújo (2019) durante os anos de 2014, 2015 e 2016. O método utilizado pelos autores consiste na aplicação da equação proposta por Ishihara e Hiura (2011) que necessita como dados de entrada a coleta da serapilheira, que foi realizada com cinco armadilhas em cada ASV da BEA (15 coletores – Figura 6).

4.4 Análise estatística

O coeficiente de correlação (R), coeficiente de determinação (R^2), o índice de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970), erro médio quadrático (EMQ) e a raiz do erro médio quadrático (REMQ) foram utilizados para avaliar o desempenho dos modelos.

4.4.1 Análise de correlação e determinação

O coeficiente de correlação é a medida do grau de inter-relação entre as variáveis. Seu cálculo é realizado pela razão entre a covariância de duas variáveis e o produto de seu desvio padrão e expresso como um número adimensional, variando entre -1 (relação inversa perfeita) e 1 (relação direta perfeita), sendo uma função linear que passa pelo zero (sem relação). O cálculo não é influenciado pela unidade de medida das variáveis e a covariância pode ser igual, mas não pode exceder o produto dos desvios padrão de suas variáveis (HALDAR, 2018).

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (P - \bar{P})(P' - \bar{P}')}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n (P - \bar{P})^2][\sum_{i=1}^n (P' - \bar{P}')^2]}} \quad (18)$$

Em que: P – Parâmetro medido; \bar{P} – Média dos parâmetros medidos; P' – Parâmetro modelado; \bar{P}' – Média dos parâmetros medidos; n – número de eventos.

O coeficiente de determinação (R^2), é calculando quando se eleva coeficiente de correlação (R) ao quadrado.

4.4.2 Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe

Mais um critério estatístico para avaliar o ajuste dos dados será o Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe (NASH; SUTCLIFFE, 1970), calculado por meio da equação 19.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P - P')^2}{\sum_{i=1}^n (P - \bar{P})^2} \quad (19)$$

Em que: P – Parâmetro medido; \bar{P} – Média dos parâmetros medidos; P' – Parâmetro modelado; n – número de eventos.

O coeficiente NSE pode variar entre negativo infinito a 1, sendo o valor 1 indicativo de um perfeito ajuste.

4.4.3 Erro médio quadrático

Outra medida frequentemente usada na verificação da acurácia de modelos numéricos é o erro quadrático médio. Esta análise é sensível aos grandes erros, por elevar as diferenças individuais ao quadrado. Seus resultados são sempre positivos e quando se obtém resultado igual a 0 indica que a simulação foi perfeita (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2011). O erro médio quadrático é definido pela Equação 20.

$$EMQ = \frac{\sum_{i=1}^n (P - P_i)^2}{n} \quad (20)$$

Em que: EMQ - Erro médio quadrático; P – Parâmetro medido; P' – Parâmetro modelado; n - tamanho da amostra

4.4.4 Raiz do erro médio quadrático

Calculando a raiz quadrada do EMQ, temos a Raiz do Erro Médio Quadrático - REMQ (Equação 21). A vantagem de que REMQ é a apresentação dos valores do erro na mesma dimensão da variável analisada (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2011).

$$REMQ = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P - P_i)^2}{n}} \quad (21)$$

Em que: REMQ – Raiz do erro médio quadrático; P – Parâmetro medido; P' – Parâmetro modelado; n - tamanho da amostra.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Resposta do modelo na determinação da umidade do solo

Os espaços TST/NDVI (Figura 8 e 9) foram delimitados com sucesso para 32 imagens do projeto Landat, de 2005 a 2019. Este número indica que a aproximadamente 10% das imagens foram aptas à análise, de um total de 329 imagens disponíveis. Essa redução ocorreu por dois fatores: i) Ausência de dados de umidade medidos em campo no dia da passagem do satélite; ii) Alta nebulosidade da área no dia da passagem do satélite, que impede a aplicabilidade do modelo tanto para a determinação da área alvo quanto para a disponibilidade de distintas coberturas de solo para a calibração do espaço TST/NDVI.

Os resultados dos espaços TST/NDVI demonstraram que para o modelo $ISTV_d$ ($ISTV$ delimitado - $NDVI \geq 0,3$) os coeficientes de determinação (R^2) são significativamente maiores, se comparados aos obtidos pelo $ISTV$ tradicional (Tabela 4). Onde a média dos valores deste parâmetro para borda seca (TST_{MAX}) foram de 0,50 e 0,87 para $ISTV$ e $ISTV_d$, respectivamente, para borda úmida (TST_{MIN}) os valores médios de coeficiente de determinação foram de 0,47 para $ISTV$ e de 0,59 para $ISTV_d$.

O coeficiente de determinação do espaço TST/NDVI do $ISTV$ tradicional é menor pois existe um ponto nas duas curvas (TST_{MAX} e TST_{MIN}) onde a temperatura não segue um padrão linear em função do NDVI. Para a borda de temperatura máxima há um aumento da temperatura quando NDVI varia do 0 ~ 0,2, isso provavelmente ocorra pois valores de NDVI próximos de 0 correspondam a corpos hídricos (LYON et al., 1998; JEEVALAKSHMI; REDDY; MANIKIAM, 2016) e/ou nuvens, e o solo exposto não deve ultrapassar o valor de 0,3 (BENHADJ et al., 2007; JEEVALAKSHMI; REDDY; MANIKIAM, 2016). Assim, temos que a temperatura tem início baixa por representar a área de um corpo hídrico e/ou uma nuvem e aumenta à medida que representa o solo exposto. Em seguida ocorre uma queda nos valores de temperatura ($NDVI > 0,2$) diminuindo à medida que o valor de NDVI aumenta. A justificativa para essa redução é que a vegetação ameniza a temperatura (CHEN et al., 2011), ou seja, à medida que a cobertura vegetal da área aumenta a temperatura tende a diminuir. Entretanto, na borda de temperatura mínima temos esse mesmo ponto de mudança de temperatura, que é semelhante a curva de máxima, onde os valores iniciais representam corpos hídricos e/ou nuvens, entretanto, a faixa de representação do solo exposto úmido apresenta um valor de temperatura bem mais baixo que o de vegetação bem hidratada, que ocasiona em um leve aumento na temperatura à medida que aumenta a cobertura vegetal da área. Chen et al. (2011) descreve que esse processo de aumento gradual da temperatura em função da vegetação ocorre devido a disponibilidade de água para desenvolvimento da

vegetação, que não ocorre para as datas 21/12/2006, 23/10/2008, 25/09/2015 e 29/10/2016, que apresentaram uma inclinação da equação mais alta que as demais. Carlson, Gillies e Perry (1994) relatam, ainda, que a vegetação se torna um desafio para a aplicação da técnica porque a temperatura das folhas, diferente da do solo descoberto, que tende a permanecer próxima da temperatura do ar ambiente.

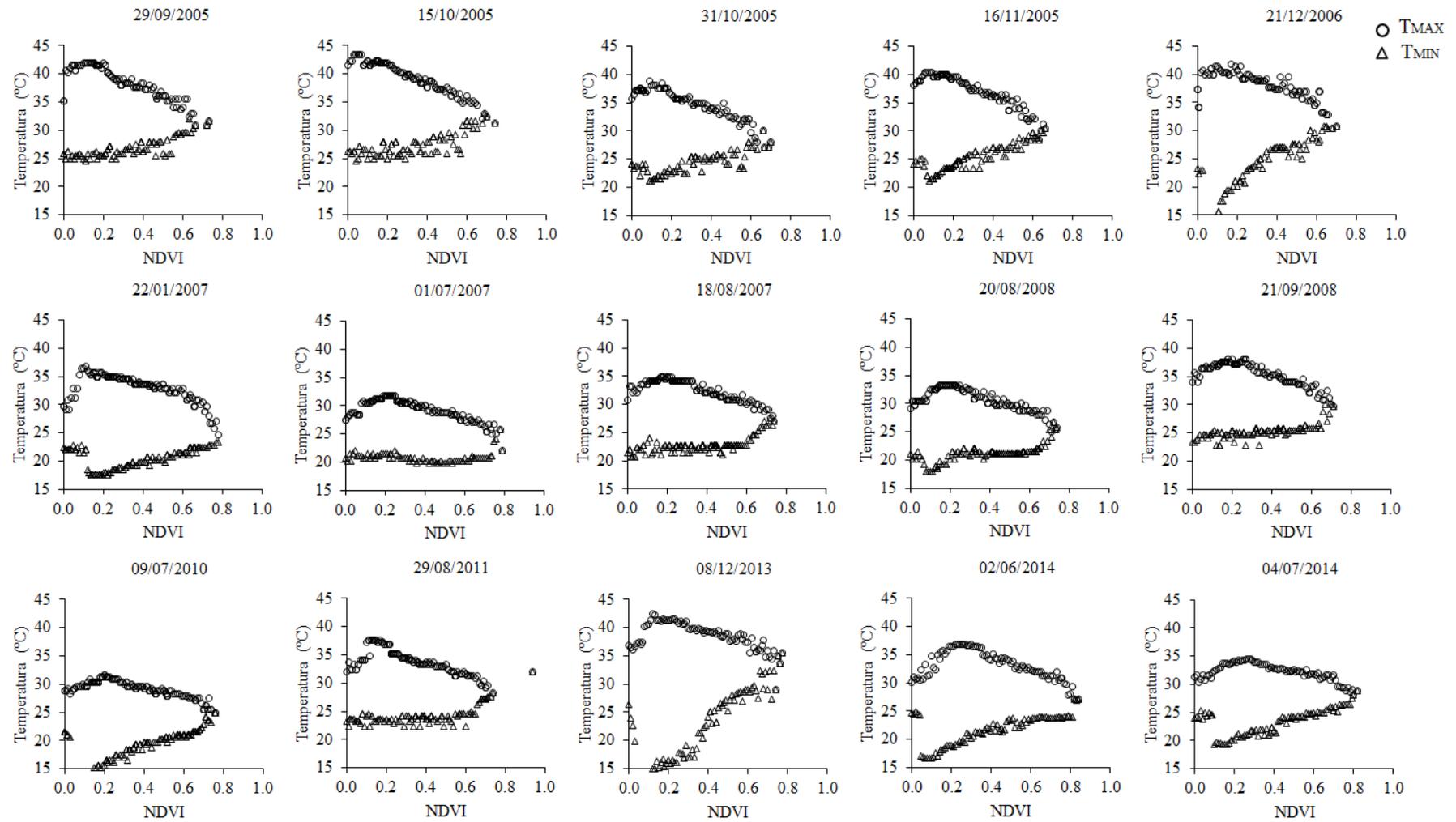
Na análise da borda seca (TST_{MAX}) do ISTV tradicional, os valores médios mensais dos índices aditivos da correlação (b) seguiram crescentes do mês junho até outubro (33,28 a 41,97 °C), quando decresce até o mês de janeiro (36,11 °C), da mesma forma, o fator multiplicativo (a) variou ao longo do tempo, apresentado o valor de -4,23 no mês de junho, e com o avanço do tempo foi aumentando a inclinação da reta até o mês de novembro com -14,26, em seguida, foi diminuindo a inclinação novamente nos meses de dezembro e janeiro. Para a borda seca (TST_{MAX}) do ISTV_d os valores médios mensais de b também apresentaram diferenças ao longo do tempo com o menor valor no mês julho (36,80 °C), e maior no mês de dezembro (44,42 °C), quando decresce até o mês de janeiro (36,11 °C), por sua vez, fator multiplicativo teve aumento na inclinação da reta do mês de julho a novembro (-10,65 e -19,97).

