



Universidade Federal da Paraíba

Centro de Tecnologia

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

- DOUTORADO-

**MODELAGEM DOS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO E
MONITORAMENTO DA SECA EM BACIA HIDROGRÁFICA NO
BIOMA CAATINGA**

por

Glauciene Justino Ferreira da Silva

*Tese de doutorado apresentada à Universidade Federal da Paraíba para
obtenção do grau de Doutor*



Universidade Federal da Paraíba

Centro de Tecnologia

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

- DOUTORADO-

MODELAGEM DOS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO E MONITORAMENTO DA SECA EM BACIA HIDROGRÁFICA NO BIOMA CAATINGA

Texto submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental como parte dos requisitos para obtenção do título de doutor.

Área de concentração: Recursos Hídricos. Linha de pesquisa: Efeitos do uso da terra e alterações climáticas sobre os recursos hídricos.

Glauciene Justino Ferreira da Silva

Orientador: Prof. Dr. Richarde Marques da Silva

João Pessoa–Paraíba

Março de 2020

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

S586m Silva, Glauciene Justino Ferreira da.

Modelagem dos componentes do balanço hídrico e monitoramento da seca em bacia hidrográfica no bioma Caatinga / Glauciene Justino Ferreira da Silva. - João Pessoa, 2020.

180 f. : il.

Orientação: Richarde Marques da Silva.

Tese (Doutorado) - UFPB/CT.

1. Semiárido, modelagem, variáveis hidroclimatológicas.
I. da Silva, Richarde Marques. II. Título.

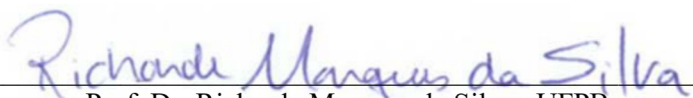
UFPB/BC

GLAUCIENE JUSTINO FERREIRA DA SILVA

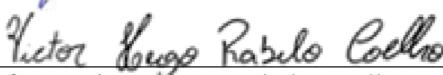
**MODELAGEM DOS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO E
MONITORAMENTO DA SECA EM BACIA HIDROGRÁFICA NO
BIOMA CAATINGA**

Tese aprovada em 13/03/2020 como requisito para a obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil e Ambiental do Centro de Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba.

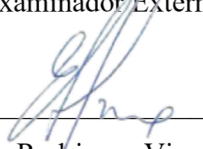
BANCA EXAMINADORA:


Prof. Dr. Richarde Marques da Silva –UFPB
(Orientador)


Prof. Dr. Celso Augusto Guimarães Santos–UFPB
(Examinador Interno)


Prof. Dr. Victor Hugo Rabelo Coelho–UFPB
(Examinador Interno)


Prof. Dr. José Yure Gomes dos Santos–UFRN
(Examinador Externo)


Prof. Dr. Eduardo Rodrigues Viana de Lima–UFPB
(Examinador Externo)

AGRADECIMENTOS

A Deus pelo privilégio da vida, por uma vida em sua presença. Eu sei que não estive só durante essa jornada e essa certeza me fez prosseguir.

A minha família, meus pais José e Graça por todo apoio, amor e dedicação durante todos esses anos. Por tudo que fizeram para que meu irmão e eu pudéssemos estudar. Ao meu irmão Willame pela força, torcida e encorajamento depositados todos os dias.

A minha gratidão ao meu orientador Prof. Dr. Richarde Marques da Silva por ter aceitado me orientar desde o mestrado. Por todo incentivo, paciência e confiança durante o doutoramento.

Aos amigos do LEPPAN Alexandro Medeiros e José Carlos Dantas (Zé), por todas as conversas e discussões em torno do SEBAL, MODIS e SWAT. A Nádja Melo de Oliveira, Cláudia Adriana Bueno Fonseca, Janilci Serra Silva e Jenniffer Marinho do Nascimento pelo apoio, incentivo e troca de ideias sobre o SWAT e SEBAL. A todos os demais colegas que fazem ou fizeram parte do LEPPAN durante esses anos, pois todos contribuíram em muitos aspectos para a realização deste trabalho.

Aos amigos que fiz na UFPB e que levo para a vida Jonathas Eduardo, Mônica Larissa, Eini Celly, Maria Verônica, Flávia Maria, Rosimary Caldas e Ivanildo Costa por todo incentivo, apoio, confiança e encorajamento.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, em especial aos que estiveram presentes nas avaliações da tese (Celso Augusto Guimarães Santos, Victor Hugo Rabelo Coelho e Adriano Rolim da Paz) sem dúvida exemplos de dedicação à pesquisa e ao ensino na UFPB.

À Universidade Federal da Paraíba por todo apoio institucional e por ter me proporcionado cursar duas pós-graduações em uma instituição séria e comprometida com a ciência.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro concedido durante o doutoramento.

A todos pelas orações.

Quem diria que eu viveria toda a bondade do Senhor para mim?(...)

Ministério Zoe

RESUMO

Na região semiárida do Brasil as secas levam ao déficit hídrico e a falta de água doce, o que torna uma necessidade a estimativa do balanço hídrico. No balanço hídrico, a estimativa confiável das variáveis hidroclimatológicas, como a evapotranspiração real (ET_r) é essencial para modelos hidrológicos e ecológicos, principalmente em regiões áridas e semiáridas que sofrem com secas. A dinâmica da ET_r em bacias hidrográficas semiáridas fornece informações importantes para o gerenciamento hídrico durante eventos extremos de seca. Entretanto, a modelagem da ET e demais variáveis do balanço hídrico nesses ambientes é um desafio ainda maior. Nesse contexto, o objetivo geral deste estudo foi estimar os componentes do balanço hídrico para compreender a dinâmica espaço-temporal da seca na bacia do alto Rio Paraíba. O modelo hidrológico *Soil and Water Assessment Tool* - SWAT foi aplicado para estimar os componentes do balanço hídrico. O período de simulação foi de janeiro 1994 a dezembro de 2016. O algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* - SEBAL foi aplicado para calcular a ET para o período entre 2005 e 2016. Para análise das secas foram utilizados os índices de seca *Standardized precipitation index* (SPI), *Standardized soil index* (SSI), *Nonparametric multivariate standardized drought index* (MSDI_e) e o *Parametric multivariate standardized drought index* (MSDI_p) para o período de 2005 a 2016. Os resultados obtidos da modelagem hidrológica foram satisfatórios, apresentando Nash-Sutcliffe (NS) = 0,68 e coeficiente de determinação $R^2 = 0,69$ (calibração), e NS = 0,7 e $R^2 = 0,68$ (validação). Com relação aos resultados do balanço hídrico, as áreas mais vulneráveis da bacia são as que apresentaram altas taxas de escoamento superficial - SQ e baixo conteúdo de conteúdo de água no solo - SW. Essas áreas são também as mais degradadas e estão presentes nas porções central e leste da bacia. Como esperado, a estimativa de ET real apresentou alta variabilidade em toda a série de dados. Os valores mais elevados de ET real ocorreram nas tipologias vegetais caatinga arbórea e arbustivo-arbórea. Alterações no comportamento da evapotranspiração, temperatura da superfície e SAVI foram observadas mediante modificações fenológicas da vegetação de caatinga de acordo com o regime de precipitações. A utilização das variáveis obtidas com SWAT e SEBAL para análise da seca apresentou bons resultados tanto na espacialização das anomalias de evapotranspiração real (aET_r) e conteúdo de água no solo (aSW), quanto nos gráficos nos quais as anomalias negativas acompanharam os períodos de déficit de precipitação na bacia. O comportamento do Índice de anomalia de chuva -IAC, dos índices de seca SSI, SPI e MSDI identificaram satisfatoriamente a dinâmica da seca durante o período 2012-2016. Os índices de seca foram capazes de monitorar a evolução de eventos de seca. Além disso, com a aplicação dessa metodologia gestores públicos podem entender perspectivas futuras de eventos de seca, portanto, essas informações podem ajudar as autoridades no gerenciamento de secas.

Palavras-chave: semiárido, modelagem, variáveis hidroclimatológicas, seca, Caatinga.

ABSTRACT

In the semi-arid region of Brazil, droughts lead to water deficit and lack of freshwater, which makes determining the water balance an important issue. In the water balance, reliable estimation of actual evapotranspiration (ET) is essential for hydrological and ecological models, essentially in arid and semi-arid regions that are affected by droughts. The dynamics of ET in semi-arid river basins provide relevant information for water management during extreme drought events. However, the modeling of ET and water balance in these environments is an even greater issue. In this context, the general objective of this study is to estimate the components of the water balance and the ET to understand the spatiotemporal dynamics of drought in the Upper Paraíba river basin. The SWAT hydrological model was applied to estimate the water balance components. The simulation period lasted from January 1994 to December 2016. The SEBAL algorithm was applied to determine the ET during the period between 2005 and 2016. The drought indices Standardized precipitation index (SPI), Standardized soil index (SSI), Nonparametric multivariate standardized drought index (MSDI_{le}), and the Parametric multivariate standardized drought index (MSDI_p) were used to determine and analyze droughts from 2005 to 2016. The collected results from the hydrological modeling were classified as satisfactory, with Nash-Sutcliffe (NS) = 0.68 and coefficient of determination $R^2 = 0.69$ (calibration), and NS = 0.7 and $R^2 = 0.68$ (validation). Regarding the results of the water balance (surface runoff - SQ, and final soil water content - SW), the most vulnerable areas of the basin are those with high SQ rates and low SW. These zones are also the most degraded and are present in the central and eastern portions of the basin. As anticipated, the ET estimate demonstrated high variability in the entire data series, the highest values of actual ET occurred in the plant types of caatinga arboreal and arbustive-arboreal. Alterations in evapotranspiration behavior, surface temperature, and SAVI were observed through phenological changes in the caatinga vegetation according to the precipitation system. The use of variables obtained with SWAT and SEBAL for drought analysis presented satisfying results both in the spatialization of actual evapotranspiration anomalies (aETR), and the final soil water content (aSW) and in the graphs in which the negative deviations followed the periods of rainfall deficit in the basin. The conduct of the IAC, the drought indices SSI, SPI and MSDI satisfactorily identified the dynamics of drought during the period 2012–2016. Drought proportions were able to monitor the evolution of drought occurrences. Besides, the application of this methodology might raise awareness on public managers to comprehend future perspectives of drought occurrences, therefore, this information can help authorities in drought management.

Keywords: Remote sensing, modeling, hydroclimatological variables, drought, Caatinga biome.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	11
1.1 Caracterização do problema	13
1.1.2 Hipótese da pesquisa	14
1.2 Objetivo geral	15
1.2.1 Objetivos específicos	15
1.3 Estrutura e organização da tese	15
1.4 Área de estudo	17
1.4.1 Localização e aspectos geoambientais	17
2. REFERENCIAL TEÓRICO	20
2.1 Processos e variáveis hidroclimatológicas em zonas semiáridas	20
2.2 Modelagem dos processos hidrológicos	24
2.2.1 O modelo SWAT e os Sistemas de Informações Geográficas	25
2.3 O balanço de energia e a evapotranspiração	27
2.3.1 Estimativa da evapotranspiração por algoritmos semiempíricos e sensoriamento remoto	29
2.3.2 Desafios metodológicos das estimativas de ET por meio de sensoriamento remoto ..	31
2.3.4 Aplicação do SEBAL e a heterogeneidade da Caatinga.....	33
2.4 Referências	35
3. MODELAGEM DO BALANÇO HÍDRICO NO BIOMA CAATINGA: O CASO DA BACIA DO ALTO RIO PARAÍBA-PB.....	42
Resumo:	42
3.1 Introdução.....	43
3.2 Materiais e Métodos	44
3.2.1 Condições hidroclimatológicas da bacia hidrográfica da bacia do alto Rio Paraíba no período de 1994 a 2016	44
3.2.2 Dados hidroclimatológicos	46
3.2.3 Classes de tipos de solo	50
3.2.4 Dados orbitais	50
3.2.5 Mapeamento da cobertura das terras	50
3.2.6 Avaliação do desempenho na classificação da imagem	52
3.3 Simulação hidrológica com modelo SWAT	53

3.3.1 A ferramenta ArcSWAT.....	56
3.3.2 Análise de desempenho do modelo	58
3.3.3 Processo de calibração dos parâmetros no SWAT- CUP	59
3.4 Resultados e Discussão.....	61
3.4.1 Modelagem dos componentes do balanço hídrico em diferentes escalas espaço-temporais	61
3.4.2 Variabilidade espacial dos componentes do balanço hídrico em diferentes escalas espaço-temporais	64
3.4.3 Variabilidade espacial sazonal e interanual dos componentes do balanço hídrico	73
3.4.4 Análise dos componentes do balanço hídrico para o período 1994–2016	78
3.5 Considerações Finais	81
3.6 Referências	83
4. MODELAGEM DO BALANÇO DE ENERGIA NO BIOMA CAATINGA: UM ESTUDO DE CASO NA BACIA DO ALTO RIO PARAÍBA	89
Resumo:	89
4.1 Introdução.....	89
4.2 Materiais e métodos.....	92
4.2.1 Base de dados orbitais	92
4.2.2 Base de dados climatológicos.....	93
4.2.3 Estimativa dos componentes do balanço de energia e da ET	93
4.2.3 Obtenção dos pixels ancoras (quente e frio) utilizando o ASEBAL	97
4.2.4 Análise de séries de ET na vegetação de caatinga.....	98
4.3 Resultados e Discussão.....	99
4.3.1 Comportamento das variáveis biofísicas e ET no bioma Caatinga	99
4.3.1.2 Comportamento mensal da ET nas tipologias de caatinga no período de 2005 a 2016	101
4.3.1.3 Variáveis biofísicas e ET na caatinga em períodos de seca	107
4.3.1.4 Variáveis biofísicas e ET na bacia do alto Rio Paraíba entre 2005 e 2016	110
4.3.2 Distribuição espacial da ET na bacia do alto Rio Paraíba.....	115
4.3.2.1 Caracterização da distribuição espacial da ET em diferentes regimes de precipitação	125
4.4 Considerações Finais	128
4.5 Referências	130

5. MONITORAMENTO DA SECA NA BACIA DO ALTO RIO PARAÍBA POR MEIO DE ANOMALIAS HIDROCLIMATOLÓGICAS E ÍNDICES DE SECA.....	135
Resumo:	135
5.1 Introdução.....	135
5.2 Materiais e métodos.....	139
5.2.1 Aquisição da série de dados de anomalia de evapotranspiração real (aET)	139
5.3 Resultados e Discussão.....	146
5.3.1 Variabilidade das anomalias de ET	146
5.3.2 Variabilidade das anomalias no conteúdo de água no solo – aSW	150
5.3.3 Índices de seca baseados em produtos SWAT e dados de precipitação observados.	154
5.3.3.1 MSDI	155
5.4 Considerações finais	158
5.5 Referências	160
6. CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES	164
APÊNDICE A	166
APÊNDICE B.....	173

1 INTRODUÇÃO

A pressão sobre os recursos naturais para atender o ritmo acelerado de desenvolvimento econômico, e o aumento populacional têm gerado uma série de preocupações quanto a capacidade de resiliência dos ecossistemas terrestres, sobretudo, em regiões semiáridas. Nas áreas semiáridas alguns aspectos (i.e., elevadas taxas de evapotranspiração, alta incidência da radiação solar ao longo do ano, alta irregularidade pluviométrica e a baixa umidade do solo) acentuam os problemas relacionados com a escassez hídrica.

Dessa forma, nas zonas semiáridas o comportamento dos eventos de seca, a análise da dinâmica dos componentes do balanço hídrico e de energia, e o reflexo dessa dinâmica nos recursos hídricos locais são valiosos para a boa gestão da água, tornando-se primordial para garantir o atendimento das demandas econômicas e as necessidades sociais da população. Essa gestão precisa ser realizada de forma integrada, utilizando as características ambientais da área, recursos tecnológicos, financeiros e institucionais (CUNHA et al. 2015; HERRMANN et al., 2016; WMO, 2016).

Entretanto, um fator limitante para a análise das características ambientais é a escala, isto é, a área de abrangência, como é o caso de grandes bacias hidrográficas. Para tanto, dados coletados por meio de estações climatológicas, escassas, que permitem apenas uma análise local de muitas variáveis importantes do ponto de vista climatológico são indispensáveis ao monitoramento dos recursos hídricos em bacias semiáridas. Pensando em uma alternativa viável para contornar tal problema, a modelagem geoespacial utilizando dados de sensores remotos orbitais, conjuntamente com dados de superfície têm sido uma realidade em muitas pesquisas (SILVA et al., 2019).

No entanto, ainda são escassos os estudos que buscam integrar informações sobre os componentes do balanço hídrico e especificamente da evapotranspiração em grandes bacias hidrográficas, sobretudo aquelas localizadas na porção semiárida do Brasil, em períodos considerados secos e sob efeito de secas prolongadas, consequência de fenômenos complexos combinados e que se configuram como um desastre natural.

Destaca-se que neste trabalho o período de seca foi entendido como um período com duração mínima de um ano e que provoca efeitos múltiplos no que tange a questão ambiental e

socioeconômica de uma área. Diferentemente de estação seca que é a estação sazonal do clima que varia anualmente (ANA, 2012; DAI, 2013; MARENGO et al., 2016).

De acordo com esses pressupostos, os componentes do ciclo hidrológico são considerados variáveis críticas para o gerenciamento de recursos hídricos em áreas impactadas pela seca. Um exemplo disso é a evapotranspiração, pois exerce forte influência sobre as perdas hídricas em regiões semiáridas.

As variáveis hidroclimatológicas são influenciadas pelas características geoambientais e climatológicas da área, que por sua vez, são afetadas por mecanismos meteorológicos em escala global. Nesse sentido, a avaliação espaço-temporal das condições desses componentes, combinados com variáveis biofísicas (índices de vegetação, temperatura da superfície e fluxos de energia), possibilita evidenciar as condições hidroclimatológicas de uma bacia hidrográfica.

A utilização de técnicas de análise espacial proporciona ainda espacialização das áreas impactadas por alterações climáticas durante eventos extremos. Mesmo em condições climáticas e meteorológicas idênticas, não só a evapotranspiração, como também os demais componentes do balanço hídrico podem apresentar uma variabilidade espacial notável em diferentes coberturas de vegetação e de uso da terra (WMO, 2016; MARENGO et al. 2016; DONG et al., 2019).

Diante desses aspectos, entende-se que as condições da cobertura das terras, nessa pesquisa evidenciadas por meio da cobertura vegetal, exercem influência sobre os processos hidroclimatológicos na bacia do alto rio Paraíba, principalmente em períodos de escassez hídrica, e/ou durante o fenômeno da seca.

Nesse quadro, urgem medidas que possibilitem o fornecimento de informações para tomadas de decisão no que diz respeito aos recursos hídricos locais. Assim, as metodologias baseadas no balanço de energia e no balanço hídrico que utilizam dados de sensores remotos têm se destacado nas pesquisas que necessitam de informações com continuidade espacial e temporal, com poucas falhas observacionais e de instrumentação para fornecimento de informações de algumas variáveis como escoamento e evapotranspiração.

Dessa forma, a análise conjunta do balanço hídrico e energia, obtidos com sensoriamento remoto e dados da superfície, se configura como uma importante fonte de dados para diversas áreas do conhecimento, em regiões onde há necessidade de representar possíveis

padrões e a variabilidade espacial no estudo de processos hidrológicos, como é o caso da bacia do alto Rio Paraíba

Destaca-se ainda que a área de estudo, região do alto curso do Rio Paraíba, é de grande relevância, pois é contributiva para muitos mananciais e para o abastecimento do Açude Epitácio Pessoa (Boqueirão), do qual depende hidricamente muitos municípios da região. Os tipos de degradação existentes nessa região podem colocar em risco o equilíbrio ambiental da bacia hidrográfica do Rio Paraíba. Dessa forma, fica clara a importância ambiental e socioeconômica da área para o Estado da Paraíba.

Diante do exposto, compreender o complexo quadro hidroclimatológico da porção semiárida do Estado é um desafio, que aliado a análise dos componentes dos balanços de energia e hídrico para gestão das águas deve ser realizado utilizando ferramentas que otimizem a extração de informações de forma ágil e precisa. Partindo desses pressupostos, esta pesquisa colabora com as investigações sobre as complexas variáveis hidroclimatológicas em bacias hidrográficas semiáridas em períodos secos diante da escassez de dados observados.

1.1 Caracterização do problema

A questão hídrica vem se tornando um problema crescente em regiões semiáridas densamente povoadas. No semiárido paraibano, os problemas provocados pelas secas recorrentes são intensificados pela má gestão dos recursos hídricos nas bacias hidrográficas com histórico de uso intenso do solo, ausência de fiscalização, e controle dos corpos hídricos presentes nas bacias e o desmatamento da vegetação nativa. A carência de longas séries históricas de dados climatológicos observados, nessa porção do Estado, também se apresenta como um entrave aos estudos e análises da dinâmica hidrológica, sendo configurados por variabilidade climática natural ou mudanças climáticas, por exemplo.

Destaca-se que a vegetação e os parâmetros biofísicos configuram-se como de alta relevância para entender como se dá a relação de causa e efeito no balanço hídrico e de energia durante os períodos secos, o que ainda é pouco conhecido no contexto do Semiárido brasileiro, devido às incertezas na estimativa do balanço hídrico, o que dificulta a tomada de decisões visando à gestão hídrica.

Diante disso, entender esse complexo quadro hidroclimatológico torna-se um desafio que enfrenta entraves de ordem técnica e operacional. Pois, as variáveis que compõem o ciclo hidrológico e o balanço de energia precisam ser analisados de forma temporal (séries de dados) e de forma espacial para que se identifiquem padrões no comportamento dessas variáveis em uma determinada região.

Para implementar metodologias de análise espaço-temporais, existem poucas estações meteorológicas que coletam informações sobre radiação solar, pressão atmosférica, velocidade do vento e outras variáveis empregadas no cálculo da evapotranspiração e demais componentes do balanço hídrico e de energia nas bacias hidrográficas do Estado da Paraíba, em especial a da bacia do alto Rio Paraíba, o que dificulta a utilização desses dados para pesquisas sobre o monitoramento hídrico e climatológico.

Ademais, a qualidade dos dados observados, em algumas áreas do Estado, disponibilizados pelas agências responsáveis são escassos para o monitoramento ambiental e caracterização dos possíveis padrões espaciais das variáveis, o que desfavorece análises temporais em algumas aplicações, pois apresentam muitas falhas e inconsistências, causadas por problemas na calibração dos equipamentos, erros de transcrição, entre outros.

Nesse cenário, o importante é entender os processos hidrológicos por meio de informações passíveis de serem aplicados no monitoramento, diagnóstico e previsão de alterações durante fenômenos climáticos que acometem as bacias hidrográficas semiáridas.

1.1.2 Hipótese da pesquisa

Os componentes do balanço hídrico e dos fluxos de energia obtidos por meio de dados de sensores orbitais podem fornecer subsídios para compreensão da configuração climática e hidrológica em bacias hidrográficas semiáridas com escassez de dados observados sob diferentes condições climáticas. A abordagem teórico-metodológica empregada neste estudo busca responder as seguintes questões:

- (i) Estimativas do balanço hídrico e de energia podem representar o padrão espacial das complexas variáveis hidroclimatológicas em bacias hidrográficas semiáridas?

- (ii) É possível identificar áreas mais impactadas pela seca com a análise conjunta dos componentes do balanço hídrico e balanço de energia?

1.2 Objetivo geral

O objetivo geral desta pesquisa consistiu em estimar os componentes do balanço hídrico e a evapotranspiração para compreender a dinâmica espaço-temporal da seca na bacia do alto Rio Paraíba.

1.2.1 Objetivos específicos

- Compreender a dinâmica hídrica na bacia do alto Rio Paraíba mediante a modelagem do balanço hídrico em diferentes escalas temporais, utilizando o modelo SWAT;
- Analisar as perdas hídricas na bacia do alto Rio Paraíba em diferentes escalas espaço-temporais e configurações climáticas por meio do balanço de energia;
- Avaliar anomalias de evapotranspiração, de umidade no solo e, índices de seca com base na modelagem hidrológica e do balanço de energia no período de seca de 2012 a 2016.

1.3 Estrutura e organização da tese

Diante da complexidade do tema analisado na tese, optou-se por estruturar o texto segundo as abordagens estabelecidas para desenvolvimento da pesquisa. Desta forma, delineou-se duas frentes a serem seguidas: 1) o balanço hídrico por meio de modelos hidrológicos e 2) a modelagem do balanço de energia, tendo aporte dos dados de sensores orbitais. Para aplicação das análises propositivas, selecionou-se como área de estudo a bacia do alto Rio Paraíba, localizada no semiárido paraibano e caracterizada pelo bioma Caatinga. Para as análises a nível de cobertura das terras, selecionou-se polígonos representativos da vegetação de caatinga inseridos na bacia do alto Rio Paraíba.

Para atingir o objetivo indicado, delimitou-se a tese em cinco capítulos com toda a descrição das etapas até os resultados obtidos. Inicialmente, a Introdução apresenta as diretrizes gerais da tese e detalhes sobre a bacia do alto Rio Paraíba. O segundo capítulo trata de processos

hidroclimatológicos em zonas semiáridas, apresentando uma revisão sobre os aspectos relacionados às bacias hidrográficas semiáridas, os componentes do balanço hídrico, e a modelagem hidrológica. Além disso, o segundo capítulo aborda ainda o balanço de energia para obtenção da evapotranspiração, bem como os desafios ao utilizar essa metodologia em área no bioma Caatinga. O capítulo três, sobre a modelagem dos componentes do balanço hídrico, apresenta os resultados da estimativa dos componentes do balanço hídrico com o modelo hidrológico *Soil and Water Assessment Tool* – SWAT. No capítulo quatro, é apresentada a estimativa da evapotranspiração via *Surface Energy Balance for Land* – SEBAL, e as variáveis biofísicas temperatura da superfície, *Soil Adjusted Vegetation Index* – SAVI, bem como a variação desses parâmetros em diferentes escalas espaço-temporais. O capítulo cinco, apresenta as condições da bacia por meio do comportamento das anomalias de evapotranspiração, conteúdo de água no solo e, índices de seca identificados espaço-temporalmente. O capítulo 6, apresenta as principais conclusões elencadas por meio da tese.

1.4 Área de estudo

1.4.1 Localização e aspectos geoambientais

A bacia hidrográfica do alto Rio Paraíba está localizada no Estado da Paraíba entre as coordenadas 7°20'48" e 8°18'12" de latitude Sul e 36°07' 44" e 37°21' 22" de longitude Oeste (Figura 1), com uma área de 6.732,6 km². A bacia do alto Rio Paraíba limita-se ao norte com a sub-bacia do rio Taperoá, ao sul e a oeste com o estado de Pernambuco e a leste com a região do médio curso do Rio Paraíba. A bacia do alto Rio Paraíba engloba, total ou parcialmente, a área de 19 municípios paraibanos: Amparo, Barra de São Miguel, Boqueirão, Cabaceiras, Camalaú, Caraúbas, Congo, Coxixola, Monteiro, Ouro Velho, Prata, São Domingos do Cariri, São João do Cariri, São João do Tigre, São José dos Cordeiros, São Sebastião do Umbuzeiro, Serra Branca, Sumé e Zabelê (AESAPB, 2011).

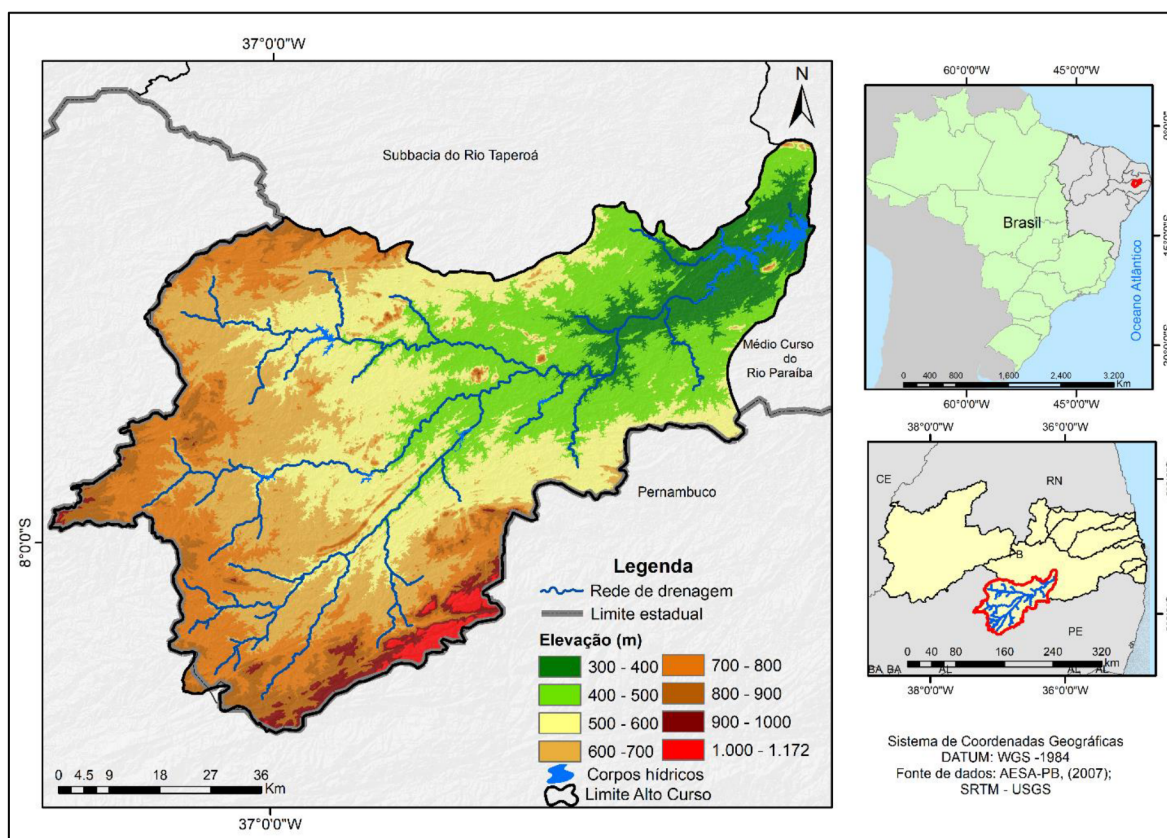


Figura 1. Localização da bacia do alto Rio Paraíba, no Estado da Paraíba, Brasil.

Fonte: Autor, 2018.

O clima no qual a bacia do alto Rio Paraíba está inserida de acordo com a classificação de Mendonça e Danni-Oliveira (2007), é do tipo tropical equatorial (2d), com 9 a 10 meses de seca (AESAPB, 2006). O regime pluviométrico na região é caracterizado por precipitações médias anuais que variam entre 350 e 600 mm, com totais anuais concentrados em fevereiro, março, abril e maio (AESAPB, 2006), apresentando alta irregularidade espaço-temporal das precipitações. No que tange a temperatura do ar, a da bacia do alto Rio Paraíba apresenta variações de temperatura mínimas mensais de 18 a 22°C e máximas mensais de 28 a 31°C (AESAPB, 2011).

Quanto a geologia, essa bacia é composta em sua maioria do embasamento cristalino que compõe o Escudo Pré-cambriano do Nordeste do Brasil (SECTMA-PB, 2006; ALVES, 2016), e com a estrutura hidrogeológica da região está inserida no sistema aquífero Cristalino. Do ponto de vista pedológico, os solos da região são predominantemente rasos, argilosos, pouco lixiviados, apresentando erosão laminar e fertilidade variada, e originários de rochas cristalinas (CASTRO, 2011). O relevo da região encontra-se inserido na escarpa sudoeste do Planalto da Borborema. De acordo com a compartimentação morfoestrutural desse planalto, a bacia do alto Rio Paraíba está inserida na Depressão Interplanáltica Paraibana (CORRÊA et al., 2010; SANTOS, 2017). A região apresenta relevo ondulado, forte ondulado e em algumas áreas montanhosas na parte sul da bacia, sendo as maiores elevações variando de 600 a 1.170 m (XAVIER et al., 2012).

Com relação a cobertura vegetal, a vegetação predominante é a do tipo caatinga (hiperxerófila, floresta caducifólia e subcaducifólia). As caatingas do semiárido nordestino são classificadas em: (a) vegetação arbórea: com espécies medindo de 8 a 12 m de altura, (b) vegetação arbustiva: com espécies medindo de 2 a 5 m de altura, e (c) vegetação herbácea: com espécies com menos de 2 m de altura (CORTEZ, 2007; PACHECO, 2016).

Nesse estudo, o estrato herbáceo foi considerado em conjunto com o arbustivo, em razão da escala espacial de análise da pesquisa. Outro fator é a classificação da ocupação das terras ter sido realizada a partir de uma imagem de satélite de média resolução espacial, não permitindo a identificação de plantas com porte herbáceo.

Dessa forma, efetuando adaptações para classificação das caatingas na bacia do alto Rio Paraíba, com base nos trabalhos de Sousa (2008), Macêdo et al. (2015) e Silva et al. (2019), além de visitas a campo, estabeleceu-se a classificação das tipologias vegetais e suas

características na bacia para escala de análise empregada neste estudo, conforme é mostrada na Tabela 1.

Tabela 1. Tipologias de caatinga na área da bacia do alto Rio Paraíba.

Classificação das tipologias vegetais	Características
Vegetação arbustiva	Caatinga semiaberta a aberta presente em áreas degradadas e/ou em avançado estágio de degradação. Em sua maioria em solos rasos
Vegetação arbustivo-arbórea	Caatinga semi-densa, na qual o estrato dominante é o arbustivo. Caatinga secundária em avançado estágio de sucessão ecológica. Solos menos profundos que apresentam problemas de drenagem.
Vegetação arbórea	Caatinga densa em que o estrato dominante é o arbóreo. Presente em solos mais profundos que apresentam umidade. Identificadas em serras e áreas com polígonos de vegetação fragmentados na área da bacia.

No que tange a situação atual da caatinga na área de estudo, pode-se ressaltar que a vegetação de caatinga encontra-se degradada em maior ou menor nível, praticamente em todos os municípios da bacia, em virtude de desmatamentos e queimadas. De acordo com Silva et al. (2014), as áreas de vegetação de caatinga são utilizadas para agricultura local (culturas de palma forrageira, agave, algodão, milho e feijão). Deve-se destacar ainda que, as técnicas agrícolas exercidas são muito impactantes sobre os recursos naturais, pois são práticas de manejo do solo e irrigação de lavouras sem planejamento que convergem na degradação dos recursos naturais e, sobretudo, dos recursos hídricos tão importantes em uma região semiárida (SILVA, 2014).

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Processos e variáveis hidroclimatológicas em zonas semiáridas

O ciclo hidrológico ocorre nos três estados em que água existe na Terra (sólido, líquido e gasoso) e é impulsionado pela energia solar, rotação e gravitação terrestres. Esses condicionantes permitem que o ciclo seja constituído por diferentes processos (e.g., precipitação, escoamento, infiltração, interceptação, evapotranspiração). Esses processos ocorrem de forma diferenciada e são influenciados por características inerentes aos sistemas ambientais terrestres.

A crise hídrica é uma realidade global, mas os ambientes áridos, semiáridos e sub-úmidos da Terra são mais afetados pela escassez hídrica, seja ela uma característica permanente, cíclica ou eventual, proporcionada por alterações no clima, desastres naturais ou provocados pelas atividades humanas.

Diferentemente do que ocorre em outras áreas semiáridas e áridas do Planeta, o semiárido brasileiro não é caracterizado pela condição ambiental desértica (MONTE-MOR, 2012), embora em algumas porções exista a presença de processos avançados de desertificação (SILVA, 2014).

Contudo, os recursos hídricos na região merecem atenção devido à intermitência dos rios, precipitações espaço-temporalmente irregulares e à escassez hídrica. Além disso o nível de desmatamento do bioma Caatinga interfere diretamente na manutenção das nascentes, no assoreamento de rios, na proteção dos solos e, conseqüentemente, no escoamento superficial.

Dessa forma, as características geoambientais do Semiárido brasileiro, principalmente as altas temperaturas, as elevadas taxas de evapotranspiração e a irregularidade da precipitação interferem significativamente no regime hídrico local.

Monte-Mor (2012) acrescenta que:

há uma homogeneidade espacial da temperatura na área, porém as oscilações observadas na precipitação tornam essa região vulnerável aos longos períodos de estiagem. De fato, há uma vulnerabilidade natural hídrica das bacias que também pode ser verificado pelo déficit de evapotranspiração real em relação a potencial. Do ponto de vista geológico, os solos são rasos baseados sobre rochas cristalinas, por isso ocorrem baixas trocas de água entre o rio e os solos adjacentes, há presença de aquíferos fissurais de potencial restrito. A rede hidrográfica ainda é formada, em sua maioria, por rios intermitentes.

As particularidades climáticas são fruto da dinâmica dos sistemas atmosféricos vigentes na região que a torna propícia a apresentar irregularidades espaço-temporais na precipitação. Entre os fatores que determinam a variabilidade climática encontra-se a posição geográfica e as características da superfície. A alta variabilidade climática se manifesta em um padrão sazonal, anual e decenal, sendo a variabilidade anual no nordeste semiárido modulada pelo EL Niño/Oscilação Sul (ENOS) no Pacífico e pelo Padrão Dipolo no Atlântico (MARENGO et al., 2011).

Diante disso, o estudo das variáveis que integram o ciclo hidrológico e que são diretamente influenciadas pela diferenciada dinâmica climática do semiárido nordestino se caracterizam como elementos fundamentais para entendimento do quadro hídrico das bacias hidrográficas inseridas nessa região.

Essas variáveis hidroclimatológicas envolvem os processos físicos relacionados ao ciclo hidrológico e o sistema climático, assim estão descritas nas trocas de energia e umidade entre a atmosfera, superfície terrestre e subsuperfície (SHELTON, 2009; HIRSCHBOECK, 2009; LEGATES, 2010; MCGREGOR, 2017). As variáveis hidroclimatológicas (precipitação, evapotranspiração, escoamento, interceptação e recarga) podem evidenciar as mudanças na relação entre o sistema climático e o ciclo hidrológico. Relacionados a isso estão fenômenos como secas, inundações e possíveis influências futuras do aquecimento global nos recursos hídricos (SHELTON, 2009). Esses fatores possibilitam entender as variações espaço-temporais dos processos hidroclimatológicos em zonas semiáridas.

Nesse sentido, muitos dos parâmetros hidroclimatológicos que variam espaço-temporalmente podem ser obtidos por técnicas de sensoriamento remoto. Esses dados são utilizados na implementação de modelos matemáticos que tentam representar processos hidroclimatológicos (SHELTON, 2009; ALLEN et al., 2013; UDA 2016; FRANCO, 2017). Como uma alternativa viável, as imagens orbitais podem ser utilizadas para obtenção dados de precipitação, umidade do solo, temperatura da superfície, fluxos de energia, evapotranspiração potencial, entre outros (RUHOFF, 2011; KAHN et al., 2011; BRESSIANI et al., 2015; SUN et al., 2015).

Destaca-se que as variáveis como escoamento superficial e a evapotranspiração são elementos fundamentais para análise de alterações ambientais em uma bacia hidrográfica. As variações ambientais a que estão sujeitos os componentes do balanço hídrico durante os períodos

de escassez hídrica (estação seca) e períodos sob influência do fenômeno da seca, precisam ser investigados para caracterizar a intensidade com que afetam a dinâmica da bacia hidrográfica.

Entre as variações ambientais que interferem na dinâmica das bacias hidrográficas semiáridas, as variações climáticas têm um forte efeito no balanço hídrico a curto prazo, enquanto alterações na cobertura das terras influenciam o balanço hídrico a longo prazo (VANO et al., 2008; ZHANG et al., 2016). O comportamento das variáveis que compõe o ciclo hidrológico nas zonas semiáridas ocorre de forma diferenciada, pois as características ambientais dessas regiões aliados aos mecanismos meteorológicos atuantes influenciam o sistema climático e contribuem para acentuar a variabilidade espaço-temporal, a exemplo da precipitação.

Na região semiárida do NEB as precipitações podem ser definidas pela escassez, irregularidade e concentração das chuvas em torno de três meses que corresponde a estação chuvosa (SANTOS, 2015; MONTE-MOR, 2016, MARENGO et al., 2016). Sen (2008) argumenta que a precipitação em zonas áridas e semiáridas possui características marcantes como eventos extremos e intensos que podem ocorrer em um único dia excedendo a média anual. Com isso, a quantidade de sedimentos produzida é aumentada e o escoamento também é afetado devido aos efeitos do impacto da precipitação, o que acentua a capacidade de transporte do escoamento.

A evapotranspiração é conduzida principalmente por fatores climáticos e microclimáticos influentes (radiação, velocidade do vento, déficit de pressão de vapor, umidade relativa). Nas zonas semiáridas a evapotranspiração é um componente primordial para o entendimento do ciclo hidrológico. Pilgrim et al. (1988) afirmam que nesses ambientes a evapotranspiração consome em torno de 80 a 95% das chuvas a longo prazo.

Outros autores como Güntner (2002) argumentam que nas zonas semiárida a distribuição heterogênea da vegetação pode contribuir para diferenciar aspectos como distribuição sem cobertura contínua, mas com diferentes manchas de vegetação intercaladas por solo nu (exposto) na avaliação da evapotranspiração.

As particularidades do dossel vegetal, o índice de área foliar e até mecanismos fisiológicos das plantas (regulação dos estômatos) podem ditar a evapotranspiração. Especificamente no semiárido nordestino, inserido no bioma Caatinga, a sazonalidade da vegetação precisa ser considerada na análise da ET. De fato, as características da cobertura

vegetal nas áreas áridas e semiáridas possibilitam um comportamento diferenciado nas taxas de evapotranspiração, a presença da vegetação interfere em outros processos como infiltração, interceptação e na manutenção da água no solo. O solo, por sua vez, pode alterar a evapotranspiração de acordo com suas características físicas como textura.

O armazenamento temporário de água pela cobertura vegetal é definido como interceptação, podendo a água ser perdida por evaporação ou ainda infiltrando o solo. A interceptação varia espaço-temporalmente e consequentemente de acordo com o período do ano. Nas regiões de climas quentes e secos a evaporação da água interceptada corresponde a uma parcela significativa da evaporação total (SAVENIJE, 2004), sendo importante sua consideração nos estudos sobre o balanço hídrico.

É dependente de fatores como o regime de precipitação, condições climáticas, tipo, densidade e grau de desenvolvimento da vegetação. Gomez et al. (2001) afirmam que em regiões áridas e semiáridas, a influência das características da copa das plantas na interceptação é menos importante quando comparadas com as características das chuvas.

Dessa forma, a vegetação de caatinga no semiárido nordestino que possui particularidades como perdas das folhas nos períodos secos, o que contribui para alteração da resposta hidrológica no início do período chuvoso (PALÁCIO, 2011), se configura ainda como um fator ambiental primordial para os processos hidrológicos. Além disso, aspectos relacionados a disponibilidade de umidade no solo e diversos mecanismos de controle do déficit hídrico em sua estrutura fisiológica, tornam a interceptação pela caatinga uma variável a ser investigada detalhadamente no balanço hídrico de bacias semiáridas no NEB.

A infiltração é um processo que se constitui como base para a transferência de água precipitada para o solo. É extremamente variável espacialmente e isso se deve, entre outros fatores, as características dos solos (umidade, agregação e estrutura, textura, compactação, quantidade de matéria orgânica) e propriedades hidráulicas (GÜNTNER, 2002; RODRIGUES et al., 2013; MIRANDA, 2017). Sendo a cobertura vegetal responsável por modificar a infiltração, principalmente em zonas áridas. Nas regiões áridas e semiáridas as taxas de infiltração são baixas devido a compactação e a degradação dos solos, cobertura vegetal esparsa, presença de afloramentos rochosos extensos, entre outros fatores.

O escoamento superficial em regiões semiáridas é verificado predominantemente nos períodos chuvosos, ou com eventos isolados intensos de precipitação. A produção de

escoamento é rapidamente verificada na superfície após eventos extremos, nos quais a capacidade de infiltração do solo é rapidamente excedida ou devido a compactação e outros fatores faz com que a água escoe. É importante destacar que solos rasos, pouco desenvolvidos, a ausência de vegetação ou a presença esparsa da cobertura vegetal intensificam a velocidade do escoamento no semiárido. Pilgrim et al. (1988) argumentam que nos ambientes semiáridos o mecanismo predominante do escoamento é o hortoniano, ou seja, a taxa de precipitação excede a taxa potencial de infiltração.

Destaca-se que a água no solo ou conteúdo de água no solo é uma fonte de umidade para a evaporação, manutenção da vegetação e interfere em outros processos hidrológicos como por exemplo a infiltração. Nas regiões áridas e semiáridas é fortemente sensível as alterações ambientais, as modificações na cobertura vegetal que controla a variação espacial da umidade no solo, aos tipos e as propriedades físico-hídricas dos solos, que podem reter ou verter a água. Para Monte-Mor (2012) nas regiões semiáridas o padrão de umidade do solo seco é caótico.

2.2 Modelagem dos processos hidrológicos

A complexidade do ciclo hidrológico advém da estreita relação com o clima, tipos de solos, a topografia e a geologia (RENNÓ e SOARES, 2007). Para melhor entendimento do ciclo hidrológico, os seus componentes podem ser estudados separados ou em conjunto, dependendo do objetivo do estudo. Os componentes (ar, solo e água) são vitais e interagem entre eles, sendo condicionados por muitos fenômenos físicos que ocorrem no planeta e pela energia solar.

Para a gestão integrada da água a unidade espacial fundamental é denominada bacia hidrográfica. Na bacia hidrográfica ocorrem todos os processos hidrológicos que podem ser investigados pela modelagem hidrológica. A modelagem hidrológica consiste na conexão de funções que representam processos associados dentro do ciclo hidrológico, em uma bacia hidrográfica (MALVERIA, 2012). Para a otimização da representação do ciclo hidrológico no sistema bacia hidrográfica por meio da modelagem, são utilizados modelos hidrológicos baseados físico e/ou matematicamente.

O modelo hidrológico é o sistema de representação do ciclo hidrológico, particularmente o caminho percorrido pela água, utilizando para isso equações matemáticas e

físicas com intuito de facilitar o entendimento dos processos envolvidos no sistema e na análise das séries de dados. Com os modelos ainda é possível prever eventos, monitorar alterações no ciclo hidrológico e estimar variáveis que não podem ser obtidas de forma convencional na área de estudo.

Os modelos hidrológicos, na literatura, podem ser definidos de acordo com o tipo de variável que se propõe modelar e podem ser classificados segundo diferentes aspectos. Para Rennó (2003) e Brighenti (2015), os modelos podem ser classificados segundo: as variáveis utilizadas nos modelos (estocástico ou determinístico); o tipo de relação entre as variáveis (empírico ou conceitual); a forma como representam os dados (discretos ou contínuos); a existência ou não de relações espaciais (pontuais ou distribuídos); e a existência de dependência temporal (estatísticos ou dinâmicos).

É importante destacar que a definição conceitual leva em consideração os processos físicos, mas utiliza equações empíricas relacionadas com a física do sistema (TUCCI, 2005). Esses modelos ainda podem ser subdivididos em semi-conceituais (relacionam equações empíricas às características dos processos) e físicos (utilizam as principais equações do sistema físico, cujos parâmetros mais se aproximam da física do sistema).

Os modelos hidrológicos ganharam maior destaque com a crescente preocupação ambiental, maior capacidade de processamento dos computadores e a possibilidade de utilização de dados de diferentes fontes, diminuindo a dependência de dados observados.

2.2.1 O modelo SWAT e os Sistemas de Informações Geográficas

O modelo *Soil Water Assessment Tool* – SWAT foi desenvolvido de forma conjunta pelo *United States Department of Agriculture Agriculture Research Service*, pelo *Agricultural Research Service* e pelo *Blackland Research Center Texas A&M University*, por meio do aprimoramento de outros modelos utilizados pela agência ARS.

O modelo é baseado fisicamente e, de tempo contínuo para simular diferentes processos físicos em uma bacia hidrográfica em um longo período, não sendo aplicável na simulação detalhada de eventos isolados. O modelo SWAT requer variáveis de entrada sobre o clima, propriedades dos solos, topografia, vegetação e uso do solo que são necessárias para modelagem

dos processos físicos associados à movimentação hídrica e sedimentar, ao crescimento da colheita e ao ciclo de nutrientes (NEITSCH et al., 2011).

Diante das características citadas, o SWAT funciona em três níveis de informações: 1) bacia hidrográfica, onde a representação é realizada por parâmetro com os quais o modelo não distingue variabilidade espacial dentro da bacia; 2) sub-bacia, onde a representação é feita por áreas espaciais hidrologicamente conectadas a bacia maior; 3) as *Hydrologic Response Units* – HRUs, onde são definidas pelo usuário com base nas características dominantes ou em algum nível de sensibilidade. O nível de sensibilidade diz respeito a combinação das classes de uso do solo, tipos de solo e declividade.

O SWAT passou por diversas modificações desde sua criação na década de 1990. Uma das mais funcionais melhorias foi a integração do SWAT a softwares de SIG como ArcGIS e QGIS (DILLE et al., 2016). O SIG se configura como uma ferramenta adequada para o gerenciamento eficiente de extensos e complexos bancos de dados, como é o caso de dados sobre grandes bacias hidrográficas e, ainda provê uma representação digital das características da bacia usadas na modelagem hidrológica (GHORABA, 2015; ARROIO JÚNIOR, 2016).

Nessa perspectiva, a Hidrologia faz uso da ferramenta SIG na modelização dos processos hidrológicos e gestão de bacias hidrográficas com escassez de longas séries de dados observados. Um dos modelos que se destacam por essa características é o SWAT, porém a capacidade do modelo SWAT de simular os processos hidrológicos com curtas séries de dados observados pode se tornar uma limitação, tendo em vista que dados diários de precipitação inconsistentes têm a possibilidade de gerar altas incertezas nas simulações. Outro fator diz respeito à heterogeneidade da precipitação dentro de cada sub-bacia que também contribui com esses problemas.

Além da modelagem hidrológica, outros procedimentos também podem ser empregados para obtenção de informações sobre variáveis hidroclimatológicas. Entre esses procedimentos destacam-se as equações do balanço de energia na superfície terrestre.

2.3 O balanço de energia e a evapotranspiração

Com base na equação do balanço de energia é possível obter algumas variáveis que compõem o sistema planta-atmosfera e que fornecem informações úteis sobre a dinâmica ambiental de uma região. Por isso, para entender esse complexo sistema é importante conhecer todos os processos a ele relacionados.

Os métodos de estimativa dos fluxos de balanço de energia são divididos em duas partes: a primeira quantifica a energia líquida dos fluxos das radiações de onda curta e longa incidentes na superfície e a outra parte quantifica os fluxos da utilização da radiação líquida recebida pela superfície terrestre (LIU, 2007). O balanço de radiação à superfície é a contabilização dos fluxos de radiação que atingem a superfície, isto é, a soma algébrica do balanço de radiação de onda curta e balanço de radiação de onda longa à superfície (Figura 2).