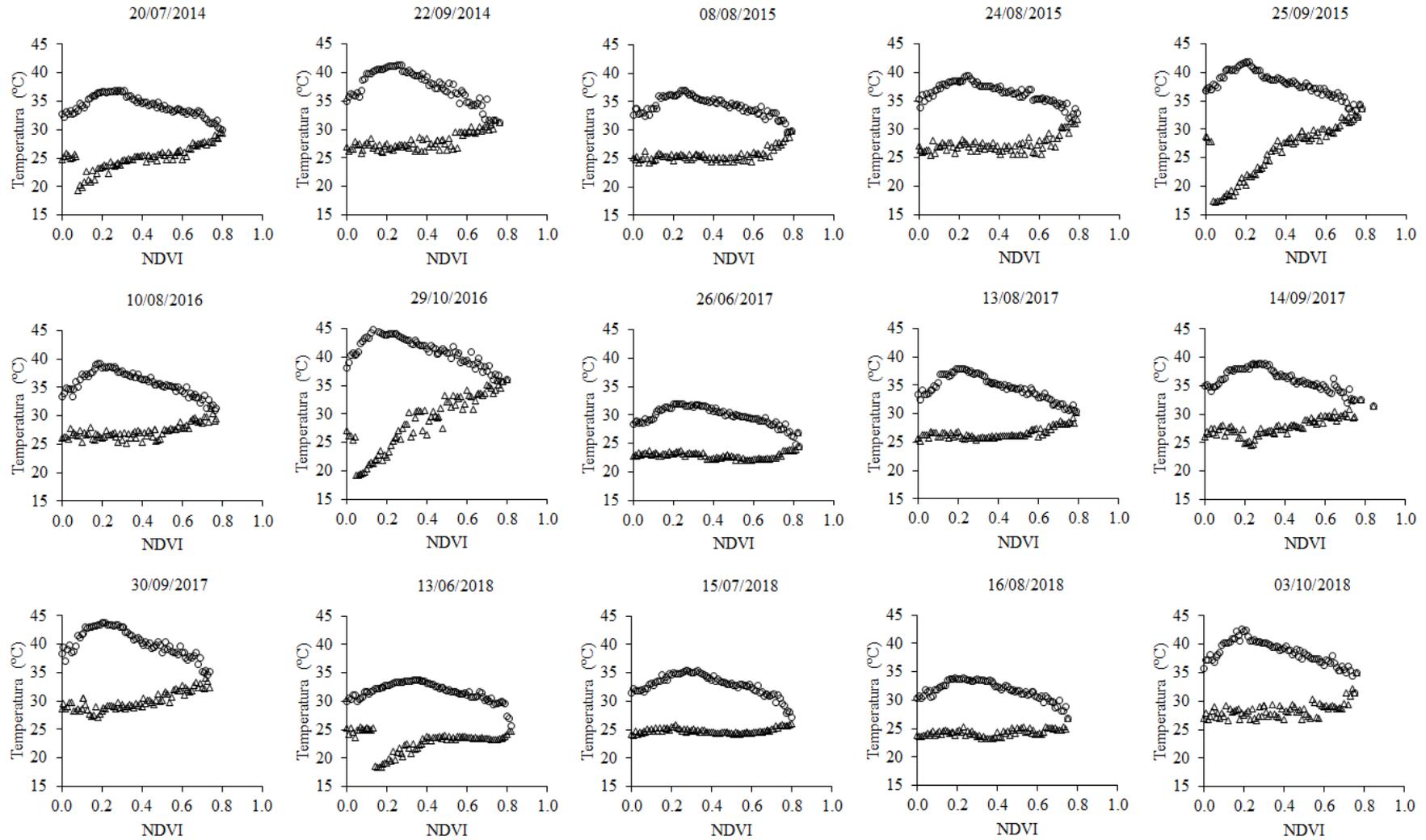
Logo, observa-se que para a borda seca (TST_{MAX}) do ISTV_d os valores tanto de adição como de inclinação da reta são superiores ao modelo tradicional, isso caracteriza que o modelo delimitado é mais sensível a mudança de temperatura em função da cobertura vegetal.

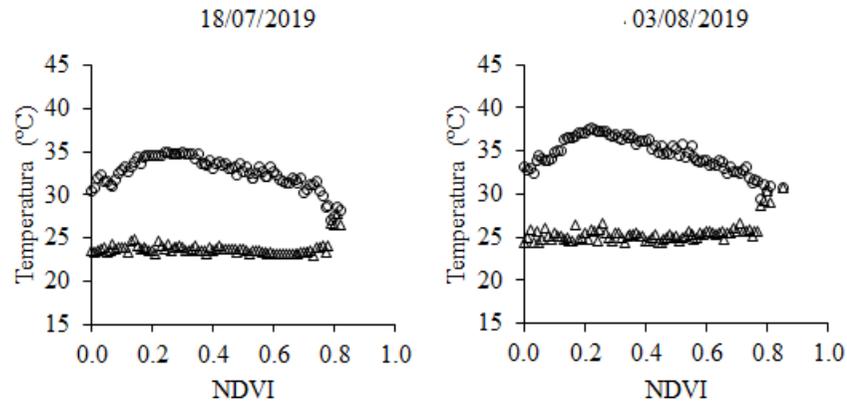
Percebe-se que para TST_{MAX} , adquiridas por ambos os métodos, tanto os fatores aditivos quanto os multiplicativos não possuem uma estabilização durante as imagens analisadas, dificultando o estabelecimento de uma equação geral de calibração do espaço $TST/NDVI$ para a região do estudada. Diferente do que foi constatado por Schirmbeck, Fontana e Schirmbeck (2018) que em seu estudo avaliaram apenas uma pequena mudança nos parâmetros das equações, entretanto, para a Rio Grande Sul, que é bem mais úmido, se comparado ao Ceará.

Ao analisar a borda úmida (TST_{MIN}) os valores da média mensal variaram de 14,20 a 24,5 °C para ISTV, já para o ISTV_d os valores variaram de 15,36 a 23,46 °C, ambos os modelos tiveram seu menor e maior valor nos meses de dezembro e setembro, respectivamente. Dessa forma, observa-se que em períodos mais úmidos (dezembro) a temperatura cai, provavelmente pela transferência de calor latente (NEMANI; RUNNING, 1989).

Figura 8 – Espaço TST/NDVI para obtenção de temperatura máxima e mínima (ISTV)

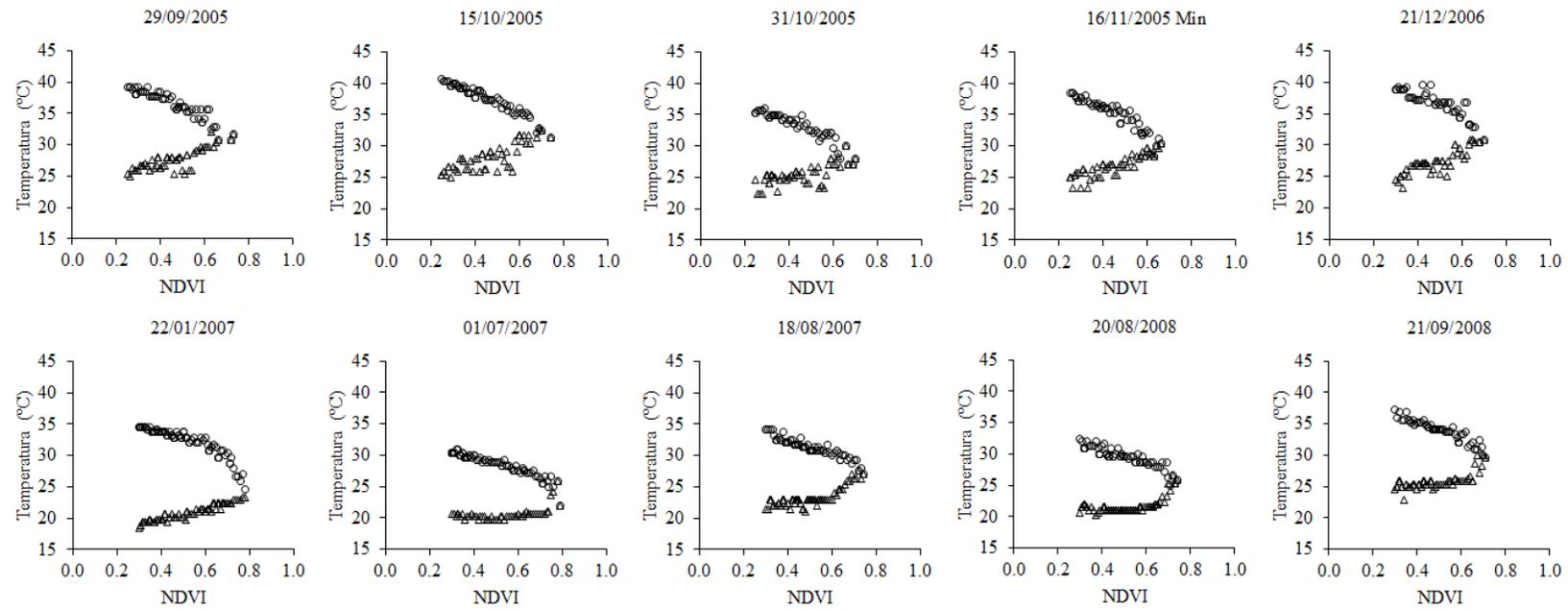


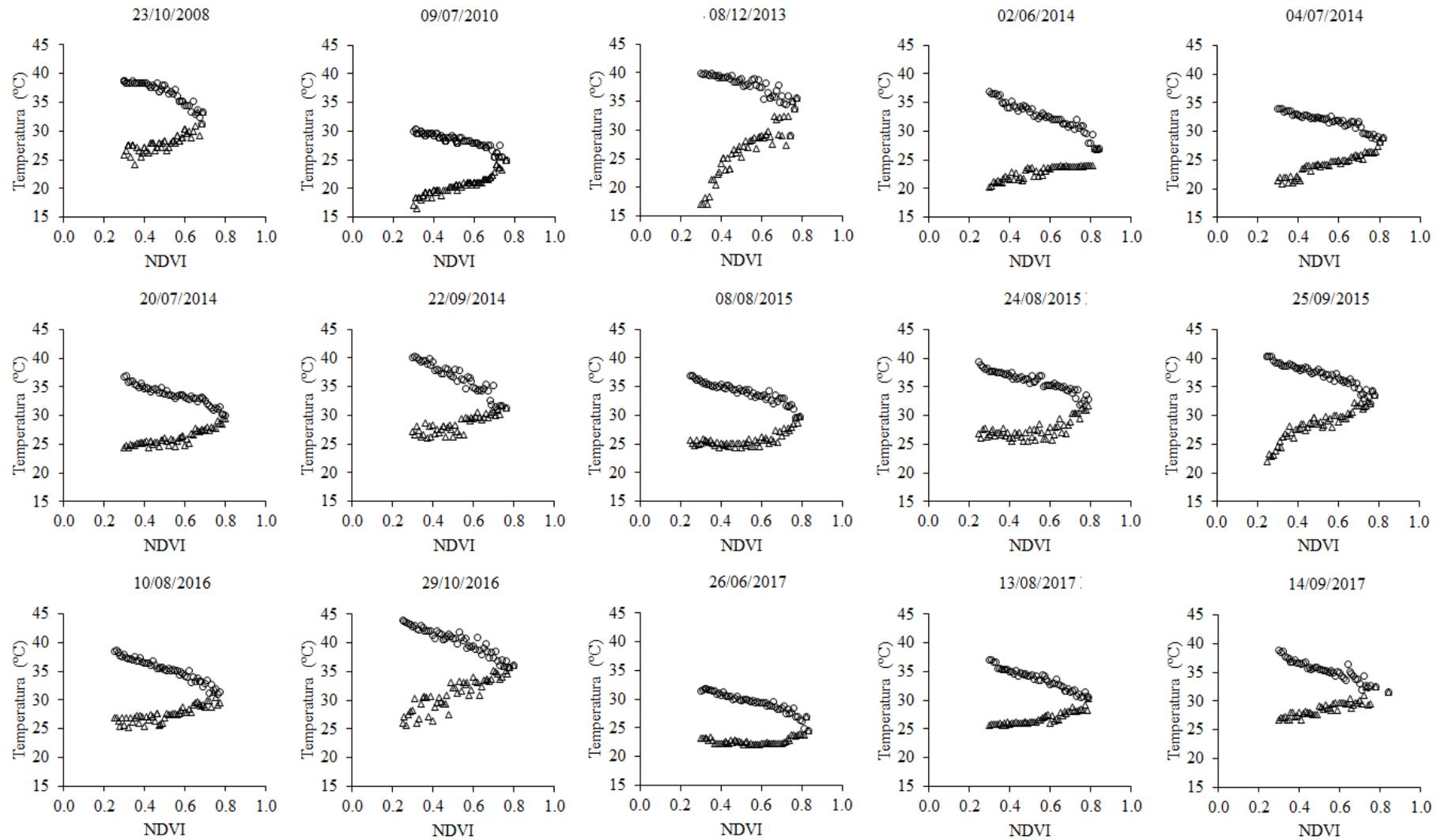


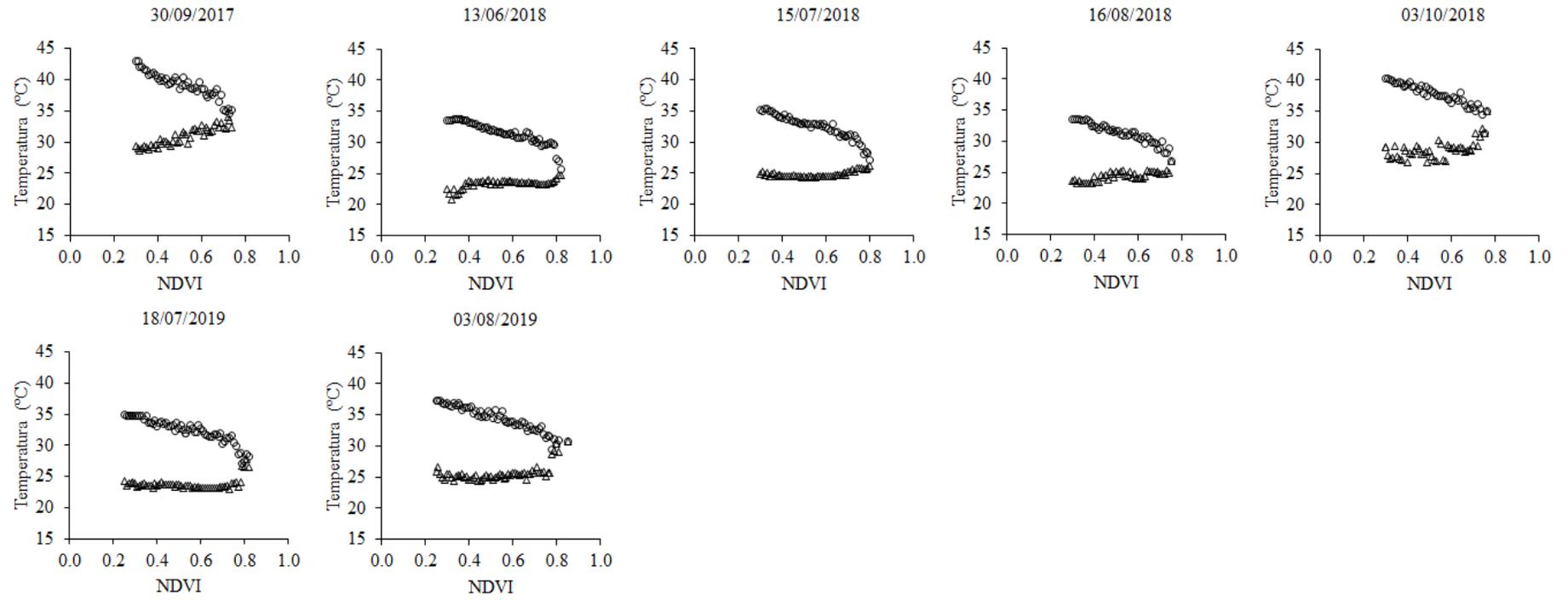


Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 9 – Espaço TST/NDVI para obtenção de temperatura máxima e mínima (ISTV_d)







Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 4 – Equações de determinação da temperatura máxima e mínima para aplicação no ISTV e ISTV_d

| Data | Modelo tradicional | | | |
|------------|------------------------|-------------------------------|------------------------|-------------------------------|
| | TST _{MAX} | R ² _{MAX} | TST _{MIN} | R ² _{MIN} |
| 29/09/2005 | $y = -14.278x + 43.01$ | 0.800 | $y = 7.1386x + 24.572$ | 0.680 |
| 15/10/2005 | $y = -14.331x + 43.91$ | 0.943 | $y = 7.4618x + 25.129$ | 0.549 |
| 31/10/2005 | $y = -12.052x + 38.35$ | 0.868 | $y = 8.0352x + 21.811$ | 0.608 |
| 16/11/2005 | $y = -14.263x + 41.32$ | 0.852 | $y = 11.682x + 21.606$ | 0.818 |
| 21/12/2006 | $y = -9.2853x + 40.98$ | 0.532 | $y = 24.936x + 15.139$ | 0.809 |
| 22/01/2007 | $y = -7.7186x + 36.11$ | 0.472 | $y = 5.2124x + 18.501$ | 0.435 |
| 01/07/2007 | $y = -6.5445x + 31.85$ | 0.524 | $y = 0.0022x + 20.768$ | 310 ⁻⁰⁷ |
| 18/08/2007 | $y = -8.5308x + 35.63$ | 0.760 | $y = 3.7892x + 21.377$ | 0.375 |
| 20/08/2008 | $y = -6.5614x + 32.93$ | 0.489 | $y = 4.4944x + 19.256$ | 0.444 |
| 21/09/2008 | $y = -9.3353x + 38.73$ | 0.720 | $y = 4.4598x + 23.796$ | 0.508 |
| 23/10/2008 | $y = -11.526x + 42.44$ | 0.759 | $y = 28.309x + 14.299$ | 0.759 |
| 09/07/2010 | $y = -5.983x + 31.269$ | 0.665 | $y = 12.081x + 14.015$ | 0.781 |
| 08/12/2013 | $y = -6.527x + 41.073$ | 0.381 | $y = 24.877x + 13.266$ | 0.787 |
| 02/06/2014 | $y = -5.617x + 35.497$ | 0.282 | $y = 7.728x + 18.543$ | 0.540 |
| 04/07/2014 | $y = -3.785x + 33.684$ | 0.340 | $y = 6.547x + 20.726$ | 0.450 |
| 20/07/2014 | $y = -4.538x + 35.971$ | 0.350 | $y = 7.174x + 22.233$ | 0.619 |
| 22/09/2014 | $y = -8.361x + 40.633$ | 0.419 | $y = 5.138x + 25.964$ | 0.585 |
| 08/08/2015 | $y = -4.039x + 35.786$ | 0.293 | $y = 2.840x + 24.479$ | 0.333 |
| 24/08/2015 | $y = -4.876x + 38.318$ | 0.424 | $y = 3.508x + 25.999$ | 0.318 |
| 25/09/2015 | $y = -7.066x + 40.594$ | 0.522 | $y = 17.709x + 19.27$ | 0.725 |
| 10/08/2016 | $y = -5.847x + 37.953$ | 0.403 | $y = 4.124x + 25.720$ | 0.516 |
| 29/10/2016 | $y = -8.159x + 44.298$ | 0.558 | $y = 19.221x + 21.006$ | 0.835 |
| 26/06/2017 | $y = -4.000x + 31.415$ | 0.332 | $y = -0.176x + 22.947$ | 0.004 |
| 13/08/2017 | $y = -6.413x + 37.121$ | 0.475 | $y = 2.899x + 25.458$ | 0.466 |
| 14/09/2017 | $y = -5.197x + 38.037$ | 0.381 | $y = 5.733x + 25.692$ | 0.630 |
| 30/09/2017 | $y = -7.260x + 42.880$ | 0.414 | $y = 6.278x + 27.719$ | 0.706 |
| 13/06/2018 | $y = -3.076x + 32.918$ | 0.220 | $y = 1.407x + 22.400$ | 0.035 |
| 15/07/2018 | $y = -4.523x + 34.636$ | 0.327 | $y = 0.401x + 24.663$ | 0.041 |
| 16/08/2018 | $y = -4.350x + 33.398$ | 0.338 | $y = 1.429x + 23.788$ | 0.235 |
| 03/10/2018 | $y = -6.173x + 40.852$ | 0.416 | $y = 3.445x + 27.135$ | 0.308 |
| 18/07/2019 | $y = -4.168x + 34.313$ | 0.300 | $y = 0.489x + 23.580$ | 0.021 |
| 03/08/2019 | $y = -4.901x + 36.672$ | 0.358 | $y = 2.405x + 24.470$ | 0.241 |

Tabela 4 – Equações de determinação da temperatura máxima e mínima para aplicação no ISTV e ISTV_d

(continua)

| Data | Modelo delimitado | | | |
|------------|-------------------------|-------------------------------|------------------------|-------------------------------|
| | TST _{MAX} | R ² _{MAX} | TST _{MIN} | R ² _{MIN} |
| 29/09/2005 | $y = -15.345x + 43.30$ | 0.872 | $y = 10.951x + 22.688$ | 0.661 |
| 15/10/2005 | $y = -16.235x + 44.75$ | 0.935 | $y = 13.35x + 22.083$ | 0.661 |
| 31/10/2005 | $y = -16.114x + 40.19$ | 0.860 | $y = 7.0522x + 22.398$ | 0.386 |
| 16/11/2005 | $y = -19.972x + 43.88$ | 0.871 | $y = 12.024x + 21.529$ | 0.767 |
| 21/12/2006 | $y = -16.22x + 44.306$ | 0.774 | $y = 14.732x + 20.298$ | 0.744 |
| 22/01/2007 | $y = -14.077x + 39.34$ | 0.831 | $y = 9.3076x + 16.098$ | 0.939 |
| 01/07/2007 | $y = -10.913x + 33.92$ | 0.900 | $y = 3.856x + 18.498$ | 0.264 |
| 18/08/2007 | $y = -11.594x + 36.946$ | 0.875 | $y = 6.783x + 19.875$ | 0.473 |
| 20/08/2008 | $y = -10.823x + 34.84$ | 0.795 | $y = 3.6353x + 19.698$ | 0.198 |
| 21/09/2008 | $y = -14.272x + 41.00$ | 0.888 | $y = 4.9202x + 23.589$ | 0.326 |
| 23/10/2008 | $y = -14.678x + 43.71$ | 0.840 | $y = 11.008x + 22.893$ | 0.623 |
| 09/07/2010 | $y = -9.482x + 33.052$ | 0.862 | $y = 10.648x + 14.908$ | 0.8579 |
| 08/12/2013 | $y = -12.91x + 44.535$ | 0.713 | $y = 30.404x + 10.429$ | 0.853 |
| 02/06/2014 | $y = -14.845x + 40.99$ | 0.917 | $y = 7.853x + 18.599$ | 0.773 |
| 04/07/2014 | $y = -9.279x + 36.848$ | 0.881 | $y = 11.725x + 17.810$ | 0.902 |
| 20/07/2014 | $y = -10.582x + 39.37$ | 0.919 | $y = 8.535x + 21.519$ | 0.791 |
| 22/09/2014 | $y = -18.922x + 46.29$ | 0.903 | $y = 9.658x + 23.449$ | 0.687 |
| 08/08/2015 | $y = -10.127x + 39.17$ | 0.854 | $y = 6.612x + 22.243$ | 0.515 |
| 24/08/2015 | $y = -9.871x + 41.086$ | 0.863 | $y = 8.198x + 23.207$ | 0.507 |
| 25/09/2015 | $y = -12.120x + 43.28$ | 0.887 | $y = 14.268x + 21.51$ | 0.865 |
| 10/08/2016 | $y = -12.748x + 41.72$ | 0.938 | $y = 8.652x + 23.135$ | 0.735 |
| 29/10/2016 | $y = -13.965x + 47.50$ | 0.892 | $y = 15.461x + 23.329$ | 0.756 |
| 26/06/2017 | $y = -10.348x + 35.17$ | 0.897 | $y = 1.911x + 21.643$ | 0.131 |
| 13/08/2017 | $y = -12.000x + 40.17$ | 0.947 | $y = 6.863x + 23.139$ | 0.799 |
| 14/09/2017 | $y = -11.290x + 41.333$ | 0.879 | $y = 8.679x + 24.087$ | 0.791 |
| 30/09/2017 | $y = -14.754x + 46.74$ | 0.874 | $y = 10.435x + 25.466$ | 0.854 |
| 13/06/2018 | $y = -10.68x + 37.429$ | 0.876 | $y = 2.749x + 21.804$ | 0.369 |
| 15/07/2018 | $y = -12.673x + 39.34$ | 0.898 | $y = 1.903x + 23.731$ | 0.329 |
| 16/08/2018 | $y = -11.829x + 37.443$ | 0.912 | $y = 4.382x + 22.093$ | 0.570 |
| 03/10/2018 | $y = -12.311x + 44.126$ | 0.854 | $y = 5.6442x + 25.915$ | 0.287 |
| 18/07/2019 | $y = -10.951x + 38.26$ | 0.832 | $y = 2.1868x + 22.524$ | 0.124 |
| 03/08/2019 | $y = -11.861x + 40.737$ | 0.921 | $y = 5.7131x + 22.441$ | 0.411 |