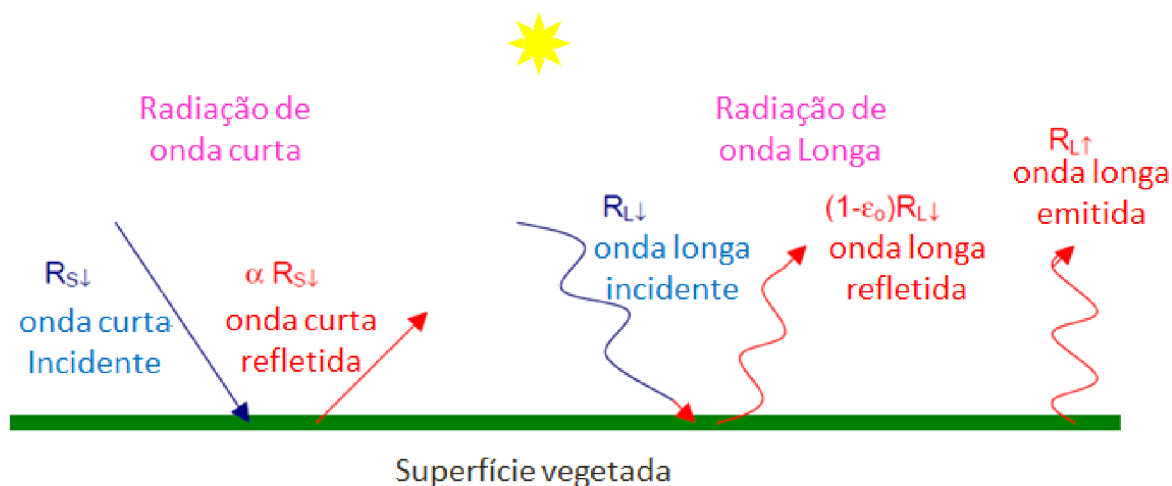


Figura 2. Exemplificação do saldo de radiação em uma superfície vegetada

Fonte: Adaptado de Allen (2005).

O complexo sistema de troca de energia entre a atmosfera e a superfície terrestre é regido pela primeira lei da termodinâmica (princípio da conservação de energia), que afirma existir uma condição de igualdade entre o balanço de energia incidente e a soma da energia liberada sob a forma de calor sensível e latente (energia emitida), e de energia armazenada pela superfície, sendo condicionado a perdas e ganhos de energia (LIU, 2007; RUHOFF, 2011).

Liu (2007) acrescenta que a energia líquida recebida na superfície é usada no aquecimento do solo (fluxo de calor no solo), do ar (fluxo de calor sensível ao ar) e no processo de evaporação, simplificado pelo calor latente de vaporização (LE), o balanço de energia expresso teoricamente como:

$$R_n = LE + H + G + P + M \quad (1)$$

na qual R_n é a radiação líquida, LE é o fluxo de calor latente; H é o fluxo de calor sensível, que representa as trocas de calor entre a superfície e as camadas da atmosfera, provocadas pela diferença de temperatura entre elas; G o fluxo de calor no solo, que corresponde ao transporte vertical de calor através do processo de condução; P é a energia consumida durante o processo de fotossíntese e M trocas miscelâneas de energia entre o processo metabólico, planta, copa e o ambiente. Os valores de P e M são considerados irrelevantes, pois são menores que o erro de medição nos componentes principais, tornando-se desprezíveis. Dessa forma o balanço de energia pode ser expresso pela Equação 2.

$$R_n = LE + H + G = 0 \quad (2)$$

Entre as variáveis que compõem o balanço de energia o fluxo de calor latente é uma das mais complexas e, por isso, foco de inúmeras pesquisas, pois fornece a energia necessária para o processo de evapotranspiração. A intensidade do fluxo de evapotranspiração de uma área depende de fatores atmosféricos como radiação solar, umidade relativa do ar, temperatura do ar, velocidade do vento e, principalmente, da disponibilidade de água (CAMPBELL e NORMAN, 2000; COLLISCHONN e DORNELLES, 2013).

Geralmente os fluxos de energia na superfície terrestre são estimados por meio de métodos micrometeorológicos, conhecidos como padrão, e representam pontualmente as condições do entorno na estação ou equipamento de medição. Ainda foram criados diversos métodos para medição da evapotranspiração, que podem ser divididos em diretos e indiretos.

Os métodos diretos podem ser baseados no balanço hídrico (balanço hídrico em grandes bacias hidrográficas, depleção da umidade do solo, método do tanque de evaporação e lisímetros), e baseados em métodos micrometeorológicos (balanço de energia através da razão

de Bowen, monitoramento de vórtices turbulentos e cintilações do índice refrativo do ar) (RUHOFF, 2011; SHUTTLEWORTH, 1993).

Alguns dos métodos diretos são complicados e onerosos, como por exemplo, os baseados no balanço hídrico (Tanque Classe A e lisímetros). Esses métodos necessitam de grande quantidade dados observados ou de instrumentação meteorológica muito cara e que necessita de constante manutenção, fato que não representa a realidade de muitas áreas no Brasil e especialmente no semiárido brasileiro.

Entre os métodos indiretos podem ser destacados o método gravimétrico, sonda de nêutrons, evaporômetros, métodos analíticos (baseados em equações empíricas). Ainda se enquadram nos métodos indiretos as estimativas por meio de dados de sensoriamento remoto.

Nesse sentido, a possibilidade da utilização de dados de sensoriamento remoto para estimar indiretamente a evapotranspiração proporcionou a obtenção dessa variável em escalas regionais e globais, provocando uma revolução nas técnicas para estimar a ET em diferentes escalas espaço-temporais.

2.3.1 Estimativa da evapotranspiração por algoritmos semiempíricos e sensoriamento remoto

Com o advento do sensoriamento remoto, algumas metodologias foram concebidas para obtenção da evapotranspiração em escala regional, não dependendo de grande quantidade de dados observados em estações climatológicas. Os métodos aplicados com dados de sensoriamento remoto podem ser baseados no balanço hídrico (SENAY et al., 2007), e no balanço de energia (BASTIAANSSEN, 1995; TREZZA, 2002; ALLEN et al., 2005; TEIXEIRA et al., 2010), por exemplo.

Dessa forma, surgiram diversos métodos para estimar espacialmente os componentes do balanço de energia e consequentemente a ET por meio de dados de sensores orbitais. Para Ruhoff (2011), esses métodos podem ser divididos em três categorias:

- (1) métodos empíricos e estatísticos, utilizando dados do infravermelho termal que são introduzidos nos modelos empíricos (JUNG et al. 2010);

- (2) modelos físicos que utilizam a lógica de equações como Penmann-Monteith para calcular a ET (MU et al., 2011);
- (3) métodos que se baseiam no resíduo do balanço de energia, combinando relações empíricas com modelos físicos (BASTIAANSEN et al. 1995; BASTIAANSEN, 1998a e b; BASTIAANSEN et al., 2005; ALLEN et al., 2005; KUSTAS e ANDERSON, 2009; ALLEN et al. 2007; 2013; SENAY et al. 2007; GAO et al. 2011; TEIXEIRA et al. 2012; TREZZA et al. 2013).

Os modelos fundamentados no método residual do balanço de energia são os mais avaliados e indicados para estimativa da ET regional por meio de sensoriamento remoto (GAO et al., 2011). Muitos desses modelos utilizam algoritmos semiempíricos com a finalidade de estimar a ET, entre eles, o que mais se destaca devido a necessidade de poucos dados de superfície é o *Surface Energy Algorithm for Land* – SEBAL.

O SEBAL foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995) e possui uma abordagem intermediária, onde tanto relações empíricas quanto parametrizações físicas são realizadas, utilizando dados de satélite de radiancias espectrais da região do visível, infravermelho-próximo e infravermelho termal para obter temperatura da superfície, índice de vegetação e albedo (LIOU e KAR, 2014).

Entre as vantagens da utilização do SEBAL para estimativa dos fluxos de energia da superfície por sensoriamento remoto com dados do termal, estão: (1) auxílio mínimo de dados observados; (2) correção atmosférica interna automática, a qual evita efeitos severos na temperatura da superfície; e (3) calibração interna, a qual é feita para cada imagem analisada (LIOU e KAR, 2014; ARAÚJO, 2014).

O ponto central do SEBAL é a estimativa do fluxo de calor sensível (H) que é obtido por meio de um processo iterativo onde, inicialmente, se considera a atmosfera em equilíbrio neutro e, posteriormente, é identificada a condição de estabilidade, e onde são realizadas as correções necessárias para essa condição. Em seguida, é obtido o fluxo de calor sensível com base na calibração interna da diferença de temperatura entre dois níveis próximos à superfície (BASTIAANSEN; et al., 2005; SOUSA, 2010; ARAÚJO, 2014; BHATTARAI et al., 2017; MEDEIROS et al., 2019).

A calibração interna, imprescindível para a obtenção do fluxo de calor sensível, é realizada segundo um processo conhecido como *Calibration using inverse modelling at extreme conditions* – CIMEC, que elimina os efeitos de enviesamento da temperatura da superfície na correção da reflectância e na estimação do fluxo de calor no solo (ALLEN et al., 2005; ALLEN et al., 2007; POÇAS, 2014). As condições extremas são descritas na literatura como *endmembers*, pixels âncoras (*pixel* frio e quente). Portanto, todos os processos físicos que fundamentam o algoritmo SEBAL demonstram a complexidade das etapas até a estimativa do fluxo de calor latente.

Isso posto, entende-se que o sistema planta-atmosfera e os princípios físicos que regem sua dinâmica envolvem processos considerados extremamente difíceis de serem compreendidos em sua totalidade. Nesse sentido, fica evidente a robustez necessária para que um modelo seja capaz de representar mecanismos como a evapotranspiração e apresentar resultados sólidos.

2.3.2 Desafios metodológicos das estimativas de ET por meio de sensoriamento remoto

A utilização de dados orbitais para a estimativa da evapotranspiração apresenta algumas limitações não restritas apenas à disponibilização de imagens com baixa presença de nuvens. Outros fatores também influenciam negativamente a aplicação dessa metodologia.

De fato, a presença de nuvens nas imagens analisadas dificulta a estimativa dos componentes do balanço de energia, pois muitas variáveis podem ter a estimativa influenciada pela distribuição de nuvens na cena. O algoritmo SEBAL, por exemplo, foi concebido para as condições de céu claro, o que torna inviável a utilização de imagens com alta cobertura de nuvens para áreas de interesse.

Ruhoff (2011) aponta outras limitações na estimativa dos componentes do balanço de energia, como os fatores de escala e a baixa frequência de obtenção dos dados de alguns sensores. Destaca-se, ainda que para algumas áreas do país a disponibilização de imagens livres de ruídos, distorções radiométricas e interferências geométricas graves para realização dos processamentos é um entrave.

Um ponto considerado problemático também no SEBAL é a identificação das condições hidrológicas extremas (pixels âncoras), necessária em alguns modelos baseados no

balanço de energia, principalmente na identificação do pixel quente em períodos chuvosos ou na ocorrência de eventos de precipitação na data de aquisição das imagens.

Outro fator que merece cuidado é a utilização da combinação entre temperatura da superfície e resistência aerodinâmica para determinar o gradiente de temperatura, o que pode provocar perdas na acurácia da estimativa do fluxo de calor sensível. Nesse aspecto o SEBAL apresenta forte sensibilidade ao gradiente de temperatura (GOWDA et al., 2008).

A temperatura da superfície é uma variável chave no processo de obtenção dos componentes do balanço de energia e, geralmente, é obtida com dados da região do infravermelho-termal. Porém, para alguns sensores a resolução espacial das imagens correspondentes a essa faixa do espectro eletromagnético é muito baixa, inferior aos demais dados utilizados que correspondem a região do visível e do infravermelho-próximo e médio.

A resolução temporal de alguns sensores também é um fator limitante para a metodologia, pois a necessidade de observação dos valores de ET diários para aplicações agrícolas e de controle do uso da água é constante. Os dados dos sensores mais usuais e consolidados na literatura, como o *Thematic Mapper* – TM, o *Enhanced Thematic Mapper Plus* – ETM+ e o *Operational Terra Imager* – OLI, a bordo dos satélites LANDSAT 5, 7 e 8, respectivamente, possuem resolução temporal de 16 dias. Isso impossibilita a utilização desses dados para a construção de séries de evapotranspiração.

Até mesmo o sensor *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* – MODIS, nas plataformas TERRA e AQUA, que possui bandas espectrais e produtos com melhor resolução temporal, não está totalmente isento de limitações, tendo em vista que mesmo em imagens diárias ou nas compostas, pode haver pixels com cobertura de nuvens e/ou ruídos. As diferentes resoluções espaciais dos produtos MODIS disponibilizados também são exemplos dos entraves metodológicos possíveis de ocorrer. Nesse contexto, a utilização de dados orbitais com diferentes resoluções espaciais e temporais pode acarretar erros significativos nas estimativas.

Pereira et al. (2015) acrescentam que abordagens para estimativa da ET que utilizam exclusivamente dados de sensoriamento remoto ou são computados por modelos matemáticos a partir do balanço de energia na superfície são complexas e pouco operacionais. O próprio SEBAL, utilizado nesta pesquisa para obter a evapotranspiração, apresenta alguns problemas. Um dos mais emblemáticos se refere ao fluxo de calor no solo (G) obtido por meio de uma

relação empírica entre o saldo de radiação e o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), sendo uma das maiores fontes de incerteza do algoritmo (SANTOS, 2009).

Ainda sobre os princípios físicos do SEBAL, outro ponto que necessita de reflexão é a obtenção do coeficiente de rugosidade da superfície. Esse parâmetro pode ser calculado por dois métodos (BASTIAANSEN 1998): 1) equação também empírica calibrada localmente com base no SAVI para determinar a rugosidade da superfície. 2) conforme indicado por Allen et al. (2002), calcular a priori a rugosidade da superfície utilizando o mapa do uso do solo para áreas agrícolas em função do índice de área foliar – IAF e, para áreas não agrícolas assumir valores tabelados. Porém, não foi provado que um método clássico baseado em sensoriamento remoto é preciso o suficiente para obtenção dessa variável (GÓMEZ et al., 2005). Além disso, muitos pesquisadores têm contestado a consistência dos dados observados necessários para aplicação das equações empíricas, que são aplicadas para estimativa principalmente da evapotranspiração.

Entretanto, as vantagens dessas metodologias por meio de sensoriamento remoto muitas vezes se sobrepõem as desvantagens, contanto que atendam aos objetivos de cada pesquisa e que todos os fatores sejam considerados e analisados para obtenção de estimativas mais precisas.

2.3.4 Aplicação do SEBAL e a heterogeneidade da Caatinga

A heterogeneidade de ambientes no semiárido é um desafio para as pesquisas que analisam os fluxos de energia por meio de sensoriamento remoto. No bioma Caatinga essa dificuldade é ressaltada diante das características fenológicas da vegetação e da degradação da cobertura vegetal. Somados a essas características, o regime das precipitações irregulares, os solos, a geomorfologia e constituição geológica possibilitam variações adaptativas a cada habitat provocando uma diversidade de tipologias.

As diferentes tipologias de caatinga sob os mais variados portes, densidade, estrutura do dossel e distribuição espacial, de certo, caracterizam as florestas secas do semiárido nordestino (CHAVES et al., 2008; BARBOSA et al., 2007; CAVALCANTI, 2014; PACHECO e OLIVEIRA, 2016). Destaca-se que diante desses aspectos em uma mesma bacia hidrográfica várias configurações da caatinga podem ser observadas sendo reflexo de vários fatores já mencionados.

Dessa forma, análises generalizadas que desconsideram a variabilidade das caatingas, e tratem as informações obtidas por meio de modelagem e/ou sensoriamento remoto com certa uniformidade prejudicam sobremaneira a apresentação do quadro ambiental e, principalmente, hídrico de uma bacia hidrográfica.

Deve-se destacar que a caatinga fisionomicamente se assemelha às savanas africanas, em alguns casos ao cerrado brasileiro, mas particulariza-se pelas múltiplas formas de adaptação à escassez hídrica (CHAVES et al., 2008). Sampaio e Rodal (2000) afirmam que geralmente a vegetação da caatinga apresenta folhas decíduas, pequenas e finas, raízes tuberosas e superficiais, e presença de cactáceas, cujas folhas são transformadas em espinhos para reduzir ao máximo a perda de líquido por transpiração.

Com isso, na caatinga a variabilidade na composição e no arranjo dos seus componentes botânicos são respostas aos processos de sucessão e aos diversos fatores ambientais, em que a densidade das plantas, a composição florística e o potencial do estrato herbáceo variam fortemente (SILVA et al., 1994; SAMPAIO e RODAL, 1992). Diante do exposto, são evidentes as dificuldades em analisar tal vegetação com suas peculiaridades e diversidades.

É sabido que muitos fatores são responsáveis por alterar a resposta espectral dos alvos na superfície terrestre, porém a vegetação possui uma resposta diferenciada nos comprimentos de onda do infravermelho próximo, como também nos demais, dependendo da quantidade de água presente nas folhas. Sendo assim, metodologias que fazem uso da refletância espectral e de informações obtidas com bandas termais de sensores orbitais necessitam de profundo conhecimento desse campo.

Dessa forma, há uma limitação no uso dos dados de sensores orbitais utilizados para aplicação de modelos baseados no balanço de energia como é o caso do SEBAL, pois os valores de temperatura da superfície obtidos por esses produtos correspondem a diversos usos e cobertura do solo presentes em cada pixel. Existe, portanto, o que alguns pesquisadores chamam de contaminação do pixel, o que acarreta erros de estimativa da ET que são, particularmente, devidos a essa miscelânea de usos e tipos de cobertura vegetal no solo, o que significa diferentes rugosidades e conteúdo de umidade. Essa condição é comum em zonas áridas e semiáridas, onde ilhas de campos irrigados são geralmente circundados por paisagens secas (KUSTAS et al., 2004; RUHOFF, 2011).

2.4 Referências

ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and User’s Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.

ALLEN, R. G.; TASUMI M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v.19, p.251-268, 2005.

ALLEN, R.G.; TASUMI M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J.L.; BASTIAANSSEN, W.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C.W. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, p. 395–406, 2007.

ALLEN, R. G.; BURNETT, B.; KRAMBER, W.; HUNTINGTON, J.; KJAERGAARD, J.; KILIC, A.; KELLY, C.; TREZA, R. Automated calibration of the METRIC-LANDSAT evapotranspiration process. **Journal of American Water Resources Association**, v.49, n.3, p. 563-576, 2013.

ARAÚJO, A. L. **Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais**. 2014. 101 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2014.

ARROIO JUNIOR, P. P. **Aprimoramento das rotinas e parâmetros dos processos hidrológicos do modelo computacional Soil and Water Assessment Tool – SWAT**. 2016. 150 f. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2016.

ANA – Agência Nacional de Águas. **A questão da água no Nordeste**. Centro de Gestão e Estudos Estratégicos. Agência Nacional de Águas. Brasília, DF, 2012.

BASTIAANSSEN, W.G.M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. 1995. 273f. Tese (Doutorado em Ciências Agrícolas e Ambientais) Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, 1995.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSAG, A. A. M. A. Remote Sensing. Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, vol. 212-213, p. 198-212, 1998a.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MORENO, Y. M. J.; ROERINK, G.J.; VAN DER WAL, T. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 2. Validation. **Journal of hydrology**, vol. 212-213, p.213-229, 1998b.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUN, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN, R. G. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve

Water-Resources Management under Actual Field Conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, p. 85-93, 2005.

BARBOSA, M. R. V.; LIMA, I. B.; LIMA, J. R.; CUNHA, J. P.; AGRA, M. F.; THOMAS, W. W. Vegetação e flora no Cariri paraibano. **Oecologia Brasiliensis**, v. 11, n.3, p.313-322, 2007.

BHATTARAI, N.; MALLICK, K.; BRUNSELL, N. A.; SUN, G.; JAIN, M. Regional evapotranspiration from an image-based implementation of the Surface Temperature Initiated Closure (STIC1.2) model and its validation across an aridity gradient in the conterminous US. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 4, p. 2311-2341, 2018.

BRESSIANI, D. A.; SRINIVASAN, R.; JONES, C. A.; MENDIONDO, E. M. Effects of spatial and temporal weather data resolutions on streamflow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v.8, n. 3. p.125-139, 2015.

BRIGHENTI, T. M. **Modelagem hidrológica e avaliação de diferentes métodos de calibração para o modelo SWAT**. 2015. 119 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2015.

CAMPBELL, G. S.; NORMAN, J. M. **An introduction to environmental biophysics**. 2nd. New York: ed.: SPRINGER, 306 p., 2000.

CHAVES, I. B.; LOPES, V. L.; FFOLLIOTT, P; F.; PAES-SILVA, A. P. Uma classificação morfoestrutural para descrição e avaliação da biomassa da vegetação da caatinga. **Revista Caatinga**, v.21, n.2, p. 204-213, 2008.

CHÁVEZ, J. L.; NEALE, C. M. U.; PRUEGER, J. H.; KUSTAS, W. P. Daily evapotranspiration estimates from extrapolating instantaneous airborne remote sensing ET values. **Irrigation Science**, v. 27, p. 67-81, 2008.

CASTRO, C. M. L. **Análise dos processos erosivos e as relações com as perdas aceitáveis de solos na bacia do Alto-Paraíba/PB**. 2011. 135 f. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento Regional e Meio Ambiente-PRODEMA) -Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2011.

CÔRREA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, v. 31, n.1/2, p.35-52, 2010.

CORTEZ, J. S. **Caatinga**. São Paulo: HARBRA. Coleção Biomas do Brasil, 2007.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais**. Porto Alegre: Ed.: ABRH, 336 p., 2013.

CUNHA. A. P. M.; ALVALÁ, R. C.; NOBRE, C. A.; CARVALHO, M. A. Monitoring vegetative drought dynamics in the Brazilian semiarid region. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.214-215, p. 494-505, 2015.

DAI, A. Increasing drought under global warming in observations and models. **Nature Climate Change**, v. 3, p.52-58, 2013.

DILLE, Y. T.; DAGGUPATI, P.; GEORGE, C.; SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J. Introducing a new open source GIS user interface for the SWAT model. **Environmental Modelling & Software**, v., 85, p. 128-138, 2016.

DONG, C.; MACDONALD, G.; OKIN, G. S.; GILLESPIE, T. W. Quantifying drought sensitivity of Mediterranean Climate Vegetation to recent warming: A case study in Southern California. **Remote Sensing**, v.11, n. 24, p. 1-23, 2019.

FRANCO, A. C. L. **Calibração do modelo SWAT com evapotranspiração proveniente de sensoriamento remoto e vazão observada**. 2017. 166 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2017.

GAO, Z. Q.; LIU, C. S.; GAO, W.; CHANG, N. B. A coupled re-mote sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 119-139, 2011.

GHORABA, S. Hydrological modeling of the Simily Dam watershed (Pakistan) using GIS and SWAT model. **Alexandria Engineering Journal**, v. 54, n. 3, p. 583-594, 2015.

GÓMEZ, M.; OLIOSO, A.; SOBRINO, J. A.; JACOB, F. Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. **Remote Sensing of Environment**, v.96, n.3-4, p.399–408, 2005.

GÓMEZ-PLAZA, A.; MARTÍNEZ-MENA, M.; ALBALADEJO, J.; CASTILLO, V.M. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. **Journal of Hydrology**, v.253, p. 211-226, 2001.

GÜNTNER, A. **Large-scale hydrological modelling in the semi-arid Northeast of Brazil**. Dissertation, University of Potsdam. PIK-Report, n. 77, Potsdam-Institute for Climate Impact Research, 128 pp. 2002.

HIRSCHBOEK, K. K. Future hydroclimatology and the Research Challenges of Post-Stationary World. **Journal of Contemporary Water Research & Education**, v.142, n.1, p. 4-9, 2009.

HERRMANN, S. M.; DIDAN, K.; BARRETO-MUNOZ, A.; CRIMMINS, M. A. Divergent responses of vegetation cover in Southwestern US ecosystems to dry and wet years at different elevations. **Environmental Research Letters**, v. 11, 2016.

JIMÉNEZ, K. Q.; COLLISCHONN, W. Método de combinação de precipitação estimados por satélite e medidos em pluviômetros para a modelagem hidrológica. **Revista brasileira de recursos hídricos**, v. 20, n. 1., p. 202-217, Porto Alegre, 2015.

KHAN, S. I.; HONG, Y.; WANG, J.; KORAY, Y.; GOURLEY, J. J.; ALDER, R. F.; BRAKENRIDGE, R.; POLICELLI, F.; HABIB, S.; IRWIN, D. Satellite Remote Sensing and

Hydrology Modeling for Flood Inundation Mapping in Lake Victoria Basin: Implication for Hydrology Prediction in Ungauged Basins. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing – IEEE**, v.49, n. 1, p. 85-95, 2011.

KUSTAS, W. P., LI, F., JACKSON, T. J., PRUEGER, J. H., MACPHERSON, J. L. AND WOLDE, M. Effects of remote sensing pixel resolution on modelled energy flux variability of croplands in Iowa. **Remote Sensing of Environment**, v. 92, p.535-547, 2004.

KUSTAS, W.; ANDERSON, M. Advances in Thermal Infrared Remote Sensing for Land Surface Modeling. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 149, n. 12, p.2071-2081, 2009.

LEGATES, D. R. Soil moisture: a central and unifying theme in physical geography. **Progress in Physical Geography**, v.35, v.1, p. 65-86, 2010.

LIU, W.T.H. **Aplicação de Sensoriamento Remoto**. 1 ed. Campo Grande. Uniderp, 2007. p. 839.

LIU, Y.; KAR, S. K. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms—A review. **Energies**, v.7, n.5, p. 2821-2849, 2014.

MALVEIRA, V.; ARAÚJO, J.; GÜNTNER, A. Hydrological Impact of a High-Density Reservoir Network in Semiarid Northeastern Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 1, p. 109-116, 2012.

MARENGO, J.A. Climate change. Extreme meteorological conditions and climate events in Brazil (in Portuguese). In: **Mudanças climáticas e eventos extremos no Brasil** (s/d). 2011. Disponível em: http://www.fbds.org.br/cop15/FBDS_mudancasclimaticas.pdf

MCGREGOR, G. Hydroclimatology, modes of climatic variability and stream flow, lake and groundwater level variability: A progress report. **Progress in Physical Geography**, v. 41, n. 4, p. 496-512, 2017.

MEDEIROS, A. S.; SILVA, M. R.; SANTOS, C. A. G. Automated surface energy balance algorithm for land (ASEBAL) based on automating endmember pixel selection for evapotranspiration calculation in MODIS orbital images. **International Journal Applied Earth Observation Geoinformation**, v. 79, p.1-11, 2019.

MIRANDA, R. Q. **Avaliação integrada da variação espacial e temporal do balanço hídrico na Caatinga**. 2017. 122 f. Tese (Doutorado em Desenvolvimento e Meio Ambiente) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.

MONTE-MOR, R. C. A. **Análise de processos hidrológicos em bacias de rios intermitentes no Semiárido Mineiro**. 218 f. Tese (Doutorado em Saneamento, Meio ambiente e Recursos hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S.W. Improvements to MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n.8, p. 1781-1800, 2011.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do Rio São Francisco**. 2008. 321 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

NEITSCH, S.; ARNOLD, J.; KINRY, J.R.; WILLIAMS, J.R. **Soil and water assessment tool theoretical documentation**. Grassland, Soil and water Research Laboratory – Agricultural Research Service, Blackland Research Center - Texas AgriLife Research. Texas Water Resources Institute Technical Report n. 406, Version 2011.

PACHECO, C. S. G. R.; OLIVEIRA, N. M. G. A. Conservação das espécies vegetais em paleoambientes dunares na APA Dunas e Veredas do Baixo-Médio São Francisco, Bahia, Brasil. **Natural Resources**, v.6, n.1, p.6-17, 2016.

PALÁCIO, H.A. Q. **Avaliação energética de microbacias hidrográficas do Semiárido submetidas a diferentes manejos**. 2012, 150 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2011.

PEREIRA, L. S.; ALLEN, R. G.; SMITH, M.; RAES, D. 2015a. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future. **Agricultural Water Management**, v. 147, n.1, p. 4-20, 2014.

PILGRIM, D.H.; CHAPMAN, T.G.; DORAN, D.G. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. **Hydrological Science Journal**, v. 33, n.4, 379-400. 1988.

POÇAS, I. M. V. A. **Os lameiros no contexto das paisagens de montanha. Monitorização por detecção remota em diferentes escalas espaço-temporais**. 2014. 222 f. Tese (Doutorado em Ciências Agrárias). Universidade do Porto-PT, Porto, 2014.

PRASANNA, H.; CHÁVEZ, J.; COLAIZZI, P.; EVETT, S.; HOWELL, T.; TOLK, J. ET Mapping for Agricultural Water Management: Present Status and Challenges. **Irrigation Science**, v. 26, n. 3, p. 223-237, 2008.

RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas**. 2015. 148 f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

RENNÓ, C. D., SOARES, J. V. **Conceitos Básicos de Modelagem Hidrológica In: Geomática: Modelos e Aplicações Ambientais**. 1ed. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, v.11, p. 529-556, 2007.

RODAL, M.J.N. **Fitossociologia da vegetação arbustivo-arbórea em quatro áreas de caatinga em Pernambuco**. 1992. 224 f. Tese (Doutorado em Ciências). Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1992.

RODRIGUES, J. O.; ANDRADE, E. M.; MENDONÇA, L. A. R.; ARAÚJO, J. C.; PLÁCIO, H. A. P.; ARAÚJO, E. M. Respostas hidrológicas em pequenas bacias na região semiárida em função do uso do solo. **Revista brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, n.3, 2013.

RUHOOF, A. L. **Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em Biomas Tropicais**. 2011. 162 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

SANTOS, C. A. C. **Estimativa da Evapotranspiração Real Diária Através de Análises Micrometeorológicas e de Sensoriamento Remoto**. 2009. 143 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2009.

SEN, Z. **Wadi Hydrology**. CRC Press, Taylor & Francis Group. 2008.

SAVENIJE, H. H. G. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. **Hydrological Processes**, v.18, p.1507-1511, 2004.

SILVA, F.B.R., G.R. RICH..., J.P. TONNEAU, N.C. SOUZA NETO, L.T.L. BRITO, R.C. CORREIA, A.C. CAVALCANTI, F.H.B.B. SILVA, A.B. SILVA, J.C. ARAJO FILHO; A.P. LEITE. 1994. **Zoneamento agroecológico do Nordeste: diagnóstico do quadro natural e agrossócio-econômico**. 2v. EMBRAPA - CPATSA/CNPS, Petrolina, PE.

SILVA, G. J. F.; MACÊDO, M. L.; SILVA, R. M. Caracterização espaço-temporal das tipologias vegetais em ambiente de caatinga degradada: quantificação por meio de variáveis biofísicas. **Ateliê Geográfico**, v. 13, n. 2, p.92-110, 2019.

SOUZA, B. I. **Cariri paraibano: do silêncio do lugar à desertificação**. 2008. 198 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

SILVA, G, J. F. **Estimativa de indicadores biofísicos para avaliação do processo de desertificação no município de São João do Cariri-PB**. 2014. 128 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2014.

SILVA, B. B.; WILCOX, B. P.; SILVA, V. P. R.; MONTENEGRO, S. M. L.; OLIVEIRA, M. M. Changes to the bergy budget and evapotranspiration following conversion of tropical savannas to agricultural lands in São Paulo State, Brazil. **Ecohydrology**, v. 8, n.7, p. 1272-1283, 2014.

SHELTON, M. **Hydroclimatology, Perspectives and Applications**. 1. Ed., Cambridge University Press. 426p., 2009.

SUN, L.; SEIDOU, O.; NISTOR, I.; GOÏTA, K.; MAGAGI, R. Simultaneous assimilation of in situ soil moisture and streamflow in the SWAT model using the Extended Kalman Filter. **Journal of Hydrology**. v. 543, p.671-685, 2016.

TEIXEIRA, A. H. de C.; W. G. M., BASTIAANSEN; AHMAD, M. D.; Bos, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.462-476, 2009.

TEIXEIRA, A.H. de C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated crops and natural vegetation in the São Francisco River Basin (Brazil) using remote sensing and Penman-Monteith equation. **Remote Sensing**, v.2, n. 5, p.1287-1319, 2010.

TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; TASUMI, M. Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and Landsat Imagery with the METRIC Model. **Remote Sensing**, v.5, n. 10, p.5397-5423, 2013.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. 2.ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005.

TUNDISI, J. G. Ciclo hidrológico e gerenciamento integrado. **Ciência e Cultura**, v. 55, n.4, p.31-33, 2003.

UDA, P. K. **Evapotranspiração real da bacia do rio Iguaçu por meio do modelo METRIC**. 2016. 179 f. Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2016.

VANO, J. A.; FOLEY, J.A.; KUCHARIK, C. J.; COE, M. T. Controls of climate variability and land cover on land surface hydrology of northern Wisconsin, USA. **Journal of Geophysical**, v. 113, G04040, p. 1-16, 2008.

WMO; GWP. **Handbook of drought indicators and indices. Integrated drought management tools and guidelines**. In: SVOBODA, M. FUCHS, B.A. (Eds.), World Meteorological Organization and Global Water Partnership, 2016.

XAVIER, R. A.; SEABRA, V. S.; DAMASCENO, J.; DORNELLAS, P. C. Mapeamento geomorfológico da bacia do rio Paraíba (PB) utilizando classificação baseada em objetos. **ACTA Geográfica**, v. 10, n.23, p. 139-152, 2012.

ZHANG, L.; NA, Z.; XU, Y.; LI, S. Hydrological impacts of land use change and climate variability in the headwater region of the Heihe river basin, Northwest China. **Plos One**, v. 11, n.6, p. 1-25, 2016.

3. MODELAGEM DO BALANÇO HÍDRICO NO BIOMA CAATINGA: O CASO DA BACIA DO ALTO RIO PARAÍBA-PB

Resumo:

As bacias hidrográficas do nordeste do Brasil sofrem constantemente com a degradação das terras, assoreamento dos rios, poluição dos corpos hídricos e, principalmente, pelo desmatamento. Além do mais, as características geomorfológicas, geológicas e a ação dos sistemas climáticos que atuam na região definem as particularidades hidroclimatológicas das bacias semiáridas nesta região. Na bacia do alto Rio Paraíba, entender a dinâmica das variáveis do balanço hídrico é de suma importância diante da gestão dos recursos hídricos e problemas provocados pelas secas recorrentes nessa bacia, sobretudo pela sua importância para o abastecimento de água da cidade de Campina Grande, a segunda maior do Estado da Paraíba. Assim, o objetivo central deste estudo foi compreender a dinâmica hídrica na bacia do alto Rio Paraíba mediante a modelagem do balanço hídrico em diferentes escalas temporais, utilizando o modelo *Soil and Water Assessment Tool*-SWAT. Para a realização desse trabalho foi utilizado o modelo SWAT em escala de tempo mensal de 1994–2016 (calibração) e 2003 - 2016 (validação). Os resultados apresentaram os seguintes resultados: (a) calibração: Nash-Sutcliffe (NS) = 0,68 e coeficiente de determinação (R^2) = 0,69, e (b) validação: NS = 0,7 e R^2 = 0,68. As componentes do balanço hídrico, escoamento superficial (SQ), conteúdo de água no solo (SW) e evapotranspiração (ET) foram analisadas nas escalas mensal e trimestral (sazonal). Na análise, observou-se que áreas mais degradadas na bacia concentram os maiores valores de SQ. Quanto a distribuição do SW, os maiores valores foram observados em áreas da bacia com tipos de solos que facilitam seu armazenamento. A ET apresentou os maiores valores nas áreas da bacia com vegetação de maior porte durante o período chuvoso. Em suma, a análise dos resultados obtidos revela que o mecanismo de controle do balanço hídrico na bacia do alto Rio Paraíba é a precipitação, porém, as condições climáticas atuantes exercem forte influência sobre o comportamento das variáveis. Isso é explicado em decorrência da heterogeneidade ambiental da bacia, que valida a espacialização, em nível de média resolução espacial, dos componentes do balanço hídrico.

Palavras-chave: balanço hídrico, SWAT, variabilidade, solos, caatinga.

3.1 Introdução

Os recursos hídricos são afetados por diversos problemas ambientais em áreas urbanas ou rurais, como a poluição das águas e mananciais, desmatamento de cobertura vegetal, destruição de nascentes e assoreamento dos rios, até a diminuição da capacidade de resiliência dos ecossistemas nas bacias hidrográficas.

Nesse cenário, metodologias que forneçam informações para compreender a dinâmica ambiental e deter ou mitigar impactos provocados pelas ações humanas, são amplamente utilizadas. Diante disso, modelos hidrológicos têm sido empregados em todo o mundo com intuito de subsidiar a gestão integrada de bacias hidrográficas e, consequentemente, dos recursos hídricos em nível local, regional e global nos mais diversos biomas (MANETA et al., 2008; ABBASPOUR et al., 2018; ANDRADE et al., 2019; RAFEE et al., 2019).

Zonas áridas e semiáridas que suportam grandes pressões das atividades humanas sobre os recursos hídricos, que associados a isso apresentam características geoambientais adversas, têm lançado mão de modelos hidrológicos para implementar pesquisas sobre os componentes do ciclo hidrológico (BRESSIANI et al., 2015; GAO et al., 2016; MAREK et al., 2016). Nas bacias hidrográficas com manejo intenso do solo e irrigação de cultivos, por exemplo, as alterações na cobertura vegetal podem representar modificações significativas na evapotranspiração, no escoamento e a produção de sedimentos (STRATTON, 2009; MAREK et al., 2017; AHN et al., 2018).

Muitas pesquisas têm calibrado e validado o modelo hidrológico *Soil and Water Assessment Tool* – SWAT em bacias hidrográficas em todo o mundo, com destaque para aplicações baseadas em dados de sensores orbitais, principalmente em áreas com escassez de séries longas de dados consistentes. Esse fato tem tornado um desafio o monitoramento de processos hidrológicos em bacias com esse tipo de lacuna, como é o caso da bacia do alto Rio Paraíba e tantas outras no nordeste brasileiro. Nessa perspectiva, o SWAT configura-se como uma alternativa metodológica para análise dos componentes do ciclo hidrológico e investigações sobre os recursos hídricos.

Mesmo sendo um modelo robusto que simula o comportamento de variáveis na complexidade do balanço hídrico, influenciados por fenômenos meteorológicos e pela dinâmica da superfície terrestre, a obtenção de informações por meio do modelo SWAT possibilita

agilidade, baixo custo de aplicação, criação de cenários diversificados, e espacialização de informações em ambiente SIG, entre outras vantagens. Dessa forma, o SWAT é uma importante ferramenta de apoio para a tomada de decisões, no planejamento e na implantação de políticas para gestão de bacias hidrográficas.

Inerentes ao funcionamento do modelo, os benefícios de sua utilização são baseados em premissas fundamentais para a execução e apresentação de simulações que representem de forma mais fiel a dinâmica hidrossedimentológica de uma bacia hidrográfica. É possível destacar alguns desses princípios, como: 1) permitir a divisão da bacia hidrográfica segundo critérios de distribuição espacial da precipitação, das características físicas de uso da terra e classes de solos; 2) a equação do balanço hídrico ser a força motriz por trás de todos os cálculos no SWAT; e 3) permitir que uma série de processos físicos sejam simulados (ARNOLD et al., 2012).

Portanto, entender o funcionamento do modelo hidrológico e os princípios físicos relacionados ao ciclo hidrológico são fundamentais na obtenção de resultados satisfatórios e coerentes do ponto de vista físico e hidrológico. Frente ao exposto, este estudo tem como objetivo compreender a dinâmica hídrica na bacia do alto Rio Paraíba mediante a modelagem do balanço hídrico em diferentes escalas temporais utilizando o modelo SWAT.

3.2 Materiais e Métodos

3.2.1 Condições hidroclimatológicas da bacia hidrográfica da bacia do alto Rio Paraíba no período de 1994 a 2016

A escala temporal escolhida para este estudo compreende o período de 1994 a 2016. Inserido neste espaço de tempo, está um período recente de seca que ocorreu de 2012 a 2016. O fenômeno da seca nesse intervalo apresentou intensidade, abrangência e permanência nunca vistos antes (INMET, 2017). Nesse panorama, destaca-se que a região semiárida é caracterizada por alta variabilidade espaço-temporal de algumas variáveis hidroclimatológicas como a precipitação, o que não é diferente, na bacia do alto Rio Paraíba.

A Figura 3 apresenta o gráfico com os valores médios da precipitação para o período estudado na bacia do alto Rio Paraíba, além das normais climatológicas da precipitação acumulada caracterizando o comportamento dessa variável ao longo da série.

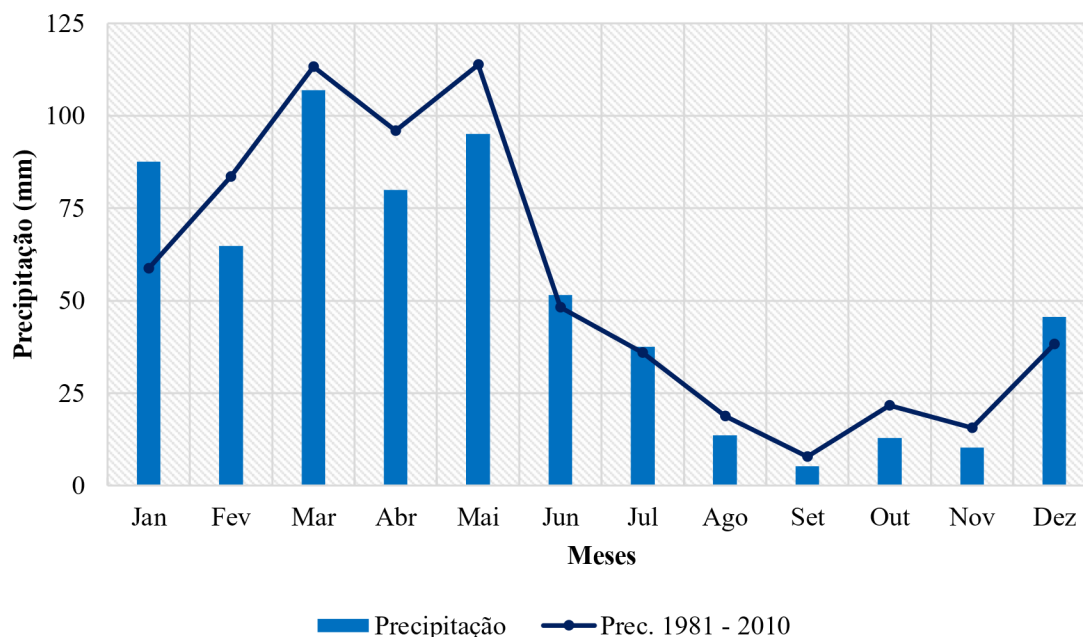


Figura 3. Precipitação média acumulada mensal no Alto Rio Paraíba e normal climatológica de 1981 – 2010.

Fonte: AESA-PB (2016) e INMET (2019)

A vazão na bacia estudada está diretamente relacionada ao regime das precipitações, como em boa parte da região semiárida. Ou seja, nos períodos chuvosos são identificados os maiores volumes escoados e nos períodos secos os menores. Na bacia do alto Rio Paraíba, essa característica é ainda favorecida pela constituição geológica que não permite o armazenamento de água de maneira subsuperficial e/ou subterrânea de forma eficiente (SIQUEIRA, 1964 *apud* DANTAS, 2015). A relação entre a vazão no posto fluviométrico de Caraúbas e a precipitação no período estudado na bacia pode ser verificado na Figura 4, com destaque para os anos secos e normais, chuvosos e normais e, anos secos, classificados segundo o total pluviométrico e o volume dos açudes na região do alto Rio Paraíba, conforme proposto por Dantas (2015).

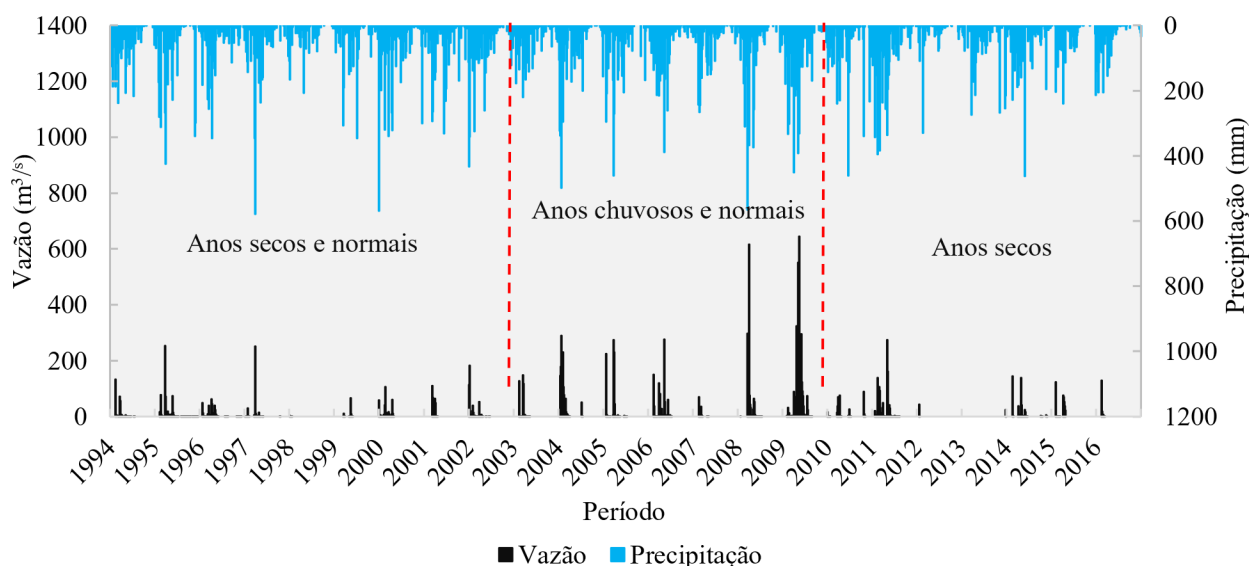


Figura 4. Relação entre a precipitação diária na bacia do alto Rio Paraíba e a vazão diária no posto fluviométrico de Caraúbas – PB.

O hidrograma mostrado na Figura 4 evidencia que, no período estudado, a vazão acompanhou o regime de chuvas na região da bacia do alto Rio Paraíba. Nos meses considerados secos e com baixos valores de precipitação, a vazão tende a ter valores próximos a zero. Enquanto, em meses considerados normais ou chuvosos que apresentam dias como 30/05/2005; 06/05/2009; 07/05/2009 e 14/05/2009, com precipitações atípicas no posto fluviométrico de Caraúbas, os valores de vazão foram respectivamente, 229,4 m³/s, 551 m³/s, 364 m³/s, e 644,5 m³/s.

3.2.2 Dados hidroclimatológicos

Para usar o modelo SWAT, inicialmente é necessário a preparação dos arquivos de entrada com os dados de precipitação. Nesse sentido, foram utilizados dados dos postos pluviométricos existentes na bacia (Tabela 2), disponibilizados pela Agência Executora das Águas da Paraíba (AESAPB). Os dados fluviométricos para etapa de calibração e validação do modelo correspondem a dados diários do posto fluviométrico localizado em Caraúbas-PB (Tabela 2), sob responsabilidade da Agência Nacional das Águas–ANA. A distribuição espacial

dos postos pluviométricos e do posto fluviométrico na área de estudo pode ser verificado na Figura 5a.

Tabela 2. Descrição dos postos pluviométricos, climatológico e fluviométrico utilizados no estudo

Estações pluviométricas	Longitude (m)	Latitude (m)	Altitude (m)
Monteiro	-37,10	-7,80	603
Boqueirão	-36,72	-7,33	455
Sumé	-36,89	-7,67	700
Caraúbas	-36,49	-7,72	460
Cabaceiras	-36,28	-7,49	392
São João do Tigre	-36,84	-8,08	800
Camalaú	-36,82	7,89	665
Barra de São Miguel	-36,31	-7,75	520
Prata	-37,08	-7,69	600
São Sebastião do Umbuzeiro	-37,00	-8,15	645
Serra Branca	-36,66	-7,48	450
Coxixola	-36,60	-7,62	478
Congo	-36,65	-7,80	524
Estação fluviométrica			
Caraúbas	-36,51	-7,72	493
Estação climatológica			
Monteiro	-37.10	-7.80	603

Fonte: AESA-PB (2016); INMET (2016); ANA (2017).

Para a base de dados da pesquisa foram utilizados ainda dados diários (1994–2016) da estação meteorológica do Instituto Meteorológico Nacional - INMET de Monteiro-PB, referentes as variáveis temperatura mínima e máxima, velocidade do vento e umidade relativa. Esses dados foram empregados com o intuito de compor o gerador climático (*Weather Generator* – WGEN) com parâmetros necessários para a execução do modelo.

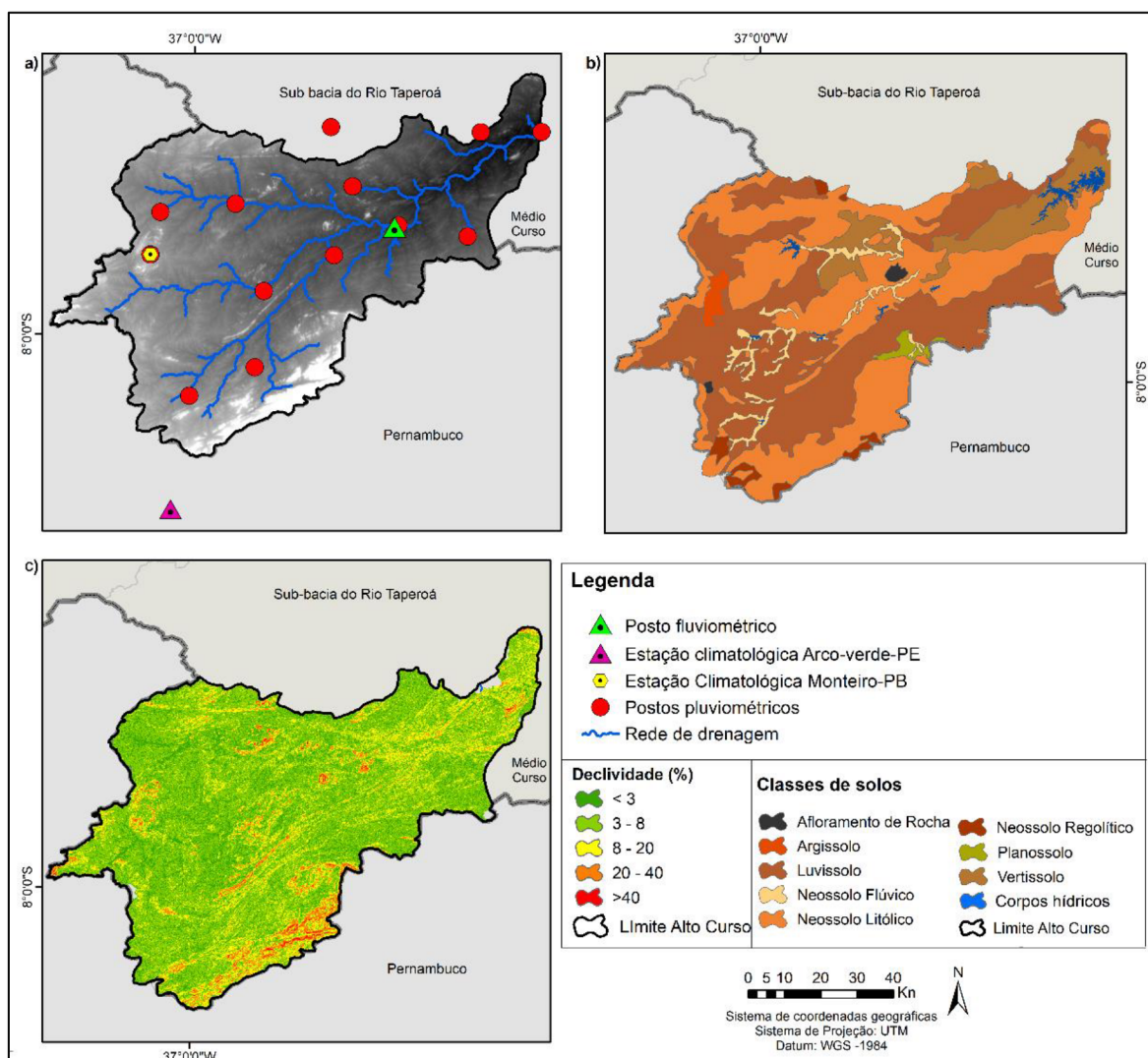


Figura 5. (a) MDE e localização das estações pluviométricas, climatológica e fluviométrica utilizadas no estudo, (b) classes de solos na bacia do alto Rio Paraíba, e (c) declividade obtida por MDE na bacia do alto Rio Paraíba.

Na inexistência de dados diários referentes a radiação solar, realizou-se a estimativa por meio de um modelo empírico proposto por Bristow e Campbell (1984) (Equação 3). Esse modelo foi testado por Meza e Veras (2000) e Silva (2012).

$$R_s = a(1 - \exp(-b\Delta T_2^c)) R_a \quad (3)$$

sendo: R_s a radiação solar incidente na superfície ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); a , b e c coeficientes de calibração do modelo. Na pesquisa os valores de a , b e c adotados foram 0,7, 0,004 e 2,4 (MEZA e VERAS,

2000); ΔT_2 a diferença entre a temperatura máxima e a média mínima dos dois dias consecutivos ($^{\circ}\text{C}$) e R_a a radiação solar incidente no topo da atmosfera ($\text{MJ}/\text{m}^2.\text{d}$), obtida segundo Galvani (2014).

Para compor os dados necessários ao modelo SWAT, ainda foram utilizadas as ferramentas pcpSTAT (gerador de parâmetros climatológicos) para obter os valores estatísticos e das médias mensais da precipitação, e o *dew* utilizado para obter as médias da temperatura do ponto de orvalho, ambos aplicativos desenvolvidos por Liersch (2003).

Dados da capacidade máxima de armazenamento e área do espelho d'água referentes aos 14 reservatórios (Tabela 3) localizados na área da bacia foram inseridos no banco de dados do modelo. As características dos reservatórios (Tabela 3) foram disponibilizadas pela AESA-PB e obtidas segundo relatórios técnicos do Departamento Nacional de Obras e Combate as Secas - DNOCS e Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste - SUDENE. Foram escolhidos os reservatórios de maior representatividade na área da bacia e com dados disponibilizados pelos órgãos que os monitoram.

Tabela 3. Reservatórios inseridos na modelagem hidrológica.

Reservatório (Açude)	Latitude	Longitude	Capacidade Máxima (10^4 m^3)	Área do espelho d'água (ha)
Bichinho	-7,749	-36,312	457	12,4
Camalaú	-7,890	-36,841	4.644	194,6
Campos	-7,771	-36,568	659	142,5
Cordeiro	-7,832	-36,693	6.997	243,7
Ouro Velho	-7,605	-37,155	168	5,1
Pocinhos	-7,937	-37,222	679	162,2
Poções	-7,894	-37,009	2.986	190,1
Prata II	-7,696	-37,087	131	24,2
Santo Antônio	-8,104	-36,990	2.442	68,1
São Domingos	-7,626	-36,448	734	31,4
São José II	-7,882	-37,073	131	37,1
São Paulo	-7,650	-37,082	846	52,7
Serrote	-7,924	-37,105	571	38,0
Sumé	-7,672	-36,925	4.486	740,5

3.2.3 Classes de tipos de solo

O dado vetorial em formato *shapefile* com os tipos de solos (Figura 5b) identificados na área da bacia foi elaborado com base nos dados do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado da Paraíba, na escala de 1:250.000. Os parâmetros relacionados aos tipos de solos, para alimentação do ArcSWAT, foram obtidos através do Sistema de Informação de Solos Brasileiros, disponibilizados pelo Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA, por meio do site <http://www.sisolos.cnptia.embrapa.br>.

Para os parâmetros que compreendem algumas propriedades físico-hídricas existentes no solo, devido à ausência de coleta in loco para análise de amostras dos solos da bacia, foram utilizados valores de parâmetros segundo a literatura sobre o tema, conforme sugerido por Santos (2016); Medeiros et al. (2017) e Dantas (2017). Para isso, também foi utilizado o *software Soil Water Characteristics* (SAXTON e RAWLS, 2006).

O fluxograma detalhado descrevendo as etapas metodológicas estabelecidas na modelagem, e mais informações sobre os parâmetros e variáveis de entrada no modelo podem ser verificados no Apêndice A.

3.2.4 Dados orbitais

Os dados de sensoriamento remoto empregados correspondem a imagem do sensor TM do satélite Landsat-5 do dia 29/07/2005, órbita 215, pontos 065 e 066, disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR>. Esses dados foram utilizados para classificação da cobertura das terras na bacia. No que tange ao modelo de elevação digital (MDE) da bacia, foi utilizado o de 30 m de resolução espacial, obtido pela Banda X do *Shuttle Radar Topography Mapping Mission* (SRTM), disponibilizado pelo *U. S. Geological Survey*. Neste estudo, esse modelo foi utilizado para discretização da bacia e para obtenção da declividade (Figura 5c).

3.2.5 Mapeamento da cobertura das terras

Destaca-se que foi realizado o procedimento de registro da imagem com base em 378 pontos de controle obtidos por meio de dispositivo *Global Positioning System* - GPS. Os pontos de controle distribuídos na bacia do alto Rio Paraíba foram coletados durante trabalhos de campo realizados entre 2014 e 2017. A função polinomial de grau 1 foi escolhida para a operação.

Para o mapeamento da cobertura da terra (Figura 6) classificou-se a imagem do sensor TM/ Landsat 5 de 29/07/2005, utilizando o método de classificação não-supervisionado, baseado no classificador k-médias, com limiar de aceitação 99,9% e 50 iterações, no *software* SPRING 5.2.7.

Após a etapa de classificação, ainda em ambiente SPRING, foi realizado o mapeamento das classes com base nas visitas de campo realizadas nos períodos seco e chuvoso que possibilitaram identificar de acordo com o comportamento espectral dos alvos as classes de ocupação do solo, principalmente as classes de vegetação de caatinga existentes na área. Por fim, as classes (a) água, (b) vegetação arbustiva, (c) vegetação arbustivo-arbórea, (d) vegetação arbórea, (e) solo exposto e (f) agricultura foram definidas. Para diminuir as confusões entre as classes ainda em ambiente SPRING, realizou-se a operação de edição matricial. A etapa de pós-classificação foi por fim realizada para eliminar possíveis *pixels* contaminados, ou seja, classificados erroneamente em alguma classe.

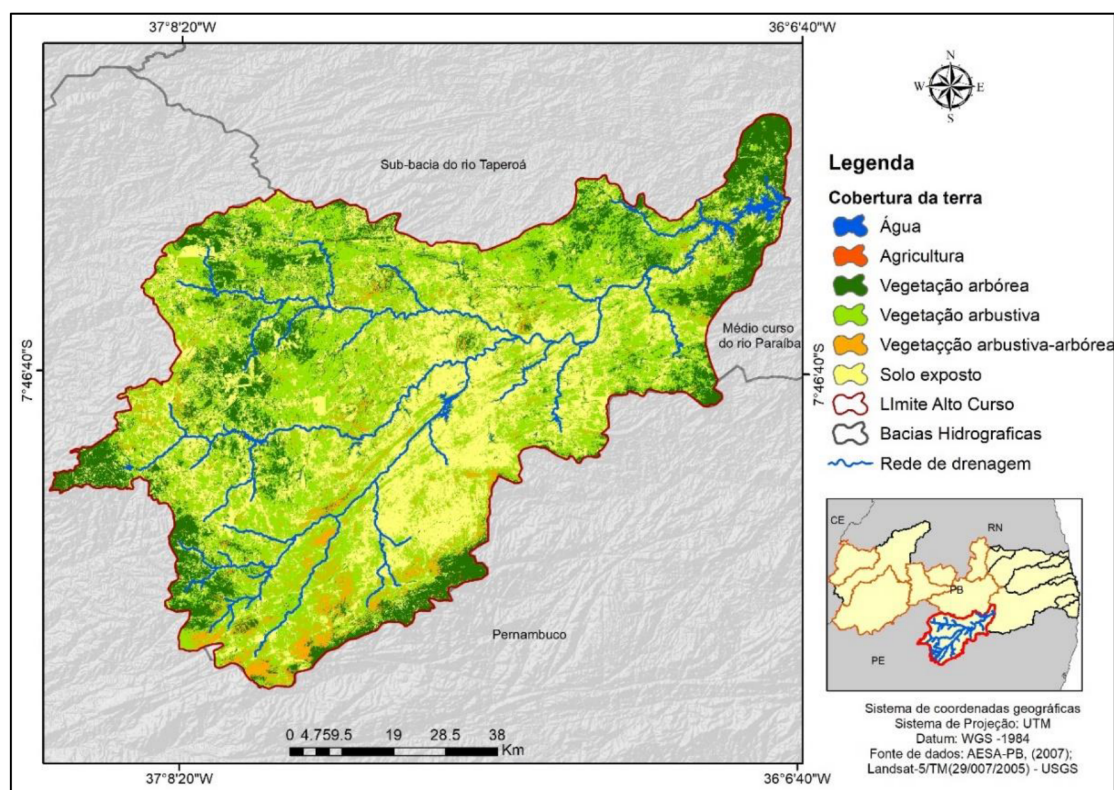


Figura 6. Mapeamento da cobertura da terra na bacia do alto Rio Paraíba.

3.2.6 Avaliação do desempenho na classificação da imagem

Para verificar a acurácia da classificação (Figura 6) foi aplicado o índice Kappa e o índice de exatidão global. Para Congalton e Green (1998), o índice Kappa é obtido pela seguinte equação:

$$k = \frac{[n * \sum_{i=1}^r x_{ij} - \sum_{i=1}^r (x_i * x_j)]}{[n^2 - \sum_{i=1}^r (x_i * x_j)]} \quad (4)$$

na qual K é o índice de exatidão Kappa, r é o número de linhas na matriz, x_{ij} é o número de observações na linha (i) e coluna (j), e n é o número total de observações. Landis e Koch (1977) associam os valores do índice Kappa à qualidade da classificação de acordo com a Tabela 4.

Tabela 4. Valores da qualidade de classificação

Índice Kappa	Qualidade
0	Péssima
0,01 – 0,20	Ruim
0,21 – 0,40	Razoável
0,40 – 0,60	Boa
0,41 – 0,60	Muito boa
0,61 – 0,80	Excelente

Com relação a exatidão global, essa medida relaciona os elementos da diagonal principal com o total de pontos amostrais da imagem classificada, segundo a relação:

$$DG = \frac{D}{T} \quad (5)$$

em que: DG = exatidão global, D = elementos da diagonal principal e T = número total de amostras.

Para avaliar o desempenho da classificação da imagem da data 29/07/2005 foram utilizados 265 pontos de validação (controle) (Figura 7) distribuídos na bacia do alto Rio Paraíba, coletados com dispositivo GPS durante trabalhos de campo realizados entre 2014 e 2017 nos períodos considerados secos e chuvosos na área de estudo. Além de 123 pontos

coletados a partir de imagens de alta resolução disponíveis na plataforma Google Earth, esses pontos foram coletados devido a necessidade de esclarecer confusões da classificação, no SPRING, principalmente entre a classe solo exposto e vegetação arbustiva.

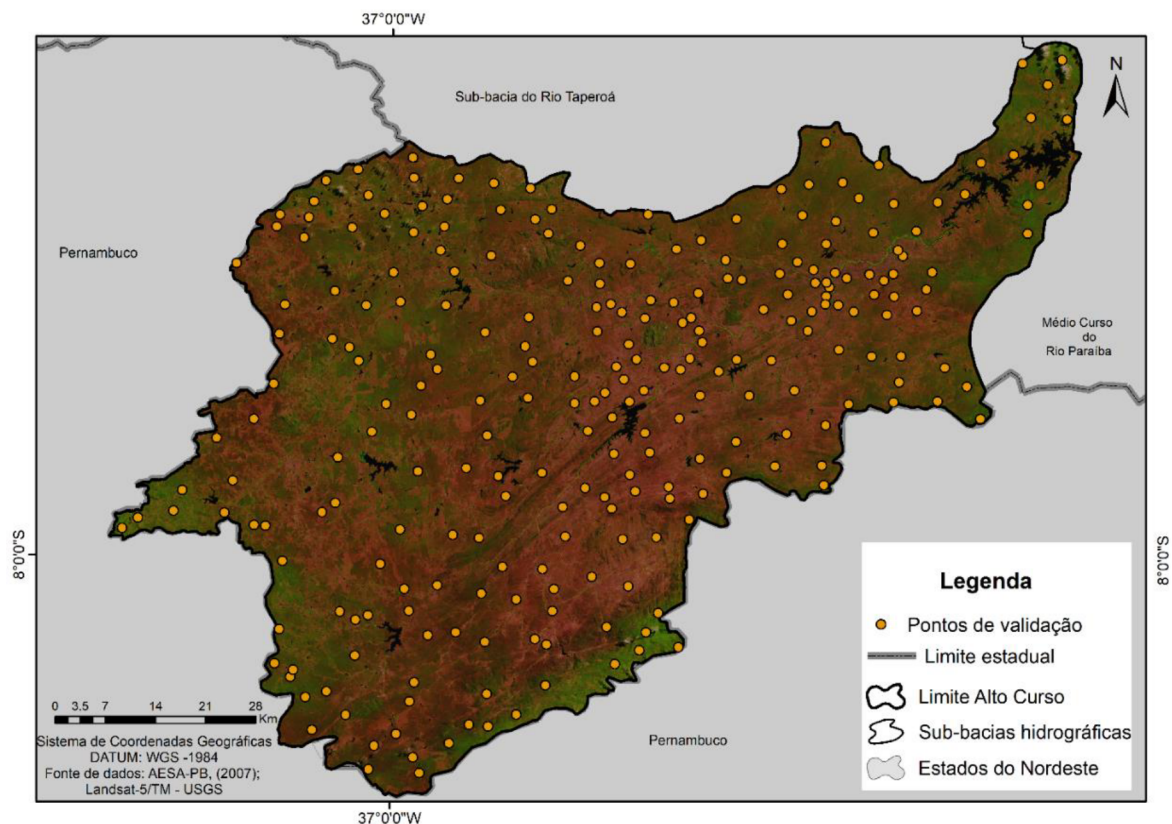


Figura 7. Pontos de validação (controle) utilizados para avaliação do desempenho da classificação da cobertura das terras.

O índice estatístico Kappa apresentou bom resultado de acordo com relação estabelecida por Landis e Koch (1977). Para a classificação da imagem, o índice Kappa foi igual a 0,76 (76%) e a exatidão global foi de 87,8%. A distribuição espacial das classes de cobertura da terra (Figura 6), para a data de 29/07/2005, evidencia a situação das tipologias vegetais que podem ser identificadas na bacia, agricultura, água (corpos hídricos) e solo exposto.

3.3 Simulação hidrológica com modelo SWAT

A utilização do modelo SWAT com a função do balanço hídrico envolve as fases do ciclo hidrológico. Conforme Abbaspour et al. (2007), a fase terrestre do ciclo hidrológico é baseada na equação do balanço hídrico (Equação 5):

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (P_{di} - Q_{supi} - E_{ai} - W_{di} - Q_{subi}) \quad (5)$$

sendo SW_t conteúdo/quantidade final de água no solo (mm); SW_0 a quantidade inicial de água no solo (mm); t o tempo (dias); P_{di} a precipitação acumulada no dia i ; Q_{supi} representa o escoamento superficial acumulado no dia i (mm); E_{ai} a quantidade de água que evapotranspirou no dia i (mm); W_{di} a quantidade de percolação e de desvio de fluxo que sai do perfil do solo no dia i ; Q_{subi} é a quantidade do fluxo de retorno no dia i (mm).

O escoamento superficial foi calculado pelo Método de Curva Número (CN) do *Soil Conservation Service* (SCS). O valor de CN está compreendido ente 0 e 100 (adimensional), sendo zero o valor para uma bacia de condutividade hidráulica infinita e 100 a uma bacia totalmente impermeável (BRIGHENTI, 2015). Esse modelo é obtido com aplicação da Equação 6.

$$Q_{sup} = \frac{(P_{day} - I_a)^2}{(P_{day} - I_a + S)} \quad (6)$$

sendo, Q_{sup} o escoamento superficial total (mm), P_{day} a precipitação total (mm), I_a a abstração inicial que abrange o armazenamento, a interceptação e a infiltração no solo antes de iniciar o escoamento superficial (mm) e S o parâmetro de retenção (mm).

O parâmetro de retenção S varia espacialmente de acordo com o uso e a cobertura do solo e a declividade, e temporalmente conforme as condições de umidade (Equação 7).

$$S = 25,4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (7)$$

no qual CN é o valor da Curva Número para o dia i .

O CN é função da permeabilidade do uso do solo e da condição inicial de umidade do solo. A abstração (I_a) é considerada igual a $0,2 S$, onde o escoamento só irá ocorrer se $P_{day} > I_a$. A equação 6 pode ser reescrita por:

$$Q_{\text{sup}} = \frac{(P_{\text{day}} - 0,25)^2}{(P_{\text{day}} + 0,85)} \quad (8)$$

A evapotranspiração real é determinada com base na evapotranspiração potencial. Nessa pesquisa o método utilizado para obtenção da evapotranspiração potencial foi o Penman-Monteith (MONTEITH, 1965). Busca-se, então, a evapotranspiração real através da demanda evaporativa da precipitação interceptada pela cobertura vegetal, da transpiração dos vegetais e da evaporação do solo (CARVALHO NETO, 2011; MEDEIROS, 2017).

Sobre a interceptação da precipitação, a quantidade máxima de água que pode ser armazenada nas copas é calculada em função do índice de área foliar (Equação 9). Porém, se a precipitação ocorre em um determinado dia, o armazenamento do dossel é preenchido antes da água chegar ao solo.

$$can_{\text{dia}} = C_{anmax} \cdot \frac{IAF}{IAF_{\text{max}}} \quad (9)$$

no qual Can_{dia} é a quantidade máxima de água que é interceptada e armazenada no dossel em um determinado dia (mm), Can_{max} é quantidade máxima de água que pode ser interceptada e armazenada no dossel quando este está totalmente desenvolvido (mm), IAF é o índice de área foliar para um determinado dia e IAF_{max} é o índice de área foliar máximo para a planta.

A evaporação potencial de água do solo é função da evapotranspiração potencial e do índice de área foliar. O cálculo da evaporação real da água do solo é realizado a partir de funções exponenciais da profundidade do solo e do teor de umidade. A demanda evaporativa do solo é controlada pelo coeficiente de compensação da evaporação do solo, ESCO que permite ao usuário modificar a distribuição da profundidade utilizada para atender a demanda evaporativa do solo, de acordo com a equação a seguir (NEITSCH et al., 2011):

$$E_{\text{solo},ly} = E_{\text{solo},zl} - E_{\text{solo},zu} \cdot ESCO \quad (10)$$

onde, $E_{\text{soil},ly}$ representa a demanda evaporativa para a camada y em mm de água, $E_{\text{soil},zl}$ é a demanda no limite inferior da camada de solo e $E_{\text{soil},zu}$ é a demanda do limite superior. ESCO é o coeficiente de compensação da evaporação do solo. Quanto menor for o valor de ESCO,

significa que o modelo é capaz de extrair mais água pela demanda evaporativa a partir de camadas mais baixas.

A transpiração das plantas é simulada como função linear da evapotranspiração potencial e do índice de área foliar. A demanda de transpiração das plantas é suprida de acordo com a água disponível no solo. Como as raízes das plantas se concentram nas camadas superiores do solo, essas suprem a maior parte da demanda de água. A distribuição da demanda de água entre as camadas do solo é controlada de maneira similar a evaporação direta da água do solo, através do fator de compensação EPCO, de acordo com a equação a seguir (NEITSCH et al., 2011):

$$W'_{up,ly} = W_{up,ly} - W_{demand} \cdot EPCO \quad (11)$$

onde $W'_{up,ly}$ representa a demanda evaporativa ajustada para a camada y, em mm de água, $W_{up,ly}$ é a demanda evaporativa da camada y e W_{demand} é a demanda evaporativa não suprida pelas camadas superiores.

3.3.1 A ferramenta ArcSWAT

A execução do modelo SWAT foi realizada por meio da interface ArcSWAT no *software* ArcGIS. *A priori*, com base no DEM, foi realizada a discretização da bacia hidrográfica e o cálculo dos parâmetros relacionados à topografia em cada sub-bacia, com um total de 70 sub-bacias identificadas (Figura 8). Porém, após esse procedimento, verificou-se que os reservatórios de Ouro Velho e Serrote localizados nos municípios (Ouro Velho e Monteiro), respectivamente, não foram identificados e assimilados pelo SWAT na rotina da modelagem, devido à área mínima acumulada (8.024 ha) definida para a discretização da bacia.

Neste estudo, a modelagem dos processos de vazão levou em consideração a presença dos principais reservatórios (Figura 8). Assim, a modelagem dos processos hidrológicos permitiu considerar a interceptação do fluxo da água ao longo de toda a rede hidrográfica.

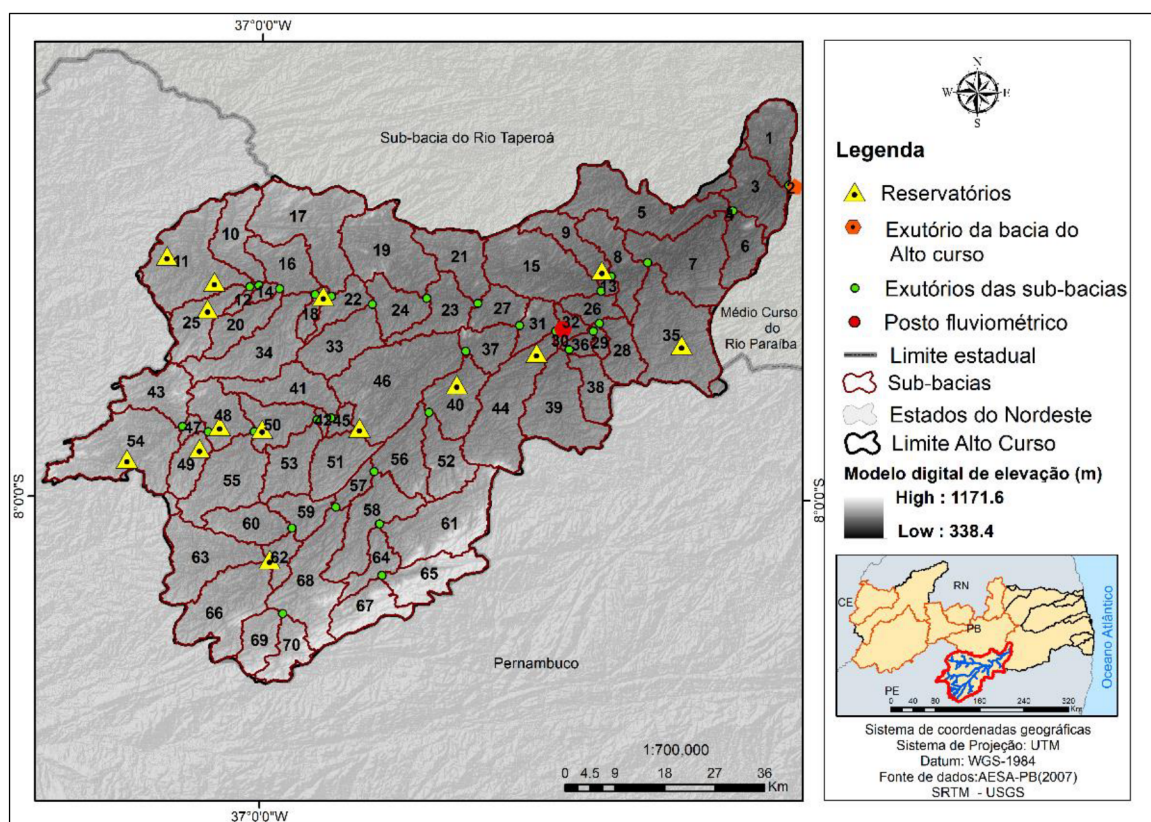


Figura 8. Discretização da bacia do alto Rio Paraíba com destaque par as sub-bacias e exutórios delimitadas pelo ArcSWAT.

Para a geração das Unidades de Resposta Hidrológica – UHR, é necessário correlacionar os usos do solo (cobertura da terra) da área a ser analisada com o banco de dados do projeto criado com a ferramenta ArcSWAT (Tabela 5).

Para a definição da declividade obtida por meio do DEM, último dado de entrada na definição das URHs, foram adotadas cinco classes que representam as características do terreno da bacia, conforme proposto por EMBRAPA (1979). Por fim, foram definidas as combinações e limiares entre as informações inseridas por meio dos dados (uso do solo, tipos de solo e declividades), onde o modelo requer que se defina a área mínima da URH. Neste trabalho, essas áreas foram definidas em porcentagens, sendo escolhido 15% para o uso do solo, 10% para tipos de solo e 10% para a declividade.

Tabela 5. Descrição da correlação entre os usos do solo na água e no banco de dados do ArcSWAT.

Uso do solo na bacia hidrográfica	Área (km ²)	Área (%)	Uso do solo no ArcSWAT
Água	9,2	0,1	<i>Water – WATR</i>
Vegetação arbustiva - arbórea	1.217,6	18,0	<i>Range-Brush – RNGB</i>
Vegetação arbustiva	2.882,1	42,8	<i>Southwestern US (Arid) Range – SWRN</i>
Vegetação arbórea	365,6	5,4	<i>Florest Mixed – FRST</i>
Solo exposto	2.175,85	32,3	<i>Barren – BARR</i>
Agricultura	81,9	1,2	<i>Agricultural Land-Generic – AGNR</i>
Total	6.732,4	100	–

A pesquisa ainda utilizou valores diferenciados para alguns parâmetros. Dessa forma, optou-se por modificar os valores dos parâmetros CNCOEF–coeficiente de evapotranspiração da curva número e ESCO–fator de compensação da evaporação do solo, respectivamente (0,5 e 0,6), segundo sugerido por Bressiani et al. (2015). O valor escolhido para o parâmetro SURLAG – tempo de recarga do escoamento superficial foi de 4 dias e método para cálculo da curva número – ICN foi em função da evapotranspiração das plantas. Sendo assim, a modelagem foi realizada com o intervalo de tempo mensal, tendo três anos de aquecimento do modelo, conforme indicado por Arnold et al. (2012).

3.3.2 Análise de desempenho do modelo

A avaliação da consistência dos resultados obtidos na modelagem hidrológica realizada com a ferramenta ArcSWAT, objetiva verificar se os dados simulados estão ajustados aos observados previamente inseridos no modelo, por meio de coeficientes estatísticos. Neste estudo foram escolhidos o NSE (NASH e SUTCLIFFE, 1970) e o coeficiente de determinação R^2 , conforme utilizados por Bressiani et al. (2014), Santos (2015), Brighentti (2015), e Dantas (2016).

O NSE (Equação 12) é utilizada para analisar o comportamento entre os dados simulados e os observados, variando de $-\infty$ a 1, em que $NSE = 1$ indica um perfeito ajuste entre os dados.

$$NSE=1-\left(\sum_{i=1}^n(E_m-E_s)^2 / \sum_{i=1}^n(E_m-\bar{E}_s)^2\right) \quad (12)$$

em que E_m é o evento observado; E_s o evento estimado pelo modelo; $\bar{E}_s$ é a média do evento observado no período de simulação; e n o número de eventos existentes no período de simulação.

O R^2 (Equação 13) calcula a relação linear entre os dados observados e os simulados, variando de 0 a 1.

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y_m)(x_i - x_m)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - y_m)^2 \sum_{i=1}^n (x_i - x_m)^2}} \right)^2 \quad (13)$$

sendo x_i os valores observados; x_m a média dos valores observados; y_i os valores calculados pelo modelo; y_m a média dos valores calculados pelo modelo; e n o número de eventos.

Dessa forma, os dados de vazão simulados pelo modelo foram comparados com os dados observados na estação fluviométrica de Caraúbas.

3.3.3 Processo de calibração dos parâmetros no SWAT- CUP

O aplicativo *SWAT Calibration and Uncertainty Procedures* (SWAT-CUP) é uma ferramenta computacional para otimização de calibração, validação e análise de incertezas dos projetos e simulações gerados no SWAT. O método de calibração escolhido foi o de autocalibração denominado *Sequential Uncertainty Fitting* (SUFI-2), desenvolvido por Abbaspour et al. (2007).

No SUFI-2, o método do hipercubo latino é utilizado na definição de valores dos parâmetros. Cada valor de parâmetro selecionado é substituído dentro do projeto do SWAT, procedimento realizado quantas vezes o usuário considerar necessário, sendo a definição final dos valores relacionada a função objetivo escolhida (BRIGHENTI, 2016). Mais informações sobre o funcionamento do SUFI-2 e os métodos e a análise de incerteza do programa podem ser conferidos em Abbaspour et al. (2007; 2015).

A função objetivo escolhida para a calibração foi o NSE (Nash-Sutcliffe). O período escolhido para a calibração foi de oito anos (1994-2002) com intervalo de tempo mensal. A calibração foi realizada para os 19 parâmetros (Tabela 6) relacionados ao processo de vazão,

além de demais processos hidrológicos, e aqueles que influenciam diretamente os valores desses processos simulados pelo SWAT. Esses são os mais indicados para áreas do Nordeste brasileiro, conforme sugeridos por Santos (2016).

Na pesquisa, optou-se por realizar 500 iterações com os parâmetros escolhidos, com o intuito de obter os valores que mais se adequam à realidade da bacia e que resultaram em bons resultados para o coeficiente de correlação de determinação e o coeficiente de eficiência, no caso o Nash. Por fim, com os melhores valores obtidos para os parâmetros calibrados, seguiu-se com os procedimentos de pós-calibração presentes no manual do SWAT-CUP.

O período de validação do modelo foi de 2003 a 2016. Foram verificadas falhas nos dados observados nesse período, porém diante da ausência de uma série completa para execução da validação, optou-se por utilizar esses dados referentes ao posto fluviométrico de Caraúbas-PB.

Tabela 6. Parâmetros calibrados no SWAT-CUP.

Parâmetros	Valor mínimo	Valor máximo	Método
v__ALPHA_BF.gw	0	1	substituição
v__BIOMIX.mgt	0	1	
v__CANMX.hru	2	5	
r__CN2.mgt	-0,1	0,1	multiplicação
v__CH_K2.rte	0	5	
v__CH_N2.rte	0	0,3	substituição
v__EPCO.bsn	0	1	
v__ESCO.hru	0,5	1	adição
a__GW_DELAY.gw	-30	60	
v__GW_REVAP.gw	0,02	0,2	
v__GWQMN.gw	0	1000	substituição
r__RCHRG_DP.gw	-0,04	0,05	
v__REVAPMN.gw	0	10	multiplicação
r__SLSUBBSN.hru	-0,25	0,25	
r__SOL_ALB.sol	-0,25	0,25	multiplicação
r__SOL_AWC.sol	-0,25	0,25	
r__SOL_K.sol	-0,25	0,25	
r__SOL_Z.sol	-0,25	0,25	
v__SURLAG.bsn	0	24	substituição

Fonte: Ferrigo (2014); Santos (2016).

3.4 Resultados e Discussão

3.4.1 Modelagem dos componentes do balanço hídrico em diferentes escalas espaço-temporais

Na região da bacia do alto Rio Paraíba o comportamento dos processos hidrológicos é condicionado por fatores climáticos que interferem principalmente no regime pluviométrico (irregular no espaço-tempo). Dessa forma, o processo de vazão (Figura 9) nessa área acompanha o comportamento da precipitação. Com isso espera-se que durante períodos secos a vazão apresente uma tendência próxima a zero, e nos chuvosos siga o volume precipitado.

A análise da Figura 9 mostra que, em geral, a vazão simulada acompanhou a vazão observada. Não houve deslocamentos dos valores calculados em relação aos observados, significando que ocorreram ao mesmo tempo. Porém, para alguns meses em determinados anos os picos de vazão simulados não acompanharam os observados (abril/1995, janeiro e abril/1996 e abril/2001), segundo o comportamento do gráfico há superestimação na modelagem.

Além disso, a ausência de escoamento em meses com baixa precipitação em anos considerados secos como 1998, 1999, 2001 e 2003, associa-se com as características da área de estudo, como a constituição dos solos, compactação e, principalmente, as características da vegetação durante esses períodos.

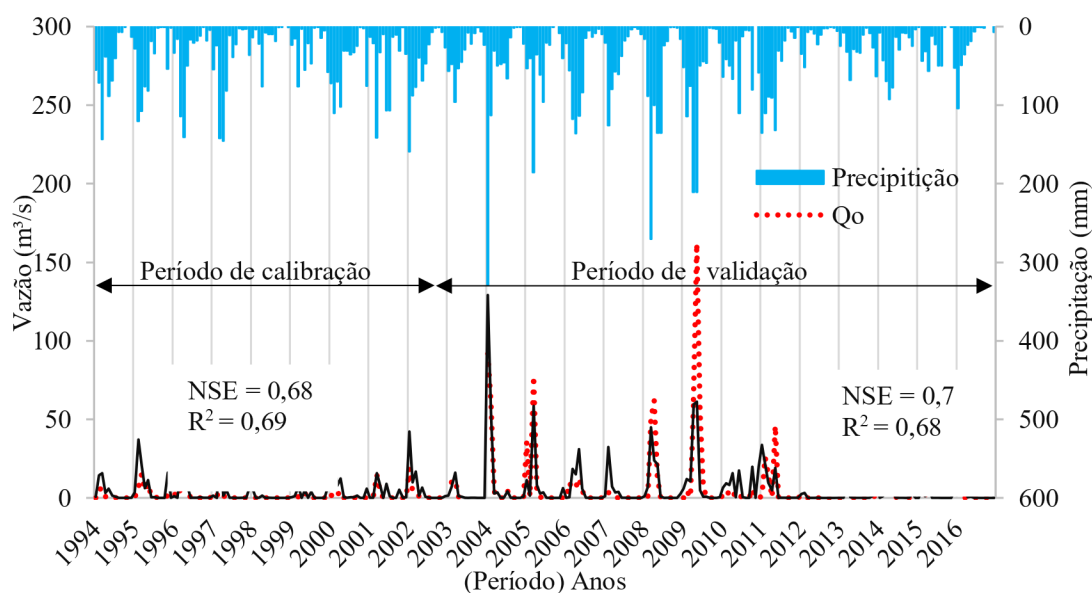
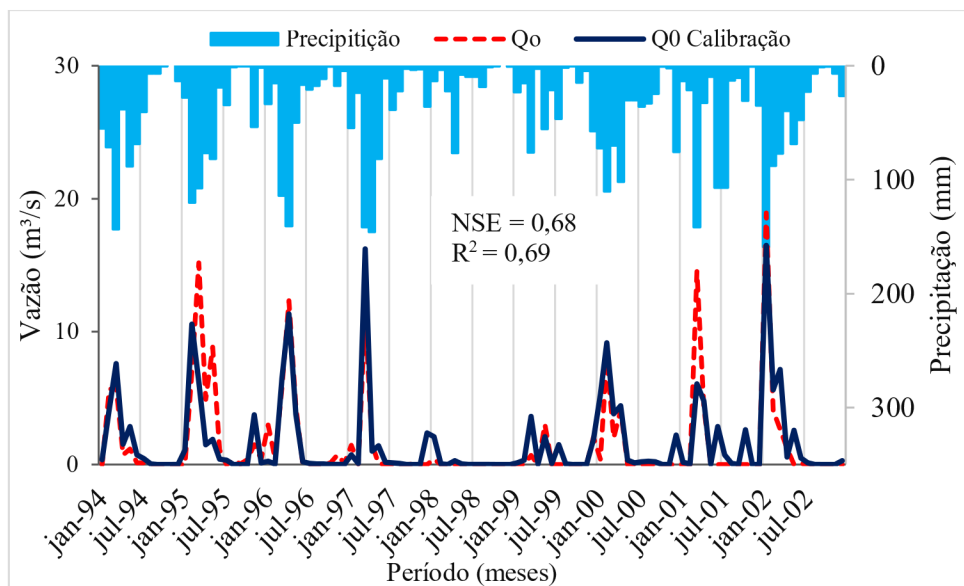


Figura 9. Hidrogramas observado e estimados (calibração e validação) para o posto de Caraúbas no período de 1994–2016.

Uma característica marcante da vazão na área de estudo diz respeito aos picos observados mesmo em períodos considerados secos. Isso ocorre devido as chuvas intensivas e irregulares que caem sobre a bacia muitas vezes em um único dia, conforme pode ser verificado nos hietogramas (Figura 10a–b), o que provoca alterações nos padrões da precipitação durante os meses secos e pode gerar valores atípicos de vazão.

Outro fator a ser considerado é que durante períodos de escassez de chuvas os reservatórios têm impacto sobre o escoamento da bacia, pois os baixos volumes precipitados podem ser interceptados pelos açudes existentes na região. Muitos desses açudes estão em propriedades privadas, e não são conhecidos e catalogados pelos órgãos gestores das águas. Isso significa que não se conhece a quantidade de água que armazenam e não é possível inserir todos os reservatórios existentes na área nos estudos e relatórios sobre recursos hídricos na bacia. No período de 1997 a 2002 (Figura 10a) a vazão simulada acompanhou os picos da vazão observada, bem como o comportamento da precipitação no período, ficando mais próximos do valor médio observado, sendo a diferença de $0,03 \text{ m}^3/\text{s}$. Com exceção para o ano de 1997 que apresenta um pico de vazão calculada mesmo com o registro de fortes chuvas na bacia.

(a)



(b)

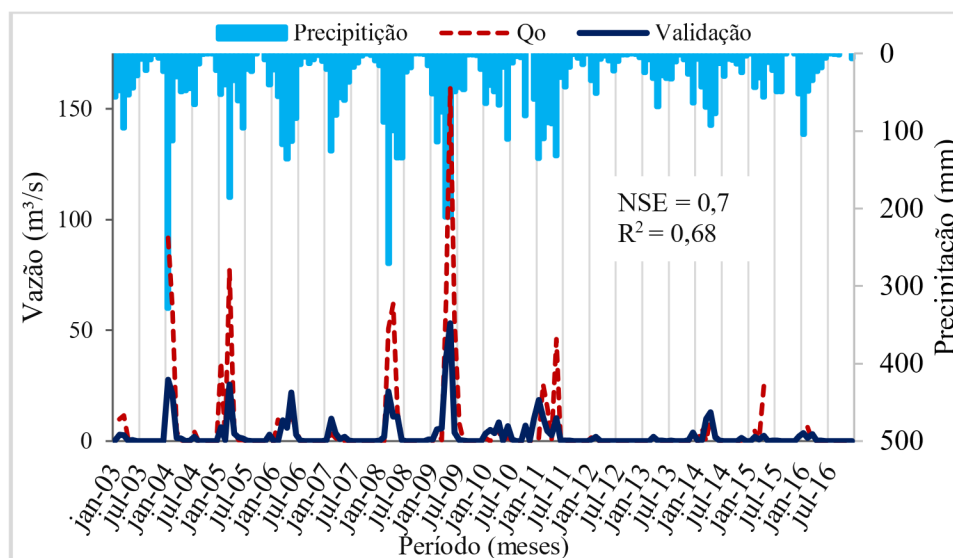


Figura 10. Comparação entre a vazão observada e os melhores valores obtidos com as iterações do SWAT-CUP: (a) período de calibração e (b) período de validação.

Os resultados obtidos com os coeficientes R^2 e NS foram, respectivamente, 0,68 e 0,69 entre 1994 e 2002 (período de calibração), considerados bons de acordo com o estabelecido por Moriasi et al. (2007). Para o período de validação (Figura 10b) os valores obtidos para os índices de desempenho durante a validação foram de $R^2 = 0,70$ e $NSE = 0,68$, valores considerados bons por Moriasi et al. (2007). Observa-se que os volumes calculados acompanham o comportamento da vazão observada, porém há uma subestimativa se comparados com os picos de vazão observada durante os meses da estação chuvosa. Isso evidencia que é limitada a representação da modelagem das vazões máximas, com destaque para os anos de 2005, 2008 e 2009, considerados chuvosos e normais, nos quais os volumes precipitados ultrapassaram os 159, 270 e 210 mm, durante a estação chuvosa.

É importante destacar que a análise da vazão durante o ano de 2003 foi prejudicada, pois ocorreu falha no registro do dado para os meses de janeiro e de junho a dezembro desse ano. Fator que pode explicar a performance um pouco aquém para o coeficiente de desempenho NSE no período de validação, além de possíveis erros de transcrição nos valores dos volumes registrados. Dantas et al. (2015) em simulações realizada com o SWAT na bacia do rio Taperoá, localizada no semiárido paraibano, obtiveram resultados de NSE e R^2 durante os processos de calibração de $R^2 = 0,84$ e $NSE = 0,86$, respectivamente. Para o período de validação, o R^2 e NSE

foram respectivamente de 0,8 e 0,03. Os autores argumentam que em ambas etapas, o modelo superestimou o escoamento em relação aos valores observados. Ainda para a região Nordeste do Brasil, Magalhães et al. (2018) obtiveram resultados que podem ser considerados satisfatórios diante dos entraves para simulações hidrológicas em bacias semiáridas no país. Para calibração da vazão na bacia do rio Jatobá-PE, os valores de NSE e R^2 foram de 0,50 e 0,42, respectivamente.

Nesse dinâmico quadro biofísico, os fatores que interferem na produção de escoamento e na taxa de infiltração devem ser considerados na análise dos hidrogramas e dos valores estimados para cada processo hidrológico. Destaca-se ainda a umidade antecedente do solo, que deve ser lembrada como fator passível de contribuir para alterar a intensidades nas taxas de escoamento superficial.

3.4.2 Variabilidade espacial dos componentes do balanço hídrico em diferentes escalas espaço-temporais

Para compreender a variabilidade espacial dos componentes do balanço hídrico do período em estudo (1994–2016), foram elaborados mapas do escoamento superficial, evapotranspiração real (ET) e conteúdo de água no solo (SW) da bacia do alto Rio Paraíba. A Figura 11 apresenta os valores médios mensais do escoamento superficial na bacia. Com base nos resultados, é possível verificar que os maiores valores do escoamento foram identificados na porção central da bacia, apresentando áreas com valores entre 9 e 11,2 mm nos meses de janeiro e março. Nos meses entre fevereiro e maio, os valores variaram entre 6,4 e 9,6 mm. Dessa forma, os maiores valores abrangeram o período com o quadrimestre mais chuvoso da área de estudo. Nas demais áreas, verificou-se valores entre 3,2 a 4,8 mm/mês nesse período. Miranda et al. (2017) também obtiveram com o modelo SWAT os maiores valores de escoamento superficial (21,1–25,8 mm) em áreas de caatinga, com menor densidade na bacia do rio Pontal, localizada no estado de Pernambuco.

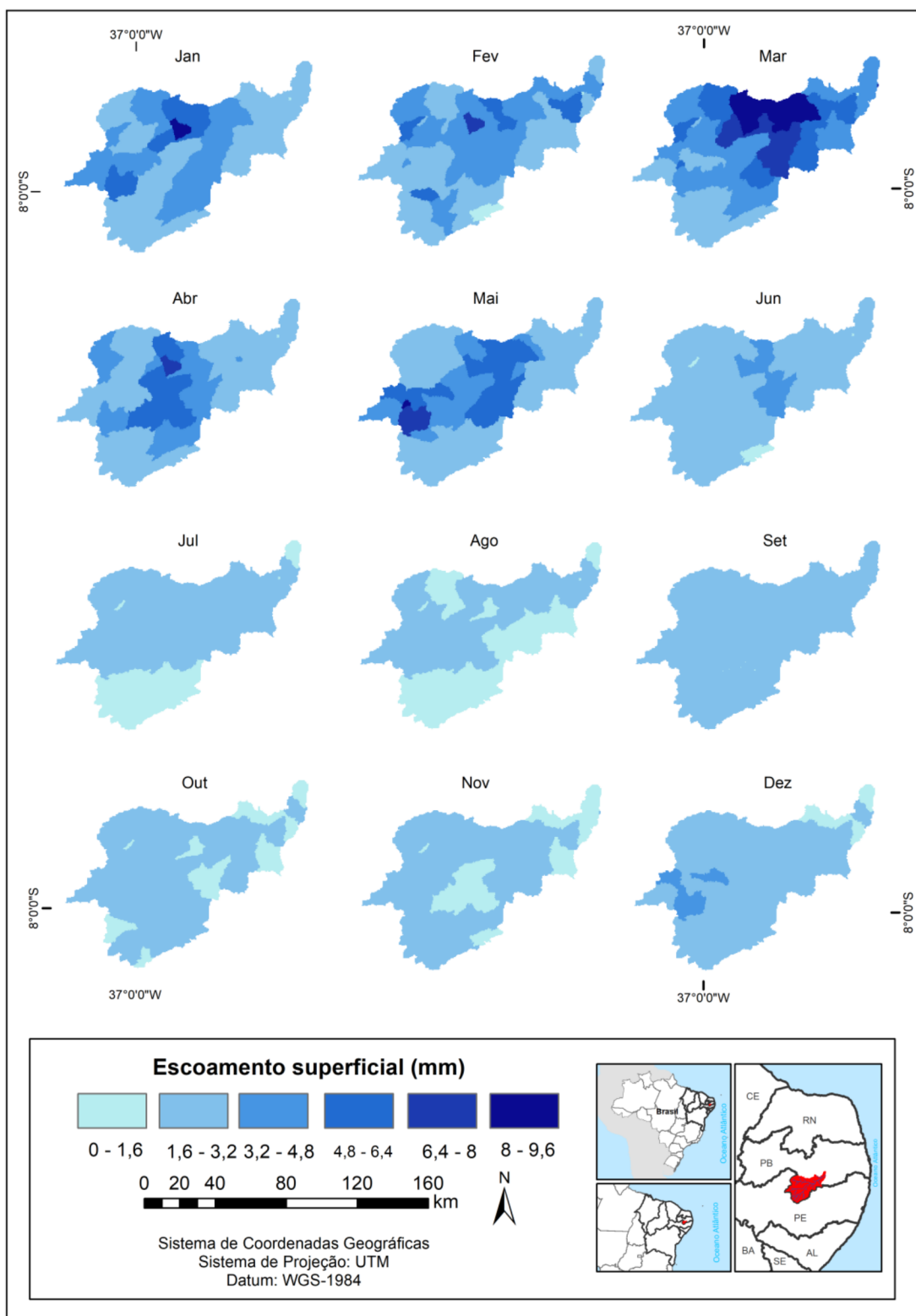


Figura 11. Espacialização dos valores médios mensais do escoamento superficial de 1994 a 2016.

Ademais, as áreas que apresentaram os maiores valores de escoamento superficial na bacia do alto Rio Paraíba, são áreas de solos litólicos ou de vertissolos. Os vertissolos apresentam propriedades que colaboram para essa ocorrência, por serem poucos permeáveis, o que restringe sua drenagem e aumenta a sua capacidade de escoamento superficial, fato que também envolve o grupo hidrológico a que pertence. Os vertissolos são solos minerais, não hidromórficos, com séria restrição temporária à percolação da água (JARBAS et al., 2010).

Os solos do tipo vertissolo ocupam 10,08 % da área total da bacia, sendo conhecidos pela baixa permeabilidade. Esses solos se apresentam na porção central e nordeste da bacia, próximo à área do reservatório Epitácio Pessoa.

Áreas com vegetação degradada (Figura 12) em uma bacia aumentam os valores de CN, acarretando redução nas abstrações iniciais (AMORIM, 2016; SANTOS et al., 2017). Com isso, ocorre de forma mais rápida o escoamento superficial. Diante das intensas chuvas na estação chuvosa, essas áreas não vegetadas tendem a evidenciar altos valores de escoamento superficial nesse período.



Figura 12: Área com vegetação arbustiva degradada no município de São Sebastião de Umbuzeiro-PB.

Fonte: Eini Celly C. Cardoso (Data: novembro de 2015).

Nos meses seguintes, o comportamento espacial do escoamento superficial acompanha o regime de chuvas, diminuindo conforme se aproximam os meses da estação seca. Os menores valores (0–1,6 mm) são observados nas regiões sul e nordeste da bacia. Ademais, as áreas com menor presença de cobertura vegetal densa e maior exposição de solo apresentaram altos níveis de escoamento superficial durante os meses considerados secos.

A Figura 13 mostra a distribuição espacial do conteúdo de água no solo (água disponível ou umidade no solo). A água armazenada no solo é um dos fatores fundamentais para entender o quadro hídrico na área da bacia.