Nota: y – Valor correspondente de temperatura; x - Valor correspondente de NDVI. Fonte: Elaborado pelo autor.

Um dos fatores que causou a maior limitação na aplicação do modelo foi, principalmente, cobertura do solo por vegetação no período seco (junho a dezembro), que não pode incluir uma grande variabilidade de condições de ocupação do solo (CHEN et al., 2011) já que é uma característica que o modelo tenha um ajuste dos parâmetro de TST_{MAX} e TST_{MIN} da mesma cena (SCHIRMBECK; FONTANA; SCHIRMBECK, 2018), indisponibilizando, de forma correta a calibração de coberturas vegetais bem hidratadas

Na comparação da umidade medida em campo com a modelada, os resultados da análise estatística indicam baixos valores de exatidão (Tabela 5), tanto para o ISTV quanto $ISTV_d$.

Tabela 5 – Resultados do modelo ISTV e $ISTV_d$ comparado com a umidade medida

| Umidade | ISTV | | | | $ISTV_d$ | | | |
|---------|------------|-------|-------|--------|------------|-------|-------|--------|
| | Correlação | EMQ | REMQ | NSE | Correlação | EMQ | REMQ | NSE |
| Hora | 0,019 | 0,115 | 0,339 | -52,53 | -0,119 | 0,154 | 0,393 | -70,84 |
| Média | 0,020 | 0,115 | 0,339 | -51,99 | -0,116 | 0,154 | 0,392 | -70,12 |

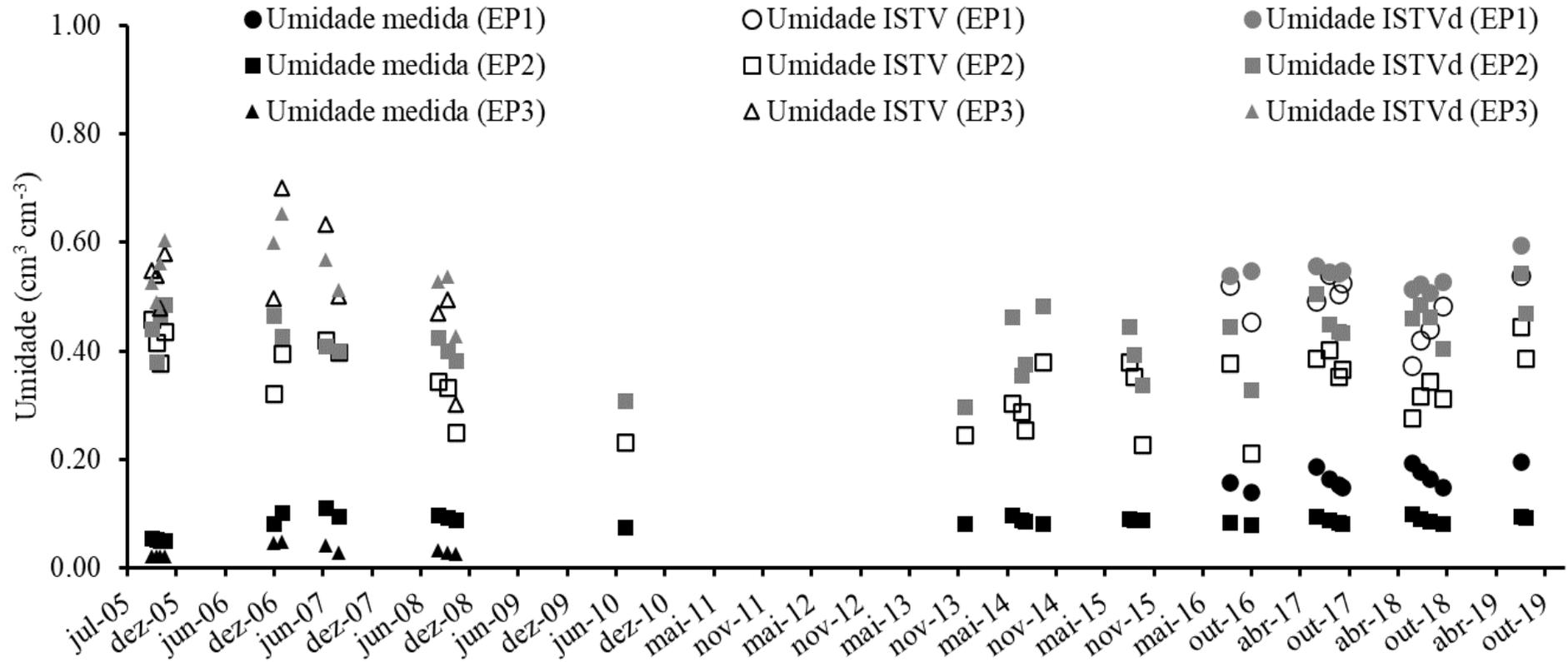
Notas: EMQ – Erro médio quadrático; REMQ – Raiz do erro médio quadrático; NSE – Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe. Fonte: elaborado pelo autor.

Ambos os modelos obtiveram respostas semelhantes. Os baixos valores de exatidão podem ser atribuídos: a falta de valores de diferentes coberturas de solo na calibração do espaço TST/NDVI; A influência de sombras, mascarando e elevando os valores de NDVI (ASNER; WARNER, 2003; WIGMORE et al., 2019); O ISTV apresenta melhores resultados em locais com maior disponibilidade hídrica (HOLIDY et al., 2019), o que não é o caso da BEA durante a estação seca; O NDVI é um indicador de estresse hídrico conservador (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002), fazendo com que a planta demore um pouco para responder a atual situação de umidade do solo, que segundo Wang et al. (2007) esse tempo de resposta é de aproximadamente 5 dias em regiões semiáridas (para o NDVI); O tamanho do pixel de TST é de 100m, não representado fielmente a temperatura no local da medida em campo.

Wigmore et al. (2019) relatam que existem imprecisões fundamentais por trás da elaboração do espaço TST/NDVI que sustenta o cálculo do ISTV. Relatando que o NDVI está relacionado principalmente a vegetação, mas também sofre influência por variações da cor e textura do solo, o teor de matéria orgânica e sombras.

Os resultados da análise temporal da determinação de umidade do solo pelo ISTV, $ISTV_d$ e umidade medida em campo estão apresentados na Figura 10. Logo, percebe-se que ambos os modelos superestimam os valores de umidade do solo.

Figura 10 – Comparação dos valores de umidade medidos com os modelados



Fonte:

Elaborado

pele

autor.

5.2 Espacialização do ISTV na BEA

Como não houve diferenças significativas entre qualquer um dos modelos utilizados fez-se a espacialização do ISTV da BEA por meio do modelo tradicional (ISTV) por ter apresentado resultados um pouco melhor que o $ISTV_d$ (Figura 11).

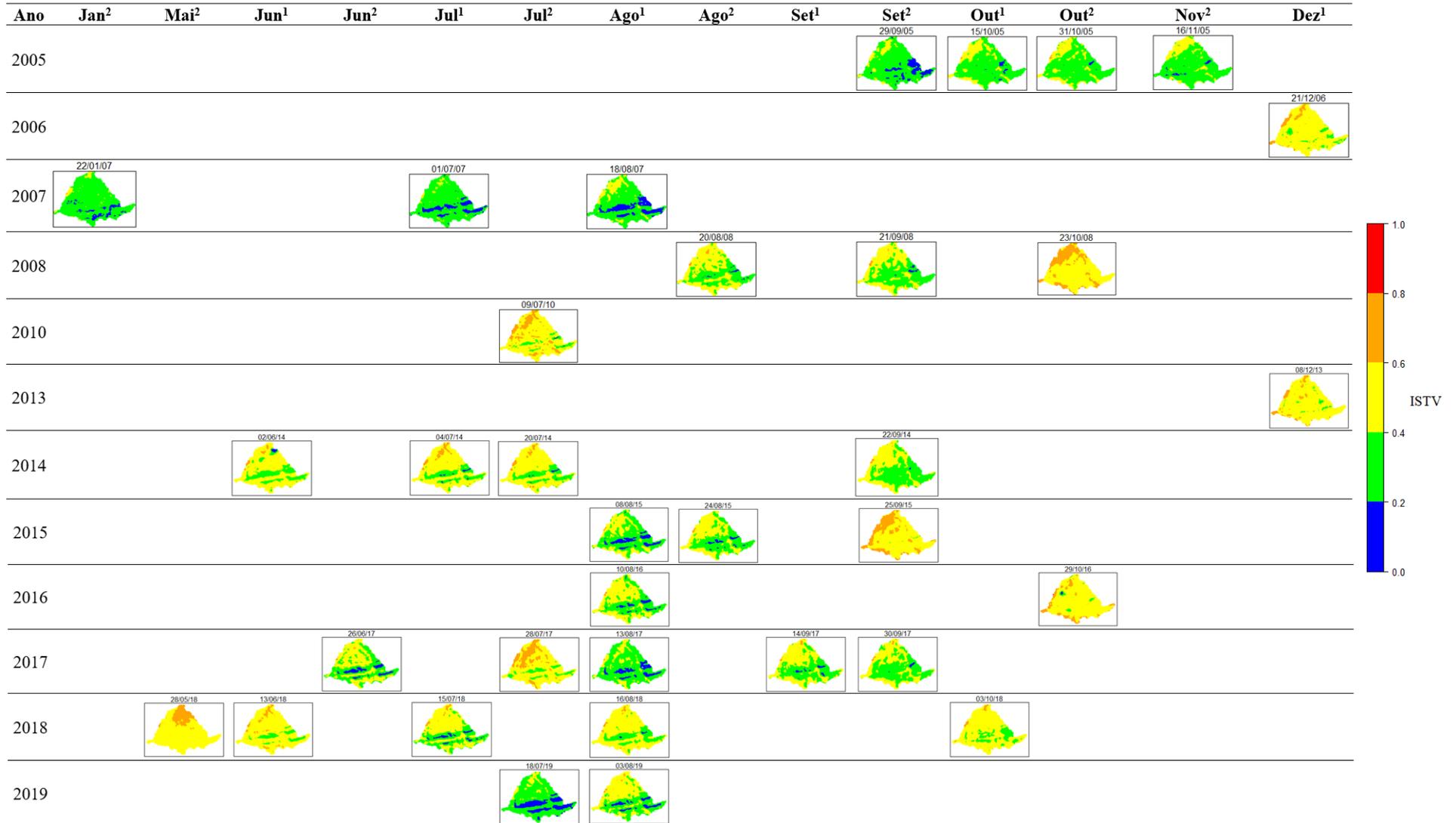
Percebe-se que na área onde é situado o reservatório ocorre os maiores valores de ISTV, representando os locais mais secos. Isso porque possivelmente no dia da coleta das imagens o reservatório já esteja seco, apresentando uma cobertura de solo exposto e seco fazendo com que ocorra um aumento da temperatura (NEMANI; RUNNING, 1989; SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002; WIGMORE et al., 2019).