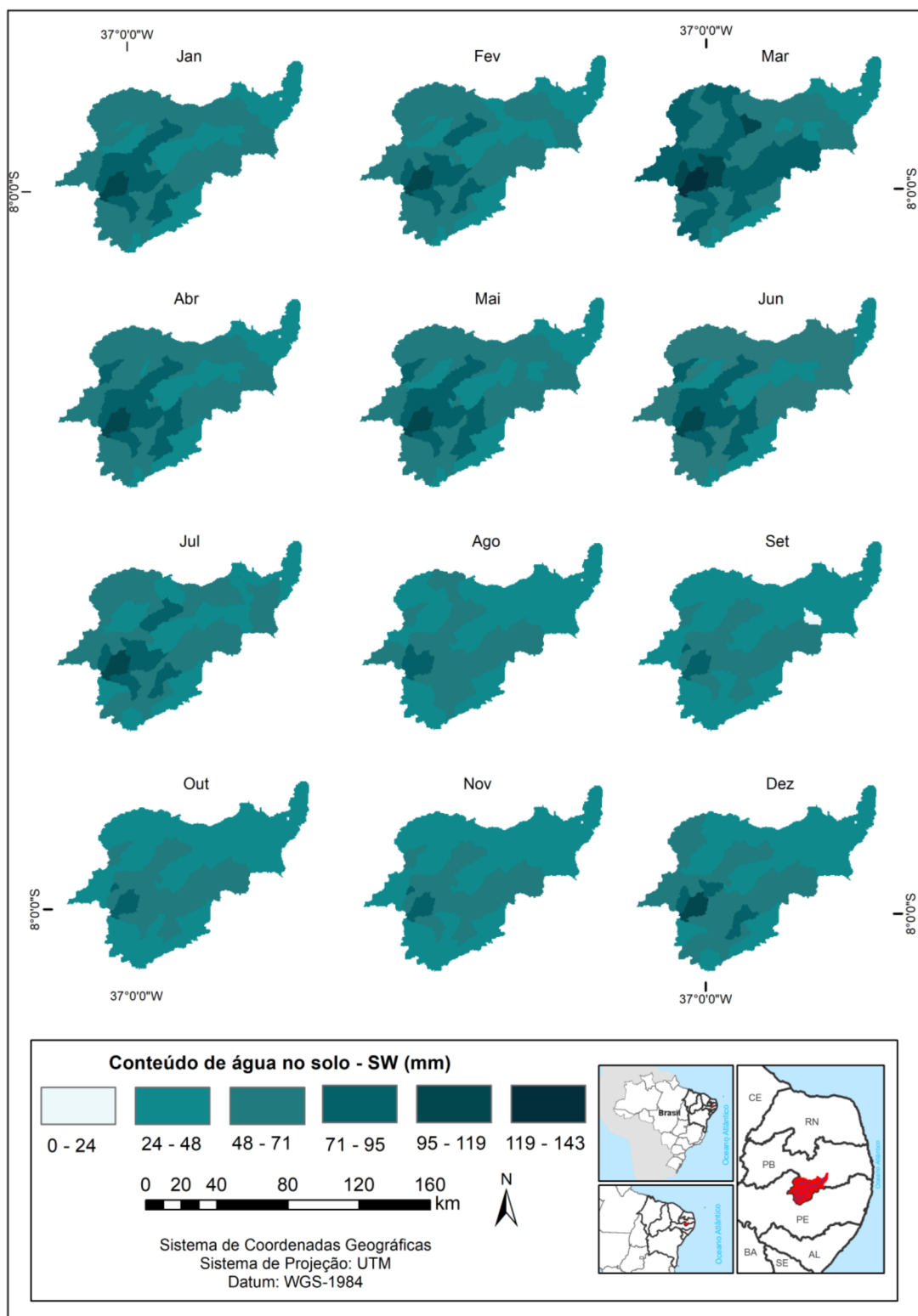


Figura 13. Espacialização dos valores médios mensais do conteúdo de água no solo de 1994 a 2016.

O conteúdo de água no solo estimado pelo SWAT exibiu valores mais altos e a distribuição espacial de acordo com as características dos solos da área e o volume das precipitações durante a estação chuvosa na bacia. Dessa forma, as áreas à oeste e a porção central da bacia apresentaram os maiores valores (96–120 mm e 120–122 mm), respectivamente. Conforme se aproxima a estação seca, os valores diminuem consideravelmente e a umidade se mostra mais evidente em áreas isoladas (áreas de neossolo flúvico). Com isso, o conteúdo de água no solo, entre outros fatores, está diretamente relacionado ao tipo de solo que constitui cada trecho da bacia, e suas propriedades físico-hídricas (e.g. textura, densidade, porosidade).

Além dos processos hidrológicos diretamente relacionados a essa variável, que é essencial para a manutenção da cobertura vegetal em algumas áreas. A água armazenada no solo (umidade) ainda sustenta as espécies herbáceas da caatinga após o período chuvoso. Assim, destaca-se que no SWAT a demanda de transpiração das plantas é suprida de acordo com a água disponível no solo (NIESTCH et al., 2009). Evidentemente, a água armazenada no solo comanda micro processos nas camadas superficiais do solo, influenciando, por exemplo, o escoamento superficial e a evapotranspiração. Nessa perspectiva, a umidade no solo controla vários processos na superfície da terra (NARASHIMHAN et al., 2005; SENEVIRATNE et al., 2010).

A Figura 14 mostra a espacialização dos valores médios mensais da evapotranspiração na bacia. Analisando a figura verificou-se os maiores valores na porção oeste da bacia variando de 77 a 101 mm/mês em fevereiro, março e abril. Essas áreas se apresentam sobre solos do tipo luvisolo (85 cm de profundidade) e neossolo flúvico (155 cm de profundidade), que ocupam, respectivamente, 42,4 e 3,5 % da área total da bacia. Esses solos variam em profundidade de acordo com as diferentes áreas onde ocorrem. Segundo Zhang et al. (2004), a evapotranspiração é diretamente proporcional à quantidade de água armazenada no solo.

Nas porções noroeste e central da bacia, no mês de fevereiro, observou-se ainda a distribuição de altos valores de ET. Isso demonstra a relação direta entre a evapotranspiração e o regime pluviométrico na bacia, pois os meses de fevereiro, março e abril se enquadram nos mais chuvosos na área de estudo. Esse fato também é observado por Félix e Paz (2016) em estudos com o modelo hidrológico MGB-IPH na bacia do rio Piancó-PB. Ainda sobre a distribuição espacial da ET real, em todos os meses da série verificou-se que a porção da bacia correspondente a localização do açude Eptácio Pessoa (Boqueirão) apresentou valores entre 77 e 101 mm, salvo o mês de fevereiro, quando foi possível observar valores variando entre 144 e 177 mm.

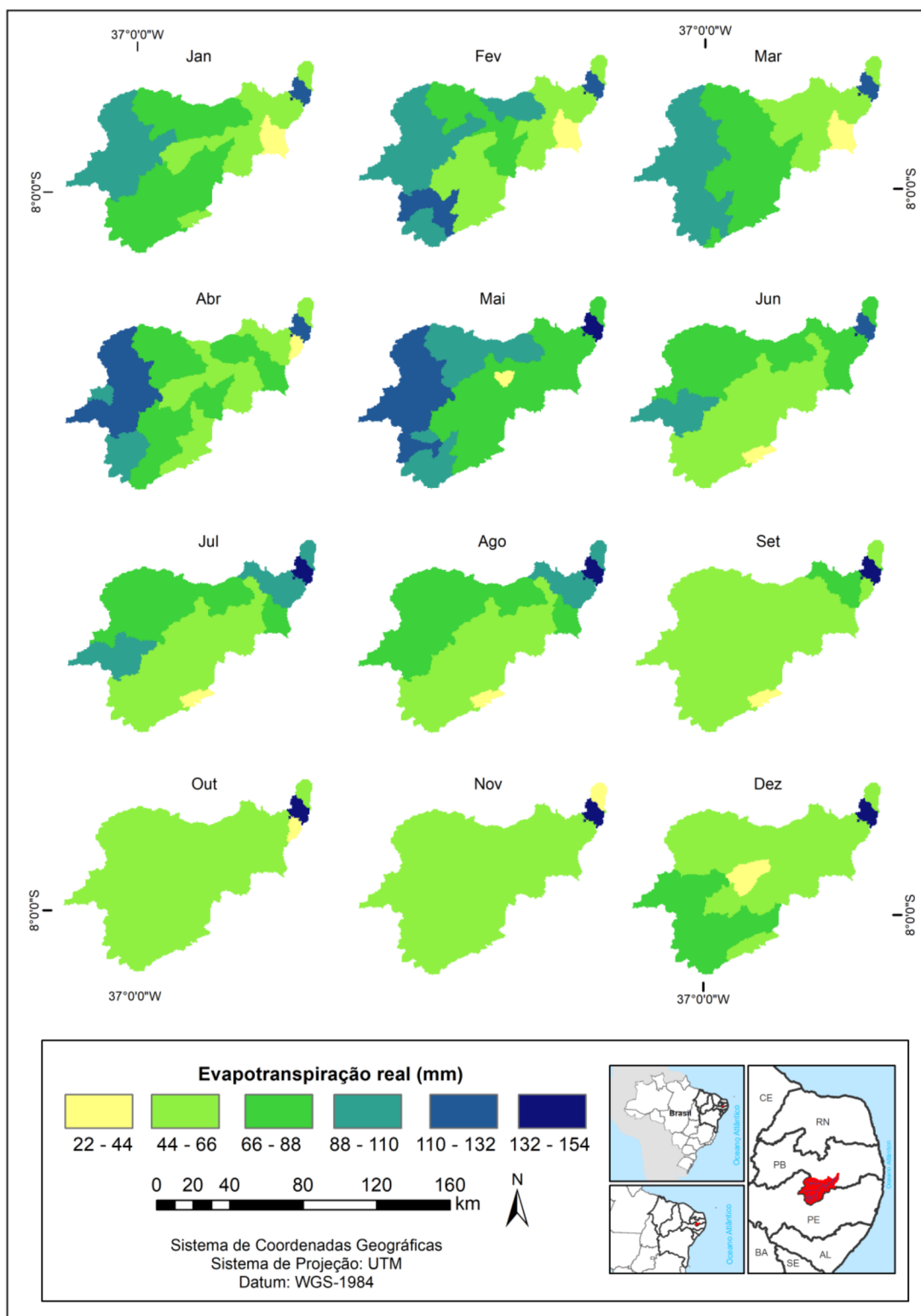


Figura 14. Espacialização dos valores médios mensais da evapotranspiração real no período de 1994 a 2016.

É importante destacar que nas proximidades do Epitácio Pessoa e em seu entorno são praticados cultivos de gêneros alimentícios (hortaliças, verduras, raízes e leguminosas). Nessas localidades, os agricultores captam água do reservatório para suprir as demandas das plantações. É sabido que as áreas agrícolas costumam apresentar altos valores de evapotranspiração, e que nas rotinas do modelo SWAT, a quantidade de água necessária para a transpiração das plantas é fornecida de acordo com a quantidade de água presente no solo. Diante disso, as áreas circunvizinhas ao reservatório, onde a prática da irrigação se faz presente, tendem a apresentar valores elevados de ET real.

Os resultados simulados pelo SWAT para a bacia do alto Rio Paraíba mostram que os meses da estação seca apresentam valores de evapotranspiração entre 44 e 77 mm/mês. Esse intervalo ainda prevalece nos meses seguintes, e é espacialmente identificado em grande parte da bacia. As porções da bacia com polígonos de vegetação de caatinga com porte mais denso (Figura 15a e 15b) apresentam a mesma dinâmica de uniformidade na distribuição espacial da ET nos meses de março a abril.

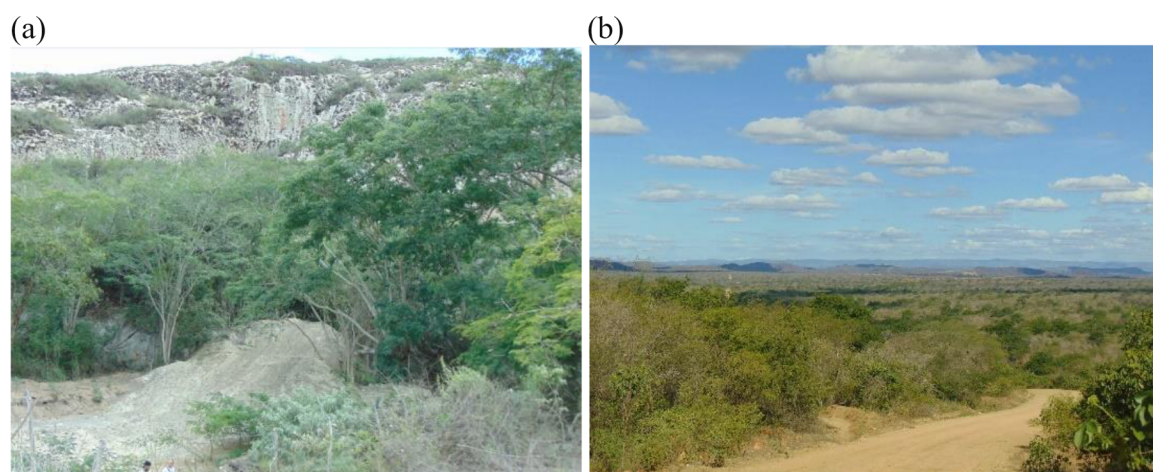


Figura 15. Tipologias de caatinga identificadas na bacia: (a) caatinga de porte arbóreo denso localizada em área de serra no município de São João do Tigre-PB e (b) área de vertente com vegetação de porte arbóreo no município de Sumé-PB.

Fonte: Eini Celly. M. Cardoso. Data: maio de 2017.

Há ainda áreas de caatinga arbustivo-arbórea e arbustiva em solos litólicos (Figura 16a), que na bacia ocupam cerca de 39,2 % da área. Os solos litólicos são rasos, apresentam textura argilosa, são pouco desenvolvidos, e assim como os vertissolos não hidromórficos. Segundo Araújo Filho (2007) os solos litólicos são relacionados às caatingas hiperxerófila e

hipoxerófila (Figura 16b). Nesses solos há pouca quantidade de terra disponível para a fixação de plantas. As áreas de luvisolo (Figura 16c) na bacia do alto Rio Paraíba apresentam altos valores de ET, possivelmente associados as características da cobertura vegetal (Figura 16d). Outro fator importante a ser considerado são as particularidades do luvisolo, que é raso e com baixa capacidade de armazenamento de água. Guerra e Cunha (2004) afirmam que esses solos apresentam bom nível de drenagem, o que significa que a água que o solo absorve é removida de forma rápida por evaporação.



Figura 16. (a) Área de solo litólico, degradada com presença de ravinas e exposição da rocha no município de São Domingos do Cariri-PB, (b) perfil de solo luvisolo no município de Camalaú-PB, (c) vegetação de caatinga de porte arbustivo no município de São Domingos do Cariri-PB, e (d) caatinga de porte arbustivo e espaçada (aberta) no município de São João do Tigre-PB.

Fonte: Eini Celly M. Cardoso. Data: maio de 2017.

De fato, a configuração geoambiental da bacia do alto Rio Paraíba apresenta características que associadas se tornam singulares, como sua constituição geológica, a heterogeneidade da composição da cobertura vegetal e os fatores. Ainda no contexto da heterogeneidade da vegetação, os padrões e densidade das tipologias encontradas na bacia do alto Rio Paraíba, além de estarem sujeitas ao regime de precipitações, se apresentam de forma esparsa e fragmentada ao longo da rede de drenagem, salvo em áreas mais elevadas (serras) e áreas inseridas em propriedades particulares com solos não degradados.

As particularidades do modelo SWAT devem ser consideradas nas análises dos resultados no bioma Caatinga, tratando-se da forma como ele depende da vegetação (densidade da cobertura vegetal e da morfologia das espécies de plantas), não somente para obter a transpiração, mas também a evaporação do solo. Sobre o processo de transpiração e evaporação no SWAT, Neistch et al. (2009) discorrem explicando como essas variáveis são calculadas no modelo, ficando claro a complexidade dos processos envolvidos.

A evapotranspiração real é obtida no SWAT em escala de HRU, em função da evapotranspiração potencial previamente calculada. Com isso, o valor das estimativas está submetido aos diferentes tipos de usos do solo, tipos de solos e suas propriedades. Um exemplo disso está relacionado ao parâmetro ESCO, que neste estudo apresentou o valor final de 0,29, significando que 29% da demanda para evaporação do solo é atendida pela camada superior dos primeiros centímetros do solo e, a quantidade ainda necessária para o processo é suprida pelas camadas inferiores. Como os solos da bacia são em sua maioria rasos, tendem a uma retenção menor de umidade, o que gera maior evaporação.

3.4.3 Variabilidade espacial sazonal e interanual dos componentes do balanço hídrico

As Figuras 17a–17d apresentam o padrão espacial das variáveis do balanço hídrico analisadas trimestralmente, para o período de 1994 a 2016. As Figuras 17a e 17b apresentam a sazonalidade dos componentes Conteúdo de água no solo (SW) e Escoamento superficial (SQ), Evapotranspiração (et) e Precipitação (PREC) no período analisado. Esses componentes do balanço hídrico demonstram uma maior variabilidade espacial, pois dependem de forma mais incisiva de parâmetros dos solos presentes na área da bacia, da condição de umidade antecedente e da cobertura vegetal.

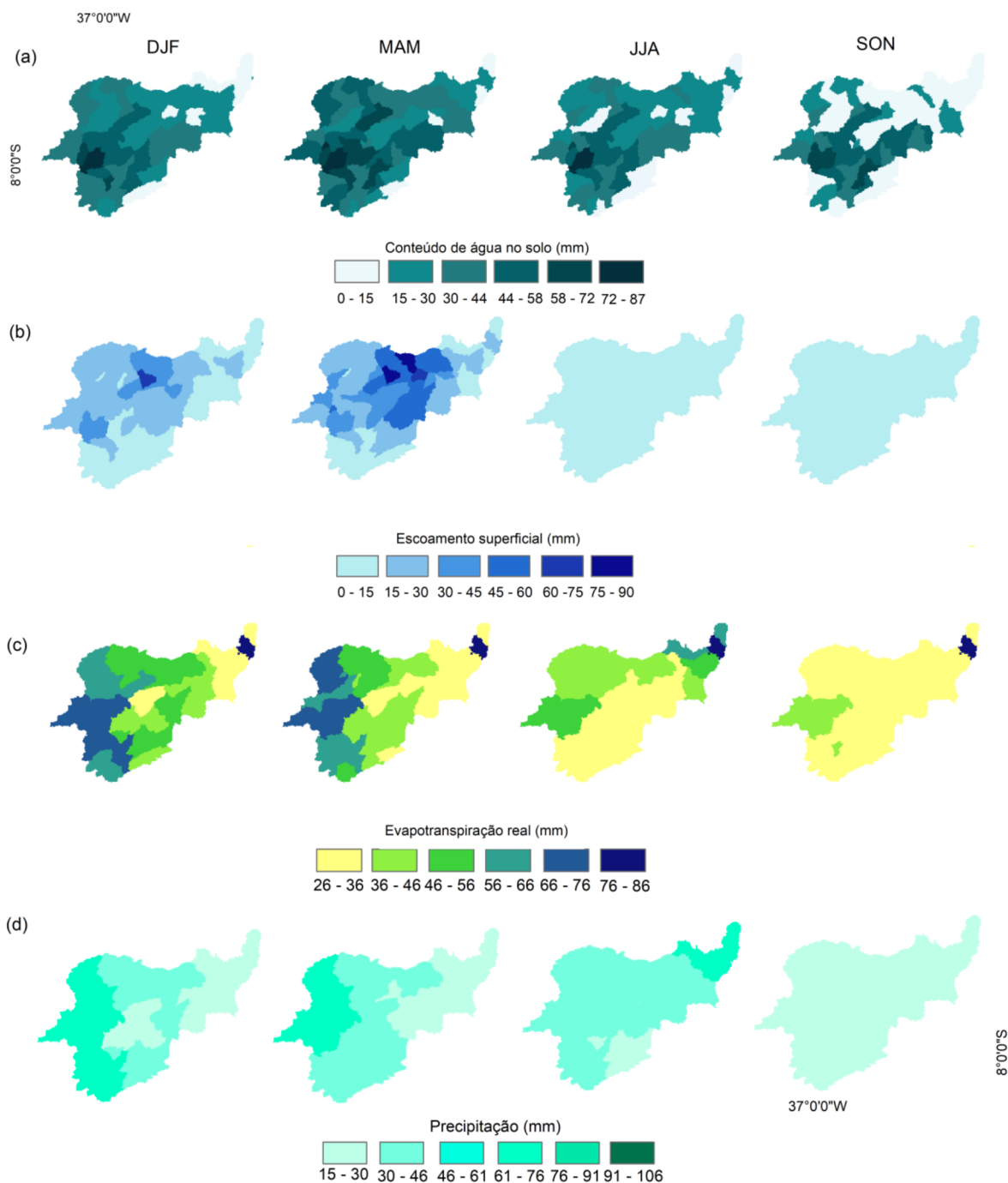


Figura 17. Médias sazonais dos componentes do balanço hídrico: (a) Conteúdo de água no solo, (b) escoamento superficial, (c) evapotranspiração real e (d) precipitação, para o período de 1994 - 2016. (DJF - dezembro, janeiro, fevereiro), (MAM - março, abril e maio), (JJA - junho, julho e agosto), (SON - setembro, outubro e novembro).

O conteúdo de água no solo (Figura 17a) ao longo do período analisado, mostrou que as áreas que apresenta maiores valores (72–87 mm) se concentram na porção oeste da bacia em todos os trimestres analisados. O trimestre da estação seca (setembro, outubro e novembro) apresenta os menores valores, porém algumas áreas da bacia mantêm valores entre 58 e 72 mm. A manutenção da umidade no solo após a estação seca garante suporte necessário para a vegetação de caatinga presente em algumas áreas da bacia (base de serras e morros, ao longo da rede de drenagem e às margens dos açudes que mantêm um volume de água).

A Figura 17b apresenta o escoamento superficial, entre março e maio, quando os valores máximos (75–90 mm) ocorrem no setor oeste. No mesmo trimestre, a precipitação (Figura 15d) apresenta valores máximos nesse setor. Essa distribuição espacial também foi verificada para os meses de dezembro a fevereiro, período caracterizado por altas temperaturas na região, para ambos os componentes. Nos meses de abril a maio, o escoamento concentra-se principalmente na porção central da bacia. Já os menores valores de escoamento (0–15 mm) ocorrerem durante os meses de junho, julho e agosto. Nesse trimestre os máximos valores escoados variam entre 60 e 75 mm.

Conforme já mencionado, fatores pontuais característicos dos solos da bacia podem explicar a variabilidade espacial dos componentes conteúdo de água no solo e escoamento superficial, se comparados com a precipitação e a evapotranspiração. Associados a isso, pode-se citar os parâmetros utilizados na calibração do modelo relacionados aos solos que interferem nos valores simulados de escoamento e conteúdo de água no solo (SW).

A espacialização da ET real simulada no SWAT (Figura 17c) reflete a variabilidade da precipitação (Figura 17d) para algumas áreas da bacia. Porém, é importante destacar que no SWAT a evapotranspiração real é obtida por meio da evapotranspiração potencial, dependente de variáveis climatológicas que possuem variabilidade espacial. Contudo, a umidade presente no solo e as características climatológicas da bacia contribuem para variações na ET e demais componentes do balanço hídrico durante os períodos mais úmidos (chuvosos) na bacia. Na região da bacia do Alto Rio Paraíba o regime de chuvas se concentra de fevereiro a maio, períodos em que são verificados os maiores volumes precipitados.

Ainda sobre a evapotranspiração simulada pelo SWAT, evidenciou-se que a maior parte da bacia apresenta valores de ET real variando de 42 a 76 mm, sendo os menores valores

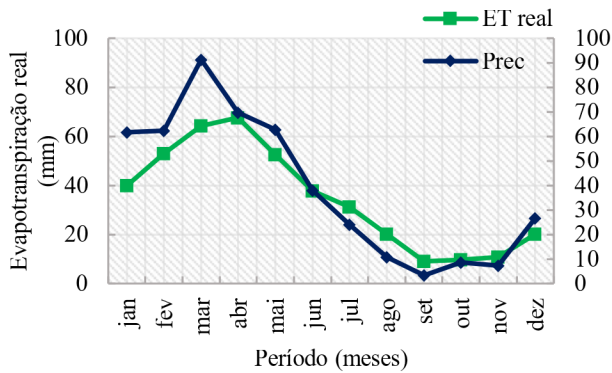
observados em áreas pontuais (15–30 mm). Os maiores valores (61–76 mm) foram identificados na área do Açude Epitácio Pessoa no trimestre abril-maio-junho.

É possível verificar que a precipitação (Figura 17d) apresenta alta variabilidade espacial e segue o padrão espaço-temporal para as áreas mais chuvosas da bacia. Essa distribuição possibilita compreender a dinâmica das demais variáveis analisadas como a evapotranspiração e o escoamento.

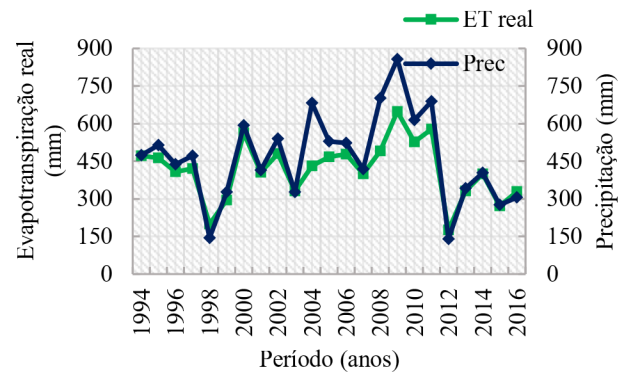
A Figura 18a mostra os valores médios mensais da evapotranspiração real. Observa-se no gráfico a sazonalidade da ET, onde a variabilidade desse componente do balanço hídrico está diretamente relacionada ao comportamento da precipitação, radiação solar e vegetação, conforme já mencionado nas análises anteriores, o que corrobora com a espacialização dos valores na área. Em termos de valores médios mensais para a série, o modelo SWAT demonstrou tanto a variabilidade intra-anual como o condicionamento da ET real pela precipitação. Portanto, durante a estação chuvosa os valores de ET real alcançam as maiores taxas, sendo o menor valor apresentado em setembro, seguido de outubro e novembro. Nesse período de estiagem os valores de evapotranspiração excedem a precipitação.

A ET real anual ao longo do período (Figura 18b) varia de 176 mm a 648,5 mm, esse último valor observado para o ano de 2009, considerado chuvoso e que esteve sujeito a influência do fenômeno La-Niña. O menor valor médio em toda série foi verificado em 2012, ano considerado seco, que apresentou baixas precipitações (134, 4 mm), e no qual se iniciou o período mais recente de seca verificado no semiárido do nordeste brasileiro (MARENGO et al. 2016; 2017). Com isso, verifica-se a variabilidade interanual da ET real e a relação com os volumes precipitados, na bacia do alto Rio Paraíba, simulada pelo SWAT. Destaca-se que o SWAT costuma subestimar os valores simulados de evapotranspiração real.

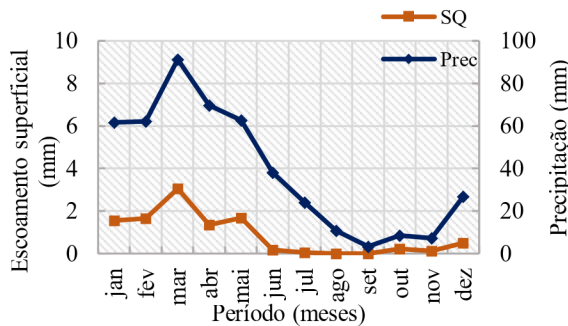
(a)



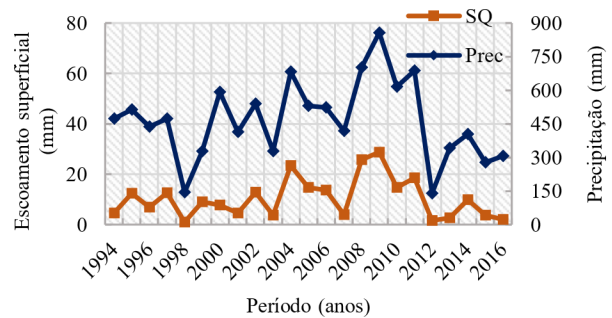
(b)



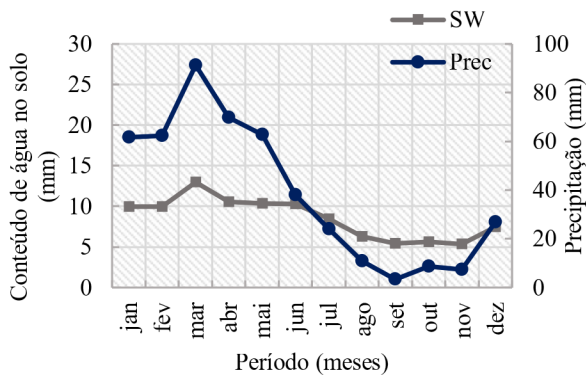
(c)



(d)



(e)



(f)

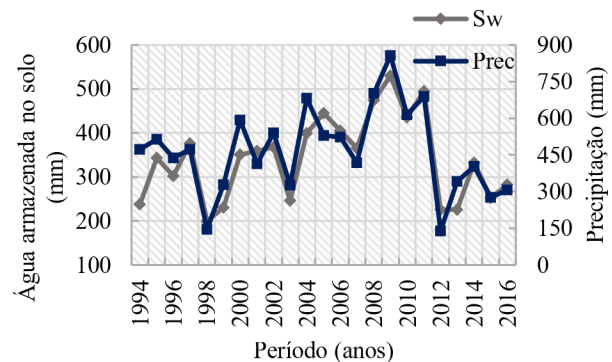


Figura 18. Variabilidade sazonal e anual dos componentes do balanço hídrico na série. (a) evapotranspiração real x precipitações mensais, (b) evapotranspiração real x precipitações anuais, (c) escoamento superficial (SQ) x precipitações mensais, (d) escoamento superficial (SQ) x precipitações anuais, (e) conteúdo de água no solo (SW) x precipitações mensais e (f) conteúdo de água no solo (SW) x precipitações anuais.

Os menores valores do escoamento são verificados no fim da estação chuvosa e no decorrer do período seco. O comportamento para esse componente do balanço hídrico segue os padrões esperados para área de estudo, além de corroborarem com o observado por outras pesquisas em ambientes semiáridos, entre elas podem ser citadas as de SANTOS et al.(2015), DANTAS, (2016), FÉLIX e PAZ, (2016), MIRANDA et al. (2017).

A variabilidade inter-anual do escoamento (Figura 18d) segue os totais precipitados na bacia e evidenciam a relação direta entre as duas variáveis. Pode-se afirmar que boa parte da água que precipita é perdida por evaporação nos períodos secos. Uma parcela ainda é interceptada pelas plantas, percola no solo, é utilizada em outros micro-processos, e a parte que escoar superficialmente ainda é barrada em reservatórios. Essas particularidades demonstram toda complexidade a que estão sujeitos os componentes do balanço hídrico no solo.

3.4.4 Análise dos componentes do balanço hídrico para o período 1994–2016

Os principais componentes do balanço hídrico da bacia do alto Rio Paraíba, além da água produzida, podem ser verificados na Tabela 7, ou seja, a precipitação total que caiu sobre a bacia no período (PREC), o volume de água que é propagado pelos canais da rede de drenagem até o exutório ou produção de água (WYLD), o escoamento superficial (SQ), o escoamento subterrâneo (GWQ), a água armazenada no solo (SW), a percolação (PREC), a evapotranspiração real (ET real) e a evapotranspiração potencial (PET).

Observando os valores médios anuais simulados no SWAT, percebe-se a alta variabilidade dos componentes no período. Esse comportamento interanual diferenciado é identificado principalmente na precipitação conforme os anos se apresentam como secos, no período de 1994–2003, chuvoso (2004 e 2011) e muito seco (2012 e 2016) (CPTEC/INPE, 2014; DANTAS, 2016).

A alta variabilidade dos totais anuais precipitados contribui para a variabilidade de outros componentes do balanço hídrico ao longo do ano. Os anos que foram sujeitos a fenômenos climáticos (El-Niño em 1998 e La-Niña em 2009), com ocorrência considerada

forte¹, demonstram mais nitidamente as alterações nos padrões das precipitações e consequentemente no balanço hídrico na área da bacia do alto Rio Paraíba.

Tabela 7. Totais anuais dos componentes do balanço hídrico na bacia do alto Rio Paraíba baseado na simulação do modelo SWAT

Período	Componentes do balanço hídrico no solo							
	PREC	ETR	ETP	SQ	GWQ	PERC	SW	WYLD
	mm							
1994	474	472	2.060	4	0	14	238	24
1995	514	463	2.018	12	0	46	343	23
1996	438	408	2.013	7	0	39	302	11
1997	472	421	1.935	13	0	3	376	39
1998	145	199	1.917	1	0	15	200	48
1999	328	296	2.015	9	0	50	231	28
2000	593	564	1.978	8	0	0	350	32
2001	413	406	2.111	5	0	26	359	3
2002	540	481	2.069	13	0	223	367	8
2003	328	331	2.036	4	0	69	246	16
2004	682	431	2.082	23	0	55	399	7
2005	530	467	2.038	15	0	69	445	7
2006	523	478	2.060	14	0	55	405	12
2007	418	399	2.018	0	0	42	365	22
2008	702	491	2.013	26	0	188	474	14
2009	857	649	1.935	29	0	178	530	20
2010	615	528	1.917	15	0	84	436	3
2011	688	579	1.978	0	0	116	495	13
2012	139	176	2.111	2	0	2	226	18
2013	341	330	2.069	0	0	11	225	12
2014	404	399	2.036	0	0	35	332	22
2015	277	272	2.082	4	0	8	253	8
2016	306	330	2.038	2	0	23	283	40
Média	466	416	2.023	9	0	59	343	19

PREC = precipitação, ETR = evapotranspiração real, ETP = evapotranspiração potencial, SQ = escoamento superficial.

¹ Anos nos quais a intensidade do fenômeno foi considerada forte são aqueles em que a anomalia de temperatura da superfície do mar (TSM) foi inferior a $-1,5^{\circ}\text{C}$ em alguns meses pertencentes a série (CPTEC/INPE, 2017). Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>.

Os elevados valores de evapotranspiração potencial (PET) também são destaque, tendo em vista que para a área de estudo é esperado um potencial de evapotranspiração alto no decorrer do ano, devido a incidência da radiação solar e elevadas temperaturas. Conforme já mencionado, as características da vegetação e principalmente dos solos na bacia também colaboram para esse quadro. Com isso, percebe-se que se evapotranspira mais do que precipita na área da bacia do alto Rio Paraíba.

Os valores médios observados para o escoamento subterrâneo (GWQ) mostram que as contribuições das recargas para o sistema são mínimas e quase não contabilizadas em escala anual. Possivelmente esse fato ocorre não somente pela opção de valores escolhidos para os parâmetros relacionados às águas subterrâneas para calibração da modelagem hidrológica, mas devido a constituição geológica da bacia e as características apresentadas pelos aquíferos rasos nela presentes.

A ETP obtida com o SWAT foi simulada com base nos valores médios mensais das variáveis climatológicas inseridas no WGEN do modelo pelo método de Penmann-Monteith, e, portanto, não foram inseridos dados observados de evapotranspiração potencial na modelagem. Sendo assim, é possível que os valores de ETP obtidos possam ter sido superestimados pelo modelo, mesmo diante das taxas elevadas de evapotranspiração potencial esperadas para o Semiárido.

Medeiros (2017) obteve com o SWAT valores de ET real para a bacia do Açude Epitácio Pessoa-PB entre 1994 e 2014, fase de validação do modelo, variando de 176 mm–545 mm. O que corrobora com os valores encontrados neste estudo para o mesmo período na bacia do alto Rio Paraíba, que possui vários rios contributivos para o Açude Epitácio Pessoa.

Os tipos de solos identificados na bacia também contribuem com essa dinâmica, pois 81,6% da área da bacia é ocupada por classes de solos do tipo luvisolo e neossolo litólico. Na bacia os solos litólicos estão assentados diretamente sobre o embasamento cristalino, que por suas características dificulta a infiltração da água para as camadas mais profundas e para o subsolo, além de prejudicar o armazenamento. Essa dificuldade de infiltração nas partes subsuperficiais e subterrâneas na bacia podem explicar a ausência de fluxo subterrâneo. Segundo EMBRAPA (2010), os solos litólicos representam 19,2% da região Semiárida brasileira.

Siqueira (1964) afirma que a origem das rochas presentes dificulta a formação de aquíferos e a disponibilidade de água no subsolo. A água é identificada em áreas que apresentam fissuras ou fendas na rocha o que permite a passagem e o armazenamento. Para Hewlett (1982) a resposta hidrológica é em geral controlada principalmente pela geologia e menos por fatores como cobertura do solo, principalmente nas grandes bacias.

Ainda nessa perspectiva, Siqueira (1964) discorre sobre a relação entre as particularidades geológicas da área e os rios da região. Para o autor a abundância de rios intermitentes e efêmeros na região do Semiárido, se dá pelo fato dos canais fluviais não receberem contribuição significativa do fluxo subsuperficial e/ou subterrâneo, com isso, dependem quase que exclusivamente das chuvas para que o escoamento ocorra.

Dessa forma, as precipitações intensas e irregulares no espaço-tempo, ao cair sobre solos compactados e essencialmente de difícil infiltração e/ou armazenamento, geram grande parte do escoamento superficial na bacia, o que pode acontecer em dias isolados ou apenas nos meses mais chuvosos.

Nas regiões áridas, a recarga ocorre através de cursos d'água efêmeros, mas parte significativa da água é absorvida na zona não saturada antes de alcançar o aquífero. A recarga é irregular e ocorre somente em períodos mais longos de precipitação (MONTE-MOR, 2012). Sen (2008) ressalta ainda que as características esporádicas, irregulares, caóticas e complexas das ocorrências das chuvas e da geologia de regiões áridas e semiáridas dificultam as recargas nesses ambientes.

Essas afirmações corroboram com os valores simulados pelo SWAT para o componente escoamento subterrâneo (GW) na bacia do alto Rio Paraíba em todo período da modelagem. Portanto, no decorrer do período seco, que bacia corresponde a mais de oito meses no ano, têm-se baixa precipitação, consequentemente baixo escoamento superficial e provavelmente mínimo ou nenhum escoamento subsuperficial, que não chega a ser contabilizado nos valores médios do balanço hídrico anual na bacia do alto Rio Paraíba.

3.5 Considerações Finais

A utilização de modelos hidrológicos de base física em ambientes com baixa disponibilidade de séries de dados consistentes é um desafio. Além disso, ambientes semiáridos

apresentam particularidades geoambientais e climáticas que interferem significativamente no desempenho de modelos hidrológicos concebidos para outros biomas no Planeta. Ao mesmo tempo, o modelo hidrológico SWAT demonstrou ser complexo o bastante para representar as particularidades hidrológicas da região semiárida paraibana, especificamente da bacia do alto Rio Paraíba. Diante disso, algumas considerações podem ser feitas com base nos resultados obtidos:

- i. O modelo apresentou resultados que foram capazes de simular o comportamento da vazão no período de 1994 a 2016 de acordo com a magnitude dos eventos de precipitação. Esse fato que ocorreu de forma satisfatória no período de calibração (1994–2002). Porém, há superestimativa do modelo com relação as vazões de baixa magnitude. No período de validação, o modelo apresentou resultados satisfatórios, as falhas nos dados observados de vazão podem ter dificultado uma melhor resposta. A subestimativa da vazão está relacionada a eventos isolados de alta magnitude identificados durante precipitações acima dos valores médios observados, que ocorrem durante a estação chuvosa ou até mesmo em estações secas de anos considerados chuvosos.
- ii. A inserção das informações sobre os reservatórios na modelagem proporcionou uma melhor adequação das características da bacia no que diz respeito à interferência desses açudes no regime de vazão na área de estudo. Porém, não foi possível traçar um panorama mais próximo da realidade, tendo em vista que muitos dos corpos hídricos artificiais presentes na bacia não são oficializados junto ao órgão de gestão das águas do Estado da Paraíba.
- iii. A evapotranspiração nas áreas vegetadas foi influenciada pela precipitação, tendo em vista que há uma relação direta entre o vigor vegetativo das tipologias de caatinga e as precipitações. O reflexo dessa dinâmica na caatinga altera as taxas de evapotranspiração, sendo que outros fatores como umidade do solo também precisam ser considerados para uma análise mais consistente. Evidencia-se que a vegetação arbórea presente em algumas áreas da bacia se configura como um fator regulador no balanço hídrico, influenciando na captação de água no solo e na evapotranspiração.
- iv. O conteúdo de água no solo (SW) foi igualmente influenciada pelo regime das precipitações com o início da estação seca na região. A maior exposição do solo aos

efeitos climáticos, como altas temperaturas e incidência de radiação solar, pode explicar esse comportamento. Um destaque importante é sobre os parâmetros relacionados às propriedades físico-hídricas dos solos, como também aos valores dados para o fator de compensação da evaporação da água no solo–ESCO e o fator de compensação da evaporação da água nas plantas–EPCO, escolhidos conforme a literatura para ambientes semiáridos.

- v. Os valores médios anuais dos componentes do balanço hídrico na bacia do alto Rio Paraíba, demonstraram que na área da bacia, o fator de maior impacto sobre o regime hídrico é a precipitação; sua variabilidade interanual interfere no comportamento das demais variáveis e é o motor dos mecanismos de escoamento superficial. Tendo em vista que é praticamente insignificante a contribuição do escoamento subsuperficial e subterrâneo para as taxas apresentadas. Isso comprova o que é apresentado na literatura para as regiões áridas e semiáridas, que afirma ser a geologia das grandes bacias que dita a dinâmica do balanço hídrico, pois a constituição geológica é responsável pelas características dos solos, das rochas e até mesmo da rede de drenagem.

3.6 Referências

ABBASPOUR, K. C. **SWAT-CUP - SWAT Calibration and Uncertainty Programs**. Disponível em: < http://swat.tamu.edu/media/114860/usermanual_swatcup.pdf>. Acesso em: 03/01/2017.

ABBASPOUR, K. C.; ROUHOLAHNEJAD, E.; VAGHEFI, S.; SRINIVASAN, R.; YANG, H.; KLØVE, B. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. **Journal of hydrology**, v. 524, 733-752 p., 2015.

AESA. Agência Executiva e de Gestão das Águas do Estado da Paraíba. **Plano Estadual de Recursos Hídricos do estado da Paraíba**. 2011. Disponível em: <<http://www.aesa.pb.gov.br/perh/>>. Acesso em: 16/12/2016.

AESA. Agência Executiva e de Gestão das Águas do Estado da Paraíba. **SIGAESA-WEB**. 2017. Disponível em: <<http://geo.aesa.pb.gov.br/>>. Acesso em: 01 de fev. 2017.
ANA. Agência Nacional de Águas. **Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos**. 2017. Disponível em: <<http://www.snirh.gov.br/>>. Acesso em: 20 de mar. 2017.

ABBASPOUR, K.C., YANG, J., MAXIMOV, I., SIBER, R., BOGNER, K., MIELEITNER, J., ZOBRIST, J., SRINIVASAN, R. Modelling hydrology and water quality in the pre-

alpine/alpine Thur watershed using SWAT. **Journal Hydrology**, v. 333, n. 2-4, p. 413–430, 2007.

ABBASPOUR, K.C.; ROUHOLAHNEJAD, E.; VAGHEFI, S.; SRINIVASAN, R.; YANG, H.; KLOVE, B. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. **Journal Hydrology**, v. 524, p. 733–752, 2015.

ABBASPOUR, K.; VAGHEFI, S. A.; SRINIVASAN, R. A Guideline for Successful Calibration and Uncertainty Analysis for Soil and Water Assessment: A Review of Papers from the 2016 International SWAT Conference. **WATER**, v. 10, n. 1, p. 1-18, 2018.

AHN, S.; ABUDU, S.; SHENG, Z.; MIRCHI, A. Hydrologic impacts of drought-adaptive agricultural water management in a semi-arid river basin: Case of Rincon Valley, New Mexico. **Agricultural Water Management**, v. 209, n. 30, p. 206-218, 2018.

ANDRADE, C. W. L.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; LIMA, J. R. S.; SRINIVASAN, R.; JONES, C. A. Soil moisture and discharge modeling in a representative watershed in northeastern Brazil using SWAT. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 19, n. 2, p.238-251, 2019.

ARNOLD, J.G., MORIASI, D.N., GASSMAN, P.W., ABBASPOUR, K.C., WHITE, M.J., SRINIVASAN, R., SANTHI, C., VAN HARMEL, R.D., VAN GRIENSVEN, A., VAN LIEW, M.W., KANNAN, N., JHA, M.K., **SWAT: model use, calibration, and validation**. Trans. ASABE v. 55, n. 4, p. 1491–1508, 2012.

AMORIM, J. S. **Produção de água na bacia hidrográfica do rio Catolé Grande utilizando o modelo hidrológico SWAT**. 2016. 82f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais). Universidade Estadual do Sudoeste da Bahia, Itapetinga, 2016.

BRISTOW, K. L.; CAMPBELL, G. S. On the Relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 31, n. 2, p. 159-166, 1984.

BRESSIANI, D. A.; SRINIVASAN, R.; JONES, C. A. MENDIONDO, E. M. **Climate change impacts on the streamflow of a semi-arid watershed, Northeast Brazil**. Book of Abstracts of the 2014 SWAT Conference. Disponível em: <http://swat.tamu.edu/media/99100/book-of-abstracts-final-2014-07-14.pdf>. Acesso em: 03/12/2018.

BRESSIANI, D. A.; SRINIVASAN, R.; JONES, C. A.; MENDIONDO, E. M. Effects of spatial and temporal weather data resolutions on streamflow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v.8, n. 3. p.125-139, 2015.

BRIGHENTI, T. M. **Modelagem hidrológica e avaliação de diferentes métodos de calibração para o modelo SWAT**. 2015. 119 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental). Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2015.

CARVALHO NETO, J. G. **Simulação hidrossedimentológica da bacia do Riacho dos Namorados com o modelo SWAT**. 2011. 201f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2011.

DANTAS, J. C. **Processos hidrossedimentológicos na bacia do rio Taperoá**. 2016. 84 f. Monografia (Bacharelado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016.

DANTAS, J. C.; SILVA, M. A.; SILVA, R. M.; VIANNA, P. C. G. Simulação vazão-erosão usando o modelo SWAT para uma grande bacia da região semiárida da Paraíba. **Geociências**, v. 34, n. 4, p.816–827, 2015.

FILHO ARAÚJO, J. C. **Relação solo e paisagem no bioma Caatinga**. In: XIV Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. 2007, Dourados. Anais... Dourados: Universidade Federal da Grande Dourados (UFGD).

FÉLIX, V. S.; PAZ, A. R. Representação de processos hidrológicos em bacia hidrográfica do semiárido paraibano com modelagem hidrológica distribuída. **Revista brasileira de Recursos Hídricos**, v.21, n.3, p.556–569, 2016.

FERRIGO, S. **Análise de consistência dos parâmetros do modelo SWAT obtidos por calibração automática–Estudo de caso da bacia do lago Descoberto–DF**. 2014. 164 f. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos) – Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Súmula da X Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Miscelânea 1, Rio de Janeiro: 83 p., 1979.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Principais solos do semiárido tropical brasileiro: caracterização, potencialidades, limitações, fertilidade e manejo**. CUNHA, T. J. F.; PETRERE, V. G.; SILVA, D. J.; MENDES, A. M. S.; MELO, R. F. de; OLIVEIRA NETO, M. B. de; SILVA, M. S. L.; ALVAREZ, I. A. In: SA, I. B.; SILVA, P. C. G. da. (Ed.). **Semiárido brasileiro: pesquisa, desenvolvimento e inovação**. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2010.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. Acesso em: 22/10/2016.

GAO, X.; WANG, J.; ZHAO, Y.; HE, F. Evaluation of Soil Water Availability (SWA) Based on Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas: A Case Study in Handan City, China. **WATER**. v. 8, n.360, p. 1-25, 2016.

GUERRA, J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia e meio ambiente**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 394p., 2004.

GUSE, B.; PFANNERSTILL, M.; KIESEL, J.; STRAUCH, M.; VOLK, M.; FOHRER, N. Analyzing spatio-temporal process and parameter dynamics in models to characterize contrasting catchments. **Journal of Hydrology**, v. 570, p. 863-874, 2019.

HEWLETT, J.D. **Principles of Forest Hydrology**. The University of Georgia Press. 183 p., 1982.

LANDIS, J. R.; KOCH, G. The measurement of observer agreement for categorical data. **Biometrics**, v. 33, n. 159, p.159–174, 1977.

LIERSCH, S. **The Program pcSTAT – User's Manual**. Disponível em: <http://swat.tamu.edu/software/links-to-related-software/>, 2003.

LIERSCH, S. **The Program Dew – User's Manual**. Disponível em: <http://swat.tamu.edu/software/links-to-related-software/>, 2003.

MAGALHÃES, A. G. M.; MONTENGRO, A. A. A.; ANDRADE, C. W. L.; MONTENEGRO, S. M. G.; FONTES JÚNIOR, R. V. P. Hydrological modeling of an experimental basin in the semiarid region of the Brazilian State of Pernambuco. **Ambiente & Água: An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v.13, n. 6, p. 1-19, 2018.

MANETA, M.; SCHNABEL, S.; JETTEN, V. Continuous spatially distributed simulation of surface and subsurface hydrological processes in a small semiarid catchment. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 13, p. 2196-2214. 2008.

MEDEIROS, I. C. **Modelagem espacial e temporal do balanço hídrico da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa**. 2017. 110 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2017.

MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVEZ, L. M. Drought in northeast Brazil—past, present, and future. **Theoretical Application Climatology**, v.129, n.3-4, p.11899–1200, 2017.

MARENGO JA, TORRES RR AND ALVES LM. Drought in Northeast Brazil-past, present, and future. **Theoretical Applications Climatology**, v. 124, n. 3-4, p.1-12, 2016.

MAREK, G. W.; GOWDA, P. H.; MAREK, T.H.; PORTER, D. O.; BAUMHARDT, R. L.; BRAUER, D. K. Modeling long-term water use of irrigated cropping rotations in the Texas High Plains using SWAT. **Irrigation Science**, v.35, n.2, p. 111-123, 2017.

MAREK, G. W.; GOWDA, P. H.; EVETT, S. R.; BAUMHARDT, R. L.; BRAUER, D.K.; HOWELL, T.A.; MAREK, T. H.; SRINIVASAN, R. Estimating evapotranspiration for dryland cropping systems in the semiarid Texas high plains using SWAT. **Transactions of the ASABE**, v. 52, n.2, pg. 298-314, 2016.

MAREK, G. W.; GOWDA, H. P.; EVETT, S. R.; BAUMHART, R. L.; BRAVER, D. K.; HOWELL, T. A.; MAREK, T. H.; SRINIVASAN, R. Estimating evapotranspiration for dryland

cripping systems in the semiarid Texas high plains using SWAT. **Journal of the American water resources association**, v.52, n. 2, p. 299-314, 2016.

MEZA, F. J.; VERAS, E. Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperatura. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 100, n. 2-3, p. 231-241, 2000.