Na maioria das imagens ocorre a formação de uma área mais seca, que corta a ASV1 partindo do reservatório (norte) até a ASV3, na parte sul. Esse caminho pode ser a representação de uma parte da drenagem da bacia que fica próxima de uma vereda que é utilizada pelos moradores da região.

A partir dos valores de ISTV da BEA, podemos classificá-la segundo as classes descritas no item 4.3.1, que varia de extremamente úmida a extremamente seca (CHEN et al., 2011; HOLIDY et al., 2019). Ao analisar os valores percebemos que de acordo com tal classificação, na maior parte do tempo a bacia permanece em estado de úmida, o que não retrata a verdadeira situação da bacia. Por sua vez, as datas de 23/10/2008 e 09/07/2010 foram as únicas onde a bacia apresentou o padrão seco. O padrão seco nessas datas ocorreu apenas na ASV2, as outras ASVs foram classificadas em padrão normal. Entretanto, nestes dois anos houve uma precipitação anual acima da média, sendo de 780 mm no ano de 2008 e 685 mm no ano de 2010 registrados na EP2. Isso reflete que o modelo ISTV pode ser melhor calibrado e conseqüentemente apresentar melhores resultados em anos de elevada pluviosidade, ou em regiões mais úmidas que a analisada nesse estudo, já que ele trabalha com uma maior incerteza em áreas muito secas ou muito úmidas (SANDHOLT; RASMUSSEN; ANDERSEN, 2002).

Segundo as informações obtidas a ASV2 apresentou uma média de valores de ISTV 20% acima dos demais, sendo a caracterizada a área mais seca da bacia. Por sua vez, a ASV1 e ASV3 apresentaram valores similares de ISTV em todas as imagens processadas, refletindo essa característica sobre a bacia, já que são as ASVs com maior área.

Figura 11 – Distribuição espaçotemporal do ISTV na Bacia Experimental de Aiuaba



Nota: ¹ – Primeira quinzena do mês; ² – Segunda quinzena do mês. Fonte: Elaborado pelo ator.

O motivo da ASV1 e ASV3 apresentarem um menor ISTV e conseqüentemente uma maior umidade é pela influência das sombras sobre o cálculo do NDVI e principalmente sobre a temperatura. Essas sombras são produzidas pelo relevo da BEA que possui um morro no centro da bacia, bem na divisa entre a ASV1 e ASV3. Na hora da passagem do satélite (~12:40) o morro está recebendo incidência solar vindo de norte para sul, logo, na parte incidente a temperatura é maior e conseqüentemente aumenta os valores de ISTV, entretanto, na parte posterior do morro, por influência das sombras, a temperatura cai (~3°C) e conseqüentemente diminui os valores de ISTV. Esta influência das sombras foi o principal entrave no cálculo do ISTV, prejudicando desde a calibração do espaço TST/NDVI até o cálculo final do índice, aumentando muito a imprecisão do método.

A mesma situação foi observada por Wigmore et al, (2019) que ao estimarem a umidade do solo utilizando o ISTV em uma área montanhosa, descreveram que as sombras produzidas pelas nuvens e o relevo foram fatores que mascaravam a real situação da umidade do solo, na maior parte das vezes superestimando-as.

5.3 Análise da caducifolia em vegetação de Caatinga preservada na BEA

Anualmente o projeto Landsat coleta aproximadamente 23 imagens da região (BEA), nesses 16 anos foram coletadas 329 imagens, destas, apenas 57 apresentavam informações de forma representativa sobre a BEA, representando 17,3% deste total, refletindo como uma limitação para obtenção de dados remotos.

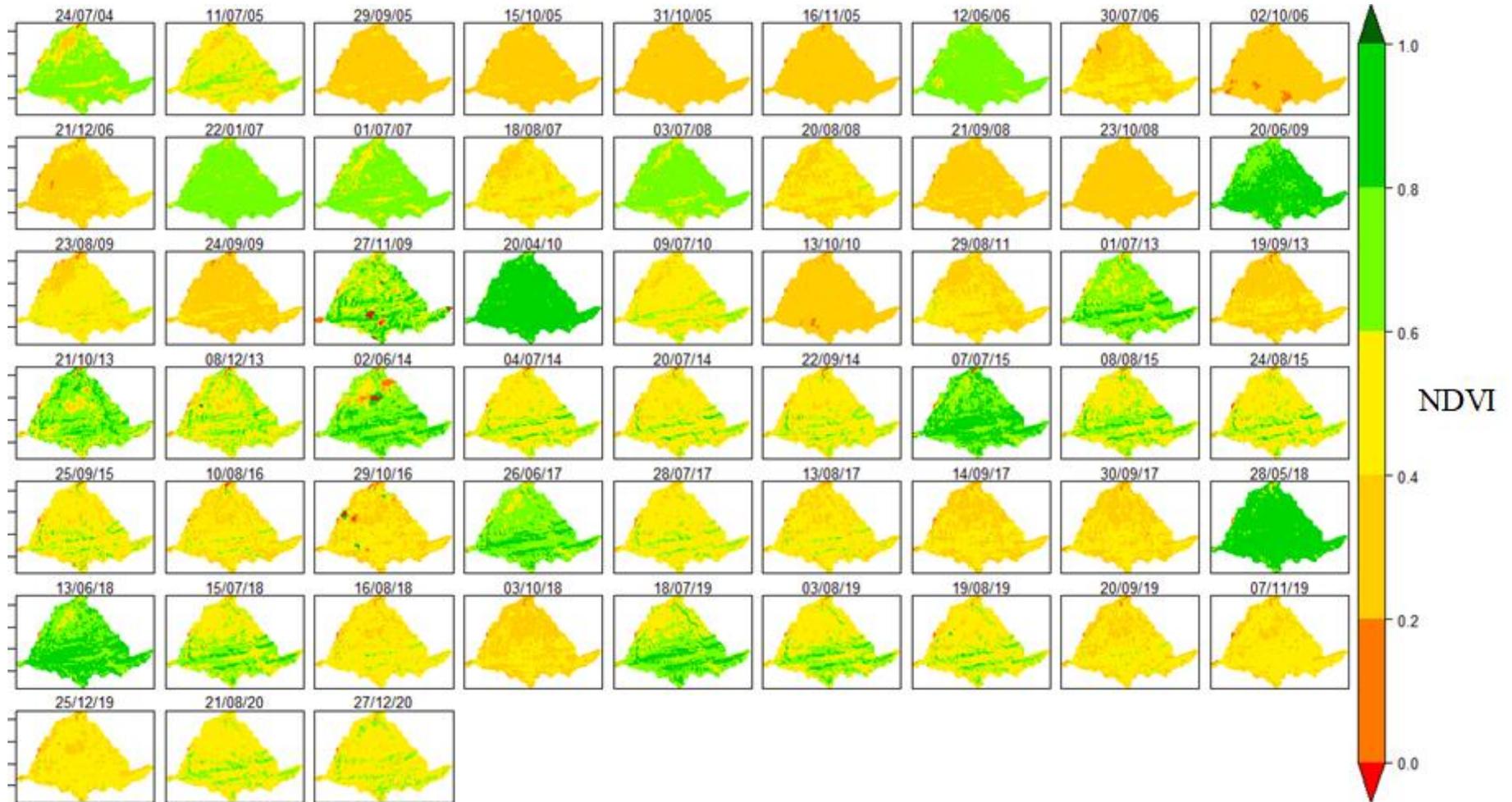
Destas imagens disponíveis, a maioria encontra-se no período seco, nos meses de julho a outubro. Os meses de junho, novembro e dezembro apresentam uma disponibilidade moderada, quanto a cobertura da BEA por nuvens. Na Figura 12, são exibidas as imagens históricas de NDVI da BEA. Ao analisá-las percebemos que o decaimento da vegetação ocorre de forma não uniforme na BEA, apresentado uma variabilidade espacial. Tendo um decaimento mais acentuado na ASV2, seguido pela ASV1, e por fim a ASV3 com o decaimento mais suave.

Comprovamos que esse decaimento ocorre de forma distinta quando analisamos separadamente cada ASV, onde cada uma apresenta uma taxa de decaimento de NDVI diferente, ASV1 com $0,015 \text{ d}^{-1}$; ASV2 com $0,018 \text{ d}^{-1}$ e ASV3 com $0,014 \text{ d}^{-1}$ (Figura 13).

Esse decaimento dessemelhante provavelmente seja ocasionado pela junção de vários fatores interveniente sobre a vegetação que acabam agindo de forma sinérgica. Dentre estes fatores podemos destacar: a profundidade do solo (COSTA, 2012; PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013; WANG et al., 2014), topografia da bacia (COSTA, 2012; YUAN et al., 2019) e a intervenção humana (OLIVEIRA; CRUZ, 2015).

A profundidade do solo da BEA varia de acordo com a região, apresentando diferenças entre as ASVs. A ASV1 possui o solo mais profundo (1,0 a 2,5 m), ASV2 possui uma profundidade intermediária (0,80 a 2,5 m), e a ASV3 o solo mais raso da BEA (~ 0,4 m) (COSTA, 2012; PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013).

Figura 12 – Distribuição espaçotemporal do NDVI da Bacia Experimental de Aiuaba



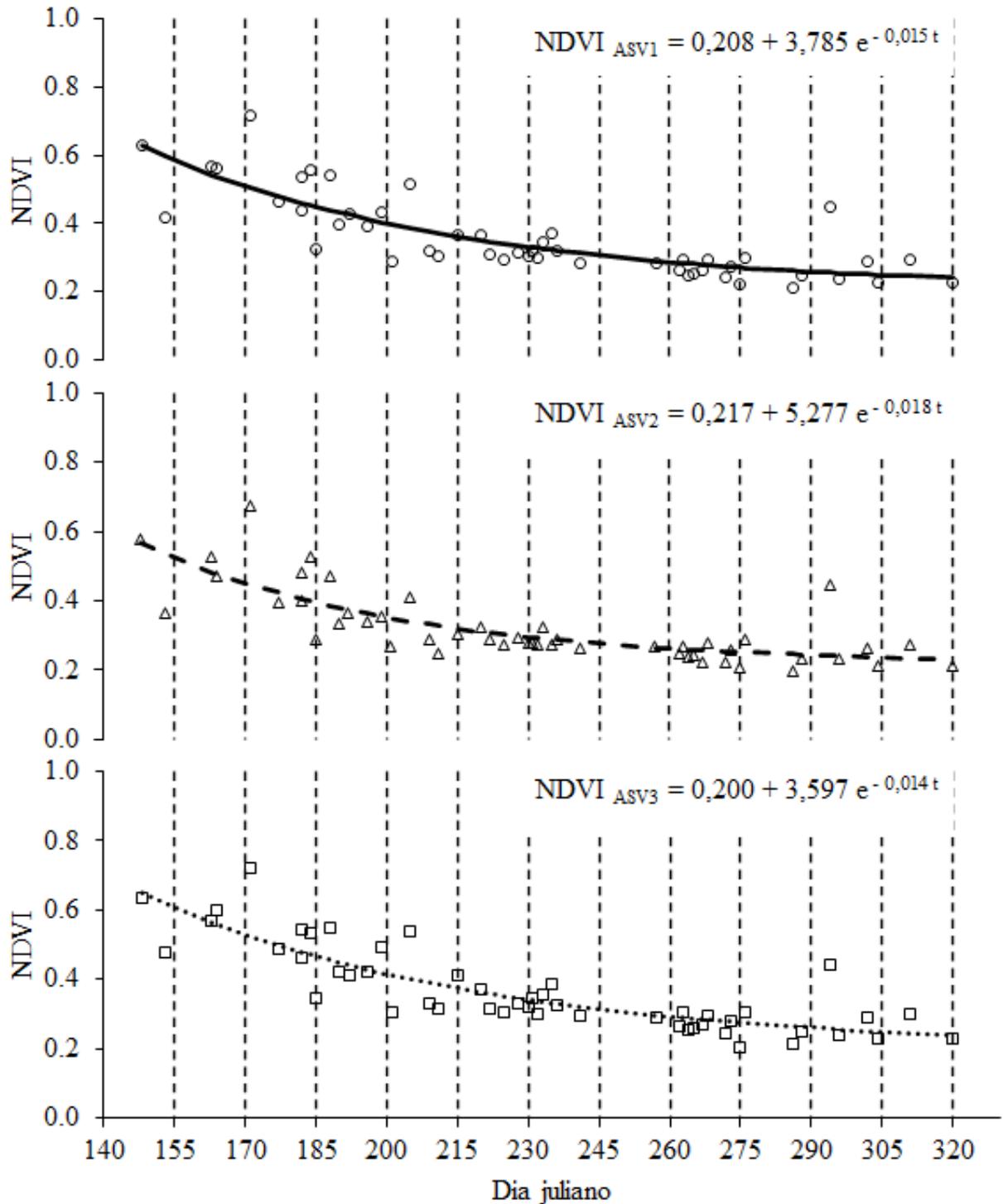
Fonte:

Elaborado

pele

autor.

Figura 13 – Curvas de decaimento da vegetação nas três ASVs da Bacia Experimental de Aiuaba



Fonte: Elaborado pelo autor.

Essa profundidade interfere no processo de duas formas. A primeira ocorre sobre o desenvolvimento da vegetação, atuando como fator limitante (PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013) impedido que vegetação de grande porte possa se desenvolver em regiões de

solo mais raso, como no caso da ASV3. A segunda, criando uma inércia na mudança de umidade à medida que a profundidade aumenta (WANG et al., 2014).

A ASV2 apresenta plantas de porte médio, se comparadas com a ASV1 e ASV3, que utilizam da umidade do solo de uma profundidade que varia de 0,80 a 2,5 m (COSTA, 2012; PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013). Logo, a vegetação predominantemente consome água de zonas profundas. A umidade nas zonas mais profundas solo possui uma maior dificuldade de recarga (WANG et al., 2014) principalmente em solos compactos, como é o caso da ASV2 que é situada as margens de uma estrada (CE 187), que no processo de construção realizou uma mudança nas características físicas do solo da área (compactação), que possivelmente esteja dificultando ainda mais a infiltração da água no solo. Outro fator seria a própria ação dos moradores da região, com a exploração de madeira da região e a criação de animais como bovinos, ovinos e caprinos (OLIVEIRA; CRUZ, 2015).

Avaliando a topografia da BEA a localização da ASV2 é próxima do divisor topográfico da bacia, sendo uma zona de elevada declividade, que acaba potencializando o escoamento superficial e reduzindo a retenção de umidade (COSTA, 2012; YUAN et al., 2019) e conseqüentemente diminuindo a quantidade de água disponível para a vegetação desta região.

A ASV1 é a região que apresenta um decaimento da vegetação de forma intermediária na bacia. Provavelmente porque essa seja a região de solo mais profundo (COSTA, 2012; PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013) e cortada pelo rio principal da bacia, tendo a possibilidade de armazenar mias água no solo durante a estação chuvosa. Somado a capacidade de armazenamento a área possuir um relevo mais plano (COSTA, 2012) que acaba diminuindo o escoamento subsuperficial para outras áreas da bacia (YUAN et al., 2019), justificando assim, o motivo dessa ASV ser a área mais úmida da bacia. A vegetação da ASV1 é a que possui o maior porte da BEA e conseqüentemente a zona radicular mais profunda (COSTA, 2012), sofrendo assim, menor influência sobre o decréscimo da umidade da camada superior sob influência da evaporação, uma vez que inércia da variação da umidade aumenta proporcionalmente com a profundidade (WANG et al., 2014).

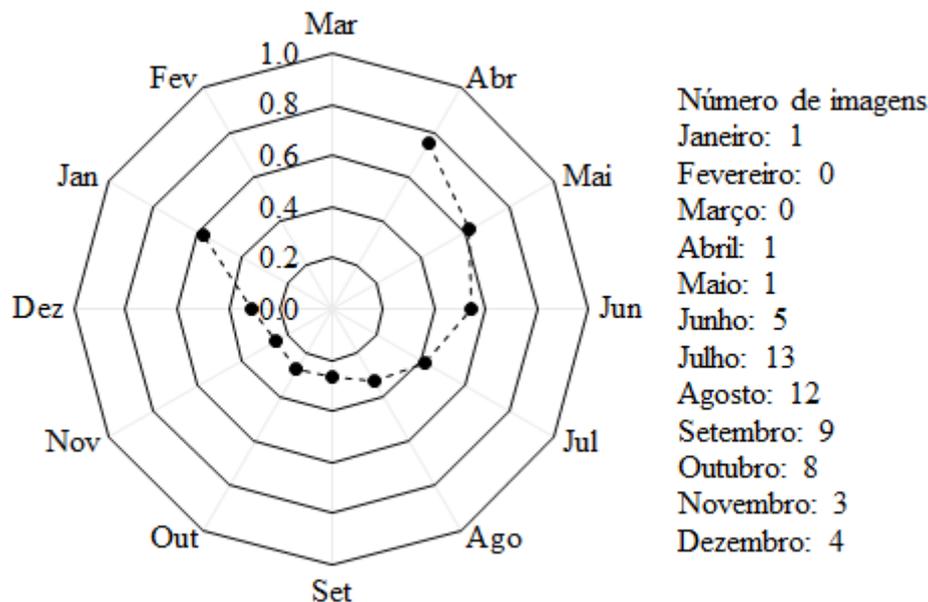
Por sua vez, na ASV3, onde o decaimento ocorre de forma mais lenta, as plantas possuem o menor porte da bacia, e são em maioria de espécies adaptadas a terrenos de pequena profundidade (COSTA, 2012). Dessa forma, mesmo que o período chuvoso apresente precipitação baixa, por apresentar um solo raso, as raízes possuem a maior disponibilidade de água. Isso porque existe uma maior facilidade de recarga da umidade do

solo nas camadas mais superficiais (WANG et al., 2014), como no caso, a ASV3, que é predominantemente de solo raso (COSTA, 2012; PINHEIRO; COSTA; DE ARAÚJO, 2013).

Entretanto, assim como no ISTV, alguns autores relatam que as sombras podem acabar elevando os valores de NDVI (ASNER; WARNER, 2003; WIGMORE et al., 2019) e a maior parte das sombras projetadas na bacia estão dentro da ASV3, podendo assim, essa menor taxa de decaimento não estar associadas as questões hidrológicas e/ou fisiológicas da vegetação, mas sim, sobre a confiabilidade dos dados de NDVI.

Ao analisar a sazonalidade, com os dados de NDVI obtidos, calculou-se as médias mensais com objetivo de determinar o comportamento da vegetação ao longo do ano, conforme é apresentado na Figura 14. Entretanto, devido a elevada nebulosidade na estação chuvosa, poucas imagens foram adquiridas nesse período. Por sua vez, na estação seca, com uma maior disponibilidade de dados remotos, pode-se acompanhar o decaimento da vegetação.

Figura 14 – Média de valores mensais de Índice de Vegetação por Diferença Normalizada da Bacia Experimental de Aiuaba



Fonte: Elaborado pelo autor.

Com a disponibilidade de dados para o período seco foram realizadas análises dos valores de NDVI ao longo do tempo e percebeu-se que existia um padrão assintótico de decaimento do valor ao longo do tempo, assim, foi elaborada uma equação matemática que melhor representava este decaimento. Foram usadas 25 imagens para realizar a calibração do modelo e 25 para validá-lo (Tabela 6). O modelo foi aplicado tomando em um intervalo específico do ano, possuindo limites para a sua aplicação, que iniciam no dia juliano 148 e seu término no dia 320. O motivo deste intervalo foi que a imagem com dados mais recentes do

início do período seco foi do dia 148 e o dia de corte foi definido com objetivo de evitar a influência das chuvas ocorridas na transição do período seco e início do período úmido.

Tabela 6 – Dados de calibração e validação da equação de decaimento do NDVI

| Dia juliano ^C | NDVI ^C | Modelado ^C | Dia juliano ^V | NDVI ^V | Modelado ^V |
|---------------------------------|--------------------------|------------------------------|---------------------------------|--------------------------|------------------------------|
| 148 | 0,62 | 0,70 | 153 | 0,44 | 0,66 |
| 163 | 0,56 | 0,60 | 164 | 0,56 | 0,59 |
| 171 | 0,71 | 0,55 | 177 | 0,46 | 0,52 |
| 182 | 0,53 | 0,50 | 182 | 0,45 | 0,50 |
| 184 | 0,51 | 0,49 | 185 | 0,33 | 0,48 |
| 188 | 0,53 | 0,47 | 190 | 0,40 | 0,46 |
| 192 | 0,41 | 0,46 | 196 | 0,40 | 0,44 |
| 199 | 0,45 | 0,43 | 201 | 0,29 | 0,42 |
| 205 | 0,51 | 0,41 | 209 | 0,32 | 0,40 |
| 211 | 0,30 | 0,39 | 215 | 0,38 | 0,38 |
| 220 | 0,36 | 0,37 | 222 | 0,31 | 0,36 |
| 225 | 0,30 | 0,36 | 228 | 0,32 | 0,35 |
| 230 | 0,31 | 0,34 | 231 | 0,33 | 0,34 |
| 232 | 0,29 | 0,34 | 233 | 0,35 | 0,34 |
| 235 | 0,36 | 0,33 | 236 | 0,32 | 0,33 |
| 241 | 0,29 | 0,32 | 257 | 0,28 | 0,30 |
| 262 | 0,26 | 0,29 | 263 | 0,30 | 0,29 |
| 264 | 0,25 | 0,29 | 265 | 0,25 | 0,29 |
| 267 | 0,26 | 0,28 | 268 | 0,29 | 0,28 |
| 272 | 0,24 | 0,28 | 273 | 0,27 | 0,28 |
| 275 | 0,21 | 0,27 | 276 | 0,30 | 0,27 |
| 286 | 0,21 | 0,26 | 288 | 0,25 | 0,26 |
| 294 | 0,44 | 0,26 | 296 | 0,24 | 0,25 |
| 302 | 0,29 | 0,25 | 304 | 0,23 | 0,25 |
| 311 | 0,29 | 0,24 | 320 | 0,23 | 0,24 |