MIRANDA, R. Q.; GALVÍNCIO, J. D.; MOURA, M. S. B.; JONES, C. A.; SRINIVASAN, R. **Análise espacial do balanço hídrico na caatinga da bacia do rio pontal**. In: Congresso brasileiro de Agrometeorologia, 20; Simpósio de Mudanças Climáticas e Desertificação no semiárido brasileiro, 5., 2017, Juazeiro, BA. A agrometeorologia na solução de problemas multiescala: Anais. Petrolina: Embrapa Semiárido; Juazeiro: UNIVASF; Campinas: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 2017.

MIRANDA, R. Q.; GALVÍNCIO, J. D.; MOURA, M. S. B.; JONES, C. A.; SRINIVASAN, R. Reliability of MODIS Evapotranspiration products for heterogeneous Dry Forest: A study case of Caatinga. **Advances in Meteorology**, v.2, p.1-14, 2017.

MONTE-MOR, R. C. A. **Análise de processos hidrológicos em bacias de rios intermitentes no Semiárido Mineiro**. 2012, 281 f. Dissertação (Doutorado em Saneamento, Meio ambiente e Recursos hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

NARSHIMHAN, B.; SRINIVASAN, R. Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 133, n. 1-4, p.69-88, 2005.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n.1, p. 282-290, 1970.

NEITSCH, S.L.; ARNOLD, J.G.; KINIRY, J.R.; WILLIAMS, J.R. **Soil and water assessment tool: Theoretical documentation - version 2009**. Grassland, Soil and Water Research Laboratory - Agricultural Research Service; Blackland Research Center - Texas Agricultural Experiment Station, 647p., 2011.

RAFEE, S. A. A.; UVO, C.B.; MARTINS, J. A.; DOMINGUES, L. M.; RUDKE, A. P.; FUJITA, T.; FREITAS, E. D. Large-Scale Hydrological Modelling of the Upper Paraná River Basin. **Water**, v. 11, n.5. p. 1-20, 2019.

RAJIB, A.; EVENSON, G. R.; GOLDEN, H. E.; LANE, C. R. Hydrologic model predictability improves with spatially explicit calibration using remotely sensed evapotranspiration and biophysical parameters. **Journal of Hydrology**, v. 567. p.668-683, 2018.

SANTOS, J. Y. G.; SILVA, R. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SANTOS, C. A. G. **Aplicação do modelo SWAT para a estimativa da produção de sedimentos na bacia do Rio Tapacurá, Pernambuco**. XI Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, João Pessoa, ABRH. 2014.

SANTOS, J. Y. G. **Implicações das mudanças do clima e uso do solo nos processos hidrossedimentológicos da bacia do rio Tapacurá**. 2016. 210 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2016.

USDA. UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. **Soil Conservation Service-SCS**. National Engineering Handbook, Org. Victor Mockus, 734 p., 1972.

SILVA, A. M. **Relação da variabilidade espaço-temporal e Da cobertura do solo e da evapotranspiração utilizando o algoritmo SEBAL automatizado na bacia do rio Ipanema**. 2017, 73f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2017.

SIQUEIRA, L. **Aspectos hidrogeológicos do Cariri Paraibano**. **Boletim de Recursos Naturais da SUDENE**, v. 2, n. 1, p. 11-44, 1964.

STRANTTON, B. T.; SRIDHAR, V.; GRIBB, M. M.; MCNAMARA, J. P.; NARASIMHAN, B. Modeling the spatially varying water balance processes in a semiarid mountainous watershed of Idaho. **Journal of the American Water Resources Association**. v. 45, n.6. p. 1390-1408, 2009.

SEN, Z. **Wadi Hydrology**. CRC Press, Taylor & Francis Group. 368p., 2008.

SENEVIRATNE, S.I.; CORTI, T.; DAVIN, E.L.; HIRSCHI, M.; JAEGER, E.B.; LEHNER, I.; ORLOWSKY, B.; TEULING, A.J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: a review. **Earth-Science Reviews**. v. 99, n.3-4, p. 125-161, 2010.

ZHANG, Y.; KENDY, E.; QIANG, Y.; CHANGMING, L.; YANJUN, S.; HONGYONG, S. Effect of soil water deficit on evapotranspiration, crop yield, and water use efficiency in the North China Plain. **Agricultural Water Management**, v. 64, n. 2, p.107–122, 2004.4.

4. MODELAGEM DO BALANÇO DE ENERGIA NO BIOMA CAATINGA: UM ESTUDO DE CASO NA BACIA DO ALTO RIO PARAÍBA

Resumo:

A evapotranspiração (ET) é um dos componentes mais importantes do sistema solo-planta-atmosfera e um dos mais difíceis de serem medidos devido à complexidade dos processos a ela relacionados. Nesse sentido, este estudo tem como objetivo modelar o balanço de energia e estimar a ET via algoritmo *Surface Energy Balance for Land*-SEBAL para analisar as perdas hídricas na bacia do alto Rio Paraíba, em diferentes escalas espaço-temporais e configurações climáticas (períodos seco, chuvoso e durante o fenômeno da seca). Neste estudo dados dos sensores MODIS-TERRA/AQUA de 2005 a 2016 foram utilizados para estimativa e análise da ET na bacia do alto Rio Paraíba. Para a realização deste estudo, foram estimados valores de evapotranspiração real (ET), temperatura da superfície (TS) e do índice de vegetação ajustado do solo (SAVI). Os resultados obtidos mostram que a ET apresenta alta variabilidade em toda a série, de acordo com as modificações sofridas pela vegetação nos períodos seco e chuvoso na bacia, e que as tipologias vegetais caatinga arbórea e arbustivo-arbórea apresentam os valores mais elevados de ET real em todo o período analisado (2005-2016). Por outro lado, a tipologia caatinga arbustiva apresentou os menores valores de ET na série. Durante a seca de 2012 a 2016, foram observadas as maiores variações nos valores de ET, TS e SAVI. Quanto a distribuição espacial, verificou-se que os menores valores de TS concentravam-se nas áreas mais elevadas da bacia e nas porções que apresentam caatinga de porte mais denso. A ET real apresentou os maiores valores nas áreas de serra, topo de morros e vertentes onde a vegetação de caatinga arbórea se faz mais presente por um período maior após a estação chuvosa. Destaca-se que as áreas da bacia que mantêm por um período maior a umidade do solo apresentam valores significativos de ET em todos os períodos, salvo durante o fenômeno da seca observado de 2012 a 2016, quando os valores de evapotranspiração real diminuem nessas áreas.

Palavras-chave: evapotranspiração, caatinga, SEBAL, semiárido

4.1 Introdução

A Terra recebe energia proveniente do Sol, mas a radiação solar que atinge a superfície varia conforme os dias do ano e a latitude, alterando significativamente o tempo, clima e os componentes do balanço de energia. O conhecimento dessa dinâmica e dos fluxos do balanço de energia é fundamental para o monitoramento dos recursos hídricos e da variabilidade climática em regiões semiáridas.

Dentre as variáveis do balanço de energia, a evapotranspiração – ET é o elemento chave para investigar diversos processos que ocorrem na superfície terrestre, inclusive o balanço

hídrico. Para Ruhoff et al. (2012; 2015), a ET é um dos mais importantes fatores reguladores do clima, em escala global, local e, que consiste na ligação entre energia, clima e hidrologia.

Assim, estimativas da ET de grandes áreas são relevantes em estudos de mudanças climáticas e avaliação de recursos hídricos para a agricultura, bem como a previsão e o monitoramento de secas (NAJMADDIN et al., 2017; SAADI et al., 2018; PACA et al., 2019). Kinepper et al. (2017) argumentam que a ET é fundamental para entender o balanço hídrico regional, particularmente em regiões áridas e semiáridas, onde os processos ecossistêmicos são frequentemente limitados pela disponibilidade de água e onde a maior perda hídrica dominante é por ET.

Em bacias hidrográficas de regiões áridas e semiáridas, monitorar as alterações na ET e compreender os diversos fatores que influenciam seu padrão espacial e temporal se reveste de grande importância. Não somente pelo fato da ET ser uma componente primordial para compreender a dinâmica hídrica e climática nessas áreas, mas por sua quantificação proporcionar meios para extração de informações que permitem uma gestão adequada dos recursos naturais, mais especificamente da água.

Como uma alternativa à estimativa do balanço de energia por meios convencionais, os algoritmos semi-empíricos com dados provenientes de sensores orbitais têm sido utilizados e validados em biomas de todo o planeta (BASTIAANSEN et al., 2005; BEZERRA et al., 2015; SILVA et al., 2019). O que torna essa metodologia passível de ser aplicada principalmente em áreas com relativa escassez de dados observados e ampla heterogeneidade na cobertura da terra.

Entre esses algoritmos destaca-se o *Surface Energy Balance for Land* – SEBAL (BASTIAANSEN et al. 1998). O SEBAL ampliou as análises no semiárido brasileiro no que tange as alterações na cobertura das terras e sua influência no balanço de energia, na demanda hídrica de culturas irrigadas ou não, e na obtenção da ET em escalas temporais diárias, sazonais e anuais.

O modelo SEBAL possui uma abordagem intermediária, onde tanto relações empíricas quanto parametrizações físicas são realizadas, requerendo dados de satélite em que o sensor captura radiancias espectrais da região do visível, infravermelho-próximo e infravermelho termal para, com isso, obter a temperatura da superfície - TS, o *Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI e albedo (LIOU e KAR, 2014), que são variáveis fundamentais para obtenção dos fluxos de energia na superfície.

De certo, as pesquisas que utilizam o SEBAL têm apresentado bons resultados e permitido análises sobre a dinâmica do balanço hídrico e de energia nas regiões semiáridas. No entanto, especificamente para abordagem em bacias hidrográficas em períodos de insuficiência hídrica, com importantes reservatórios responsáveis pelo abastecimento de grandes centros urbanos e, sérios problemas ambientais, as pesquisas se restringem a análise isolada das componentes do balanço de radiação.

Porém, análises utilizando o SEBAL para quantificar as perdas hídricas em nível de bacia hidrográfica ainda são poucas no semiárido nordestino, se comparadas as pesquisas desenvolvidas nas regiões norte e centro-oeste do país ou àquelas que especificamente analisam perdas hídricas em cultivos, principalmente em áreas degradadas na porção nordeste do semiárido brasileiro, que apresenta singulares características geoambientais.

No bioma Caatinga, onde está inserida a bacia do alto Rio Paraíba -PB, a cobertura vegetal de caatinga tem sido sistematicamente alterado pelas práticas errôneas de manejo (queimadas) para dar lugar a cultivos, pecuária caprina e, mais especificamente na bacia do alto Rio Paraíba, ao desmatamento para retirada da lenha que serve de fonte energética. Nesse panorama, Araújo (2014) utilizou o SEBAL e realizou modificações no algoritmo quanto na escolha dos pixels âncoras, com a finalidade de obter variáveis biofísicas e ET anual em áreas antropizadas e biomas do nordeste brasileiro, inclusive no bioma Caatinga, demonstrando assim a aplicabilidade do SEBAL em grandes áreas.

Nesse sentido, alguns autores afirmam que na caatinga a relação entre as condições climáticas e a variabilidade do balanço de energia na superfície ainda é pouco compreendido, apesar de sua dinâmica sazonal e variações serem conhecidas por desempenhar um importante papel no ciclo hidrológico em grandes escalas (TEIXEIRA et al., 2015).

Na vegetação de caatinga a análise das informações obtidas devem se valer de profunda investigação, pois a intrínseca relação entre esse tipo de cobertura vegetal e o solo, associada ainda às condições climáticas, podem apresentar implicações singulares. Esses resultados podem delinear o quadro ambiental de uma bacia, por exemplo, ou caso não sejam analisados com afincos, provocar análises equivocadas e generalistas.

Diante do exposto, este estudo tem como objetivo modelar o balanço de energia e estimar a ET via algoritmo SEBAL, para analisar as perdas hídricas na bacia do alto Rio Paraíba,

sob diferentes escalas espaço-temporais e regimes de precipitação, temperatura e evapotranspiração nos períodos seco, chuvoso e durante o fenômeno da seca.

4.2 Materiais e métodos

4.2.1 Base de dados orbitais

A escolha dos dados do sensor MODIS/TERRA e AQUA para estimativa da ET deve-se pela alta resolução temporal. Com a resolução temporal de até um dia, dependendo da localização geográfica da área de estudo, torna-se possível obter duas imagens diárias com o sensor MODIS de um mesmo ponto na superfície. Fica evidente a vantagem de utilização desse dado para aplicações que requerem análise temporal.

Para a aplicação do algoritmo SEBAL, foram utilizados os dados do sensor MODIS² referentes a reflectância da superfície, MOD09A1 e MODY09A1; e temperatura e emissividade da superfície MOD11A2 e MODY11A2, correspondentes ao período de 01/01/2005 a 31/12/2016. Um total de 380 imagens foram utilizadas com percentual de qualidade (livre de ruídos, falhas do sensor etc.) superior a 75%. A localização da cena que compreende a bacia do alto Rio Paraíba corresponde a faixa h14_v09 (nomenclatura utilizada para obtenção dos dados dos sensores a bordo das plataformas TERRA e AQUA).

Nesta pesquisa, foram utilizadas as bandas 1–7 com a reflectância da superfície de 500 m, além da camada com o ângulo zenital com 1 km de resolução espacial. Para a aplicação na metodologia SEBAL, foram utilizadas as camadas referentes a TS diurna, além da camada com a hora da passagem do satélite, e as camadas referentes à emissividade da superfície.

Para a utilização dos produtos MODIS, foi necessário realizar algumas conversões em relação aos números digitais de cada pixel das imagens escolhidas nas unidades de cada banda (reflectância, graus Kelvin e horas). As conversões podem ser multiplicativas ou aditivas (ver Apêndice B).

Para o MOD09A1, foi utilizado um fator multiplicador (0,0001) e para o MOD11A1 necessita de fatores multiplicadores (0,02) para a TS; (0,1) para a hora da passagem do satélite

² Produtos MODIS disponíveis no site: <https://modis.ornl.gov/cgi-bin/MODIS/global/subset.pl>.

e, adicionais (0,0002+0,49) para as bandas correspondentes as emissividades. Após esse procedimento, cada pixel das bandas apresentam o real valor das variáveis analisadas.

A etapa seguinte consistiu na conversão de todos os arquivos *raster* do formato TIFF para ASCII, incluindo o modelo digital de elevação (MDE)³, no *software* ArcGIS 10.1 versão educacional. Destaca-se que o procedimento de *downscaling* da camada do ângulo zenital solar do MOD09A1 e MOD11A1 com 1 km de resolução espacial para 500 m foi realizado para garantir a compatibilidade entre os *pixels* das camadas de ambos os produtos, o que é necessário para execução das rotinas relacionadas a obtenção da ET no *MATrix LABoratory* – MATLAB. As especificações detalhadas dos produtos MODIS aqui relatados podem ser conferidos no Apêndice B.

4.2.2 Base de dados climatológicos

Para a implementação do algoritmo SEBAL ainda são necessários dados climatológicos observados relativos à umidade relativa do ar (%), temperatura do ar (°C), pressão atmosférica (hpa), velocidade do vento (m/s) e radiação solar acumulada (MJ/m²). Para tanto, utilizou-se a estação climatológica de Arcoverde-PE, inserida no recorte da cena, devido à ausência de dados observados de radiação solar acumulada na estação de Monteiro-PB.

4.2.3 Estimativa dos componentes do balanço de energia e da ET

Todos os procedimentos para obtenção dos fluxos de energia à superfície e da ET foram realizados no MATLAB[®]. Diante da complexidade do SEBAL, é importante destacar alguns aspectos da aplicação do algoritmo para produtos MODIS. No cálculo do albedo da superfície (α) é necessário utilizar coeficientes de ponderação, conforme sugerido por Trezza et al. (2013) (Apêndice B). Para o cálculo da transmissividade atmosférica, utilizou-se a proposta de Allen et al. (2007), por considerar o procedimento mais consistente utilizando o dado SRTM e admitindo-se que a altitude não é constante para todos os pixels da imagem.

³ Imagem com base na Banda X do SRTM. Com de resolução espacial de 30 m, disponível em: <https://earthexplorer.usgs.gov>.

A metodologia das etapas iniciais do SEBAL até a obtenção do saldo de radiação à superfície (R_n) é consolidada na literatura. Por isso, preferiu-se destacar as etapas do fluxo de calor sensível (H) e do fluxo de calor latente (LE) até a obtenção da ET, devido ao grau de complexidade do fluxo de calor sensível (H). As equações empregadas na segunda etapa de execução do SEBAL podem ser verificadas de forma sequencial na tabela 8.

Tabela 8. Equações utilizadas para obtenção dos componentes do balanço de energia

Equação	Parâmetro	Nº	Referência
$G = \left[\frac{T_{sup, C}}{a_{sup}} (0,0038a_{sup} + 0,0074a_{sup}^2) (1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n$	Fluxo de calor no solo	14	Bastiaanssen (2000)
$H = \rho \cdot c_p \cdot \frac{dT}{r_{ah}}$	Fluxo de calor sensível	15	Bastiaanssen et al. (1998)
$LE = R_n - G - H$	Fluxo de calor latente	16	Bastiaanssen et al. (1998)

Conforme anteriormente mencionado, o fluxo de calor sensível é um dos principais mecanismos que ocorre entre a superfície e a atmosfera sendo a energia necessária para aquecer o ar. Dessa forma, o H é obtido por meio de um processo iterativo, onde inicialmente a atmosfera é considerada em equilíbrio neutro. Posteriormente, identifica-se a condição de estabilidade e são realizadas as correções necessárias. O H é computado segundo a equação 15 do transporte de calor.

Para o cálculo de H , precisa-se da velocidade do vento, posteriormente a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_a e valores de R_n e G em dois pixels âncoras para a determinação da variação de temperatura (dT) entre dois níveis.

Primeiramente, determina-se a velocidade de fricção para a área com a velocidade do vento em determinado nível Z , segundo equação do perfil logaritmo do vento (Equação 17) em atmosfera com equilíbrio neutro (SILVA et al., 2015):

$$u_* = \frac{k \cdot u_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (17)$$

onde K é a constante de Von Karman (0,41); u_x a velocidade do vento (ms^{-1}); Z_x a altura em que foi tomado o valor da velocidade do vento e Z_{om} é o coeficiente de rugosidade para o transporte de momentum (m), nessa etapa $Z_{om} = 0,12 \text{ h}$ (BRUTSAERT, 1982), onde h é a altura da vegetação em torno da estação meteorológica.

Ao assumir a atmosfera em equilíbrio neutro, e que o efeito da rugosidade da superfície é desprezível, pode-se estimar a velocidade do vento a 100 m de altitude, altura chamada de *blending height*, conforme a Equação 18:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad (18)$$

Após a obtenção da velocidade do vento a 100 m (u_{100}), calcula-se uma nova velocidade de fricção (u^*), para cada pixel, sendo calculado um novo coeficiente de rugosidade (Z_{0m}). Deste modo para cada pixel da imagem é obtido um Z_{0m} em função do SAVI (Equação 19), conforme Bastiaanssen et al. (1998).

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 \times \text{SAVI}) \quad (19)$$

A velocidade de fricção u^* para cada pixel da imagem é dada pela equação 20, conforme Bastiaanssen (2000):

$$u_* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{Z_{0m}}\right)} \quad (20)$$

A resistência aerodinâmica r_{ah} (ms^{-1}) é calculada admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra, segundo a equação 21:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (21)$$

onde z_1 e z_2 são as alturas em metros acima da superfície, respectivamente, 0,1 m e 2 m, para esse estudo, conforme Bastiaanssen et al. (1998).

O cálculo da diferença de temperatura próxima à superfície dT ($^{\circ}C$) para cada pixel é computada através de uma relação linear entre dT e T_{sup} (temperatura da superfície), conforme a equação 22:

$$dT = a + bT_{sup} \quad (22)$$

onde os coeficientes a e b são obtidos através dos pixels âncoras (quente e frio).

Após a obtenção do H , pode-se obter o fluxo de calor latente no instante da passagem do satélite (Equação 16). Posteriormente, foi calculada a ET diária para a área de estudo obtida por meio da fração evapotranspirativa instantânea (FE_i) segundo metodologia proposta por Bastiaanssen et al. (1998). Essa abordagem é baseada na teoria da autopreservação dos fluxos diurnos, a qual afirma que a razão entre o fluxo de calor latente e a energia disponível ($R_n - G$) permanece constante durante o dia (TREZZA, 2002). Considerando que G durante o dia é próximo a zero, o termo pode ser desprezado na Equação 23 (TREZZA, 2002).

$$FE_i = \left(\frac{LE}{R_{n24}} \right) \quad (23)$$

onde: FE_i = fração evapotranspirativa instantânea; LE é fluxo de calor latente (Wm^{-2}) e R_{n24} é o saldo de radiação diário (Wm^{-2}).

Por fim, a conversão da fração evaporativa em ET_{24h} foi realizada por meio da Equação 24 (BASTIAANSEN et al., 1998; MACHADO et al., 2014; COELHO et al., 2017).

$$ET_{24h} = 0,035 \times FE_i \times R_{n24h} \quad (24)$$

Com a ET diária computada seus valores foram agregados em valores mensais, de acordo com Morse et al. (2000) e Coelho (2016), conforme apresentado na equação 25.

$$ET_m = \frac{ET_{24h}}{ET_0} ET_{0_{mês}} \quad (25)$$

sendo ET_m a ET real mensal, ET_{24h} a ET real diária, ET_0 a ET de referência diária e $ET_{0_{mês}}$ a ET de referência acumulada mensal. Para o cálculo da ET_0 foi utilizada a equação 26

padronizada pela *Food Agriculture Organization of the United Nations* – FAO (ALLEN et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{ar,C} + 273} u_2 (u_s - u_{ea})}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (26)$$

sendo ET_0 a ET de referência (mm/dia); R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$); $T_{ar,c}$ é a temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$) a uma altura de 2 m; u_2 é a velocidade do vento (m/s) a uma altura de 2 m; e_s é a pressão de saturação do vapor à temperatura (kPa); e_a a pressão atual do vapor de água (kPa); γ é a constante psicométrica (adimensional); e Δ é a tangente à curva de pressão de vapor, em $T_{ar,C}$.

4.2.3 Obtenção dos pixels âncoras (quente e frio) utilizando o ASEBAL

O SEBAL automatizado proposto por Silva et al. (2019) e executado na interface do software MATLAB. Consiste em um processo de otimização para identificar os pixels âncoras em séries temporais de imagens de satélite, além de agilizar o processamento das imagens no que diz respeito a estimativa do fluxo de calor sensível.

A determinação dos pixels âncoras no ASEBAL é realizada criando limites para obtenção de máscaras dos parâmetros NDVI, TS e albedo da superfície, com as quais definem-se pixels, em cada imagem, que se enquadram nos limites (Tabela 9) de cada parâmetro.

Tabela 9. Definição dos limites para criação máscaras

Variável	Limites	
	Pixel frio	Pixel quente
Albedo	< 2°. quartil	> 3°. quartil
NDVI	> 4°. quartil	> 0,10 e < 1°. quartil
TS	< 1°. quartil	> 3°. quartil

Fonte: Silva et al. (2019).

Com base nas máscaras dos limites, o 1° grupo de *pixels* elegíveis a âncoras é definido e um novo refinamento é realizado levando mais uma vez em consideração os quartis. Posteriormente, o 2° grupo de pixels é definido, de forma que sejam escolhidos como âncoras

apenas o pixel que possuir o valor mais próximo possível da mediana do 2º grupo. Mais detalhes sobre a aplicação podem ser verificados em Silva, (2017) e Silva et al. (2019). Diante da complexidade do balanço de energia, a utilização do ASEBAL possibilita reduzir possíveis erros de execução no processo devido à grande quantidade de imagens e informações necessárias para compor a série de ET.

4.2.4 Análise de séries de ET na vegetação de caatinga

Para análise da ET real e das variáveis biofísicas foram definidas áreas amostrais com diferentes tipologias de caatinga, conforme a Figura 19: (a) A1 – vegetação de caatinga arbórea, (b) A2 – vegetação de caatinga arbustivo-arbórea, e (c) A3 – vegetação de caatinga arbustiva. Os polígonos foram identificados dentro da área da bacia do alto Rio Paraíba com intuito de analisar o comportamento da evapotranspiração, temperatura da superfície e SAVI em relação à vegetação e as características dos solos no interior de cada polígono.

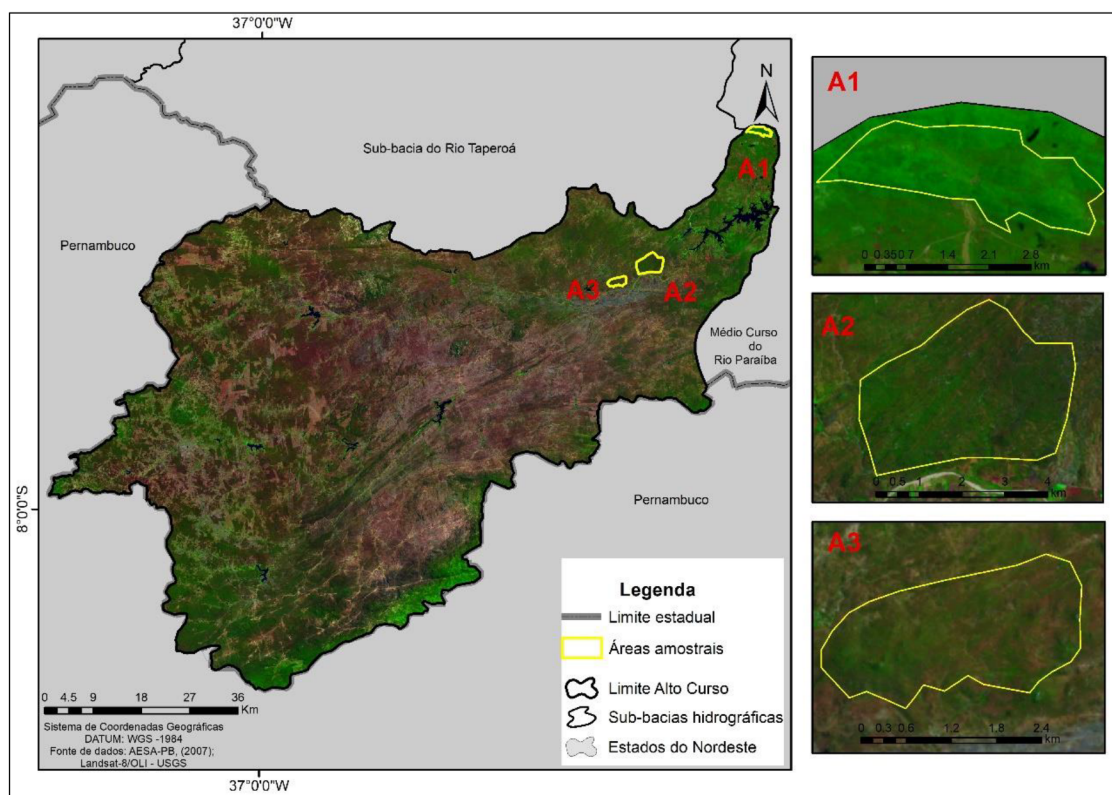


Figura 19. Áreas amostrais com polígonos de vegetação de caatinga inseridos na bacia do alto Rio Paraíba.

4.3 Resultados e Discussão

4.3.1 Comportamento das variáveis biofísicas e ET no bioma Caatinga

A Figura 20 apresenta os gráficos com os valores médios mensais da TS, do índice de vegetação ajustado ao solo – SAVI e da ET ao longo da série (2005–2016) nos polígonos dos diferentes tipos de vegetação na bacia do alto Rio Paraíba. Os polígonos foram definidos buscando delimitar áreas previamente identificadas em campo para cada tipologia de caatinga (arbórea, arbustivo-arbórea e arbustiva).

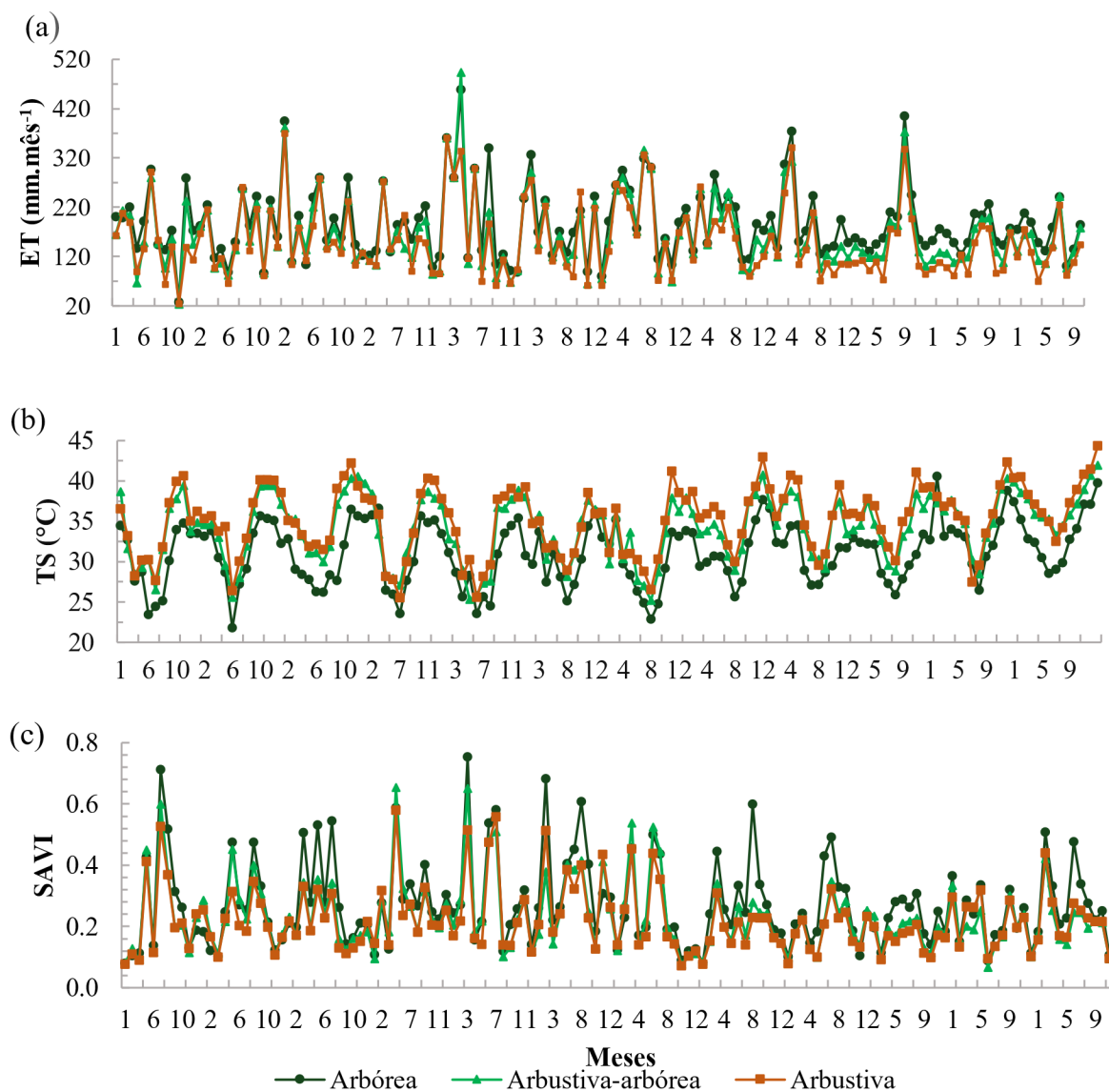


Figura 20. Séries temporais de (a) ET real, (b) TS e (c) SAVI em diferentes tipologias vegetais no bioma caatinga para o período de 2005 a 2016.

A série temporal da ET real apresentou alta variabilidade em todas as tipologias analisadas, possivelmente devido à heterogeneidade dentro de cada polígono de vegetação, à exposição dos solos e estrutura das espécies, além de variações em parâmetros climáticos. Os valores mais elevados foram identificados nas tipologias arbustivo-arbórea e arbórea para os meses chuvosos, variando assim de acordo com a disponibilidade de água no período (Figura 20a). Os menores valores foram verificados para a tipologia arbustiva, principalmente nos meses secos. Os menores valores devem-se aos mecanismos fisiológicos de defesa das plantas da caatinga. Associados a isso tem-se, a sensibilidade dos estômatos das plantas da Caatinga as diferenças da pressão de vapor de água entre a superfície transpirante (BEZERRA, 2013), além das altas temperaturas na região do alto Rio Paraíba.

Assim, mostra-se a relação entre o porte da vegetação inserida nos polígonos com os valores de ET neles apresentados. Pois, a perda das folhas pelas plantas nos períodos secos provoca uma menor retenção de água na superfície, ou seja, a água do solo é perdida rapidamente por evaporação. Da mesma forma, ocorre com ausência de folhas, quando a evapotranspiração das plantas também diminui durante os períodos secos.

Outro destaque possível de realizar está relacionado com a diminuição dos valores observados no final da série, que correspondem aos anos de 2015 e 2016. Essa mudança abrupta no comportamento da ET, comparados aos picos visualizados nos anos anteriores, pode ser explicada, porque esses anos estão inseridos no período mais recente de seca na região semiárida no Nordeste brasileiro (NEB). Nesse contexto, o déficit hídrico controla fenologicamente a vegetação de caatinga, que se adapta às condições de escassez hídrica e altera as taxas de ET.

Diante disso, a escassez de chuvas na região, bem como as características climáticas (temperatura, radiação, umidade relativa e velocidade do vento), podem ter proporcionado esse comportamento. A exceção é para as áreas de vegetação arbórea mais densa e com espécies mais resistentes as condições adversas do clima. Nesse sentido, Silva et al. (2011) afirmam que na vegetação de caatinga os reguladores fisiológicos das plantas funcionam ora como isolantes, ora como condutores, amortecendo a sua amplitude térmica, influenciando as variáveis do balanço de energia.

Com relação a TS (Figura 20b), nas três tipologias de caatinga identificou-se pouca variabilidade, apresentando baixos valores nos meses mais chuvosos e altos valores nos meses secos. As variações observadas nos meses secos para as tipologias arbustiva e arbustivo-arbórea

podem ser explicadas por possíveis eventos de precipitação que ocorreram na área, que mantiveram um vigor vegetativo maior para as plantas dessas tipologias, o que diminuiu as temperaturas da superfície no local.

Ainda é possível verificar um pico de temperatura com 40,5 °C para a tipologia de caatinga arbórea, valor próximo ao observado para a caatinga arbustiva, durante o período considerado chuvoso, possivelmente fruto de alguma alteração na cobertura vegetal no mês equivalente a essa média.

O SAVI (Figura 20c) variou em função da precipitação, apresentando valores maiores nos meses chuvosos, pois a vegetação nesse período está em pleno vigor vegetativo, o que lhe proporciona maior quantidade de folhas, significando maior atividade fotossintética, aumentando assim sua reflectância. Nesse sentido, os maiores valores são observados para a tipologia arbórea, que nos meses chuvosos apresentou valores de até 0,75, seguida pela arbustivo-arbórea 0,65.

Os valores menos significativos (0,08) são verificados para a caatinga arbustiva, principalmente nos meses secos, nos quais essa tipologia vegetal, que costuma apresentar espécies menos resistentes as variações climáticas, pois perde totalmente as folhas na estação seca. Jensen (2009) argumenta que um fator a ser destacado como contributivo para alterações na vegetação está relacionado as altas temperaturas que podem ocorrer de forma não sazonal, alterando o ciclo fenológico das plantas (JENSEN, 2009).

4.3.1.2 Comportamento mensal da ET nas tipologias de caatinga no período de 2005 a 2016

A Figura 21 apresenta a ET média mensal ao longo da série para a compreensão do comportamento dessa componente nos polígonos representativos de vegetação nativa. Com isso, verificou-se alta variabilidade dos valores de ET média mensal em todas as tipologias vegetais identificadas.

A vegetação de caatinga arbustiva apresentou o menor valor médio da ET em novembro (115 mm/mês). Esse foi o menor valor observado de ET para todas as tipologias. O maior valor médio na caatinga arbustiva foi verificado no mês de julho (186,5 mm/mês). Destaca-se que essa tipologia de caatinga é caracterizada pela vegetação esparsa e de porte

arbustivo, sendo possível que existam área de solo exposto nesse polígono. É importante lembrar que a caatinga reage de forma rápida as precipitações e tem seu vigor vegetativo acrescido, o que pode ser verificado nos valores dos meses considerados chuvosos (fevereiro, março, abril e maio) na região da bacia do alto Rio Paraíba.

No período chuvoso a ET foi elevada para todas as tipologias de caatinga. Isso deve-se a maior retenção de umidade e disponibilidade de água nas folhas para o processo de evapotranspiração, da mesma forma, a elevada umidade no solo também pode favorecer as taxas de ET.

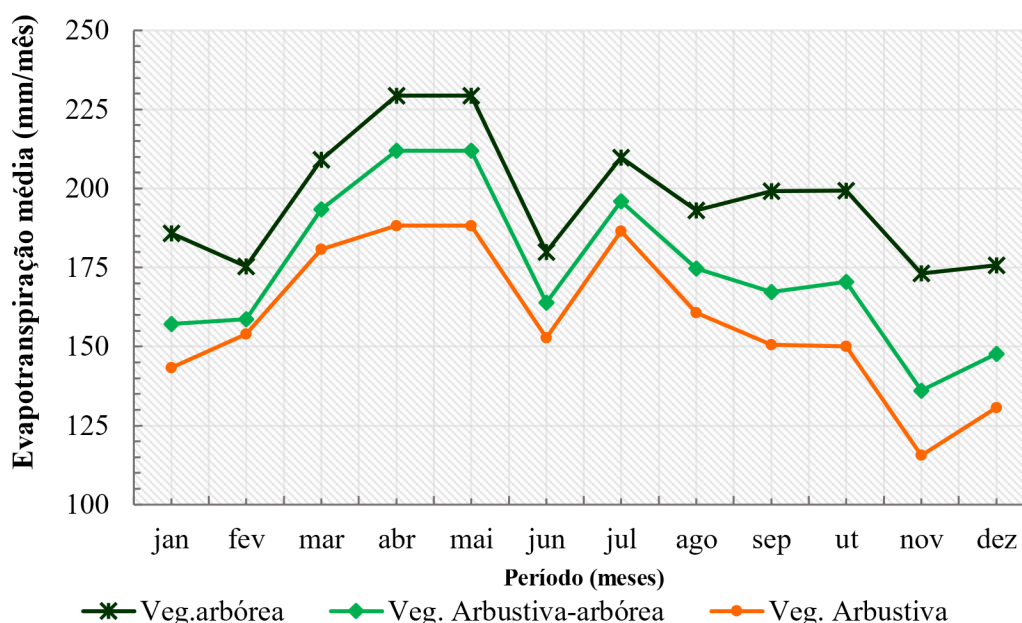


Figura 21. Variabilidade mensal média da ET nas tipologias de caatinga.

Para a vegetação arbustivo-arbórea o mesmo padrão é observado, porém com valores elevados devido ao porte e as características do dossel. O menor valor verificado foi em novembro (136 mm/mês) e o maior valor nos meses de abril e maio (211,9 mm/mês). A vegetação arbustivo-arbórea é constituída por espécies de maior porte, sendo observadas maiores densidades do dossel vegetal quando comparada com a tipologia arbustiva. Para Sousa (2008), essa tipologia apresenta caatinga secundária em avançado estágio de sucessão ecológica.

Cabe destacar que mesmo diante de diferenciação no porte quanto a densidade, a caatinga arbustivo-arbórea identificada na bacia apresenta áreas de solo exposto e áreas de solo

exposto em meio aos polígonos de vegetação, principalmente em áreas que mostram degradação dos solos, processos erosivos e exposição de rocha. Meireles (2007) em estudo na região semiárida do Ceará- (Brasil), obteve os menores valores de ET real em áreas de pouca cobertura vegetal, onde o cristalino se encontrava exposto.

O comportamento da ET real no polígono referente a caatinga arbórea segue o padrão sazonal observado para outras tipologias vegetais. No entanto, ela apresenta os maiores valores de ET real em todos os meses da série (2005-2016) em relação as demais tipologias, com valores mais elevados verificados de março a maio, além do mês de julho. Caracterizada por um porte denso, vegetação fechada e pouco espaçada, a caatinga arbórea possui espécies como catingueira, angico e juazeiro, que dependendo do ambiente em que estão inseridas apresentam diferenciação no porte e maior densidade do dossel.

No que diz respeito à influência do dossel, Souza (2009) argumenta que os processos biofísicos e a distribuição espacial dos fluxos superficiais em um ecossistema estão associados à estrutura física do dossel e a quantidade de biomassa, pois esses regulam o balanço de radiação no interior do dossel, além de ocorrerem processos de troca de energia e CO₂ com a atmosfera.

Ainda sobre a Figura 21, destaque-se o comportamento sazonal da ET real, que varia não somente em função das condições climáticas (umidade relativa, radiação e velocidade do vento), mas é fortemente influenciada pela precipitação na bacia do alto Rio Paraíba. Essa condição é refletida na vegetação de caatinga.

Diante da dinâmica da caatinga frente as precipitações, optou-se por analisar o comportamento das variáveis nos momentos em que a vegetação reflete as condições climatológicas. De acordo com a AESA-PB, (2007) a região possui marcadamente duas estações (chuvosa e seca), e segundo o regime de chuvas apresenta de 9 a 10 meses de seca. Porém, considerar essa temporalidade para analisar o comportamento da ET na bacia do alto Rio Paraíba pode ocasionar generalizações.

Dessa forma, definiu-se de acordo com os dados da AESA-PB e, as médias mensais de precipitação dos postos pluviométricos da AESA-PB, o período chuvoso compreendendo os meses de fevereiro a maio, bem como os períodos de transição ocorrendo de junho a agosto e o período seco ocorrendo de setembro a janeiro. Destaca-se que a classificação aqui estabelecida leva em consideração além dos totais precipitados a rápida e direta influência da precipitação sobre a vegetação nesses períodos.

Com relação a análise por meio de medidas de tendência central, dispersão e do coeficiente de variação (Tabela 10), é possível afirmar que a variável SAVI e a ET real apresentaram valores médios de acordo com o esperado para os períodos destacados.

É importante destacar que o modelo SEBAL não leva em consideração, em nenhuma de suas etapas, a interferência da umidade do solo (quantidade de água armazenada ou perdida). Muito menos são considerados dados sobre as características dos solos como textura, por exemplo. Isso pode afetar os valores de ET obtidos via SEBAL nas áreas de vegetação de caatinga. Diante disso, evidenciam-se os fatores que podem influenciar as estimativas da ET em áreas do bioma Caatinga, devido a heterogeneidade das áreas, tipos de solos e fragmentação da cobertura vegetal.

Tabela 10. Resumo estatístico dos parâmetros biofísicos e da ET nas tipologias de caatinga nos períodos chuvoso, de transição e seco de 2005 a 2016.

Período	Tipologias vegetais	Variáveis								
		ET (mm)			TS (°C)			SAVI		
		σ	μ	C.V	σ	μ	CV	σ	μ	C.V
Chuvoso	Arbórea	5,4	193,2	3	0,7	31,5	2	0,01	0,28	4
	Arbustivo-arbórea	5,8	177,0	3	0,6	34,4	2	0,01	0,24	3
	Arbustiva	2,8	165,5	2	0,2	35,3	1	0,01	0,23	3
Transição	Arbórea	3,9	194,0	2	0,5	26,6	2	0,02	0,35	5
	Arbustivo-arbórea	4,2	178,2	1	0,3	29,7	1	0,01	0,28	3
	Arbustiva	2,2	166,5	1	0,2	30,4	1	0,01	0,25	3
Seco	Arbórea	7,2	185,8	4	0,9	34,9	2	0,01	0,21	3
	Arbustivo-arbórea	4,6	155,8	3	0,5	38,6	1	0,00	0,19	2
	Arbustiva	2,0	138,1	1	0,2	39,7	0	0,00	0,18	1

σ = desvio padrão, μ = média, C.V = coeficiente de variação.

Quanto ao SAVI, os valores médios mais expressivos foram verificados nos períodos chuvosos para as tipologias de caatinga arbórea, já os menores valores nos períodos secos na caatinga arbustiva. O CV considerado baixo para as tipologias nos períodos analisados, caracteriza pouca variabilidade, no entanto a caatinga arbórea apresentou coeficiente de variação de 4 e 5 nos períodos chuvoso e de transição.

A temperatura da superfície apresentou valores médios elevados para as tipologias de caatinga no período chuvoso, se comparadas ao período de transição (junho, julho e agosto). Nesses meses do período de transição as temperaturas do ar tendem a cair na região do alto Rio

Paraíba, e a umidade proporcionada pelas chuvas na estação anterior pode ocasionar esse quadro de baixos valores de TS nas áreas com vegetação arbórea. No período seco, os valores médios observados foram elevados em todas as tipologias. O CV apresentado por essa variável justifica a baixa variabilidade da temperatura na área dos polígonos durante esse período.

Anualmente, a variação nos valores de ET e demais variáveis podem ser percebidas principalmente de acordo com o regime das precipitações e/ou fenômenos climatológicos que ocorrem na região do semiárido nordestino. Associados a isso os mecanismos meteorológicos que atuam na área também são influentes no que diz respeito a dinâmica dessas variáveis em escala regional.

Nesse contexto, a Figura 22 apresenta as médias e os desvios padrão para a ET real, TS e SAVI em cada tipologia de caatinga de 2005 a 2016. Para a Figura 22a, com os valores médios do SAVI, é possível identificar o comportamento típico dessa variável, sendo ditado pela condição da vegetação e umidade nas áreas analisadas. Nessa perspectiva, Teixeira et al. (2009) em pesquisa na bacia do São Francisco-BA, argumentam que durante anos secos, cobertura arbustivas extraem do perfil do solo a umidade armazenada nos anos úmidos que antecederam.

Nos anos considerados chuvosos, são verificados os maiores valores conforme os anos apresentam-se como secos, os valores tendem a cair, como pode ser visto entre 2012 e 2016. Pode-se destacar que o ano de 2010 foi provavelmente influenciado pelos totais precipitados entre 2008 e 2009, e apresentou os valores mais elevados de SAVI. Silva et al. (2009) obtiveram valores de SAVI para as áreas de caatinga variando de 0,3–0,5 e de 0,5–0,7, em área semiárida localizada na Bacia Experimental de São João do Cariri na sub-bacia do Taperoá.

A Figura 22b mostra os valores da TS em cada tipologia de caatinga. É possível verificar que as temperaturas mais elevadas ocorreram nas áreas de caatinga arbustiva e arbustivo-arbórea em todos os anos da série, com destaque para os anos secos. A exceção é para o ano de 2007, que apresentou temperaturas de superfície elevadas em todas as tipologias vegetais.

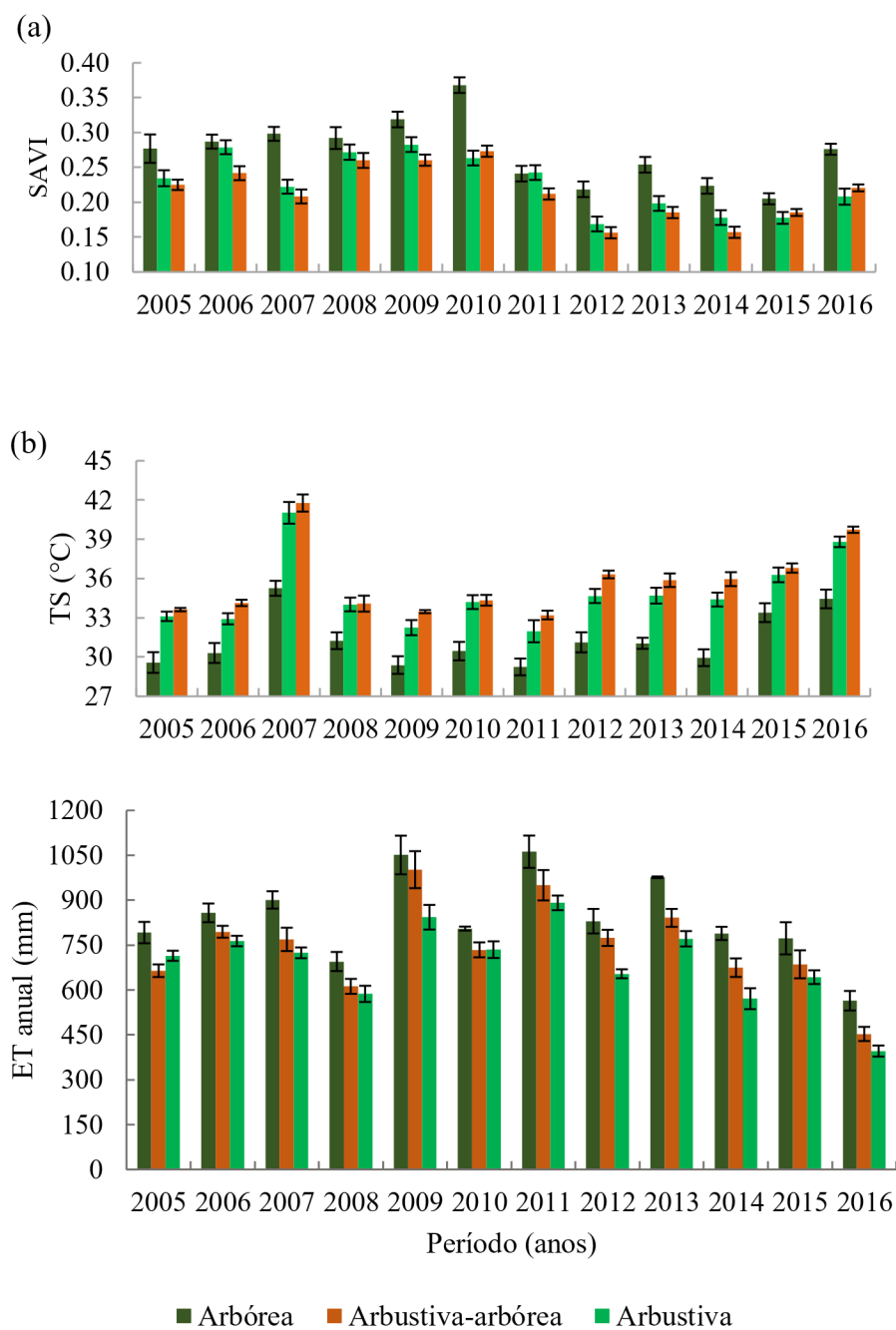


Figura 22. Médias e desvios padrões anuais: (a) ET real, (b) TS e (c) SAVI, para as tipologias de caatinga de 2005 a 2016.

Diversos fatores podem ter contribuído para tal episódio, um deles é que nesse ano os volumes precipitados estiveram abaixo da média história para a região. Ainda pode-se citar

alterações provocadas pela ação humana dentro dos polígonos de vegetação, como desmatamento, queimadas e alterações fenológicas naturais que podem surgir na vegetação diminuindo o dossel vegetal e aumentando a presença de áreas com solo exposto.

Na Figura 22c observa-se que os valores anuais da ET real nas tipologias variam de acordo com as condições da vegetação, que por sua vez são alteradas pelo regime de chuvas. Ressalta-se, mais uma vez que por se tratar da cobertura vegetal que está sob mais forte influência das atividades humanas, alterações significativas podem ter ocorrido dentro dos polígonos definidos para análise, o que não é objeto de estudo nesta pesquisa e, portanto, foge ao controle da análise.

Os maiores valores médios de evapotranspiração são verificados na caatinga arbórea, independentemente de serem anos considerados secos ou chuvosos. Isso se deve ao fato de a vegetação arbórea manter sua densidade vegetal por mais tempo, além de conferir maior umidade para as áreas em que está presente, portanto, há mais água para evapotranspiração. Por outro lado, nos anos secos (2012 e 2013) os valores médios da ET foram maiores que em anos chuvosos, como em 2008, por exemplo. Dessa forma, infere-se que em anos secos a evapotranspiração nos polígonos analisados não possui apenas relação com o porte da vegetação, mas são fortemente modificados por variáveis como incidência da radiação solar e aumento da temperatura, que associadas a condição da vegetação de porte mais denso permite tais valores de ET.

Bezerra (2013) afirma que nos ambientes semiáridos a dinâmica sazonal da variação da área foliar e os eventos de precipitação durante os ciclos de estiagem, associados com a radiação solar global, apresentam influência, tanto no aquecimento da superfície como no processo de ET da superfície vegetada ou não. Diante do exposto, torna-se apropriada uma avaliação do comportamento dessas variáveis analisando-as nos anos do período de seca (2012–2016) isoladamente, e relacionando esse comportamento com os totais precipitados na área da bacia do alto Rio Paraíba.

4.3.1.3 Variáveis biofísicas e ET na caatinga em períodos de seca

Segundo INMET (2017), AESA-PB (2016) e NOAA (2019), os anos no intervalo de 2012 a 2016 estão inseridos no período mais recente considerado de seca. Esse período

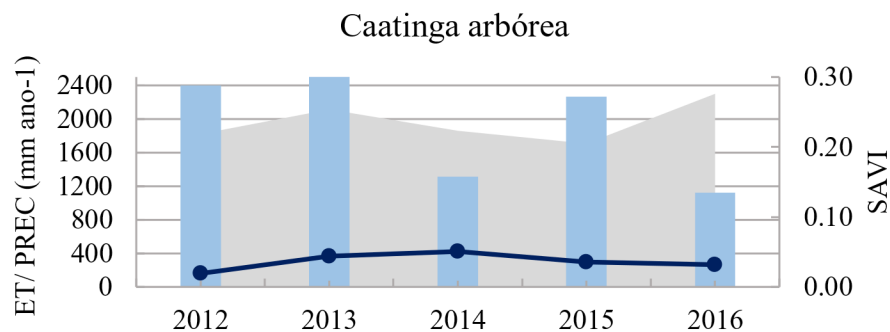
compreende os últimos anos da escala temporal desta pesquisa. Nessa realidade, está inserida a região do NEB e a bacia do alto Rio Paraíba. Dessa forma, gráficos (Figura 23) foram elaborados com intuito de apresentar numericamente a relação do SAVI e da ET real com o regime das precipitações na bacia.

Com a análise dos gráficos da Figuras 23a–c pode-se verificar que nesses anos os volumes precipitados caem drasticamente e os valores médios anuais de SAVI acompanham essa dinâmica, pois entre 2012 e 2016 os valores de SAVI decaem de 0,10 e 0,28 para as tipologias analisadas, porém esses valores são típicos de áreas que apresentam caatinga arbustiva esparsa e o estrato herbáceo, além de áreas de solo exposto. Percebe-se ainda que os valores de SAVI se mantêm superiores a 0,20 para a caatinga arbórea.

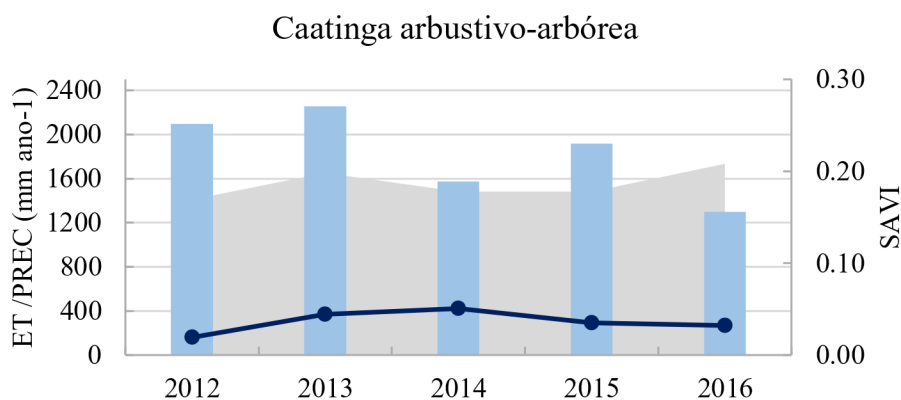
Não se identifica um padrão quanto a redução ou aumento nos valores de SAVI mediante a precipitação para todas as tipologias nesse período. Um exemplo disto é verificado no ano de 2014 que apresentou um acréscimo nas precipitações, porém o SAVI se manteve com valores baixos, o que pode ser explicado pelo estado do solo, mediante os extremos climáticos verificados nos anos anteriores (2012 e 2013) e, que não proporcionou uma regeneração significativa da vegetação, além do nível de degradação da cobertura vegetal apresentada na área. Bezerra et al. (2014) afirmam que a cobertura vegetal sob estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar, o que aumenta sua reflexão na região do visível, absorvendo mais na faixa do infravermelho e ocasionando menores valores de índice de vegetação como NDVI, por exemplo, e maiores valores de TS.

Quanto à ET real, em média os valores são elevados em todas as tipologias de caatinga, mesmo diante dos baixos volumes de chuvas. Nessa perspectiva, os anos de 2012 e 2013 apresentaram as maiores taxas de ET para todos os tipos de caatinga. No geral, para caatinga arbórea (Figura 23a) verificou-se altos valores de ET, levando-se em consideração que essa tipologia apresenta espécies mais resistentes ao estresse hídrico, às condições de aridez e às altas amplitudes térmicas.

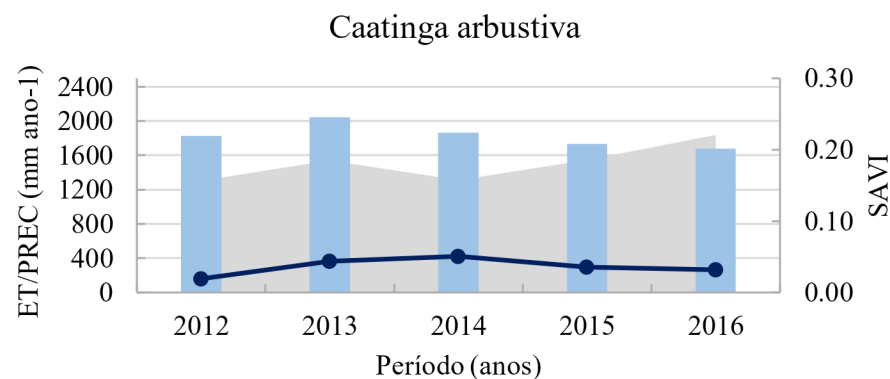
(a)



(b)



(c)



SAVI ET PREC

Figura 23. ET real, precipitação (mm. ano⁻¹) e SAVI entre 2012 e 2016 em cada tipologia de caatinga. a) Caatinga arbórea, b) Caatinga arbustivo-arbórea e c) Caatinga arbustiva.

A caatinga arbustiva-arbórea em condições de perda de folhas (Figura 24a), que é mais sujeita às interferências a restrição do suprimento de água durante períodos de seca, apresentou baixos valores de ET em todos os anos analisados. Na área de caatinga arbórea, evapotranspira mais que as demais tipologias, mesmo no período de escassez hídrica. Esse tipo de cobertura vegetal (de porte mais denso e fechado) (Figura 24b) também costuma oferecer condições propícias a diminuição da TS e manutenção de umidade.

(a)



(b)



Figura 24. (a) Área de caatinga arbustivo-arbórea em São Sebastião de Umbuzeiro; (b) Serra com vegetação de caatinga arbórea em São João do Tigre.

Fonte: J. Lellis e Eini Celly C. Cardoso. Data: 27/11/2015 e 31/08/2017

Diante do que foi já discutido nos tópicos anteriores, as peculiaridades climáticas a que está sujeito o semiárido são refletidas de forma contundente na vegetação de caatinga. No entanto, as particularidades geoambientais de cada área inserida no bioma reflete de forma diferenciada a ação das intempéries a que estão sujeitas.

4.3.1.4 Variáveis biofísicas e ET na bacia do alto Rio Paraíba entre 2005 e 2016

Para compreender a variabilidade espacial da ET na bacia do alto Rio Paraíba, optou-se por analisar conjuntamente o índice de vegetação SAVI e a TS no período de 2005 a 2016, com base nos valores médios anuais para toda a bacia. Aqui, a espacialização corresponde ao valor médio dos pixels para todo o período.

Nesse sentido, as Figuras 25a–b, mostram os valores médios anuais e a espacialização do SAVI, respectivamente. No que diz respeito a variabilidade, o SAVI variou de 0,17 a 0,28. Os maiores valores foram identificados nos anos chuvosos e/ou normais de 2008, 2009 e 2010. Percebe-se ainda que o SAVI diminui nos anos secos de 2012 a 2015, com exceção do ano de 2016 que apresenta um aumento nos valores. Esses valores atípicos podem ser explicados pelo alto potencial de recuperação da vegetação frente aos eventos de precipitação, mesmo que as chuvas se apresentem abaixo da média, desde que haja condições ambientais para tal recuperação, áreas com alto nível de degradação e em processo de desertificação dificultam a recuperação.

Quanto a espacialização dessa variável, verifica-se que os maiores valores de SAVI se apresentaram nas áreas mais elevadas e úmidas na porção noroeste da bacia. Bem como, em áreas com caatinga do tipo arbórea porção a nordeste limite com a APA do Cariri inserida na sub-bacia do rio Taperoá e em áreas da porção sul da bacia do alto Rio Paraíba (Figura 25a–b).

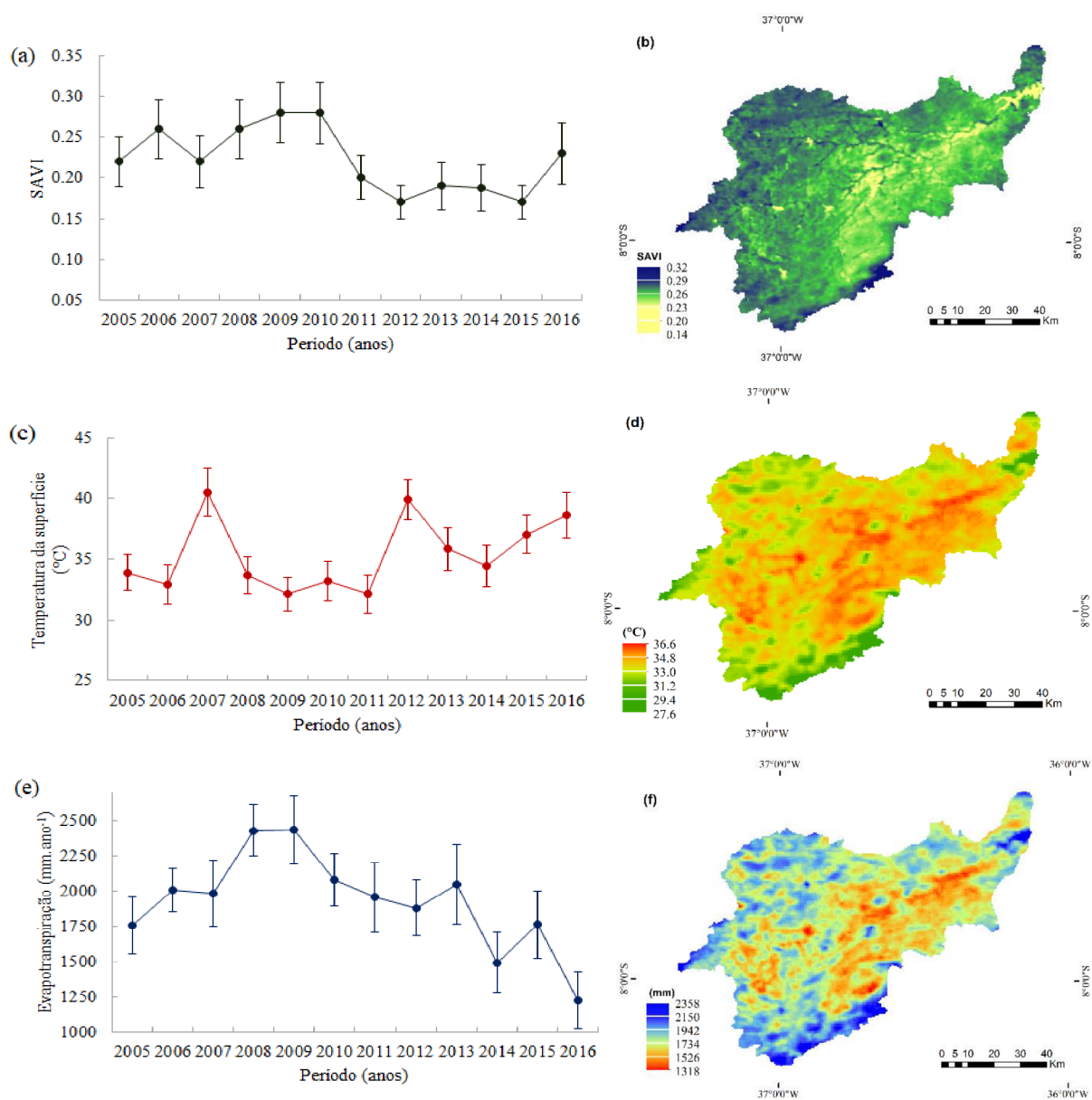


Figura 25. Média e desvio padrão anuais e espacialização da média para o período 2005–2016: (a) SAVI, (b) distribuição espacial dos valores médios do SAVI, (c) TS, (d) distribuição espacial dos valores médios da temperatura da superfície, (e) ET real e (f) distribuição espacial dos valores médios da ET real para todo o período analisado.

A TS apresentou valores médios que variaram entre 32,9 e 40,5 °C (Figura 25c). Verificando alta variabilidade nos anos analisados. Os menores valores foram observados para os anos chuvosos, enquanto os maiores para os anos secos. Identifica-se ainda que nos anos de 2007 e 2012 a temperatura apresentou valores acima dos 40 °C.

Conforme já mencionado, no ano de 2007 verifica-se que choveu abaixo da média histórica na bacia e, isso pode ter ocasionado alterações na cobertura vegetal e possivelmente provocado perdas significativas de umidade nas áreas remanescentes de vegetação, além de maior exposição do solo. Esses fatores podem ter contribuído com esse cenário de altas temperaturas. Já em 2012, ano em que é considerado o início da seca no NEB, os índices pluviométricos foram muito baixos e as temperaturas elevadas (Figura 25c), podendo-se considerar a consequente diminuição no dossel da caatinga, passíveis de causar elevação nas temperaturas da superfície.

Analisando a Figura 25d, com a distribuição espacial da TS, as áreas que apresentam os menores valores foram observadas em pontos isolados da bacia, que atuam amenizando a exposição do solo à radiação solar incidente. São áreas com vegetação mais preservada, de porte mais denso. Esses pontos estão localizados nas áreas de maiores altitudes (ao sul), como os topos das serras e áreas com cobertura vegetal de porte arbustivo-arbóreo e arbóreo.

A porção central da bacia apresentou os maiores valores de TS, destacando-se que essa área é caracterizada por intensa degradação das terras e da cobertura vegetal. A fragmentação da cobertura vegetal na bacia não permite que mais áreas sejam protegidas quanto ao aspecto térmico pela cobertura vegetal, nem que a umidade se mantenha por mais tempo nesses locais.

Observado a análise da ET em outros recortes temporais (mensais), as maiores taxas de ET também são verificadas nos anos chuvosos (2008 e 2009) (Figura 25e). Para os anos ditos secos, os valores de ET diminuem consideravelmente. Há uma maior variabilidade nos valores médios de ET na série devido a esse componente do balanço de energia ser influenciado por fatores climáticos (radiação, temperatura do ar, umidade relativa, entre outros), extremamente alterados em períodos de seca no semiárido nordestino.

Aliados aos fatores acima mencionados, Sousa et al. (2015) afirmam que nos meses secos a evapotranspiração torna-se substancialmente elevada e provoca estresse hídrico nas espécies vegetais, o que pode ser potencialmente agravado pelas mudanças nos padrões atmosféricos de larga escala.

Os maiores valores anuais de ET, superiores a 2.358 mm (Figura 25f), encontram-se na porção sul da bacia, nas áreas de caatinga de porte arbóreo. As áreas com altitudes elevadas, (topo das serras) nos municípios de São João do Tigre (Figura 26a) e São Sebastião de

Umbuzeiro, podem ser citadas como exemplo. As demais localidades são pontos isolados inseridos na bacia que apresentam vegetação mais densa e menos degradada (Figura 26b e c).

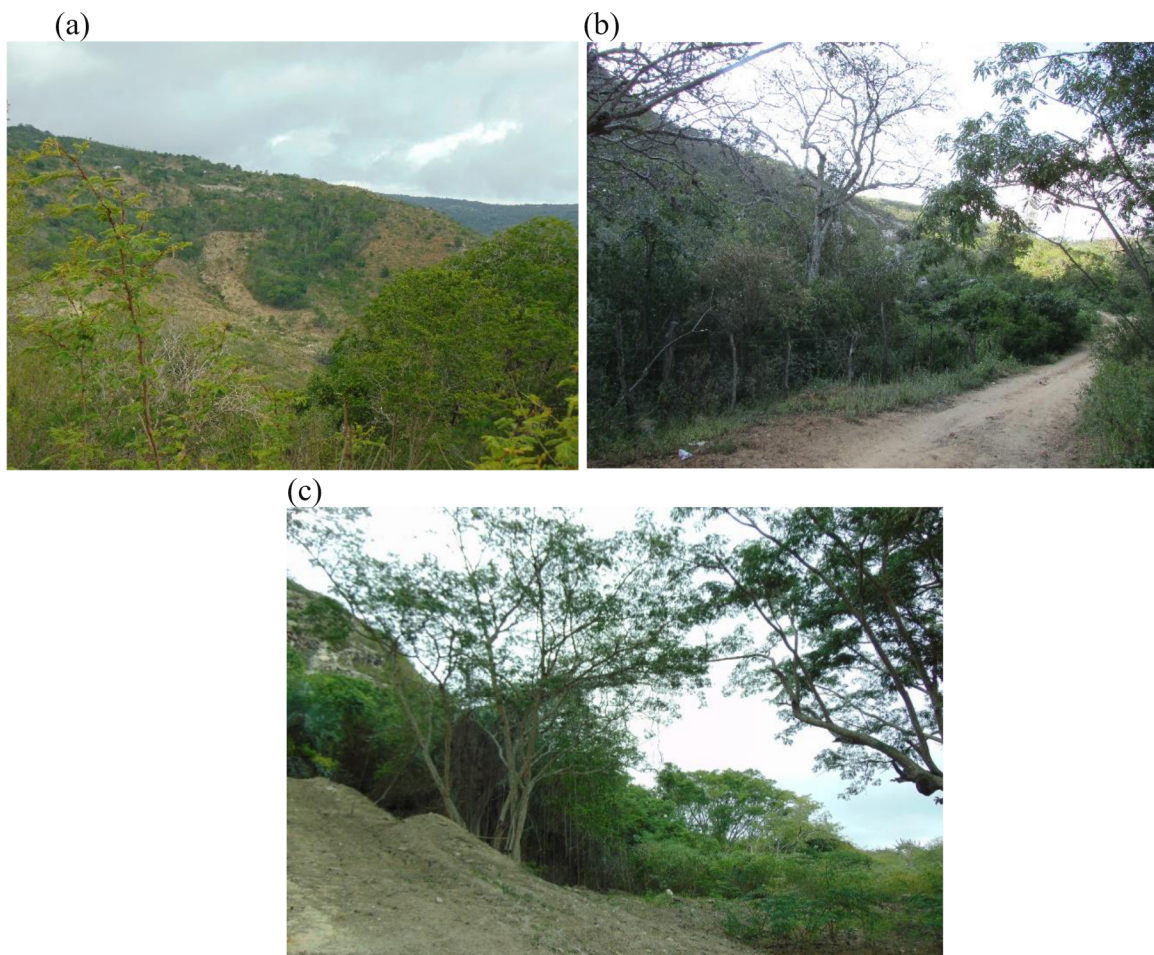


Figura 26. (a) Vegetação de caatinga arbustivo-arbórea e fragmentos de vegetação arbórea em área serrana; (b) Caatinga arbustivo-arbórea em áreas serranas; (c) Caatinga arbórea em área de vertente de serra—São João do Tigre-PB.

Fonte: Eini Celly C. Cardoso e J. Lellis. Data: setembro de 2017.

Nas áreas com cobertura de caatinga arbustiva (Figura 27a e b), que estão mais sujeitas às modificações provocadas pelo déficit hídrico, os valores de ET verificados na série variaram de 1.734 a 2.150 mm.

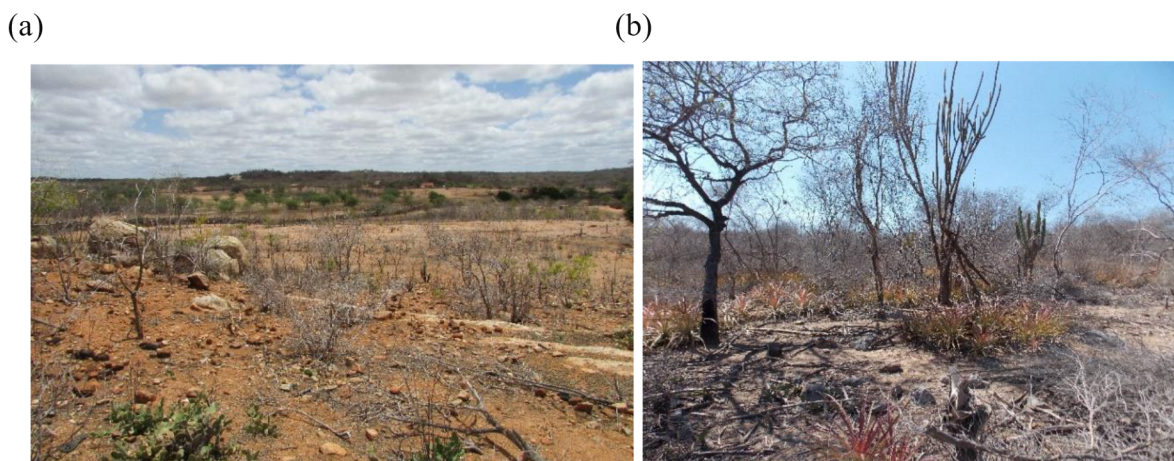


Figura 27. a) Área de caatinga arbustiva—Camalaú-PB; b) Vegetação arbustiva em área do município de São Sebastião do Umbuzeiro-PB.

Fonte: Eini Celly C. Cardoso. Data: maio de 2017.

Localizados na porção oeste e central da bacia encontram-se os menores valores de ET, provavelmente em função da degradação da cobertura vegetal e das terras nessas áreas. Essas localidades possuem baixa capacidade de retenção de umidade, devido, entre outros fatores, a maior incidência da radiação, as áreas de solo exposto mais extensas, e os tipos de solos distribuídos na bacia, pois o estado de conservação dos solos e o nível de compactação e teor de umidade, por exemplo, podem refletir ou absorver mais a radiação.

4.3.2 Distribuição espacial da ET na bacia do alto Rio Paraíba

A Figura 28 apresenta os valores médios de ET real para o período de 2005 a 2016, variando de 19 a 110 mm/mês. A partir dos mapas, verifica-se que os maiores valores de ET (63–76 mm); (77–90 mm) e (91–110 mm) foram observados nos meses de março, abril e maio, o período chuvoso na região. Porém nos meses de setembro, outubro e novembro foram observadas algumas áreas que apresentaram valores altos de ET. Essas áreas possuem vegetação de caatinga arbustivo-arbórea (sudeste) e arbórea (ao norte) na área que faz divisa com a APA do Cariri inserida na sub-bacia do rio Taperoá.

Nessas áreas, a presença de vegetação de porte diferenciado e com maior densidade do dossel proporciona maiores taxas de ET, que volta a atmosfera por meio da transpiração das

plantas. Nesse sentido, Bezerra et al. (2010) argumentam que as características morfológicas das plantas podem aumentar a superfície transpirante e influenciar os padrões de ET.

Assim pode-se afirmar que a vegetação de caatinga reage de forma rápida aos primeiros eventos de chuva do período chuvoso, além disso, eventos isolados de precipitação podem interferir nos valores de ET mesmo em meses considerados secos e/ou em estações secas. Essa característica da caatinga de desenvolver biomassa diante da precipitação é refletida na heterogeneidade das áreas inseridas na bacia onde a vegetação exibe altos valores de ET. Nas áreas degradadas a caatinga apresenta dificuldade na regeneração, mesmo em períodos chuvosos.

Os valores médios de ET real para o mês de maio variaram de 34 a 62 mm/mês, para boa parte da bacia, exceto algumas áreas da porção central que apresentaram valores entre 77 e 90 mm/mês. É importante salientar que não há imagens do sensor MODIS em boas condições de uso (sem ruídos e falhas) para os meses de maio de 2005 e 2008. Diante da ausência de imagens para o mês de maio desses anos, e da presença de pixels isolados com ruídos, os baixos valores médios obtidos para esses meses podem refletir essa situação. Observou-se ainda valores médios atípicos de ET em áreas isoladas da bacia para esse mês.

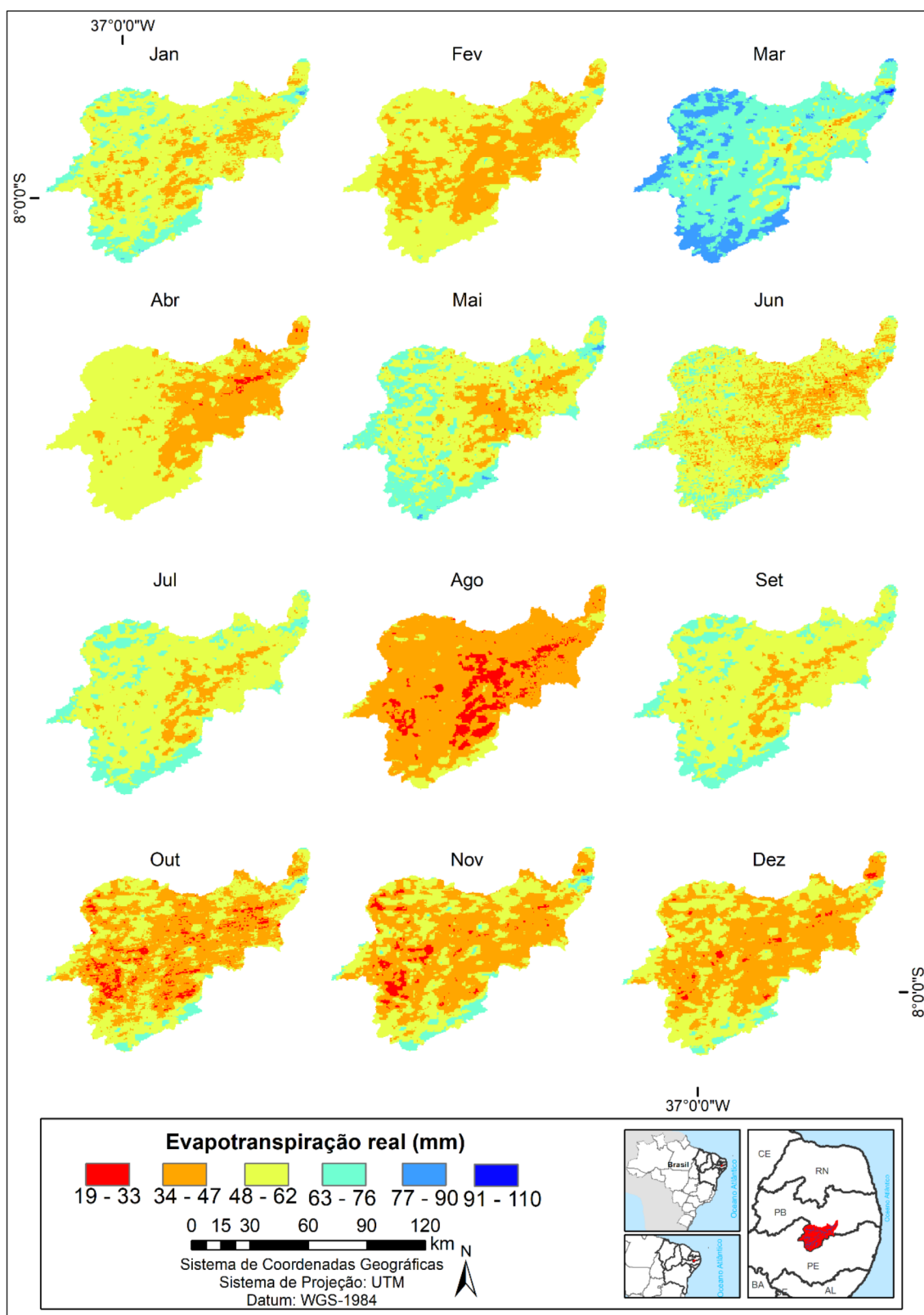


Figura 28. ET mensal média estimada por meio do SEBAL no período de 2005 a 2016.

Os maiores valores de ET real foram observados nas áreas elevadas nos municípios de São João do Tigre, São Sebastião do Umbuzeiro e Prata (região sul e sudoeste da bacia), além de algumas serras na porção central da bacia. Essas áreas exibem vegetação de caatinga arbórea e arbustivo-arbórea, o que proporciona valores de ET maiores que o verificado nas demais áreas da bacia. Essas particularidades foram verificadas nos mapas de todos os meses analisados, inclusive nos períodos ditos secos. A maior retenção de água pelo solo nas áreas vegetadas nos períodos chuvosos também pode ter proporcionado esse cenário.

Os menores valores de ET real ocorreram na porção central da bacia para todos os meses em análise. A porção central da bacia do alto Rio Paraíba é caracterizada por áreas com intensa degradação das terras e da cobertura vegetal, com destaque para os municípios do Congo, Coxixola e Caraúbas, onde predominam as áreas de solo exposto. Em muitas localidades desses municípios o solo encontra-se exposto e a caatinga é de porte arbustivo (Figura 29a).

Nessa perspectiva, na porção central da bacia são observados solos do tipo luvisolo, neossolo litólico e vertissolo. Sendo que os solos litólicos e luvisolos ocupam a maior parte da área central. Destaca-se que ainda podem ser verificados afloramentos rochosos ocorrendo em espaços significativos dessa porção da bacia.

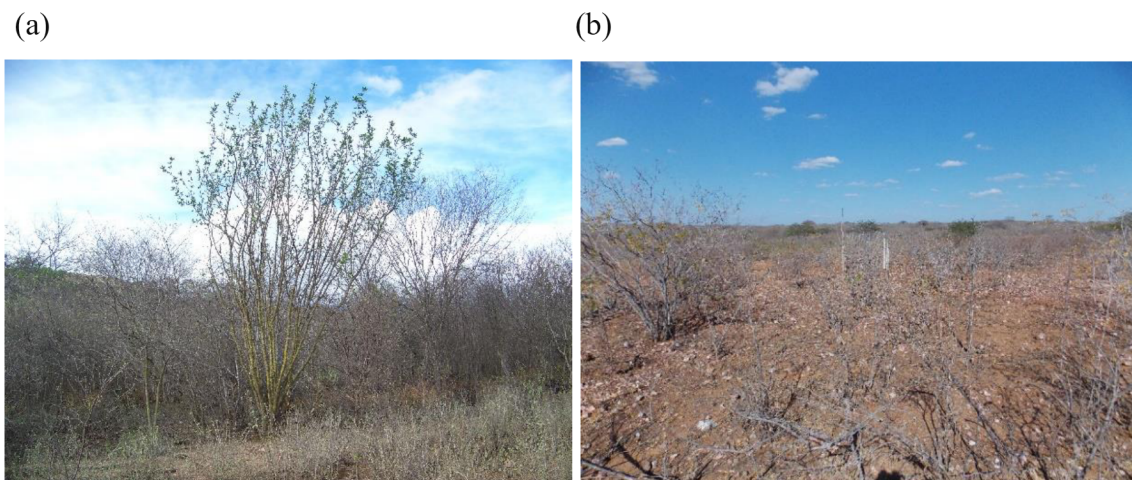


Figura 29. (a) Área de caatinga arbustiva entre Camalaú e São João do Tigre, e (b) Área de caatinga arbustiva e solo litólico em Barra de São Miguel.

Fonte: Glauciene Justino e Eini Celly C. Cardoso. Data: 27/01/2012 e 22/11/2015.

Os solos litólicos são rasos a muito rasos, pouco desenvolvidos e costumam apresentar as menores taxas de ET. Esse fato pode ser explicado pelo pouco volume de terra disponível para retenção da umidade, ou seja, o solo é mantido úmido por um curto período. Ainda sobre os solos litólicos (Figura 29b), na bacia do alto Rio Paraíba encontram-se diretamente assentados sobre o embasamento cristalino, apresentam acentuada pedregosidade e muita presença de cascalhos. Em adição, há restrição para a manutenção de vegetação de porte mais denso o que intensifica as condições propícias para elevados valores de calor sensível em detrimento do fluxo de calor latente.

Da mesma forma, os luvisolos que ocupam mais de 42% da bacia, apresentam baixa capacidade de armazenamento de água, possibilitando a redução no fluxo de calor no solo, com isso toda energia disponível é perdida para aquecer o ar. Para a EMBRAPA (2006) esse solo apresenta grande predisposição à erosão, além de dificultar o desenvolvimento de caatinga arbórea.

As singularidades desses ambientes na bacia do alto Rio Paraíba possibilitam verificar um padrão espacial da ET real diferenciado das demais áreas semiáridas no Estado, onde são verificadas áreas onde há predomínio de elevadas taxas de ET nos meses mais secos, enquanto no mesmo período há setores da bacia que apresentam baixos valores de ET. Dessa forma, explicar essa configuração individualizada em nível de bacia hidrográfica necessita de uma análise conjunta das características dos solos e da vegetação, bem como da precipitação.

A distribuição espacial da ET média anual para a bacia do alto Rio Paraíba (Figura 30) evidencia a dinâmica temporal da ET real para o período analisado. A ET anual variou de 232 a 1.246 mm. Observa-se que a ET anual entre 740 e 908 mm apresentou maior representatividade na área da bacia. Ainda sobre a Figura 30, verifica-se que os anos de 2009, 2011, 2012 e 2013 apresentaram valores elevados de ET entre 740 e 908 mm e 908 e 1.077 mm, pixels com valores acima desse intervalo foram observados para os corpos hídricos e alguns pixels em áreas de vegetação arbórea nas serras do município de São João do Tigre e Camalaú. Destaca-se que no ano de 2013 foi possível identificar pixels com valores de ultrapassando os 1.246 mm,

Freitas et al. (2013) identificaram para a série de 1970–2000, por meio da técnica de análise multivariada (agrupamento), que os maiores valores de índices de aridez no Estado da Paraíba estão localizados nas regiões do Cariri e Curimataú. A exceção é para as áreas de

altitudes elevadas de São João do Tigre. Em relação ao índice de umidade, o Cariri apresentou baixos valores, devido à escassez de precipitações, resultado também verificado para o índice hídrico. As áreas de serra de São João do Tigre apresentaram valores mais elevados, e é classificada em outra região homogênea mais úmida.

Em relação aos valores de ET em áreas de maior altitude, UDA (2017) afirma que diferentes orientações e declividades do terreno levam a uma variabilidade espacial da energia solar que incide sobre o terreno. Essa distribuição atua ainda no regime da temperatura do ar e do solo.

Ainda nesse sentido, de acordo com a classificação adotada na pesquisa em relação aos anos chuvosos e normais (2004–2011), a ET anual apresentou valores que podem ser considerados elevados, tendo em vista a alta disponibilidade de água para a ET. Porém, deve-se atentar para as particularidades climáticas de cada ano, como alta amplitude nas temperaturas, por exemplo, associadas as condições climáticas locais temos ainda estações chuvosas mais secas e estações secas com eventos isolados de precipitação acima da média.

Teixeira et al. (2009b), em estudo no médio São Francisco-BA, analisaram a ET em escala regional por meio do SEBAL, e afirmam que as estimativas de ET no ano de 2005 foram 4,1 % menor que a ET medida em campo para a vegetação de caatinga. No ano de 2004 a diferença foi de 4,7 % se comparada aos dados medidos. Essa diferença, segundo os autores, pode ter sido provocada pela redução das chuvas na região. Isso exemplifica a relação da precipitação com a vegetação de caatinga em regiões semiáridas.

Para o ano de 2009, considerado chuvoso e que foi influenciado pelo fenômeno de Oscilação Sul La-Niña, os valores elevados de ET real apresentam maior representatividade espacial, com destaque para as áreas de vegetação arbustivo-arbórea e arbórea. Além disso, a área do açude Epitácio Pessoa e os corpos hídricos na bacia mostram valores entre 1.077 e 1.246 mm. Ressalta-se que nas superfícies líquidas ocorre predominantemente evaporação.

A partir do ano de 2009 há um aumento gradativo das áreas com valores elevados de ET real na bacia, principalmente para os anos considerados secos. Nos anos secos (2012–2016) os maiores valores de ET real podem ser identificados nas porções sul e sudoeste da bacia, além de áreas a nordeste, consideradas mais úmidas.

Santos et al. (2018) ao propor uma nova classificação geoespacial da gravidade da seca no Estado da Paraíba, apresentaram a distribuição espacial da precipitação com base em dados

do sensor TRMM de 1998 a 2015. Nela a mesorregião da Borborema, na qual está inserido a bacia do alto Rio Paraíba, apresenta os menores totais precipitados e médias anuais baixas. Os autores ainda ressaltam que essa região é afetada por eventos severos de seca.

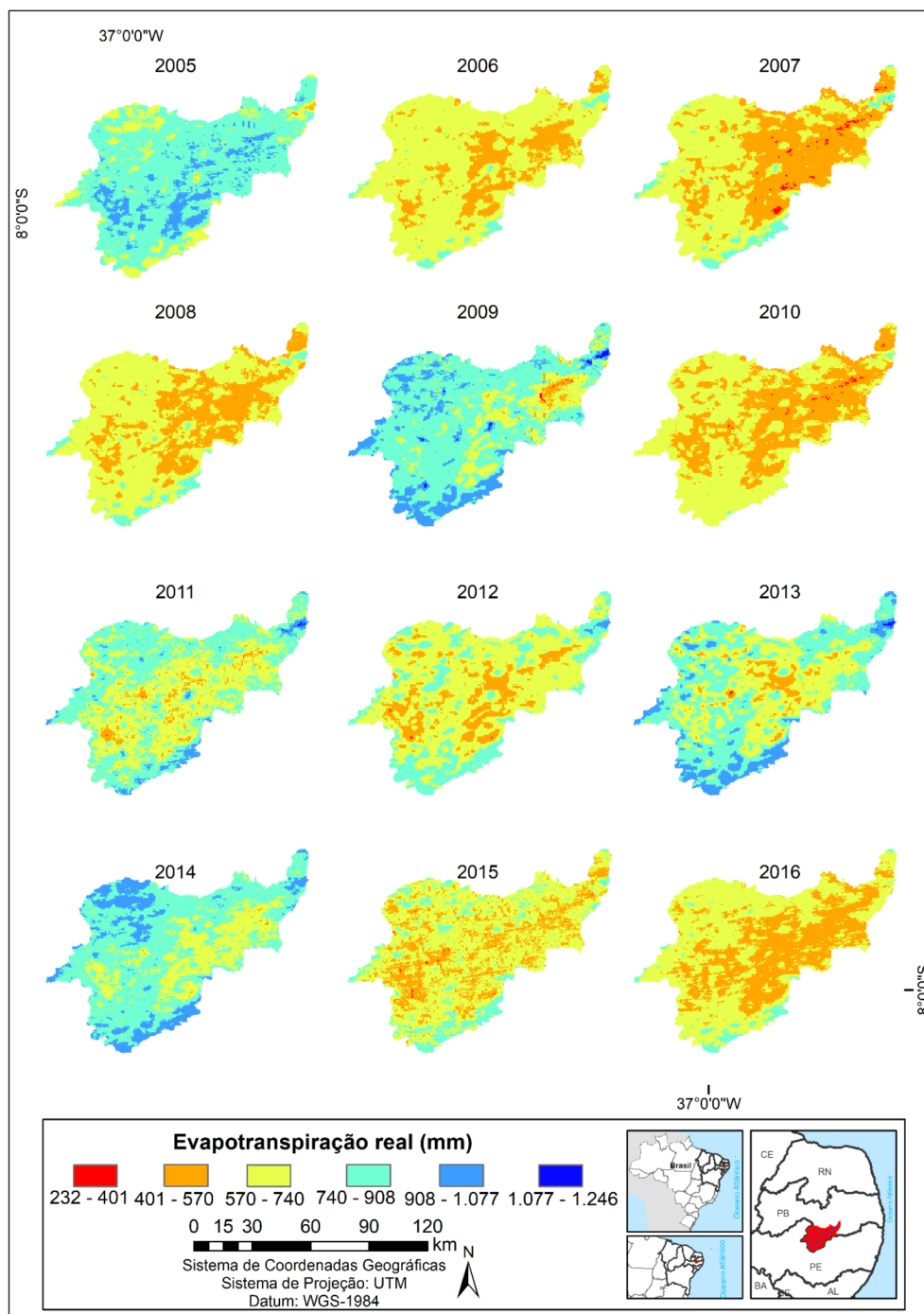


Figura 30. ET real anual estimada por meio do SEBAL na bacia do alto Rio Paraíba.

Durante os períodos secos e sob influência do fenômeno da seca, a vegetação de caatinga fragmentada e degradada em grande parte da bacia reflete as condições climáticas. Dessa forma, a área apresenta variação nos índices de vegetação, como o índice de área foliar, pois a caatinga perde suas folhas com a chegada da estação seca e/ou em períodos de escassez hídrica (Figuras 31a–b), isso interfere expressivamente nos valores de ET real da bacia.

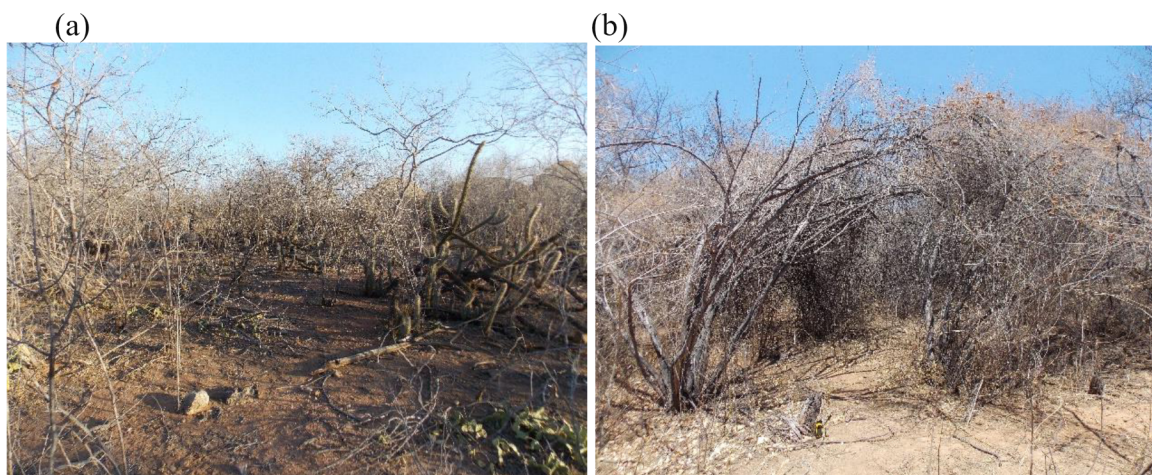


Figura 31. (a) Área de vegetação arbustiva em São Domingos do Cariri; (b) Área de caatinga arbustiva no município de Monteiro.

Fonte: Eini Celly C. Cardoso. Data: novembro de 2015.

As características da área possibilitam um ambiente com alto potencial evapotranspirativo, no qual grande parte da água precipitada que chega ao solo ou que é retida pelas plantas volta para a atmosfera. Diante disso, é possível afirmar que a baixa capacidade de retenção e manutenção da umidade durante os anos secos favorece a dinâmica da ET na bacia do alto Rio Paraíba, além do déficit hídrico controlar fenologicamente a caatinga. Esses fatores estão intrinsecamente relacionados ao comportamento e taxas de ET. As altas amplitudes da ET real (Tabela 11) demonstram a variabilidade dessa variável na série (2005–2016).

Observando os valores médios anuais (Tabela 11), percebe-se que o ano de 2016 apresentou o menor valor médio em toda a série (429 mm.ano^{-1}). Isso pode ser explicado pelos totais pluviométricos observados nesse ano na bacia do alto Rio Paraíba (Figura 32). O ano de 2016 é considerado seco, com baixos valores de precipitação (267 mm) e altas temperaturas da superfície. Alterações na cobertura vegetal podem explicar a diminuição dos valores de ET anual.

É importante lembrar que a substituição da caatinga por outros tipos de cobertura da terra ou a exposição do solo devido as queimadas e desmatamento, interfere diretamente na dinâmica da ET na bacia, pois alteram a disponibilidade de água e energia necessárias para o processo de evapotranspiração.

Nesse sentido, foram calculadas a amplitude, a média, o desvio padrão, e o coeficiente de variação dos dados de ET para que fosse possível uma análise estatística mais detalhada das variáveis. Para análise do coeficiente de variação (CV) quanto a sua variabilidade utilizou-se a classificação de Warrick e Nielsen (1980), que estabelece $CV < 12\%$ de baixa variabilidade, CV entre 12 a 60 % variabilidade média e $CV > 60\%$ alta variabilidade.

Segundo a classificação de CV proposta, a da bacia do alto Rio Paraíba apresenta uma variabilidade média para o ano de 2016, sendo o maior valor apresentado em toda a série. A variabilidade média é verificada para a maioria dos anos analisados e, a menor variabilidade é observada na Tabela 11 para o ano de 2006 e 2010.

Tabela 11. Estatísticas descritivas da ET real na bacia do alto Rio Paraíba.

Período	Média (mm.ano⁻¹)	Desvio padrão (mm.ano⁻¹)	Amplitude (mm.ano⁻¹)	CV (%)
2005	654	76	582	12
2006	786	59	452	8
2007	755	91	601	12
2008	611	69	454	11
2009	988	100	820	10
2010	751	65	449	9
2011	909	96	747	11
2012	666	90	636	14
2013	758	118	776	16
2014	641	92	629	14
2015	634	85	563	13
2016	429	70	463	16

CV é o coeficiente de variação.

Deve-se salientar que foram observados altos volumes precipitados no ano de 2008 em grande parte da bacia, conforme pode ser verificado, nos totais anuais das chuvas para a bacia do alto Rio Paraíba (Figura 32). Ainda sobre os resultados apresentados na Tabela 11, o maior valor médio de ET real foi verificado em 2009 (988 mm/ano), sendo o ano de 2009 considerado chuvoso com o total precipitado ultrapassando os 800 mm.

Dessa forma, verifica-se dois anos seguidos com chuvas acima da média o que pode ter contribuído com a manutenção da umidade nas áreas com maior densidade de cobertura vegetal, e colaborado com a elevação no nível dos reservatórios, permitindo ainda valores altos de ET por um período maior.

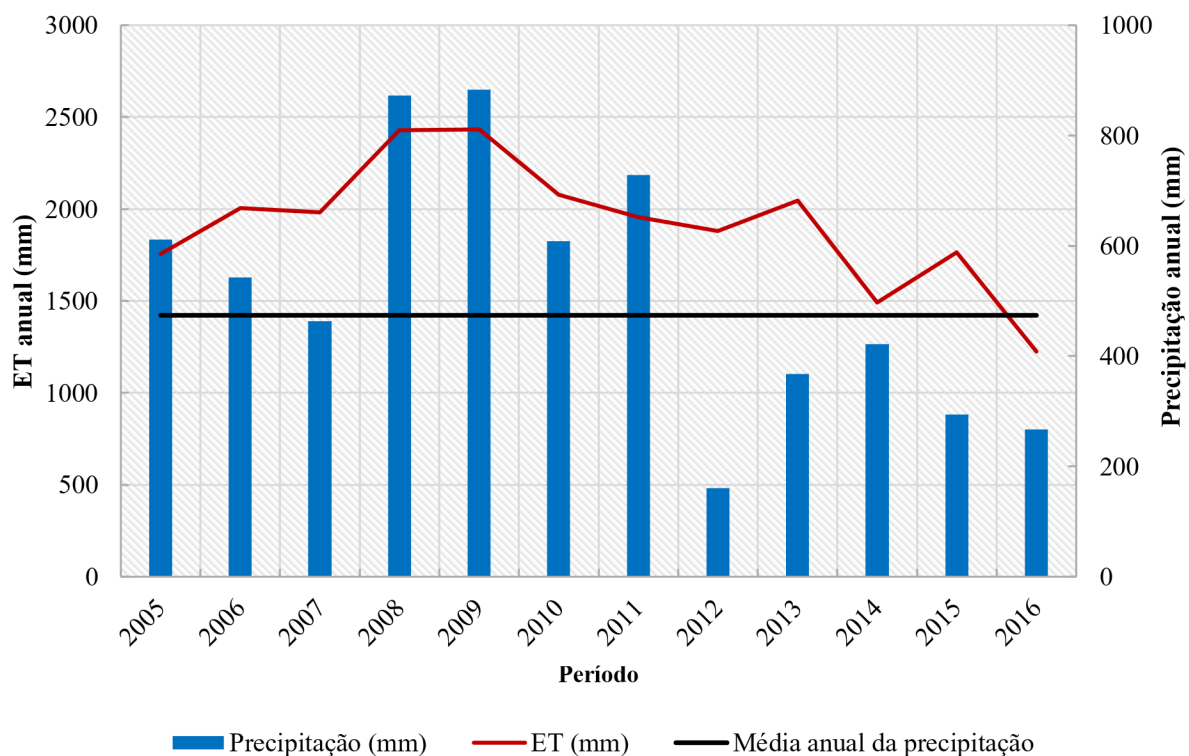


Figura 32. ET real anual e precipitação anual para a bacia do alto Rio Paraíba no período de 2005 a 2016.