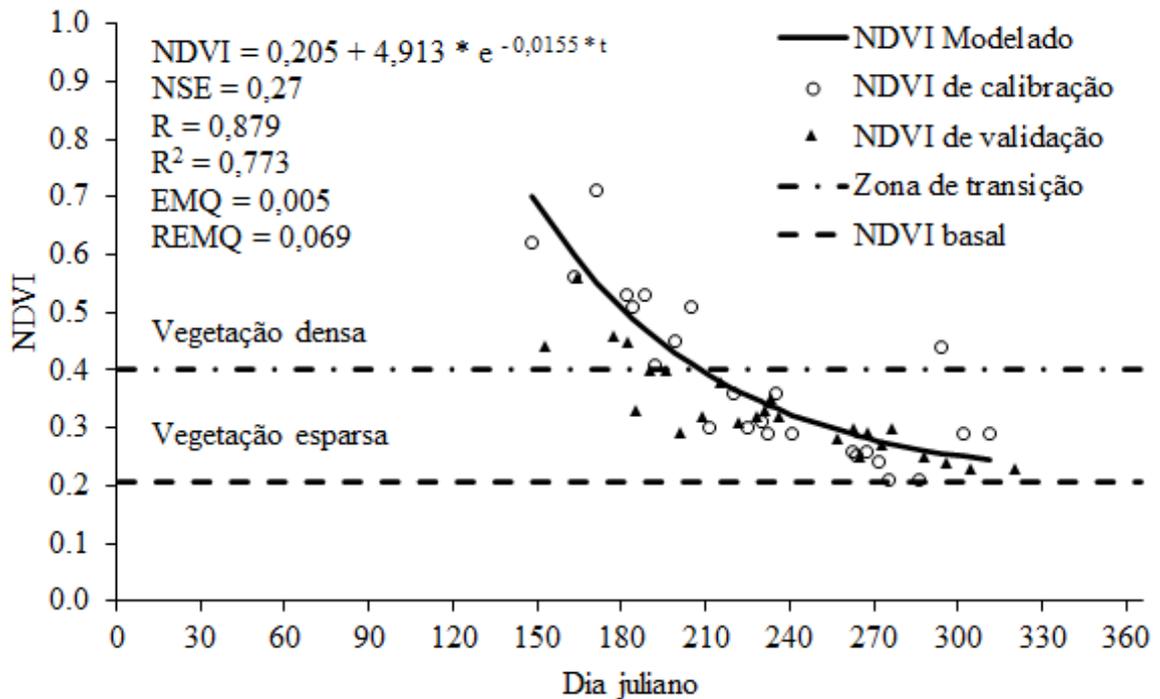
Dados: C – Valores utilizados na calibração do modelo; V – Valores utilizados na validação do modelo.

Fonte: elaborado pelo autor.

Como resultados da validação do modelo obtive-se valores de Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe, coeficiente de correlação, coeficiente de determinação, erro médio quadrático e raiz do erro médio quadrático de 0,27, 0,879, 0,773, 0,005, 0,069 respectivamente (Figura 15). Com esse valor de NSE o modelo não é considerado bom, entretanto é melhor que a média da série de dados (ALMEIDA, 2016).

A partir da determinação dos valores de NDVI ao longo do tempo poderíamos converter esse valor em IAF a partir da aplicação da equação 17 (ALMEIDA; CARVALHO; ARAÚJO, 2019), logo, temos uma estimativa do decaimento do IAF ao longo do tempo (Figura 16).

Figura 15 – Equação de decaimento do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada Bacia Experimental de Aiuaba



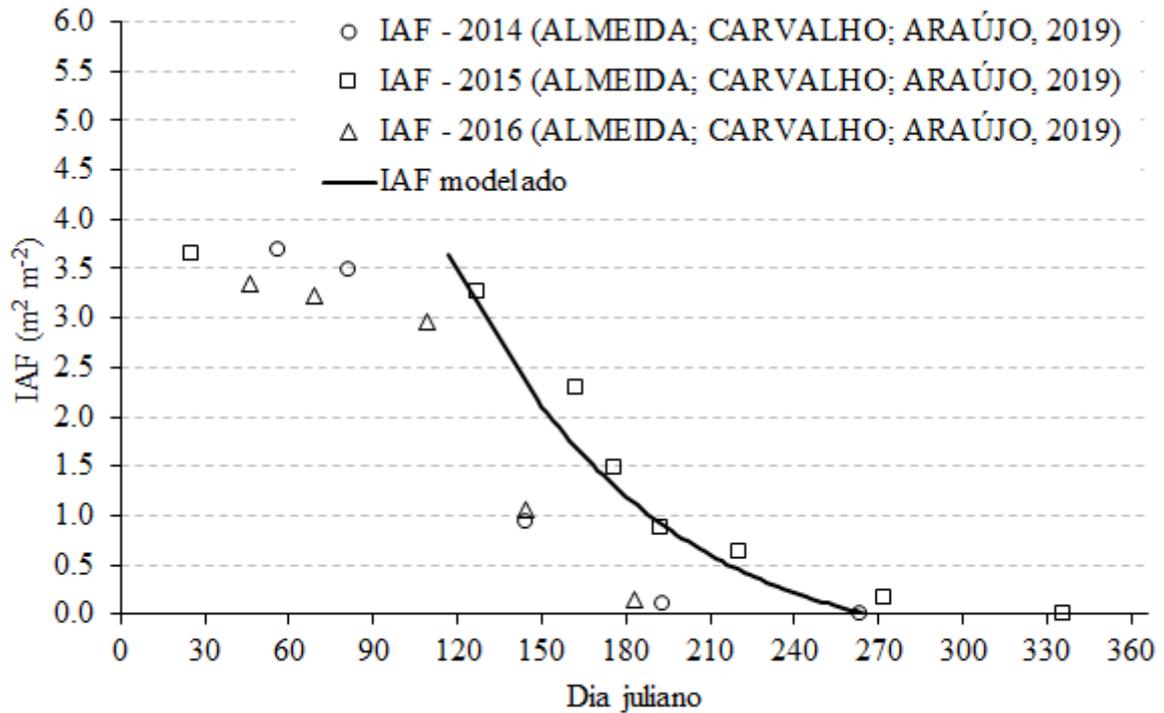
Dados: NSE – Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe; R – Coeficiente de correlação; EMQ – Erro médio quadrático; REMQ – Raiz do erro médio quadrático. Valor de NDVI da zona de transição obtido do trabalho de (JEEVALAKSHMI; REDDY; MANIKIAM, 2016). Fonte: Elaborado pelo autor.

Para comparar o decaimento do IAF (Figura 16) temos um estudo com dados de IAF medidos em campo nos anos de 2014, 2015 e 2016 (ALMEIDA; CARVALHO; ARAÚJO, 2019). Ao analisar o decaimento, percebe-se que nos anos de 2014 e 2016 claramente o IAF medido apresenta decaimento mais rápido que se comparado com a curva de decaimento modelada, por sua vez, a medida do IAF para o ano de 2015 é mais próximo da curva modelada.

Podemos explicar esse afastamento dos anos de 2014 e 2016 pela precipitação acumulada na bacia destes anos terem sido 364 mm, 309 mm (CARVALHO, 2016) respectivamente, valores bem abaixo da média histórica anual da BEA, que é de aproximadamente 540 mm (LIMA, 2021). Por sua vez, no ano de 2015 o decaimento do IAF da BEA se comporta de forma mais semelhante ao modelado uma vez que a precipitação desse ano foi 544,3 mm, próximo ao valor da média histórica.

Almeida (2016) relata ainda que no ano de 2015 no dia 05 de julho, houve uma precipitação de 34,5 mm, que não ocasionou a interrupção da queda das folhas, mas refletiu apenas prolongando o período, chegando a zero apenas no dia 336.

Figura 16 – Comparação das curvas de decaimento do Índice de Área Foliar medido e modelado



Fonte: Elaborado pelo autor.

O modelo foi definido tendo sua aplicabilidade entre os dias 148 e 320, por sua vez, percebemos que sua aplicação pode ser estendida com aproximação até o dia 117, quando o IAF modelado atinge o valor máximo ($3,63 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$). Entretanto, no dia 266 o modelo atinge o IAF zero. Com essa análise o modelo ficou restrito ao intervalo do dia 117 ao 266, diminuindo seu intervalo de aplicação em 23 dias. O motivo dessa redução no período final de aplicação seria devido ao NDVI basal da vegetação da área de estudo apontado pelo modelo ficar por volta de 0,205 e NDVI basal para conversão em IAF da equação de Almeida, Carvalho e Araújo (2019) é de 0,284. Uma possível justificativa para essa diferença de valores de NDVI basal seria que Almeida, Carvalho e Araújo (2019) avaliaram a associação do NDVI com as folhas da vegetação (IAF), já esse estudo avaliou o NDVI médio de toda a bacia, sendo influenciado pela vegetação rasteira que a medida que o período seco avança, essa vegetação rasteira tende a ser cada vez menor devido a sua decomposição (LU et al., 2003) dando espaço ao solo exposto e a consequente diminuição do NDVI da bacia.

6 CONCLUSÃO

A aplicação do modelo ISTV utilizando imagens Landsat não foi exitosa na determinação da umidade do solo. Houve a tendência de superestimativa da umidade do solo em todas as imagens. O ISTV foi altamente influenciado pelas sombras do relevo da BEA devido a baixas temperaturas geradas nas áreas de projeção das sombras, que resultava em um cálculo da umidade equivocada que não representava de forma fiel as diferenças espaciais de umidade do solo na BEA. Logo, o ISTV apresenta uma limitação de aplicação em áreas de relevo acidentado que possui grande projeção de sombras.

A caducifolia na BEA apresentou um padrão sazonal e ocorreu de maneira não uniforme entre as ASVs, tendo um decaimento diferenciado conforme a associação de solo e vegetação. O modelo exponencial foi o que melhor representou a estimativa do decaimento do NDVI em função do tempo.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, C. L. **Relações solo-planta-atmosfera em caatinga preservada: o caso da bacia experimental de aiuaba**. 2016. 128 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2016.
- ALMEIDA, C. L.; CARVALHO, T. R. A.; ARAÚJO, J. C. Leaf area index of Caatinga biome and its relationship with hydrological and spectral variables. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.], v. 279, n. August, p. 1–9, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107705>. Acesso em: 3 fev. 2022.
- AMANI, M. *et al.* Remote Sensing of Environment Temperature-Vegetation-soil Moisture Dryness Index (TVMDI). **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 197, p. 1–14, 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.05.026>. Acesso em: 3 fev. 2022.
- ARAÚJO FILHO, J. A.; CARVALHO, F. C. Fenologia e valor nutritivo de espécies lenhosas caducifólias da Caatinga. **Embrapa - Comunicado Técnico**, Sobral, n. ISSN 0101-6059, p. 5, 1998.
- ASNER, G. P.; WARNER, A. S. Canopy shadow in IKONOS satellite observations of tropical forests and savannas. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 87, n. 4, p. 521–533, 2003.
- AVDAN, U.; JOVANOVSKA, G. Algorithm for Automated Mapping of Land Surface Temperature Using LANDSAT 8 Satellite Data. **Journal of Sensors**, [s.l.], v. 2016, n. February, p. 1–8, 2016. Disponível em: <http://www.hindawi.com/journals/js/2016/1480307/>. Acesso em: 3 fev. 2022.
- BENHADJ, I. *et al.* Combined use of NDVI time courses at low and high spatial resolution to estimate land cover and crop evapotranspiration in semi-arid areas. **Proceedings of MultiTemp 2007 - 2007 International Workshop on the Analysis of Multi-Temporal Remote Sensing Images**, Leuven, 2007.
- CARLSON, T. N.; GILLIES, R. R.; PERRY, E. M. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. **Remote Sensing Reviews**, v. 9, p. 161–173, 1994.
- CARLSON, T. N.; RIPLEY, D. A. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 62, n. 3, p. 241–252, dez. 1997. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425797001041>. Acesso em: 3 fev. 2022.
- CARVALHO, T. R. A. **Índice de área foliar em Caatinga preservada: Avaliação in-situ e através da resposta espectral da vegetação**. 2016. 81 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2016.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 113, n. 5, p. 893–903, 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.01.007>. Acesso em: 3 fev. 2022.