4.3.2.1 Caracterização da distribuição espacial da ET em diferentes regimes de precipitação

A Figura 33 a apresenta a distribuição espacial dos valores médios da ET real para o período chuvoso em toda a série (2015-2016). Observa-se que para esse período os menores valores da ET real (121–147 mm) foram identificados na porção central da bacia, onde ocorrem solos degradados e vegetação arbustiva. Da mesma forma, as áreas com valores de ET real entre 147–173 mm foram identificadas nos municípios de Coxixola e Congo. No geral, há uma maior distribuição da ET real entre 158–181 mm nesse período, devido as precipitações.

Nos períodos de transição (Figura 33b) e seco (Figura 33c), os maiores valores de ET real foram observados nas áreas com vegetação arbórea localizadas em setores mais elevados da bacia. Cunha et al. (2011), em estudo na bacia do rio do Peixe, sertão paraibano, também verificaram tal condição nas maiores altitudes.

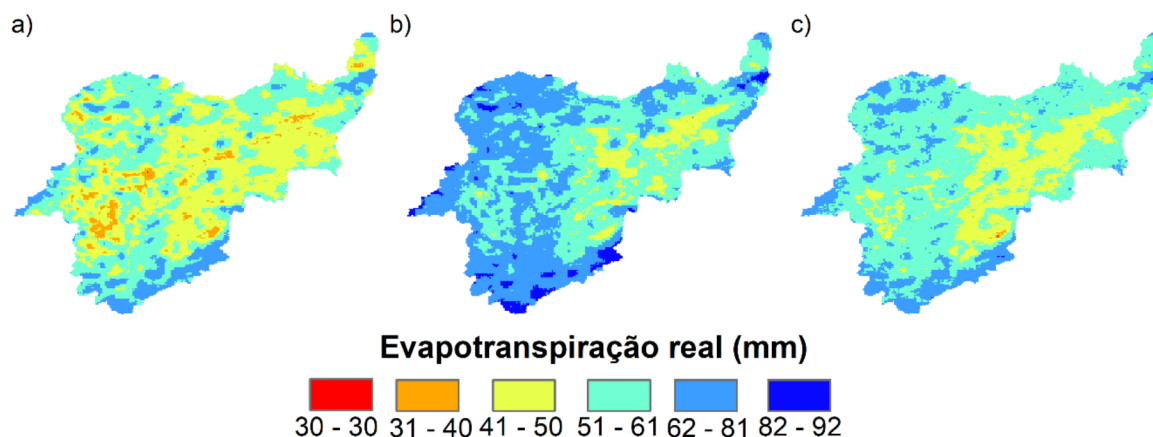


Figura 33. Valores médios da ET real para o período de 2005 a 2016 em: (a) período chuvoso (fevereiro, março, abril e maio), (b) Período de transição (junho, julho e agosto), e (c) Período seco (setembro, outubro, novembro, dezembro e janeiro).

Com essa configuração, as serras localizadas nos municípios de São João do Tigre e São Sebastião do Umbuzeiro se destacam entre as demais áreas inseridas na bacia, pois são recobertas por remanescentes de caatinga de porte arbustivo-arbóreo nas suas vertentes e porte arbóreo nas maiores elevações (topos). É importante lembrar que o fato da vegetação conferir maior umidade ao solo também pode explicar as maiores taxas de ET real nessas localidades, mesmo no período seco.

Após o período chuvoso observa-se que as condições da vegetação de caatinga nos meses seguintes são influenciadas pela precipitação antecedente e pela água armazenada nos solos em algumas áreas (áreas de serras, topos de morros e remanescentes de caatinga arbórea). Essa condição da vegetação de caatinga no Estado da Paraíba foi verificada por Sousa (2008) na região do Cariri (inserida na bacia do alto Rio Paraíba) e por Almeida (2010) na sub-bacia do rio Taperoá.

Diante disso, o período de junho a agosto é marcado como de modificações significativas nas condições da vegetação mediante a dinâmica das precipitações, isto é, uma transição no aspecto da cobertura vegetal entre as estações chuvosa e seca.

Conforme as precipitações cessam, os menores valores da ET real no período seco (Figura 33c) se tornam mais distribuídos espacialmente na área da bacia, o que era antes visto apenas nas áreas mais degradadas ou com vegetação arbustiva, nas quais observa-se a variação da ET real entre 31–40 mm e 41–50 mm, respectivamente, os menores valores são mais uma vez verificados na porção central e mais degradada da bacia. Contudo, identificou-se valores de ET real na faixa de (82 a 92 mm) em pontos isolados da bacia, áreas com vegetação de caatinga mais densa. Além da área do reservatório Epitácio Pessoa e dos corpos hídricos que apresentam elevados valores de ET.

Costa et al. (2017) realizaram estudo no Cariri paraibano para analisar a variabilidade espacial anual e sazonal da precipitação com dados do TRMM de 1998 a 2015, com a técnica de agrupamento pelo método média das distâncias. Os autores verificaram que na região o primeiro semestre é relativamente chuvoso, enquanto o segundo muito seco. Anualmente as maiores estimativas de chuva foram observadas na região de São João do Tigre, enquanto as menores médias anuais nas porções central e oeste.

Destaca-se que nessa área está localizado a bacia do alto Rio Paraíba, corroborando assim com a análise aqui apresentada no que diz respeito às áreas mais úmidas, que apresentam menores temperaturas, vegetação de porte diferenciado e maiores taxas de ET. Tendo em vista, que as particularidades ambientais, como solos e vegetação, não somente a precipitação, colaboram para de certo modo ditar o comportamento da ET. Assim, os mapas com a distribuição da ET real dos períodos chuvoso (Figura 34a), de transição (Figura 34b) e seco (Figura 34c) compreendidas de 2012 a 2016, período de seca no NEB e na bacia do alto Rio Paraíba foram elaborados.

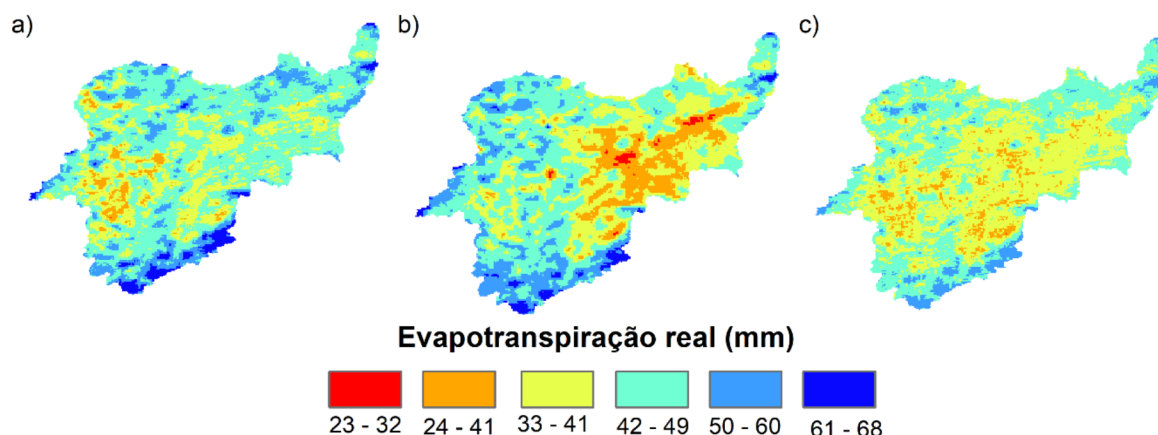


Figura 34. Valores médios da ET transpiração real para o período 2012 a 2016. (a) Período chuvoso (fevereiro, março, abril e maio), (b) Período de transição (junho, julho e agosto) e (c) Período seco (setembro, outubro, novembro, dezembro e janeiro).

No período chuvoso (fevereiro a maio) a concentração espacial dos baixos valores se restringe a porção mais degradada da bacia do alto Rio Paraíba, com a finalização das precipitações e o início do período de transição (Figura 34b), os valores de ET aumentam e os altos valores se expandem para outros setores (oeste e nordeste). Destaca-se ainda que mesmo nos períodos chuvosos, áreas na bacia que correspondem aos municípios do Congo, Coxixola e São Domingos do Cariri apresentam valores de ET variando de 24 a 41 mm e de 33 a 41 mm.

A análise da ET real nos períodos escolhidos para a série completa (2015-2016) mostrou a alta variabilidade espacial dessa variável na bacia. Da mesma forma, verificou-se que durante a seca a ET apresenta os maiores valores na porção sul da bacia (50–60 mm). Essas áreas são recobertas por vegetação de caatinga arbórea (serras), e no sopé das serras ocorre a caatinga arbustivo-arbórea (61–68 mm) (Figura 35b). Destaca-se que nas margens do Açude Epitácio Pessoa é praticada a agricultura de subsistência (Figura 35 a e b), e devido a irrigação dos cultivos com as águas do reservatório têm-se plantações ocupando áreas significativas, que contribuem para os valores de ET elevados observados nessa área.

Especificamente nos períodos de transição e seco evidencia-se a dinâmica de maiores valores de ET se concentrando na porção ao sul da bacia. Os menores valores são observados na porção central da bacia e a oeste, conforme as terras se mostram mais degradadas e a cobertura vegetal presente se torna mais esparsa. A fragmentação da vegetação arbórea e

arbustivo-arbórea na bacia possivelmente explica a distribuição espacial de valores de ET entre 61 e 68 mm em pontos isolados da bacia durante os períodos de transição e seco.

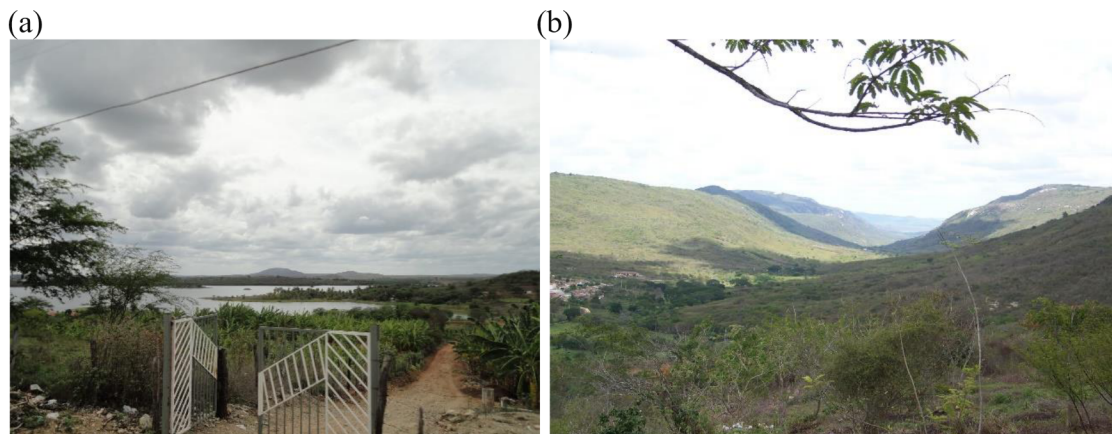


Figura 35. (a) Região do Açude Epitácio Pessoa com destaque para as plantações de bananeira (*Musa spp.*). (b) Região do município de São João do Tigre onde verifica-se a vegetação arbórea e arbustivo-arbórea nas áreas mais elevadas do alto Rio Paraíba.

Fonte: Glauciene Justino Data: 26/01/2012 e 27/01/2012.

Nesse contexto, a variabilidade espacial da precipitação ocasiona diferenças ambientais internas na bacia, sua relação com os fatores ambientais (solo, vegetação, relevo e umidade), pode explicar a dinâmica da ET, sendo possível identificar espacialmente essas diferenças mediante as variabilidades climáticas existente na bacia.

4.4 Considerações Finais

Procurando atingir o objetivo delineado, foi possível estabelecer as algumas considerações, como visto abaixo.

As estimativas do SEBAL para tipologias vegetais do bioma caatinga, para toda série, mostrou a dinâmica temporal da ET real e das variáveis biofísicas (SAVI e TS) mediante as modificações na vegetação de caatinga aqui analisadas.

Cada área observada de vegetação apresentou particularidades geoambientais que interferiram nas estimativas da ET real. Esses fatores provocaram diferenças no comportamento

esperado para a ET para essas tipologias em ambiente semiárido. Outros pontos a serem destacados são as condições de degradação das terras que podem alterar a dinâmica ambiental nessas áreas, ou seja, a heterogeneidade da superfície nos polígonos de vegetação é um dos fatores que explica a alta variabilidade da ET para as tipologias de vegetação arbórea, arbustiva-arbórea e arbustiva.

O SAVI evidenciou o vigor vegetativo de cada tipologia diante das alterações quanto à disponibilidade hídrica local. Da mesma forma, a TS mostrou-se influenciada pelas características climáticas nos períodos chuvoso e seco na bacia, sendo os valores atípicos verificados em áreas de solo exposto e com afloramentos rochosos. O SAVI apresentou o maior coeficiente de variação na caatinga arbórea entre os períodos chuvoso e de transição. No mesmo período a TS apresentou valores elevados, o que demonstra as modificações que passam a ocorrer na área no período de transição.

Nessa perspectiva, o comportamento dessas variáveis está relacionado com a sazonalidade da vegetação frente a precipitação na bacia do alto Rio Paraíba. No final da série entre 2015 e 2016, os valores de ET caem consideravelmente, pois diante do estresse hídrico nos anos afetados pelo fenômeno da seca, a vegetação reflete de forma marcante as condições climáticas locais.

Os menores valores de ET foram observados nos meses de escassez hídrica nos quais o vigor vegetativo da maioria das tipologias que recobrem a bacia perde as folhas e as plantas entram em período de senescência. Diante disso, deve-se levar em consideração a influência dessas áreas para o balanço de energia e consequentemente para o balanço hídrico na bacia do alto Rio Paraíba. Isso deve-se a interferência de diversos fatores climáticos e ambientais provocados à ET.

Além dos fatores inerentes às imagens do sensor MODIS (resolução espacial e presença de ruídos). Combinado a isso pode-se citar ainda os dados climatológicos inseridos para execução do modelo e as alterações relacionadas às atividades humanas. Fatores climatológicos como incidência da radiação solar e temperatura do ar que se mostram extremos no período de escassez hídrica principalmente durante a seca, tendem a influenciar o SAVI, a TS e consequentemente a ET.

A distribuição espacial possibilitou compreender que as particularidades geoambientais dos ambientes inseridos na bacia contribuem para ditar o comportamento da

evapotranspiração. Sendo assim, não há como delinear um padrão de comportamento para variáveis aqui analisadas e determiná-lo como geral para toda área da bacia alto Rio Paraíba. A heterogeneidade da bacia e o nível de degradação que apresenta dificulta esse tipo de análise. De fato, a porção central da bacia, sujeita ao processo de degradação das terras e da cobertura vegetal, apresenta as menores taxas de ET real.

Os tipos de solos, a vegetação e a temperatura influenciam as perdas hídricas por ET, principalmente durante os períodos de transição e seco. Esses fatores combinados com as precipitações e a distribuição espacial dessa variável em cada porção da bacia condicionam a vegetação local e a ET. As áreas que proporcionam ambiente favorável ao desenvolvimento dos ciclos fenológicos da caatinga de porte arbóreo, mantém maior umidade e, menores temperaturas, inclusive em períodos secos.

Na bacia do alto Rio Paraíba as áreas mais elevadas e com maior presença de vegetação nativa preservada, além de fragmentos mais expressivos em densidade e porte, se mostram mais resistentes as condições de déficit hídrico da seca. Essas áreas apresentam taxas elevadas de ET tanto nos meses e anos secos, mas também no período de 2012 a 2016.

4.5 Referências

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. Crop evapotranspiration—guidelines for computing crop water requirements. **Irrigation and Drainage**. Paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), Rome, Italy.1998.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W. LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.4, p.395-406, 2007.

ALMEIDA, N. V. **Ordenamento territorial geoambiental da bacia hidrográfica do rio Taperoá, semiárido paraibano**. 2012. 238 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal Fluminense. Niterói, 2012.

ARAÚJO. A. L. Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais. 2014. 101 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2014.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSAG, A. A. M. Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p.198–212. 1998.

BASTIAANSEN, W.G.M. SEBAL- Based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v.229, p.87-100, 2002.

BEZERRA, J. M. **Estimativa da evapotranspiração real para área de caatinga utilizando SEBAL**. 2013. 86 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2013.

BEZERRA, J.M.; MOURA, B, A, G.; SILVA, B.B.; LOPES, P, M. O.; SILVA, E.F.F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 18, n.1, p. 37-84, 2014.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; SANTOS, C. A. C.; BEZERRA, J. R. Actual evapotranspiration estimation using Remote Sensing: Comparison of SEBAL and S5EB Approaches. **Advances in Remote Sensing**, v. 4, p. 234-247, 2015.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere. Theory, History and Applications**. 1 ed.; Springer Netherlands, 299 p. 1982.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUN, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN, R. G. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, v. 131, n. 1, p. 85-93, 2005.

BHATTARAI, N.; MALLICK, K.; BRUNSELL, N. A.; SUN, G.; JAIN, MEHA. Regional evapotranspiration from an image-based implementation of the Surface Temperature Initiated Closure (STIC1.2) model and its validation across an aridity gradient in the conterminous US. **Hydrology and Earth System Sciences**. v.22, n. 4, p. 2311-2341, 2018.

COELHO, V. H. R.; MONTENEGRO, S.; ALMEIDA, C. N.; SILVA, B. B.; OLIVEIRA, L. M.; GUSMÃO, A. C. V.; FREITAS, E. S. Alluvial groundwater recharge estimation in semi-arid environmental using remotely sensed data. **Journal of Hydrology**, v. 548, p.1-15, 2017.

COSTA, S. G. F.; BRASIL NETO, R. M.; SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M. **Análise da variabilidade espaço-temporal da precipitação no Cariri paraibano utilizando dados do satélite TRMM**. Anais do XXII Simpósio Brasileiro de Recursos hídricos, Florianópolis-SC, 2017.

CUNHA, J. E. B. L; TSUYUGUCHI, B. B; RUFINO, I. A. A. **Utilização da detecção remota para estimar a distribuição espacial da evapotranspiração de região semiárida e série temporal MODIS**. Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, 2011.

FREITAS, J. C.; ANDRADE, A. R. S.; BRAGA, C. C.; NETO, H. G.; ALMEIDA, T. F. Análise de Agrupamentos na Identificação de Regiões Homogêneas de índices Climáticos no Estado da Paraíba, PB-Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n.4, p.732-748, 2013.

JENSEN, J.R. **Sensoriamento remoto do ambiente: Uma perspectiva em recursos terrestres**. Tradução José Carlos Epiphânio (coordenador), São José dos Campos, SP: Parêntese, 2009.

KNIPPER, K.; HOUGUE, T.; SCOTT, R.; FRANZ, K. Evapotranspiration estimates derived using multi-platform remote sensing in a semiarid region. **Remote Sensing**, v. 9, n.184, p. 1-22, 2017.

LIU, Y.; KAR, S. K. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms – A review. **Energies**, v. 7, n.5, p. 2821-2849, 2014.

MACHADO, C.C.; SILVA, B.B.; ALBUQUERQUE, M.B.; GALVINCIO, J.D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM–Landsat-5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. **Revista brasileira de Meteorologia**, v.29, n.1, p.55-67, 2014.

MEIRELES, M. **Estimativa da evaporação real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem landsat 5-TM na Bacia do Acaraú–CE**. 2007. 89 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola e Ambiental). Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.

NAJAMADDIN, P. M.; WHELAN, M. J.; BALZTER, H. Estimating daily reference evapotranspiration in a Semi-arid region using Remote Sensing data. **Remote Sensing**, v.9, n. 779, p. 1-20, 2017.

PACA, V. H. M.; ESPINOZA-DÁVALOS, G. E.; HESSELS, T. M.; MOREIRA, D. M.; COMAIR, G. F.; BASTIAANSSEN, W. G. M. The spatial variability of actual evapotranspiration across the Amazon River Basin based on remote sensing. **Ecological Processes**, v., 8, n. 6, p. 1-20, 2019.

RUHOFF; A. L.; PAZ, A.R.; COLLISCHONN, W.; ARAGAO; L.; ROCHA; H.R.; MALHI, Y.S. A MODIS-based energy balance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in Brazilian tropical savannas. **Remote Sensing**, v. 4, n.3, p. 703–725, 2012.

RUHOFF, A. **Validação do modelo de estimativa de evapotranspiração MOD16 no Estado do Rio Grande do Sul (Brasil)**. Anais do XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Brasília, 2015.

SANTOS, C. A. G., BRASIL NETO, R. M., SILVA, R. M., SANTOS, D. C., 2018. Innovative approach for geospatial drought severity classification: a case study of Paraíba state, Brazil. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v.33, n. 2, p.545–562, 2019.

SILVA, A. M.; SILVA, M. R.; SANTOS, C. A. G. Automated surface energy balance algorithm for land (ASEBAL) based on automating endmember pixel selection for evapotranspiration calculation in MODIS orbital images. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 79, p.1-11, 2019.

SILVA, B. B.; BRADFORD, P. W.; SILVA, V. P. R.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; OLIVEIRA, L. M. M. Changes to the energy and evapotranspiration following conversion of

tropical savanas to agricultural lands in São Paulo State, Brasil. **Ecohydrology**, v.8, n.7, p.1272-1283, 2014.

SADI, S.; BOULET, G.; BAHIR, M.; BRUT, A.; DELOOGU, E.; FANISE, P.; MOUGENOT, B.; SIMONNEAUX, V.; CHABAANE, Z. Assessment of actual evapotranspiration over a semiarid heterogeneous land surface by means of coupled low-resolution remote sensing data with an energy balance model: comparison to extra-large aperture scintillometer measurements. **Hydrology Earth System Science**, v. 22, n. 4, p. 2187-2209, 2018.

SILVA, F. M.; ANDRADE, A. P.; FERNANDES, P. D.; COSTA, A. M. B. Modelagem da condutividade térmica em área de caatinga com predominância de cactáceas. **Revista Caatinga**, v. 24, n. 2, p.113-120, 2011.

SILVA, J. L. B.; MOURA, G. B. A.; LOPES, P. M. O.; FRANÇA E SILVA, E. F. Evapotranspiração real por técnicas de sensoriamento remoto orbital na região semiárida do nordeste brasileiro. **Ensaio nas Ciências Agrárias e Ambientais**, v. 5, p.89-98, 2019.

SOUZA, B. I. **Cariri paraibano: do silêncio do lugar à desertificação**. 2008. 198 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

SOUSA, A. M. L. DE. **Estimativa dos fluxos de calor a partir de imagens orbitais e aplicação na modelagem hidrológica**. 2010. 128 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010.

TEIXEIRA, A. H. de C.; W. G. M., BASTIAANSEN; AHMAD, M. D.; Bos, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.462-476, 2009a.

TEIXEIRA, A. H. DE C.; LEIVAS, J. F.; ANDRADE, R. G.; HERNANDEZ, F. B. T.; FRANCO, R. F. Modelling radiation and energy balances with Landsat 8 images under different thermohydrological conditions in the Brazilian semi-arid region. **Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology**, v. 9637, p. 1-14, 2015, Toulouse. Anais...SPIE, 2015b.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 2002, 317 f. Tese (Engenharia Biológica e Agricultura) - Universidade Estadual de Utah–USA, 2002.

TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; TASUMI, M. Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and Landsat Imagery with the METRIC Model. **Remote Sensing**, v.5, n. 10, p.5397-5423, 2013.

UDA, P. K. **Evapotranspiração real da bacia do rio Iguaçu por meio do modelo METRIC**. 2016. 179 f. Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2016.

WARRICK, A.W.; NIELSEN, D.R. **Spatial variability of soil physical properties in the field.**
In: HILLEL, D., ed. Applications of soil physics. New York, Academic Press, 1980. 350p.

5. MONITORAMENTO DA SECA NA BACIA DO ALTO RIO PARAÍBA POR MEIO DE ANOMALIAS HIDROCLIMATOLÓGICAS E ÍNDICES DE SECA

Resumo:

A seca é um fenômeno natural recorrente nas regiões semiáridas e afetam diretamente a vida da população. Neste trabalho, as deficiências e problemas associados à obtenção de informações hidrológicas e hidroclimatológicas na bacia do alto Rio Paraíba, localizada no semiárido do Brasil, são brevemente discutidos. Assim, o objetivo do trabalho foi utilizar metodologias para análise de secas e os componentes do balanço hídrico mediante observações de satélite, dados hidroclimatológicos e índices de seca, demonstrando que na ausência de dados observados de evapotranspiração e umidade do solo, produtos estimados pelo modelo SWAT e do algoritmo SEBAL podem fornecer informações para auxiliar no gerenciamento dos recursos hídricos locais. Nesse sentido, foram analisadas variações espaço-temporais de componentes hidroclimatológicos precipitação, evapotranspiração e conteúdo de água no solo, e temporais de índices de seca. Foram utilizados os índices de seca: *Standardized Precipitation Index* (SPI), *Standardized soil index* (SSI), *Multivariate standardized drought index* (MSDIp) e o *Non-parametric multivariate standardized drought index* (MSDIe), todos em escala de tempo trimestral. Com a análise dos resultados observou-se que as anomalias negativas de ET real corresponderam aos meses em que o Índice de Anomalia de Chuva - IAC apresentou valores negativos. As anomalias negativas de SW verificadas foram condizentes com os períodos de menor precipitação, além de serem observadas no período chuvoso, o que caracteriza o déficit hídrico. O SPI apresenta de forma mais rápida o déficit, enquanto o SSI apresenta um lag para identificar a dinâmica existente entre as estações chuvosa e seca, sendo que o SSI evidencia o prolongamento da seca por mais tempo. O MSDIe evidencia as mudanças sutis que ocorrem no regime hidroclimatológico da bacia proporcionados por eventos abruptos de precipitação, fato que tende a caracterizar erroneamente a amenização da seca ou até o fim do fenômeno. Sendo que MSDIp se mostra mais sensível as variabilidades climatológicas internas da bacia durante a seca.

Palavras-chave: SWAT, SEBAL, anomalias, índices de seca, semiárido.

5.1 Introdução

A evapotranspiração (ET) é considerada uma componente importante para o gerenciamento dos recursos hídricos em ambientes semiáridos; portanto, quanto mais preciso for esse parâmetro, mais otimizado será o uso da água. Tal como a evapotranspiração, a precipitação e a umidade do solo são variáveis fundamentais para análise das características hídricas de um ambiente, principalmente se há ocorrência de fenômenos extremos como a seca.

A região semiárida do nordeste do Brasil (NEB) é uma área extensa, com particularidades ambientais que proporcionam diferenciações na vegetação, solos e variações

climatológicas. Essa região semiárida é uma das mais populosas do mundo, com aproximadamente 53 milhões de habitantes (MARENGO et al., 2015). A região semiárida do NEB ainda enfrenta problemas socioambientais relacionados ao fenômeno da seca. Sendo assim, compreender a dinâmica espaço-temporal da seca na região é de suma importância.

A seca é um extenso período de meses ou anos com precipitações abaixo da média anual, resultando em escassez hídrica (ZHANG et al., 2013; CUNHA et al., 2015). As secas podem ser classificadas em meteorológicas, hidrológica, agrícola, socioeconômica e vegetativa. A seca meteorológica é a escassez de precipitação em uma região durante um período, a hidrológica é a deficiência no suprimento de água superficial e sub-superficial, a agrícola diz respeito a deficiência de água disponível para os cultivos e o crescimento das plantas, já a seca socioeconômica é a falha nos sistemas de recursos hídricos para atender as demandas, as quais provocam impactos diretos e indiretos nas atividades humanas (MCKEE et al. 1995; YANG et al., 2010; CUNHA et al., 2015). A seca é um fenômeno recorrente, sendo caracterizado como um desastre natural (KOGAN, 1997).

As secas têm impactado civilizações ao longo da história humana (ZHANG et al., 2017), e no NEB tem sido verificada desde a chegada dos colonizadores no século XVI (MARENGO et al., 2016). Segundo projeções climáticas, as secas continuarão a ocorrer na região de forma mais intensa e por maiores períodos (MARENGO et al., 2016; CUNHA et al., 2015). Segundo Marengo et al. (2016) e Gutiérrez et al. (2014), as secas no NEB são causadas por mudanças nos padrões atmosféricos em larga escala, como, a temperatura da superfície do mar (TSM), o El Niño-Oscilação Sul-ENOS, o Dipolo do Atlântico Tropical e a Circulação de Walker, que causam as variabilidades interanuais das chuvas na região.

Na bacia do alto Rio Paraíba, a realidade não é diferente. Essa bacia vem sendo impactada de forma negativa pela intensidade das secas cíclicas que afetam os recursos hídricos locais, a vegetação, e a população que sofre com o déficit hídrico para abastecimento de água potável para suas atividades. É uma bacia com escassez de longas séries de dados observados para viabilização de análises hidroclimatológicas e das secas cíclicas que afetam a região.

Nos últimos anos, vários estudos vêm sendo desenvolvidos com essa finalidade, mas ainda são escassos os artigos para o NEB em escala regional, onde se destacam os estudos de Cunha et al. (2015; 2016), que avaliaram uma metodologia para monitorar os impactos da seca em áreas de pastagens no semiárido do Brasil utilizando dados de *Normalized Difference*

Vegetation Index-NDVI e, *Land Surface Temperature* - LST e dados secundários do IBGE. Os autores monitoraram a dinâmica da seca vegetativa no semiárido brasileiro utilizando apenas índices de vegetação e temperatura do solo para os anos de 2012 e 2013, ou seja, para o início do período de seca. Os resultados indicaram que 85% da região foi impactada pela seca nos anos de 2012-2013. O VSWI apresentou resultados em concordância com o obtido via interpolação de dados observacionais e estimativas de modelagem hidrológica, comprovando assim que a metodologia é aplicável para o NEB.

Ainda com essa perspectiva Cunha et al. (2018) investigaram mudanças no padrão espaço-temporal das secas no NEB por meio de um novo índice de seca com 4 km de resolução espacial, derivados de relações empíricas entre o *Vegetation Health Index* - VHI índice baseado em sensoriamento remoto e *Standardized Precipitation Index* - SPI. Os autores ainda realizaram a análise sob a perspectiva da influência do fenômeno El Niño no NEB. Os resultados mostraram tendência estatisticamente significativa ($p < 0.05$) de que as condições de seca detectadas pelo SPI estão ligadas ao aquecimento do oceano Atlântico Tropical, o que pode significar um aumento no risco da seca para o NEB.

É sabido que o NEB vem passando por um dos mais prolongados períodos de seca, sendo uma das mais intensas já identificadas nas primeiras décadas do século XXI. O atual fenômeno se iniciou em 2012 e segue estendendo-se nos últimos anos. Segundo Marengo et. al. (2016), esse evento está associado às condições meteorológicas, combinadas às temperaturas dos oceanos, como a ocorrência de um evento forte de El-Niño entre 2015 e 2016, como também a mudanças na circulação da célula de Walker, provocando assim um deslocamento da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT para o norte de sua zona climatológica. Esses fatores são responsáveis por estender o período de seca e a gravidade com que ocorre no NEB.

Nesse sentido, para classificar, localizar, monitorar e determinar o período de duração de um evento de seca, muitas agências/órgãos nacionais e internacionais utilizam índices de seca, que são tipicamente representações numéricas da severidade da seca (WMO, 2016; FAO, 2013). Mais recentemente, diversos estudos têm sido realizados integrando índices de seca, modelos hidrológicos e dados de sensoriamento remoto para a obtenção de variáveis hidroclimatológicas na análise do fenômeno da seca (NARASHIMA e SRINIVASAN, 2005; MINGXING et al., 2010; KAMALI et al., 2015; TRI et al., 2019).

As abordagens empregadas para avaliar a seca podem utilizar um único índice, múltiplos índices e ainda composições de índices híbridos. Para aplicação dos índices pode-se utilizar dados de superfície observados, dados de sensores orbitais, além de dados de projeções advindos de modelos climáticos globais (que utilizam as duas fontes de dados). Entre os índices mais conhecidos destacam-se o *Palmer drought severity index* – PDSI (PALMER, 1965), o *Standardized precipitation index* – SPI (MCKEE et al., 1993), o *Surface water supply* – SWSI (SHAFER e DEZMAN, 1982) e, o índice de Anomalia de Chuva – *IAC* (VAN ROOY, 1965). Esses índices são extensivamente utilizados para gerenciamento de recursos hídricos, monitoramento e previsão de seca meteorológica e agrícola. Na região semiárida da Paraíba, muitas pesquisas têm utilizado índices de seca para compreender a dinâmica do fenômeno da seca, a exemplo de MACÊDO et al. (2010); MACÊDO et al. (2011); SANTOS et al. (2019) e OLIVEIRA (2019).

Variáveis como evapotranspiração, umidade do solo e até índices de vegetação também podem ser empregados para identificar, caracterizar e monitorar o fenômeno da seca. E em regiões com escassez de dados observados ou ausência de longas séries, a utilização de dados obtidos por meio de sensores orbitais, como o MODIS, permitem a elaboração de séries temporais da evapotranspiração utilizando para tal algoritmos semi-empíricos como o SEBAL. Destaca-se, que a obtenção dessa variável no modelo SEBAL leva em consideração os processos micrometeorológicos envolvidos no sistema planta-atmosfera, configurando-se como uma alternativa viável para implementar índices de seca.

Da mesma forma, na ausência de dados observados de umidade no solo para a da bacia do alto Rio Paraíba, optou-se pela utilização da variável conteúdo de água no solo, gerada por meio da modelagem hidrológica com o modelo SWAT. A elaboração de séries com o conteúdo de água no solo via SWAT pode ser exitosa, pois a metodologia fornece de forma não dispendiosa uma variável chave para compreensão do déficit hídrico em uma bacia hidrográfica.

Diante desses pressupostos, este trabalho tem como objetivo analisar as características hidroclimáticas e da seca usando observações de satélite, dados hidroclimatológicos e índices de seca, buscando demonstrar o potencial da metodologia com intuito de inferir sobre as características das secas na bacia do alto Rio Paraíba. Para tal lançou-se mão de produtos obtidos via modelo hidrológico SWAT e do balanço de energia via SEBAL na implementação de índices de secas (univariados e multivariados).

5.2 Materiais e métodos

As etapas metodológicas (Figura 36) desenvolvidas no estudo apresentam resumidamente os processos realizados para obtenção dos principais resultados para a análise das características hidroclimatológicas e monitoramento da seca na bacia do alto Rio Paraíba.

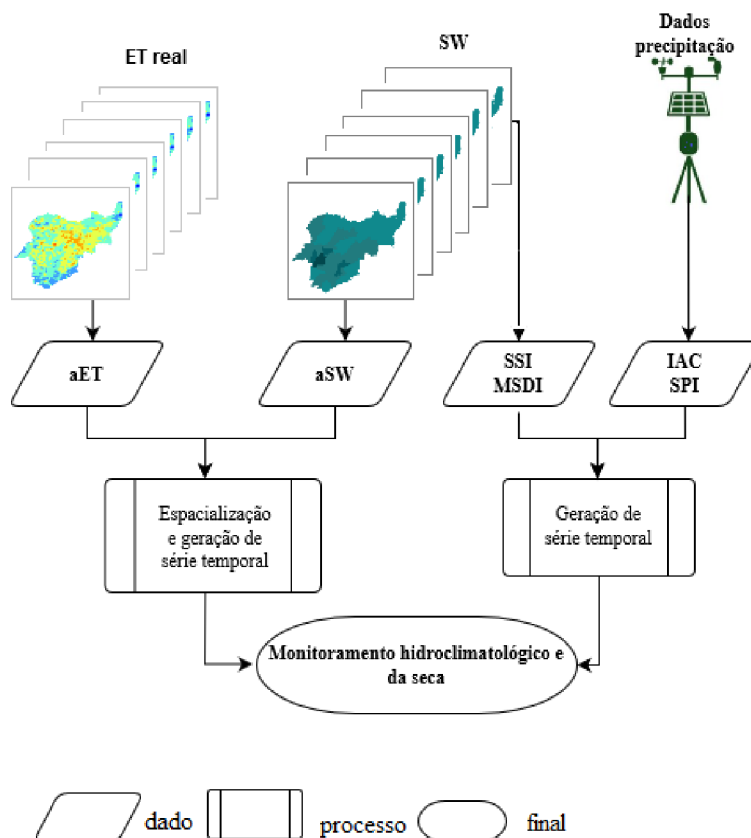


Figura 36. Esquema representando as etapas metodológicas desenvolvidas no estudo.

5.2.1 Aquisição da série de dados de anomalia de evapotranspiração real (aET)

As anomalias são importantes para analisar o comportamento de valores discrepantes da ET durante forte seca vivenciada no NEB e mais especificamente na região da bacia do alto Rio Paraíba.

Os dados referentes a evapotranspiração real – ET foram estimados como resíduo do balanço de energia por meio do algoritmo SEBAL, para o período de 2005 a 2016 utilizando imagens do sensor MODIS/TERRA e AQUA, correspondentes aos produtos MOD09A1 e

MODY09A1; e temperatura da superfície e emissividade da superfície MOD11A2 e MODY11A2. Por fim, optou-se por realizar a agregação dos valores de ET diários para obter valores em escala mensal. Em seguida, os dados foram utilizados para determinar as anomalias de ET na bacia do alto Rio Paraíba, para cada pixel a partir da média ($\bar{X}$) da série temporal (Eq. 28):

$$\text{Anomalia}_t = \frac{x_t - \bar{X}}{\sigma} \quad (28)$$

no qual x_t corresponde ao valor da série em um intervalo de tempo t (nesse estudo considerou-se a série de 2005–2016), normalizada pelo desvio padrão (σ) dessa série.

5.2.2 Aquisição da série de dados da anomalia do conteúdo de água no solo (aSW)

O comportamento do conteúdo de água no solo pode caracterizar o déficit ou excesso hídrico, sendo passível de ser empregado nas análises de secas em áreas afetadas pelo fenômeno.

Os dados referentes ao conteúdo de água no solo – SW foram obtidos por meio da modelagem hidrológica com o modelo hidrológico SWAT na escala de tempo mensal, para o período de 1994 a 2016, porém analisou-se especificamente o período entre 2005 e 2016. Os dados de SW foram extraídos em nível de sub-bacia, considerando todo o perfil do solo, como realizado por Havrylenko et al. (2016). Posteriormente, foram obtidos os valores médios mensais de SW para cada ano da série. Com base nessas informações foram obtidas as anomalias de SW para cada mês da série, de acordo com a Equação 29.

$$aSW = \frac{x_t - \bar{X}}{\sigma} \quad (29)$$

no qual x_t é o valor simulado para SW em um dado mês; $\bar{X}$ é o valor médio da série (2005-2016), normalizada pelo desvio padrão (σ) dessa série.

Dessa forma, os valores de aSW foram obtidos com o intuito de caracterizar os possíveis déficits e o excesso de água no solo. Os valores negativos de anomalias significam que aSW é menor do que o valor médio, e valores positivos de aSw o oposto.

5.2.3 Determinação do índice de anomalia de chuva e índices de seca padronizados (SPI, SSI e MSDI)

A análise de dados de precipitação proporciona inúmeras possibilidades de caracterizar o regime, o padrão espacial e temporal da chuva em uma região. As anomalias no comportamento dessa variável podem indicar condições propícias à seca.

Para obtenção do índice de anomalia de chuva – IAC (VAN ROOY, 1965) e do *Standardized Precipitation Index – SPI* (MCKEE et al., 1993) foram utilizados dados de precipitação de 13 postos pluviométricos inseridos na área da bacia (Tabela 12), disponibilizados pela AESA-PB. Os dados referem-se a série de 2005 a 2016, organizados em médias mensais. O IAC é determinado pelas equações 30 e 31.

$$IAC = 3 \left[\frac{(N - \bar{N})}{(\bar{M} - \bar{N})} \right], \text{ para anomalias negativas} \quad (30)$$

$$IAC = 3 \left[\frac{(N - \bar{N})}{(\bar{X} - \bar{N})} \right], \text{ para anomalias positivas} \quad (31)$$

Nas equações acima o N refere-se à precipitação total (mm) do referido mês; $\bar{N}$, refere-se à média mensal da série histórica (mm); $\bar{M}$ representa a média das maiores precipitações mensais da série histórica (mm) e $\bar{X}$ a média das maiores precipitações mensais da série histórica (mm). As anomalias positivas ou negativas foram estabelecidas pela média para cada mês, sendo a média mensal subtraída do desvio padrão.

O IAC estima o grau de secas ocorridas em uma determinada área em um período, baseado na intensidade pluviométrica (Tabela 13). Dessa forma, anomalias positivas representam os valores acima da média e as anomalias negativas valores abaixo da média.

Os índices de seca SPI e SSI foram calculados no *software* MATLAB⁴. O SPI mensura as condições de seca considerando dados de precipitação (MCKEE et al., 1993). Esse índice é comumente utilizado para monitoramento de seca meteorológica, e nesta pesquisa optou-se por calcular os índices em escala trimestral, o que possibilita também uma avaliação de secas agrícolas.

⁴ O SPI foi calculado utilizando o programa SPI generator. Disponível em: <https://drought.unl.edu/droughtmonitoring/SPI>

Tabela 12. Descrição dos postos pluviométricos utilizados no estudo

Estações pluviométricas	Longitude (m)	Latitude (m)
Monteiro	-37.10	-7.80
Boqueirão	-36.72	-7.33
Sumé	-36.89	-7.67
Caraúbas	-36.49	-7.72
Cabaceiras	-36.28	-7.49
São João do Tigre	-36.84	-8.08
Camalaú	-36.82	7.89
Barra de São Miguel	-36.31	-7.75
Prata	-37.08	-7.69
São Sebastião do Umbuzeiro	-37.00	-8.15
Serra Branca	-36.66	-7.48
Coxixola	-36.60	-7.62
Congo	-36.65	-7.80

Fonte: AESA-PB (2016); INMET (2016); ANA (2017).

Tabela 13. Classes de intensidade do IAC

	Valores	Intensidade
Índice de anomalia	> 4	Extremamente úmido
	2 a 4	Muito úmido
	0 a 2	Úmido
	-2 a 0	Seco
	-4 a -2	Muito seco
	< -4	Extremamente seco

Fonte: Marcuzzo e Melo (2011).

Para o cálculo do SPI originalmente, a distribuição de frequência de precipitação é descrita usando uma função de densidade de probabilidade gama de dois parâmetros (Equação 32):

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (32)$$

onde $G(a)$ é a função gama, e x denota a precipitação acumulada, a e b são parâmetros de forma e escala da função de distribuição gama que podem ser calculados usando a máxima verossimilhança, de acordo com Edwards (1997). A probabilidade cumulativa $G(x)$ pode ser simplificada para calcular a função de distribuição gama chamada incompleta assumindo $t = \frac{x}{\beta}$ (EDWARDS, 1997):

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (33)$$

sendo a equação 29 não válida para precipitações zero ($x = 0$), a distribuição de probabilidade cumulativa, incluindo zeros, pode ser expresso como: $H(x) = q + (1 - q)G(x)$, onde q , e $1 - q$ são probabilidades zero ($x = 0$), e precipitações não iguais a zero ($x \neq 0$). $G(x)$ é a distribuição cumulativa teórica. O SPI é então computado transformando $H(x)$ para distribuição normal padronizada com média zero e variância de 1.

Dessa forma, valores positivos de SPI indicam um período úmido, e valores negativos um período seco. Na análise da magnitude dos eventos de seca no período utilizou-se classificação de acordo com Santos et al. (2019) e Vermes et al. (1998).

Para análise dos índices de seca optou-se por gerar o índice padronizado de umidade no solo SSI respaldado nos dados de água armazenada (SW) e compará-lo com o comportamento do SPI obtido via postos pluviométricos. Para integrar a análise das duas variáveis foi derivado o índice MSDI na avaliação das condições de seca na bacia do alto Rio Paraíba.

Para a geração do *Standardized Soil Moisture Index* – SSI (Hao e AghaKouchak, 2013; 2015), foram utilizados os valores de conteúdo de água no solo – SW obtidos via modelagem hidrológica com modelo SWAT. A aplicação do SSI usou o mesmo conceito aplicado ao SPI. Para o índice MSDI, em vez da função de distribuição gama (ou outra função paramétrica), a probabilidade empírica pode ser usada para derivar um índice não paramétrico. Nesse sentido Farahmad e Aghakouchak (2015) propuseram derivar a diferença de precipitação e outras variáveis usando a posição empírica de plotagem de Gringorten (1963):

$$p(x_i) = \frac{i-0,44}{n+0,12} \quad (34)$$

onde n é o tamanho da amostra, i denota a classificação dos dados de precipitação não nulos a partir do menor, e $p(x_i)$ é a probabilidade empírica correspondente. Usando essa abordagem empírica, não são necessárias as equações 32 e 33 para derivar as probabilidades paramétricas. As saídas da equação 35 podem ser transformadas em um índice padronizado (SI) como:

$$SI = \Phi^{-1}(p) \quad (35)$$

onde Φ é a função de distribuição normal, e p probabilidade derivada da Eq. (34). Pode-se também padronizar os percentis usando a comumente aproximação da equação (36).

$$SI = \begin{cases} - \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) & \text{se } 0 < p \leq 0,5 \\ + \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) & \text{se } 0,5 < p \leq 1 \end{cases} \quad (36)$$

no qual $c_0 = 2,525517$; $c_1 = 0,802583$; $c_2 = 0,010328$; $d_1 = 1,432788$; $d_2 = 0,189269$; $d_3 = 0,001308$, e

$$t = \begin{cases} \sqrt{\ln \frac{1}{p^2}} \\ \sqrt{\ln \frac{1}{(1-p)^2}} \end{cases} \quad (37)$$

A abordagem não paramétrica sugerida pode ser estendida para derivar indicadores de seca multivariados. A metodologia pode ser aplicada a diferentes variáveis climáticas e de superfície (precipitação, umidade do solo, umidade relativa, evapotranspiração etc.).

Tendo duas ou mais variáveis relacionadas a seca (e.g., X = precipitação e Y = umidade do solo), a distribuição bivariada é definida como por Hao e Aghakouchak (2014) como: $Pr = X \leq x, Y \leq y$), sendo P_j a associação da probabilidade de X e Y (e.g., precipitação e umidade do solo). Com a associação de duas ou mais variáveis relacionadas a seca, a probabilidade empírica pode ser derivada usando o modelo multivariável da posição de plotagem de Gringorten mencionado por Yue et al. (1999), $p_j = (X_k, Y_k) = \frac{m_k - 0,44}{n + 0,12}$, onde m_k é o número de ocorrência do par (x_i, y_i) para x_i, y_i para $x_k \leq x_k$ e $y_i \leq y_k$, e n é o tamanho da amostra.

Similarmente para índices de seca univariados, a associação de probabilidade de X e Y pode ser padronizada usando as equações 8 e 9 para derivar um índice de seca multivariado

padronizado ($MSDI = \Phi^{-1}(P_j)$) (HAO e AGHAKOUCHAR, 2014). O índice multivariado padronizado não paramétrico foi chamado de MSDIe. Dessa forma, a mesma estrutura não paramétrica pode ser utilizada para derivar índices multivariados padronizados de seca que podem descrever secas de acordo com o estado de múltiplas variáveis.

O índice multivariado padronizado paramétrico chamado de MSDIp foi calculado com base na ferramenta MSDI, ainda em ambiente MATLAB, utilizando a mesma abordagem do MSDIe, porém para calcular a associação da distribuição da precipitação e umidade do solo para caracterizar as secas meteorológica e agrícola, uma função cópula foi utilizada:

$$P(X \leq x, Y \leq y) = C[F(X), G(Y)] = p \quad (38)$$

onde C é a cópula, e $F(X)$ e $G(Y)$ são as funções de distribuição cumulativa marginais das variáveis aleatórias X e Y , respectivamente. A cópula oferece a flexibilidade de construir a distribuição conjunta de variáveis aleatórias em termos de distribuições marginais.

Nessa pesquisa foi escolhida a cópula Frank que oferece uma estrutura simétrica dependente. A função cópula Frank pode ser expressa como:

$$C(u, v) = -\frac{1}{\theta} \ln \left[1 + \frac{(e^{\theta u} - 1)(e^{\theta v} - 1)}{e^{\theta} - 1} \right] \quad (39)$$

no qual θ é o parâmetro que expressa o nível de dependência entre as funções marginais, e u, v são probabilidades cumulativas marginais de precipitação e umidade do solo, respectivamente. O parâmetro θ pode ser estimado por meio da classificação das correlações τ de Kendall:

$$\tau = 1 + 4[D(\theta) - 1]/\theta \quad (40)$$

sendo $D(\theta)$ expresso como:

$$D(\theta) = \frac{1}{\theta} \int_0^\theta \frac{t}{\exp(t) - 1} dt \quad (41)$$

no qual t é a integração da variável.

A partir da associação de probabilidade cumulativa p mostrada na equação 38, o MSDIp pode ser definido por:

$$MSDI = \varphi^{-1}(p) \quad (39)$$

no qual φ é a função de distribuição normal padrão.

Similarmente ao SPI, valores negativos de MSDI indicam que a condição climática é seca, valores positivos representam condições climáticas úmidas, valores próximos a zero indicam condições climáticas normais. Mais detalhes sobre a ferramenta MSDI podem ser verificados em Farahmand e Aghakouchak (2014; 2015) e Aghakouchak et al. (2014).

5.3 Resultados e Discussão

5.3.1 Variabilidade das anomalias de ET

A Figura 37 mostra as anomalias de evapotranspiração real (aET) normalizadas para a bacia do alto Rio Paraíba entre 2005 e 2016. Percebe-se que os maiores valores ocorrem nos períodos das estações secas, bem como durante o evento de seca mais recente (2012–2016). Diante desses resultados é possível inferir que o período mais crítico observado foi entre 2012 e 2014, pois são verificados meses seguidos de anomalias negativas. Destaca-se que as quebras nas linhas da série representam as datas sem imagens do sensor MODIS livres de ruídos para que a ET fosse obtida. As quebras nas linhas do dado de evapotranspiração real referem-se à ausência de imagens MODIS disponíveis para algumas datas do período analisado.

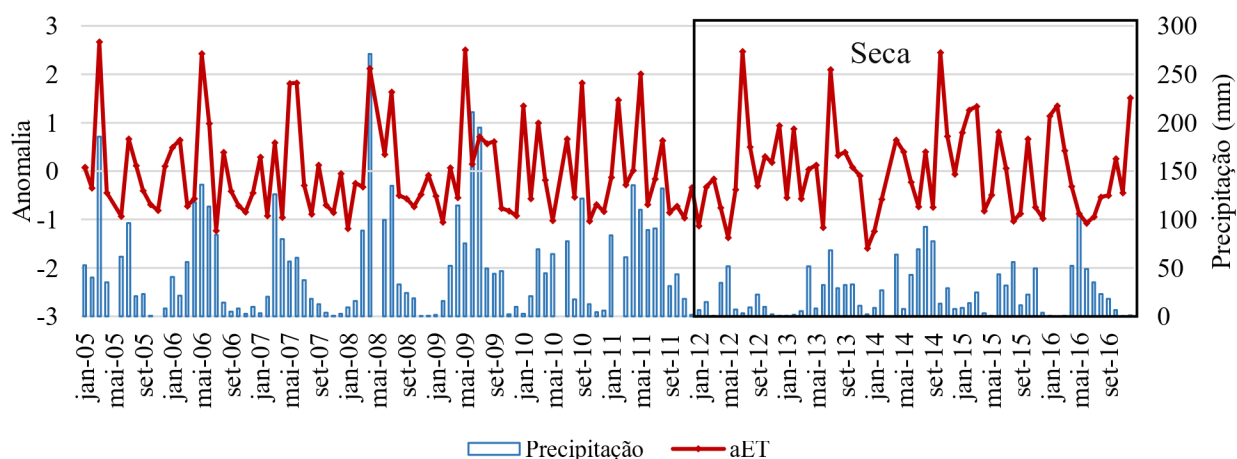


Figura 37. Anomalias de evapotranspiração (aET) real normalizadas para a bacia do alto Rio Paraíba entre 2005 e 2016.