CHEN, J. *et al.* Estimating soil moisture using temperature-vegetation dryness index (TVDI) in the Huang-huai-hai (HHH) plain. **International Journal of Remote Sensing**, [s.l.], v. 32, n. 4, p. 1165–1177, 2011.

CHOW, V. Te; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **APPLIED HYDROLOGY**. New York: McGraw-Hill, 1988.

COSTA, C. A. G. **Umidade do solo e disponibilidade hídrica na zona das raízes em umidade do solo e disponibilidade hídrica na zona das raízes em condições naturais de caatinga preservada**. 2012. 182 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012.

COSTA, J. A. *et al.* Temporal dynamics of evapotranspiration in semiarid native forests in Brazil and Spain using remote sensing. **Hydrological Processes**, [s.l.], v. 35, n. 3, p. 1–15, 2021.

GHEYI, H. R. *et al.* **Recursos hídricos em regiões semiáridas: estudos e aplicações**. Campina Grande, PB: Instituto Nacional do Semiárido, Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, 2012.

GITELSON, A. A. *et al.* Novel algorithms for remote estimation of vegetation fraction. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 80, n. 1, p. 76–87, abr. 2002. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425701002899>. Acesso em: 3 fev. 2022.

GONZÁLEZ-ZAMORA *et al.* CCI soil moisture assessment with SMOS soil moisture and in situ data under different environmental conditions and spatial scales in Spain. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 225, n. December 2017, p. 469–482, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.010>. Acesso em: 3 fev. 2022.

HASSAAN, A. M. *et al.* Potential of thermal remote sensing techniques in monitoring waterlogged area based on surface soil moisture retrieval. **Journal of African Earth Sciences**, [s.l.], v. 155, p. 64–74, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.04.005>. Acesso em: 3 fev. 2022.

HOLIDI *et al.* Characteristics of selected peatland uses and soil moisture based on TVDI. **Journal of Ecological Engineering**, [s.l.], v. 20, n. 4, p. 194–200, 2019.

HUETE, A. . A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 25, n. 3, p. 295–309, ago. 1988. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/003442578890106X>. Acesso em: 3 fev. 2022.

HUETE, A. R. *et al.* A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 59, n. 3, p. 440–451, 1997. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425796001125>. Acesso em: 3 fev. 2022.

ISHIHARA, M. I.; HIURA, T. Agricultural and Forest Meteorology Modeling leaf area index from litter collection and tree data in a deciduous broadleaf forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.], v. 151, n. 7, p. 1016–1022, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.02.007>. Acesso em: 3 fev. 2022.

JEEVALAKSHMI, D.; REDDY, S. N.; MANIKIAM, B. Land cover classification based on

NDVI using LANDSAT8 time series: A case study Tirupati region. **International Conference on Communication and Signal Processing, ICCSP 2016**, Melmaruvathur, v. 560056, p. 1332–1335, 2016.

JIANG, Z. *et al.* Development of a two-band enhanced vegetation index without a blue band. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 112, n. 10, p. 3833–3845, 2008.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; SOBRINO, J. A. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s.l.], v. 108, n. D22, p. 2003JD003480, 27 nov. 2003. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2003JD003480>. Acesso em: 3 fev. 2022.

JUSTICE, C. O. *et al.* The moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS): Land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, Pasadena, v. 36, n. 4, p. 1228–1249, 1998.

LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. **Ecologia e Conservação da Caatinga**. Recife: Ed. Universitária da UFPE, 2003.

LIMA, G. D. **Modelagem da intermitência e do aporte hídrico a reservatórios no semiárido brasileiro: o caso da bacia do rio umbuzeiro, ceará**. 2021. 91 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2021.

LIU, Y.; QIAN, J.; YUE, H. Comparison and evaluation of different dryness indices based on vegetation indices-land surface temperature/albedo feature space. **Advances in Space Research**, [s.l.], v. xxxx, n. xxxx, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.05.007>. Acesso em: 3 fev. 2022.

LU, H. *et al.* Decomposition of vegetation cover into woody and herbaceous components using AVHRR NDVI time series. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 86, n. 1, p. 1–18, 30 jun. 2003. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425703000543>. Acesso em: 3 fev. 2022.

LYON, J. G. *et al.* A change detection experiment using vegetation indices. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, [s.l.], v. 64, n. 2, p. 143–150, 1998.

MALARET, E. *et al.* Landsat-4 and Landsat-5 Thematic Mapper Data Quality Analysis. **Photogrammetric Engineering And Remote sensing**, [s.l.], v. 51, n. 9, p. 1407–1416, 1985.

MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. Interception measurements and assessment of Gash model performance for a tropical semi-arid region. **Revista Ciencia Agronomica**, Fortaleza, v. 40, n. 2, p. 165–174, 2009.

MOHAMED, E. S. *et al.* Mapping soil moisture and their correlation with crop pattern using remotely sensed data in arid region. **Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science**, [s.l.], v. xxx, n. xxxx, p. 1–7, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2019.04.003>. Acesso em: 3 fev. 2022.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do Sensoriamento Remoto e metodologias de aplicação**. São José dos Campos - SP: Instituto Nacional de Pesquisas Espacial (INPE), 2001.

NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. Estimation of Regional Surface Resistance to Evapotranspiration from NDVI and Thermal-IR AVHRR Data. **Journal of Applied Meteorology**, [s.l.], v. 28, p. 276–284, 1989.

OLIVEIRA, L. S.; CRUZ, M. L. B. Vetores de pressão sobre a Unidade de Conservação de proteção integral: A Estação Ecológica de Aiuaba, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 07, n. 2014, p. 1126–1132, 2015. Disponível em: <http://www.revista.ufpe.br/rbgfe/index.php/revista/article/viewArticle/814>. Acesso em: 3 fev. 2022.

OLIVEIRA, M. B. *et al.* Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 21, p. 378–386, 2006.

PINHEIRO, A. E. R. *et al.* Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil. **Ecohydrology**, [s.l.], v. 1327, n. February, p. 1313–1327, 2016a.

PINHEIRO, E. A. *et al.* Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil. **Ecohydrology**, [s.l.], v. 9, n. 7, p. 1313–1327, out. 2016b. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/eco.1728>. Acesso em: 3 fev. 2022.

PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G.; DE ARAÚJO, J. C. Effective root depth of the Caatinga biome. **Journal of Arid Environments**, [s.l.], v. 89, p. 1–4, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaridenv.2012.10.003>. Acesso em: 3 fev. 2022.

PIRES, E. G.; FERREIRA JR, L. G. Mapeamento da temperatura de superfície a partir de imagens termais dos satélites Landsat 7 e Landsat 8. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa, p. 7421–7428, 2015.

QIU, J. *et al.* Effect of vegetation index choice on soil moisture retrievals via the synergistic use of synthetic aperture radar and optical remote sensing. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, [s.l.], v. 80, n. September 2018, p. 47–57, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.03.015>. Acesso em: 3 fev. 2022.

REICH, P. B.; BORCHERT, R. Water Stress and Tree Phenology in a Tropical Dry Forest in the Lowlands of Costa Rica. **The Journal of Ecology**, [s.l.], v. 72, n. 1, p. 61, 1984.

ROCCHIO, L. E. P. **Landsat 8 Thermal Data Ghost-Free After Stray Light Exorcism**. [s.l.], Disponível em: <https://landsat.gsfc.nasa.gov/article/landsat-8-thermal-data-ghost-free-after-stray-light-exorcism>. Acesso em: 29 nov. 2021.

RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, N. *et al.* Soil Moisture Remote Sensing across Scales. **Remote sensing**, [s.l.], v. 11, n. December 2018, p. 1–5, 2019.

RODRIGUEZ-GALIANO, V. *et al.* Downscaling Landsat 7 ETM+ thermal imagery using land surface temperature and NDVI images. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, [s.l.], v. 18, p. 515–527, ago. 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2011.10.002>. Acesso em: 3 fev. 2022.

ROUSE, J. W. *et al.* MONITORING VEGETATION SYSTEMS IN THE GREAT PLAINS WITH ERTS. **Third ERTS Symposium NASA**, Washington, v. SP-351, n. I, p. 309–317, 1973.

SADEGHI, M. *et al.* The optical trapezoid model: A novel approach to remote sensing of soil moisture applied to Sentinel-2 and Landsat-8 observations. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 198, n. 52S, p. 52–68, 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.05.041>. Acesso em: 3 fev. 2022.

SANDHOLT, I.; RASMUSSEN, K.; ANDERSEN, J. A simple interpretation of the surface temperature / vegetation index space for assessment of surface moisture status. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 79, p. 213–224, 2002.

SANTANA, J. A. S.; SOUTO, J. S. Produção de serapilheira na Caatinga da região semi-árida do Rio Grande do Norte, Brasil. **IDESIA (Chile)**, [s.l.], v. 29, n. 2, p. 87–94, 2011.

SCHIRMBECK, L. W.; FONTANA, D. C.; SCHIRMBECK, J. Two approaches to calculate TVDI in humid subtropical climate of southern Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 75, n. 2, p. 111–120, abr. 2018. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0103-90162018000200111&lng=en&tlng=en. Acesso em: 3 fev. 2022.

SOBRINO, J. A.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; PAOLINI, L. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 90, n. 4, p. 434–440, abr. 2004. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425704000574>. Acesso em: 3 fev. 2022.

TAKTIKOU, E. *et al.* Prediction of Soil Moisture from Remote Sensing Data. **Procedia Engineering**, [s.l.], v. 162, p. 309–316, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.proeng.2016.11.066>. Acesso em: 3 fev. 2022.

TEIXEIRA, R. F. B. **Interferência do estado geral da umidade superficial do solo pelo índice de seca temperatura-vegetação e por imagens do satélite NOAA-17: aplicações no semiárido do Ceará**. 2010. 119 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2010.

TROVÃO, D. M. D. B. M. *et al.* Variações sazonais de aspectos fisiológicos de espécies da Caatinga Seasonal variations of physiological aspects of Caatinga species. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, n. 83, p. 307–311, 2007.

USGS. **Missões Lansat - Landsat 7**. [s.l.]. Disponível em: https://www.usgs.gov/core-science-systems/nli/landsat/landsat-7?qt-science_support_page_related_con=0#qt-science_support_page_related_con. Acesso em: 29 nov. 2021.

USGS. **Using the USGS Landsat Level-1 Data Product**. [s.l.]. Disponível em: <https://www.usgs.gov/core-science-systems/nli/landsat/using-usgs-landsat-level-1-data-product>. Acesso em: 29 nov. 2021.

WALKER, J. P.; WILLGOOSE, G. R.; KALMA, J. D. In situ measurement of soil moisture : a comparison of techniques. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 293, p. 85–99, 2004.

WANG, X. *et al.* Different responses of MODIS-derived NDVI to root-zone soil moisture in semi-arid and humid regions. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 340, n. 1–2, p. 12–24, 2007.

WANG, X. *et al.* Soil moisture status under deep-rooted and shallow-rooted vegetation in the semiarid area of loess plateau in China. **Polish Journal of Environmental Studies**, [s.l.], v.

23, n. 2, p. 511–520, 2014.

WANG, Y. *et al.* The Spatiotemporal Response of Soil Moisture to Precipitation and Temperature Changes in an Arid. **Remote sensing**, [s.l], v. 10, n. 168, p. 2–18, 2018.

WIGMORE, O. *et al.* Sub-metre mapping of surface soil moisture in proglacial valleys of the tropical Andes using a multispectral unmanned aerial vehicle. **Remote Sensing of Environment**, [s.l], v. 222, n. December 2018, p. 104–118, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.12.024>. Acesso em: 3 fev. 2022.

YUAN, Z. Q. *et al.* Topographic influences on soil properties and aboveground biomass in lucerne-rich vegetation in a semi-arid environment. **Geoderma**, [s.l], v. 344, n. October 2018, p. 137–143, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.03.003>. Acesso em: 3 fev. 2022.