A Figura 38 apresenta uma comparação entre os resultados de IAC e a precipitação observada na bacia do alto Rio Paraíba para o período de 2005 a 2016. Esses resultados mostram a relação entre os resultados de IAC e a diminuição da precipitação. Nesse período foi observado que os meses com anomalias negativas correspondem aos meses em que o IAC apresentou valores negativos, caracterizando o déficit hídrico. Araújo et al. (2010) obtiveram valores de IAC para a bacia do alto Rio Paraíba no período de 1950–2004, sendo que, aproximadamente 50% do total dos anos da série foram considerados secos. Até a década de 1960 foram observados anos secos consecutivos para a bacia, após esse período houve diminuição na frequência de anos secos e aumento da severidade dos eventos. Os resultados obtidos pelos autores confirmam a variabilidade nas anomalias de chuva que ocorre na região da bacia em diferentes escalas temporais.

Deve-se destacar que as particularidades de cada porção da bacia, como a topografia, são fatores que interferem nessa dinâmica principalmente em ambientes heterogêneas como é o caso da bacia do alto Rio Paraíba. Com relação ao IAC aplicado para a bacia, salienta-se que não era objetivo do estudo identificar os anos secos e chuvosos com base no índice, mas demonstrar a variabilidade pluviométrica entre os meses da série nas estações chuvosa e seca.

Segundo o IAC (Figura 38), os meses de março e abril apresentam-se como extremamente úmidos. Após a estação chuvosa os meses de julho e agosto apresentam déficit característico do período de transição entre as estações. É importante lembrar que nesse período a temperatura aumenta gradativamente na região, com o final das precipitações.

Os meses de setembro (extremamente seco), outubro e novembro considerados pelo IAC como muito secos, mostram a variabilidade esperada para estação seca, com valores negativos e diminuição do déficit a partir de dezembro. O que não significa fim da estação seca, mas caracteriza a variabilidade das precipitações detectadas pelo IAC mediante eventos de precipitação na bacia. Essa alta variabilidade identificada reflete de forma negativa principalmente na vegetação de caatinga e na quantidade de água armazenada nos reservatórios. Assim, quatro meses seguidos da estação seca foram classificados com intensidade severa de déficit pluviométrico. As implicações dessas condições por 120 dias podem significar impactos negativos preocupantes. Aliado a isso, destaca-se que durante o fenômeno da seca as condições de déficit hídrico são intensificadas pela atuação dos mecanismos atmosféricos que regem o clima no NEB.

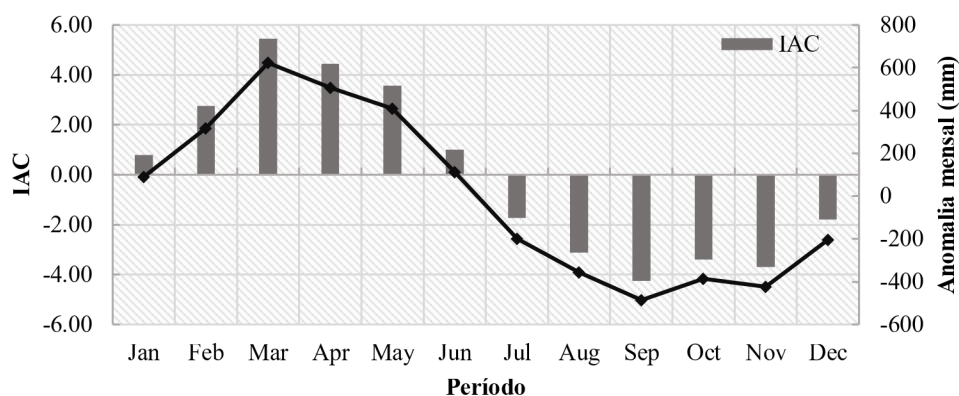


Figura 38. IAC na bacia do alto Rio Paraíba de 2005 a 2016.

A Figura 39 mostra os valores das anomalias de evapotranspiração (mm) para a bacia do alto Rio Paraíba no ano de 2012. Durante a estação seca, as áreas que apresentam anomalias positivas de ET são aquelas com resquícios de vegetação de caatinga arbustivo-arbórea e arbórea presentes na área. Com isso destaca-se que a distribuição espacial das anomalias de ET, além da interferência direta da precipitação, também é influenciada pela sazonalidade da vegetação, que por sua vez teve seu ciclo fenológico alterado pelo regime de precipitações no período seco no ano de 2012.

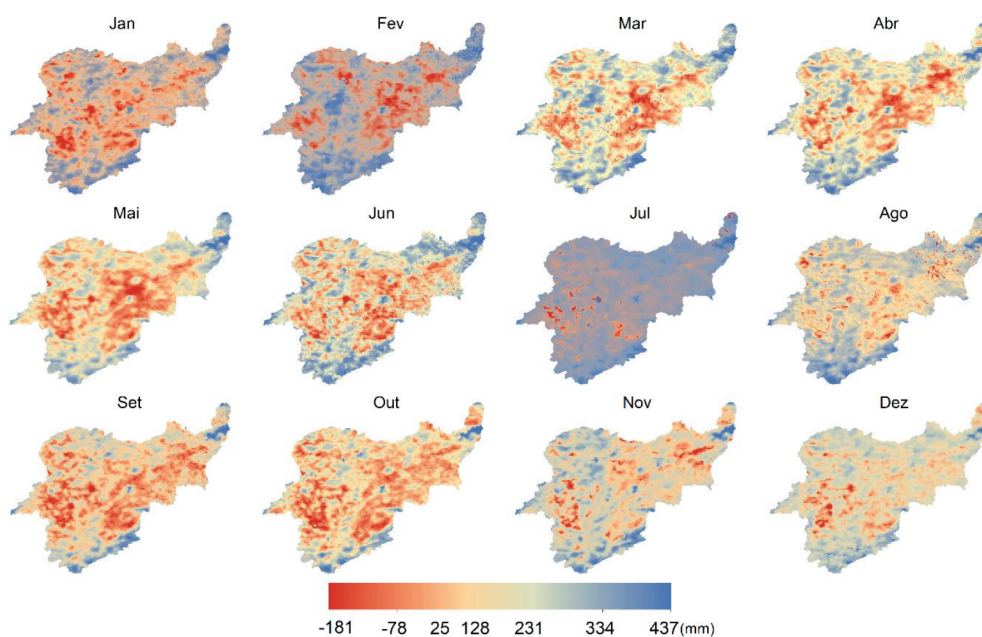


Figura 39. Anomalias mensais não normalizadas de evapotranspiração real (mm) para a bacia do alto Rio Paraíba em 2012.

No que tange a análise espacial, pode-se notar que a área central da bacia é aquela com anomalias negativas, o que corresponde a porção de terras degradadas, vegetação de porte menos denso e predominância de solo exposto. Deve-se destacar que a ocorrência de anomalias negativas não é restrita apenas ao período de fenômeno da seca. Nos períodos chuvosos de anos considerados normais ou chuvosos e normais, as áreas degradadas da bacia mostram esse comportamento. Sendo assim, as anomalias negativas de ET puderam ser observadas mesmo durante os meses da estação chuvosa (fevereiro a maio) para o ano de 2015 (Figura 40).

Esse comportamento anômalo da ET (em áreas que apresentam maiores totais pluviométricos na estação chuvosa) identificado na bacia (Figura 40), pode ser explicado pela influência da variabilidade climática que essa área sofre e ao nível de degradação das terras que apresenta. Conforme ressalta Silva et al. (2019), após esse período, há diminuição da densidade vegetal a partir da queda das folhas durante a estação seca.

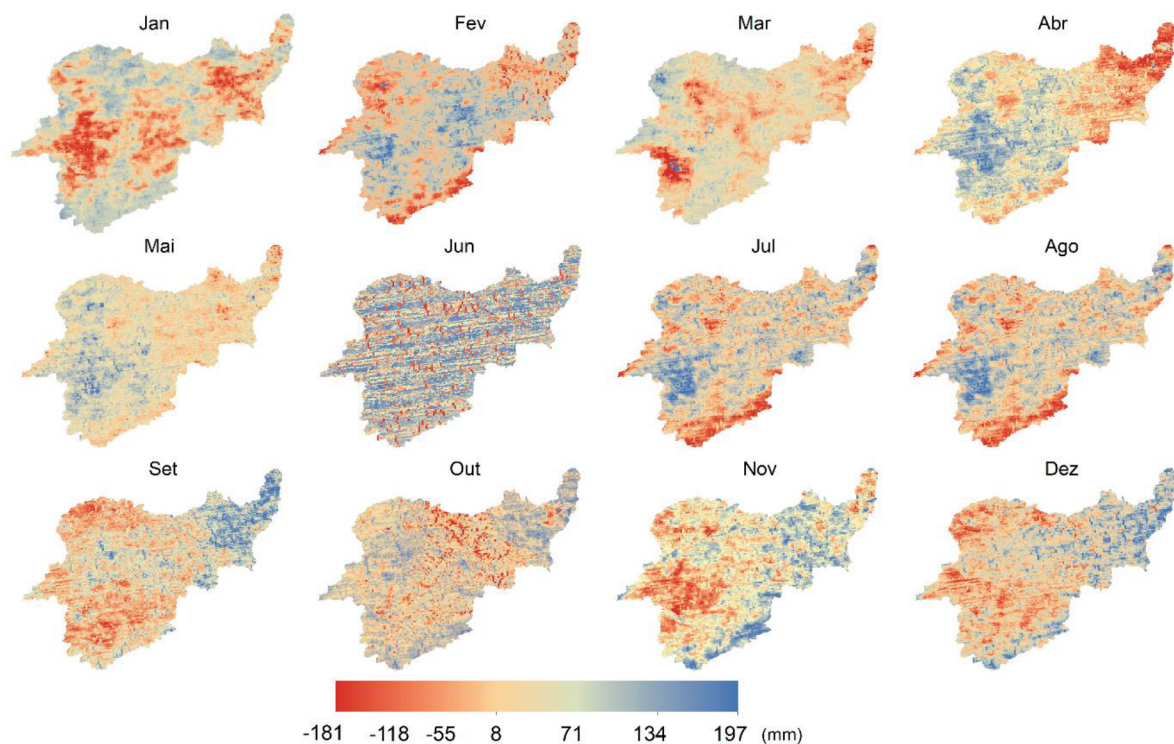


Figura 40. Anomalias mensais não normalizadas de evapotranspiração real (mm) para a bacia do alto Rio Paraíba em 2015.

Observou-se ainda que a vegetação se mantém sem folhas e com menor densidade por um período maior nesses locais, mesmo diante de eventos de precipitação. O nível de degradação das terras e compactação do solo podem ser considerados fatores para explicar tal comportamento, que impede o desenvolvimento pleno da caatinga após as precipitações, pois a maior parte da água que precipita nesses locais escoar ou é perdida por evaporação.

Os resultados apresentados na Figura 40 mostram que boa parte da área de estudo apresenta *pixels* com anomalias negativas em todos os meses analisados, independentes de serem chuvosos ou secos. As imagens dos meses de fevereiro, junho e outubro de 2015 apresentam ruídos que podem dificultar a visualização das anomalias na área da bacia, contudo os valores representados não foram prejudicados pelos ruídos, pois os valores discrepantes foram filtrados.

5.3.2 Variabilidade das anomalias no conteúdo de água no solo – aSW

A Figura 41 mostra os valores mensais da anomalia no conteúdo de água no solo em escala trimestral e a precipitação observada na área de estudo durante o período de 2005 a 2016. Conforme pode ser verificado na Figura 41, as anomalias no conteúdo de água no solo (aSW) correspondem aos períodos com baixos totais precipitados na bacia do alto Rio Paraíba, ou seja, seguem o padrão das precipitações para as estações seca e chuvosa. Esse fato pode ser verificado ao se observar as anomalias mensais de precipitação (Figura 38) para a série de 2005 a 2016, seguindo da mesma forma o IAC.

Dessa forma, as curvas de anomalias no conteúdo de água no solo – aSW caracterizam o déficit e o excedente da retenção de água no solo no período analisado. As características físicas dos solos e os processos diretamente relacionados a dinâmica hídrica no solo (infiltração, percolação, evaporação, entre outros), além das perdas relacionadas ao sistema, podem interferir nas cargas da SW em cada sub-bacia e consequentemente gerar valores confusos de aSW. Porém, a análise da variação temporal das anomalias (Figura 41) mostrou que os valores apresentados condizem com a sazonalidade da dinâmica hídrica esperada para a bacia.

A Figura 42 apresenta a espacialização dos valores de conteúdo de água no solo (mm), ou seja, não normalizados. Identifica-se os déficits e excedentes para o ano de 2012. Assim,

torna-se possível entender em termos hídricos a variabilidade espacial das anomalias de aSW na heterogeneidade da bacia do alto Rio Paraíba.

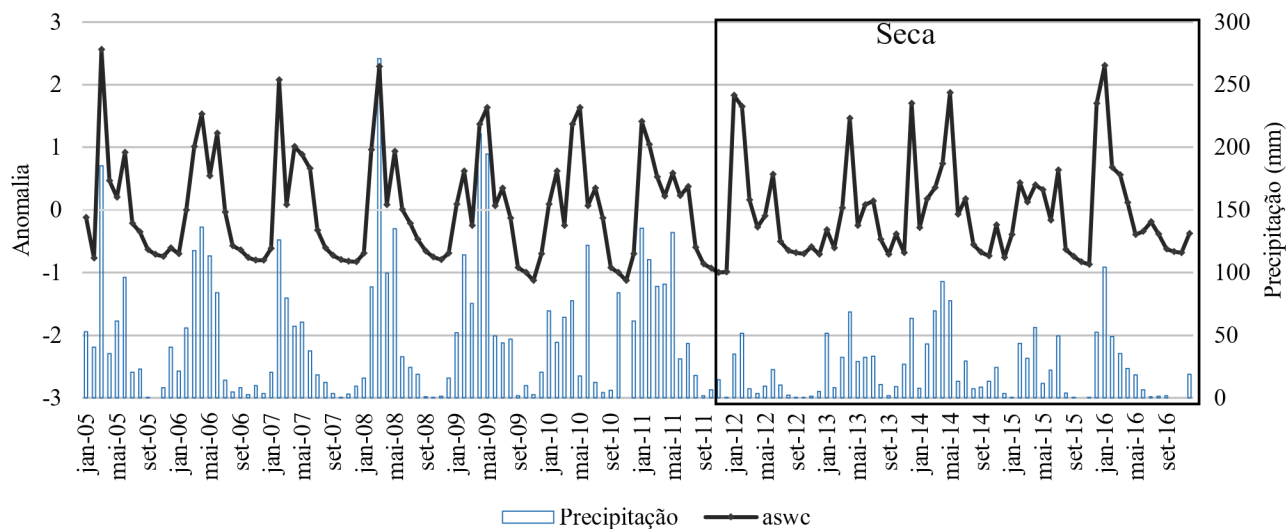


Figura 41. Evolução mensal da anomalia no conteúdo de água no solo em escala trimestral e a precipitação no período de 2005 a 2016.

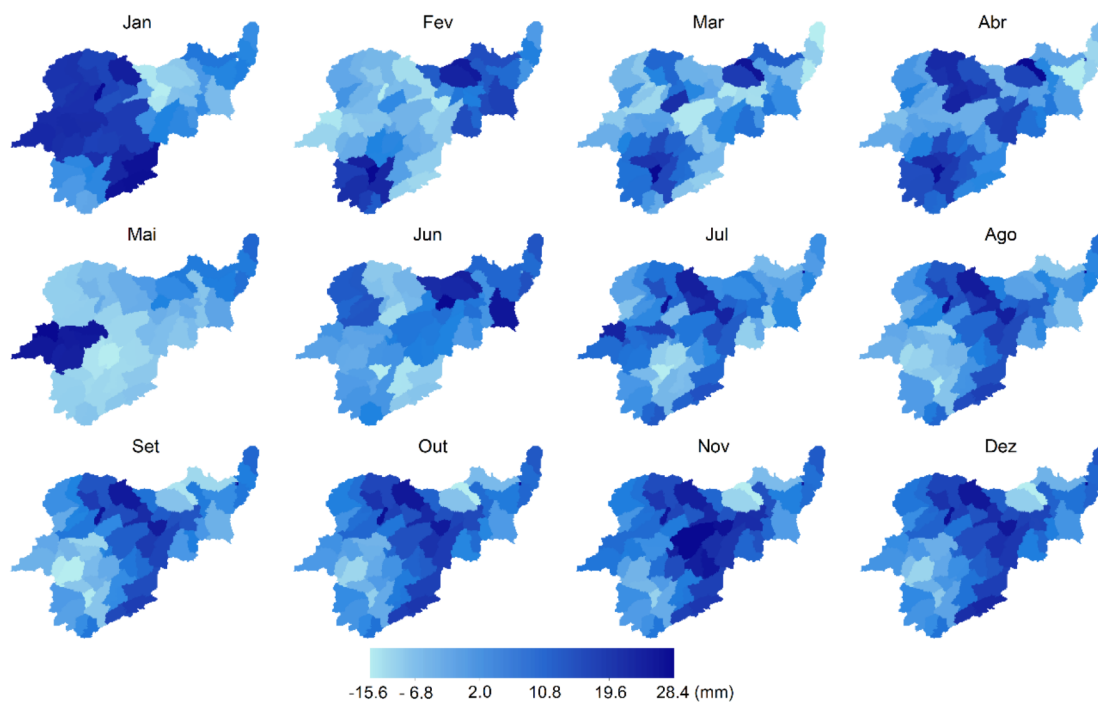


Figura 42. Espacialização dos valores anômalos do conteúdo de água no solo – aSW (mm) para bacia do alto Rio Paraíba no ano de 2012.

Essas anomalias representam o déficit hídrico no solo que pode ter sido intensificada pelo fenômeno da seca, proporcionando essas anomalias negativas de SW na estação chuvosa. Destaca-se ainda que as condições do solo e as características pré-existentes como compactação, degradação e práticas agrícolas errôneas possibilitam o quadro de déficit na bacia nesse período.

Durante o período seco, percebe-se que as anomalias negativas ocupam porções consideráveis da bacia, inclusive nas áreas com vegetação de maior porte (serras e topos de morros), mas que, possivelmente sofreu alterações fenológicas devido as variações climáticas da estação seca (região sul e nordeste na divisa com a sub-bacia do Taperoá). Nesse sentido, Havrylenko et al. (2016) expõem que a umidade do solo na zona radicular condiciona a cobertura e o porte da vegetação.

A Figura 43 apresenta as anomalias no conteúdo de água no solo aSW (mm) para o ano de 2015. De acordo com a figura as áreas mais afetadas pelo déficit são identificadas na porção nordeste da bacia na estação chuvosa e, nos meses seguintes em áreas identificadas como degradadas ou com manchas de solos que possuem características que dificultam o armazenamento hídrico. O ano de 2015 apresentou baixos totais pluviométricos durante os meses da estação chuvosa, o que influencia o conteúdo de água no solo, que apresentou déficit. Aliados as particularidades de bacias semiáridas como fatores climáticos atuantes na região, a constituição geológica da bacia do alto Rio Paraíba (embasamento cristalino) influencia sobremaneira a quantidade de água que é armazenada em suas sub-bacias.

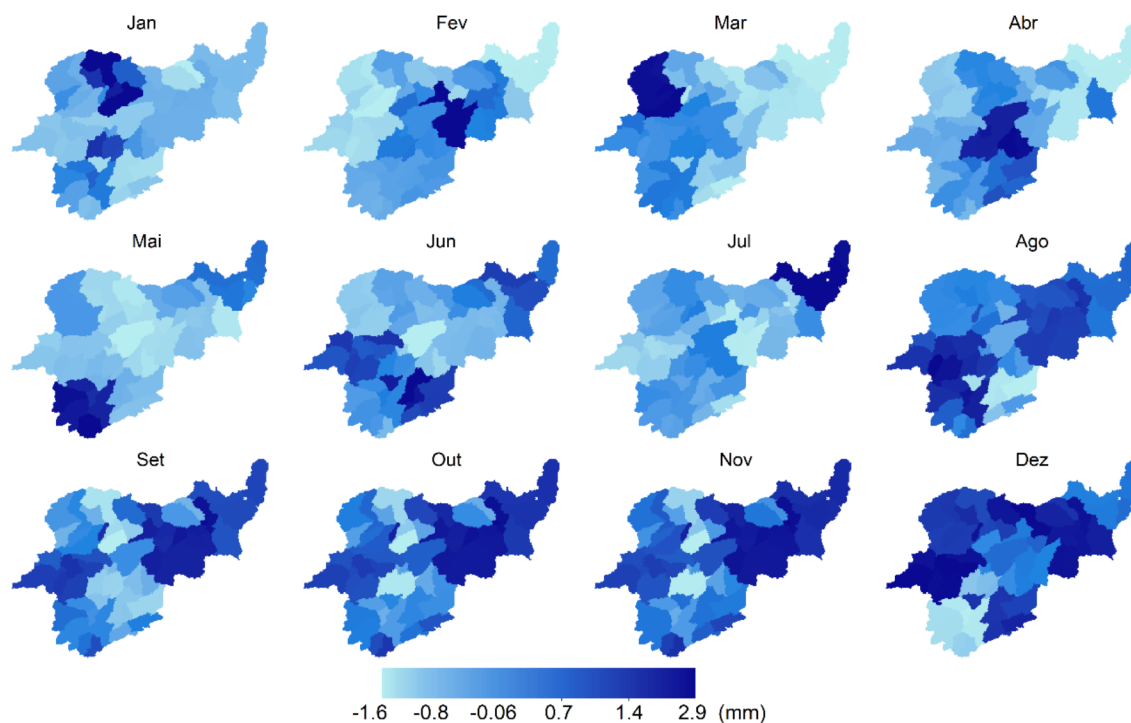


Figura 43. Espacialização dos valores anômalos do conteúdo de água no solo -aSW (mm) para bacia do alto Rio Paraíba no ano de 2015.

Nesse sentido, a identificação de mudanças temporárias ou recorrentes nos períodos secos e úmidos na bacia do alto Rio Paraíba por meio das anomalias de ET e SW, gera informações necessárias para caracterização da dinâmica hidroclimatológica, até em períodos sob influência da seca, diferenciando variabilidades próprias da bacia ou possibilitadas pelo fenômeno. Pois, os condicionantes climáticos (altas temperaturas, alta incidência da radiação solar e elevada evapotranspiração), a que a área está sujeita leva a uma rápida resposta dos processos hídricos da bacia. Aliado a isso, temperaturas acima das normais climatológicas e grandes deficiências hídricas podem ser provocadas pelos sistemas meteorológicos de larga escala atuantes, intensificadores das condições adversas do ambiente semiárido.

Diante do exposto, analisar o comportamento das anomalias de SW e sua distribuição espacial, por exemplo, permite um entendimento do déficit hídrico na área da bacia, além de contribuir para a avaliação da seca agrícola, identificada, entre outros fatores, pela deficiência de água no solo, por esse motivo a importância desse elemento na compreensão da seca em curtos períodos.

5.3.3 Índices de seca baseados em produtos SWAT e dados de precipitação observados

A Figura 44 apresenta a evolução temporal dos índices de seca SSI e SPI. A alta variabilidade apresentada no gráfico é resultado das alterações climáticas e no regime hídrico na bacia entre 2005 e 2016, mais especificamente entre 2012 e 2016 (seca no NEB). As oscilações de temperatura acima das normais climatológicas e o período chuvoso com grandes deficiências hídricas pode ter ocasionado esse comportamento. Sazonalmente os índices apresentam comportamentos semelhantes mesmo sendo alimentados por variáveis diferentes e influenciados por fatores distintos.

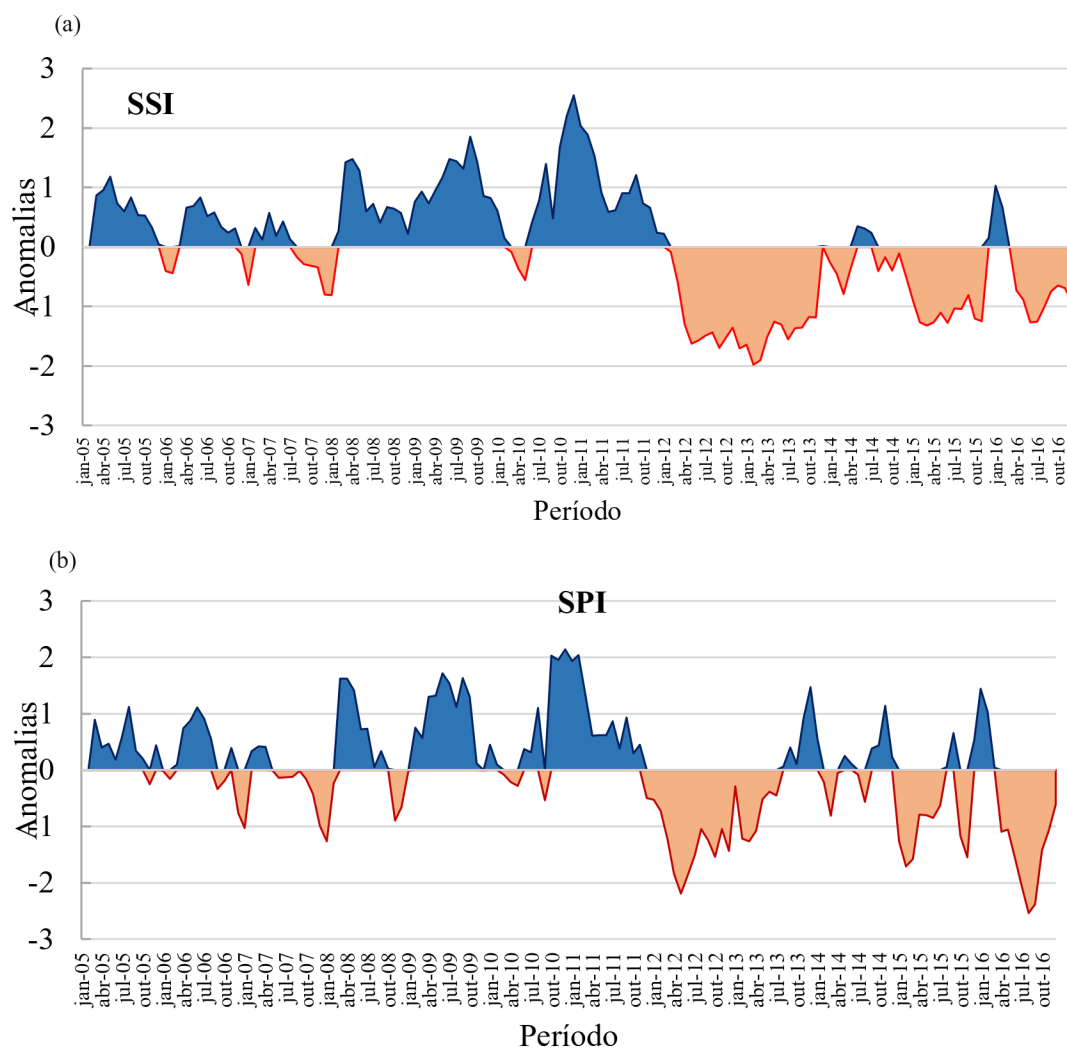


Figura 44. a) Evolução trimestral do SSI e b) SPI, com destaque para o período de seca vivenciado no NEB (2012–2016).

Observa-se na Figura 44a que o SSI apresenta um *lag* em relação a essa dinâmica. Ambos índices mostraram as alterações temporais evidenciadas pela seca entre 2012 e 2016. Enquanto o SPI (Figura 44b) apresenta de forma mais rápida o déficit em todos os eventos verificados na bacia, além das variações entre as estações chuvosa e seca. Nesse sentido, Macedo et al. (2010), em estudo no Estado da Paraíba, com dados de precipitação de 49 postos de 1961–2000, identificaram secas com base na análise do SPI-12 e SPI-24. Na mesma análise a região da cidade de Monteiro, inserida na bacia do alto Rio Paraíba, apresentou duas secas, sendo uma delas, seca extrema. Com o SPI-12, os autores detectaram 24 eventos de secas. O resultado do apresentado pelo SPI-24 ainda se mostrou relacionado com eventos de La-Niña e El-Niño. De acordo com o SPI-24, 5 secas foram identificadas, confirmando a grande variabilidade da chuva e sua escassez, principalmente na região semiárida do Estado.

O SSI também mostra que o déficit perdura por mais tempo, mesmo diante de eventos rápidos de precipitação em um curto período. A diferença encontrada nos dois índices pode estar relacionada com a natureza das duas variáveis utilizadas para derivá-los, e as particularidades da dinâmica da água armazenada nos solos da bacia.

5.3.3.1 MSDI

Devido à complexidade de se determinar as secas, o uso de uma única variável pode não ser suficiente para uma avaliação de risco e tomada de decisão confiáveis. Nesse sentido, o modelo MSDI, que combina probabilisticamente o SPI e o SSI foi aplicado neste estudo. A Figura 45 mostra a evolução trimestral sob duas abordagens diferenciadas, paramétrica (MSDIp) e não paramétrica (MSDIe). Os resultados mostram que ambos os índices apresentaram comportamento muito semelhantes em todo o período (2005 a 2016), evidenciando a alta variabilidade no período entre 2012 e 2016.

Nota-se que pequenas diferenças podem ser verificadas no MSDIe, como dificuldade em acompanhar os picos apresentados pelo MSDIp. Mesmo diante desses picos, provocados por eventos de precipitação, os índices ainda apresentam valores negativos, o que caracteriza a seca. Esses índices representam a associação de duas variáveis (precipitação e umidade no solo, aqui representada pelo conteúdo de água no solo – SW), variáveis de grande importância para caracterização de secas meteorológicas e agrícolas.

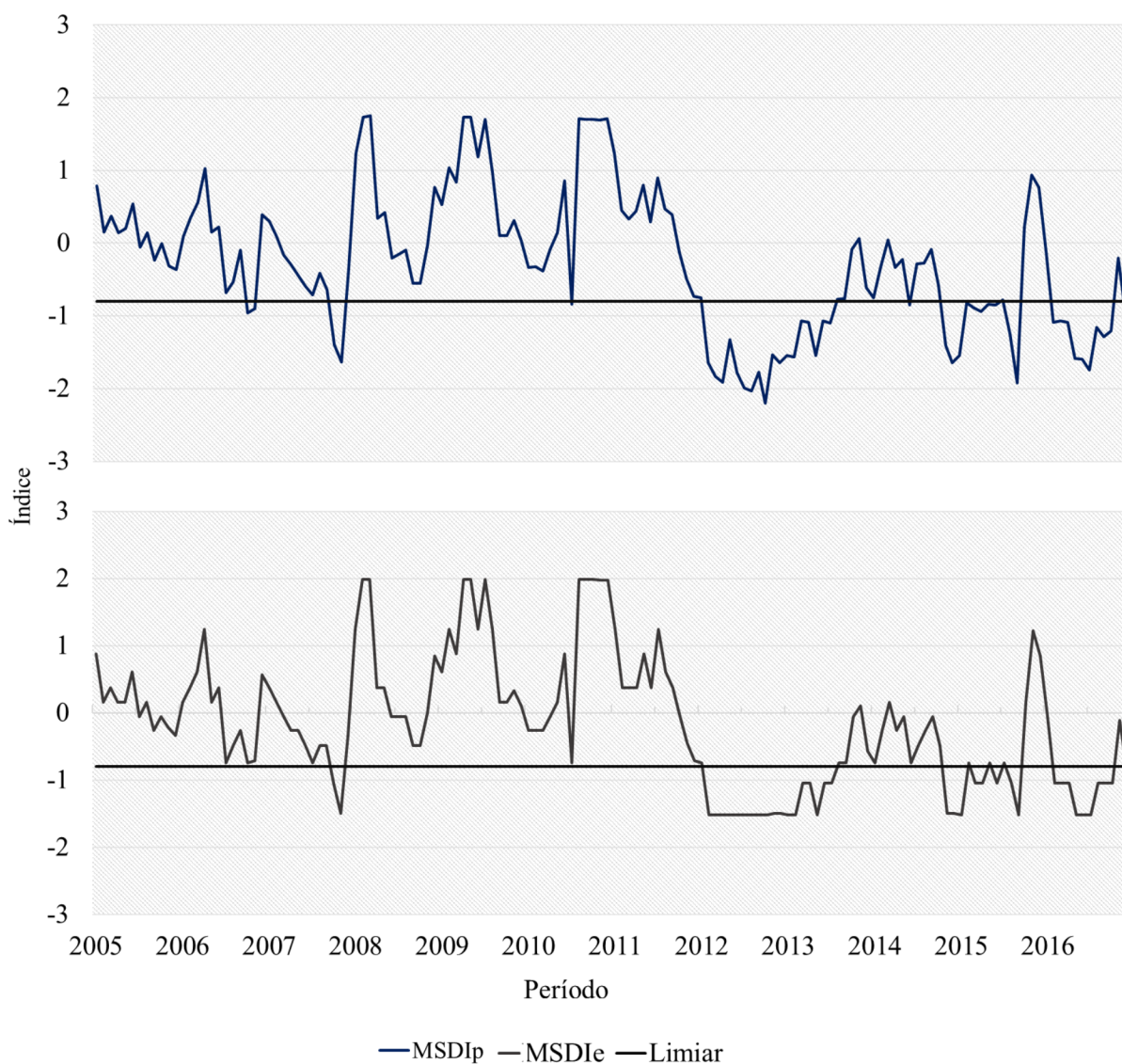


Figura 45. Evolução trimestral do MSDIp e MSDIe para a série analisada (2005–2016).

A escala temporal escolhida (3 meses) possibilitou acompanhar as alterações em um curto período, o que pode auxiliar a identificação de persistência da seca mesmo com eventos chuvosos, tanto para áreas que praticam cultivos agrícolas, como para a recuperação da vegetação nativa herbácea que é de extrema importância na manutenção das condições de umidade de algumas áreas na bacia, ou seja, na manutenção dos ecossistemas associados a dinâmica ambiental da bacia.

Optou-se por considerar a análise conjunta dos índices calculados (Figura 46) para compreender como cada um capta as alterações temporais de déficit durante o período de seca. O MSDI considerado para análise foi o MSDIp que na análise anterior mostrou-se mais sensível às variabilidades apresentadas na bacia. Nessa perspectiva, os índices evidenciam os déficits baseados na precipitação e umidade do solo com diferentes durações.

O SPI e o MSDI captam previamente déficits se comparados ao SSI, devido à alta variabilidade da precipitação na bacia, que é sentido mais significativamente pelo SPI. Essa tendência leva o SPI a caracterizar precocemente o fim do déficit (e.g., 2013–2014). Enquanto o SSI e o MSDI continuam por representar o déficit por um período maior.

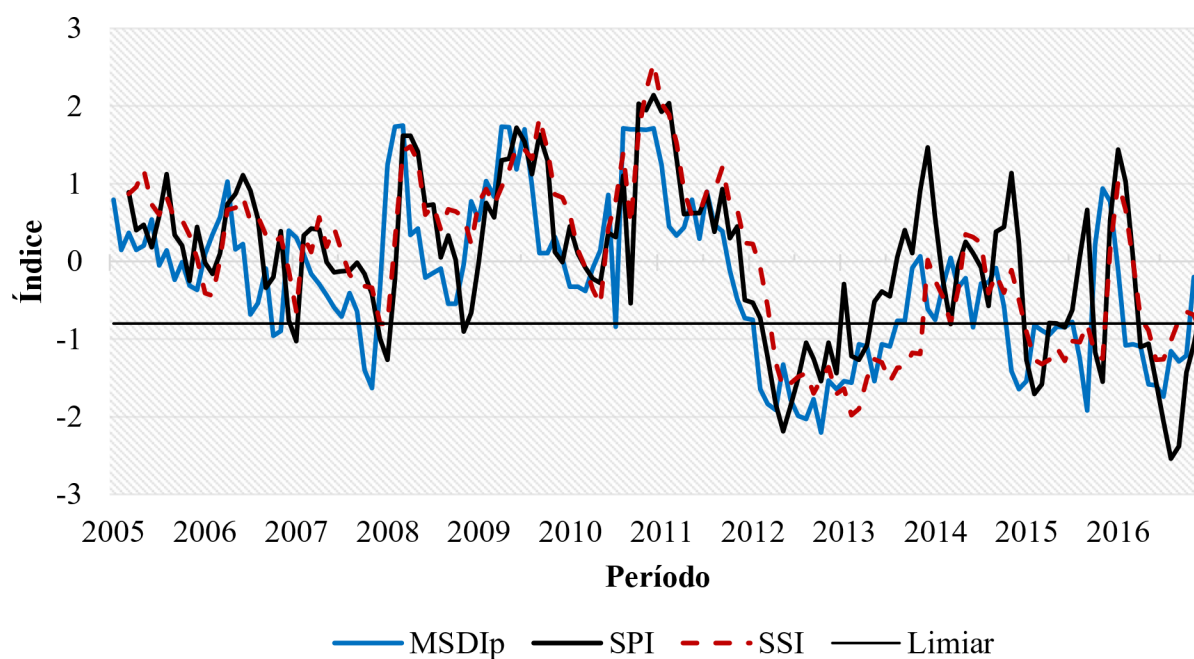


Figura 46. Evolução temporal dos índices de seca analisados para a bacia do alto Rio Paraíba.

A sensibilidade do SSI para detectar variabilidades relacionadas à precipitação é pequena, baseado no comportamento evidenciado pelo índice em por ele se basear apenas na umidade presente no solo. Já o MSDI consegue mostrar mudanças de forma mais confiável que a análise isolada proporcionada pelos índices anteriormente descritos (2014–2015), fato que pode ser facilmente confundido diante da elevação nos valores do índice após eventos de chuva.

No entanto, todos os índices foram capazes de detectar uma alteração significativa em 2016, verificada pela elevação nos valores, situação que configura seca moderada. Esse período se mostrou temporário, tendo em vista que o déficit voltou a ser verificado ainda em 2016, o que foi evidenciado pelo SPI e MSDI. Mais uma vez o SSI apresenta dificuldade em acompanhar esses eventos abruptos, ou seja, variabilidades internas que ocorrem na bacia mesmo diante da seca.

Brasil Neto et al. (2017), em estudo sobre o comportamento espaço-temporal da seca no Estado da Paraíba, por meio do SPI utilizando dados do TRMM, formaram uma série de precipitação diária de 1998 a 2015. Perceberam que 2015 foi o ano que apresentou maior porcentagem de eventos de seca, em sua maioria eventos extremamente secos. Com o SPI-48, por meio dos valores apresentados, mostrou que os principais municípios do Estado foram atingidos pelas secas em 2015. O SPI foi negativo para todos os meses do ano na região semiárida do Estado. Os autores ainda destacaram que a cidade de Monteiro apresentou os menores valores de SPI, com média inferior a -2,5 em 2015.

Com a análise visual do gráfico (Figura 46) nos anos iniciais da série (2005–2007), os valores demonstrados pelos índices indicam em alguns períodos, segundo a classificação utilizada por Santos et al. (2018), condições de seca leve, em contraste com a maior parte do período considerado de leve umidade. As condições de seca considerada moderada e severa são percebidas a partir de 2012 até o final da série em 2016.

5.4 Considerações finais

As anomalias de ET detectadas para a bacia do alto Rio Paraíba estão em conformidade com as anomalias de precipitação evidenciadas pelo IAC e pelas anomalias mensais de precipitação para a bacia, evidenciando assim que essa variável pode ser utilizada para inferir sobre as condições de seca e até identificar sua ocorrência. Ressalvas devem ser feitas para as características particulares de cada tipo de fenômeno da seca que é possível de se distinguir, pois não possibilita uma análise mais completa diante da complexidade do fenômeno da seca.

A distribuição espacial das anomalias negativas de ET coincidiu com as áreas que enfrentam processos de degradação na bacia. As demais localidades que apresentaram

anomalias negativas, e ainda mostram cobertura vegetal densa durante o período da estação seca, passam por modificações na fenologia das espécies e densidade do dossel contribuindo com a variabilidade da ET e consequentemente das anomalias de ET. Atrelado a isso a alta amplitude das temperaturas e alta incidência de radiação solar ao longo do ano se somam ao cenário de baixos totais precipitados agravando o quadro de déficit.

A análise temporal das anomalias do conteúdo de água no solo–SW se mostrou pertinente com a dinâmica hídrica relacionada à água no solo que é esperada para a bacia nas estações seca e chuvosa, no que diz respeito ao déficit e excedente para toda a série analisada, com destaque para o período de seca. A espacialização das anomalias negativas (déficits) foi compatível com as áreas e sub-bacias delimitadas no SWAT, que apresentam solos com características que proporcionam menor infiltração e armazenamento de água. A informação de água armazenada no solo é passível de ser empregada para derivar índices de seca.

Quanto aos índices, calculados em escala trimestral, verificou-se que foram capazes de detectar as diferenças na dinâmica hídrica da bacia. Identificaram tanto a seca como as variabilidades naturais do regime hidroclimatológico da área. O SPI, como esperado, identificou os déficits conforme o regime de precipitações e as características climatológicas que a bacia apresenta com o fenômeno da seca. Enquanto os índices baseados na umidade do solo SSI e MSDI mostraram-se mais susceptíveis as variações que ocorrem entre as estações. O MSDIp que utiliza a abordagem paramétrica mostrou-se mais adequado por captar pequenas amplitudes nos valores principalmente no período de seca severa vivenciado no NEB.

O MSDI que agrega as variáveis precipitação e umidade no solo, é sensível as oscilações na umidade na bacia e proporciona a identificação de secas recorrentes, que se estendem por um maior período, mesmo diante da ocorrência de eventos de precipitação, dessa forma, consegue apontar secas agrícolas. Outra vantagem do MSDI em relação aos demais índices diz respeito a capacidade de distinguir sutis variações no déficit e excedente hídrico (balanço hídrico) durante o período de seca (2012–2016) vivenciado no NEB e sentido na bacia do alto Rio Paraíba.

Destaca-se que não foi objetivo dessa pesquisa classificar o grau de severidade das secas identificadas na bacia do alto Rio Paraíba, mas verifica-se que os índices de seca univariados utilizados possibilitaram isso, particularmente o MSDI (multivariado) se apresentou

em conformidade com as condições hidroclimatológicas da bacia na série analisada, além de coincidir com o Índice de Anomalias de Chuva–IAC.

Além disso, pode gerar informações para o monitoramento da interferência da seca na vegetação nativa de menor porte, como a herbácea por exemplo, que é responsável pela manutenção das condições de umidade e confere proteção aos solos em algumas áreas da bacia. O MSDI por ser concebido com o intuito de agregar duas importantes variáveis hidroclimatológicas indicadoras de seca. Pode ser utilizado também como uma ferramenta para sistemas de informações que captam dados sobre as características das secas em bacias semiáridas, diante da capacidade de diferenciação

Destaca-se que apesar da bacia não apresentar atividades agropecuárias que causam grande impactam a economia e no abastecimento do Estado da Paraíba, em seus limites estão inseridas muitas atividades voltadas à agricultura familiar, que abastece pequenos centros urbanos e são responsáveis pela produção de gêneros alimentícios para muitas famílias na área da bacia. Deve-se salientar que análise socioeconômica não foi objetivo desta pesquisa, mas foi verificada em trabalhos de campo realizados na área, que são amplamente afetados pelas adversidades da seca, tanto do ponto de vista ambiental como econômico.

5.5 Referências

AWANGE, J. L.; MPELASOKA, F.; GONCALVES, R. M. When every drop counts: Analysis of Droughts in Brazil for the 1901-2013 period. **Science of The Total Environment**, v. 566–567, p. 1472-1488, 2016.

BRASIL NETO, R. M.; SANTOS, C. A G.; SILVA, R. M. **Análise espacial da seca no estado da Paraíba em 2015 utilizando dados do satélite TRMM e SPI**. In: Anais do XXII Simpósio brasileiro de Recursos Hídricos. Florianópolis, 2017.

CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; NOBRE, C. A.; CARVALHO, M. A. Monitoring vegetative drought dynamics in the Brazilian Semiarid region. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 214-215, p. 494-505, 2015.

CUNHA, A. P. M. A.; BARROS, S. S. ; ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C.; CARVALHO, M.A.; ZERI, L. M. M; CUNNINGHAM, C.; MACIEL, A. P. R.; ANDRADE, E. S.; VIEIRA, R. M. S. P. Avaliação de indicador para o monitoramento dos impactos da seca em áreas de pastagens no semiárido do Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 69, n. 89-106, p. 65-79, 2017.

EDWARDS, E. C.; MCKEE, T.B. **Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales**. Climatology Rep. 97-2, Atmospheric Science paper 634, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO, 155 pp. 1997.

FARAHMAND A.; AGHAKOUCHAK A. A Generalized Framework for Deriving Nonparametric Standardized Drought Indicators. **Advances in Water Resources**, v.76, p. 140-145, 2014.

FAO. **Reviewed Strategic Framework**. 38th session of the Conference, 15-22 June, 2013. Roma. Disponível em: <http://www.fao.org/docrep/meeting/027/mg015e.pdf>. Acesso em: 17/06/2019.

GRINGORTEN, I. I. A plotting rule for extreme probability paper. **Journal of Geophysics**. v. 68, p.813–814, 1963.

GUTIERREZ, A. P. A; ENGLE, N. L.; DE NYS, E.; MOLEJON, C.; MARTINS, E. S. Drought preparedness in Brazil. **Weather and Climate Extreme**, v. 3: p. 95-106, 2014.

HAVRYLENKO, S. B.; BODOQUE, J. M.; SRINIVASAN, R.; ZUCARELLI, G. V.; MERCURI, P. Assessment of the soil water content in the Pampas region using SWAT. **Catena**, v.137, p. 298–309, 2016.

HAO, Z.; AGHAKOUCHAK, A. Multivariate standardized drought index: A parametric multi-index model. **Advances in Water Resources**, v.57, p. 12-18, 2013.

HAO, Z.; AGHAKOUCHAK, A. A nonparametric multivariate multi-index drought monitoring framework. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, p. 89–101, 2014.

KOGAN, F.N. Global drought watch from space. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 4, p. 621–636, 1997.

MACEDO, M. J. H.; GUEDES, R. V. S.; SOUZA, F. A. S.; DANTAS, F. R. C. Análise do índice padronizado de precipitação para o estado da Paraíba, Brasil. **Ambi-Água**, Taubaté, v.5, n.1, p. 204-214, 2010.

MCKEE, T.B.; DOESKEN, N.J.; KLEIST, J. **The relationship of drought frequency and duration to time scales**. Eighth Conf. on Applied Climatology, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., p. 179–184, 1993.

MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. A seca de 2012–2015 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico. **Climanálise**. v.04. p. 49-54, 2015.

MARENGO, J.A.; TORRES R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil-past, present, and future. **Theory Applications Climatology**: v. 129, p.1-12, 2016.

MARENGO, J. A.; ALVEZ, L. A.M.; ALVALA, R. C. S.; CUNHA, A. P.; BRITO, S.; MORAES, O. L. L. **Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid**

Northeast Brazil region. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 90, n. 2, p. 197-1985, 2018.

MARCUZZO, F. F. N.; MELO, D. C. R. Distribuição Espaço-Temporal e Sazonalidade das Chuvas no Estado do Mato Grosso. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 4, p. 157-167, 2011.

MENDONÇA, Francisco; DANNI-OLIVEIRA, Inês. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 208 p., 2007.

MINGXING, L.; ZHUGUO, M.; JIWEN, D. Regional soil moisture simulation for Shaanxi Province using SWAT model validation and trend analysis. **Science China–Earth Sciences**. v. 53, n. 4, p.575–590.

NARSHIMHAN, B.; SRINIVASAN, R. Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 133, n. 1-4, p.69-88, 2005.

OLIVEIRA, N. M. Análises geoespaciais da dinâmica das secas vegetativas na bacia do alto Rio Paraíba-PB entre 2001-2017. 2019. 94 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2019.

PALMER, W.C. **Meteorological Drought**. US Department of Commerce, U.S Weather Bureau, Office of Climatology, Research Paper, n. 45, p. 58, 1965.

ROOY, M. P.; VAN. A. **Rainfall Anomaly Index Independent of Time and Space**, Notes, v. 14, p. 1- 43, 1965.

SANTOS, C.A.G.; BRASIL NETO, R. M.; SILVA, R. M.; SANTOS, D.C. Innovative approach for geospatial drought severity classification: a case study of Paraíba state, Brazil. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v.33, n. 2, p.545–562, 2018.

SHAFER, B.A; DEZMAN, L. E. **Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to Assess the Severity of Drought Conditions in Snowpack Runoff Areas**. Proceedings of the Western Snow Conference, Colorado State University, Fort Collins, CO, p. 164–175, 1982.

VERMES, L. **How to work out a drought mitigation strategy**. ICID Guide. DVWK Guidelines of water Management. n.3009, 1998.

WMO; GWP. **Handbook of drought indicators and indices. Integrated drought management tools and guidelines**. In: SVOBODA, M. FUCHS, B.A. (Eds.), World Meteorological Organization and Global Water Partnership, 2016.

YUE, S.; T. B. M. J. OUARDA, B. BOBEE, P. LEGENDRE, AND P. BRUNEAU. The Gumbel mixed model for flood frequency analysis. **Journal of Hydrology**, v. 226, p. 88–100, 1999.

TRI, D. Q.; DAT, T. T.; TRUONG, D. D. Application of meteorological and hydrological drought indices to establish drought classification maps of the Ba river basin in Vietnam. **Hydrology**. v.49, n. 6, p. 1-21, 2019.

ZHANG, A.; JIA, G. Monitoring meteorological drought in semiarid regions using multi-sensor microwave remote sensing data. **Remote Sensing of Environmental**, v. 134, p.12 -23, 2013.

6. CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

O principal objetivo deste trabalho foi compreender a dinâmica espaço-temporal das variáveis hidroclimatológicas e biofísicas, via modelagem hidrológica e do balanço de energia como suporte para a análise da seca em uma bacia hidrográfica semiárida, no caso a bacia do alto Rio Paraíba. Nessa perspectiva, o modelo hidrológico SWAT e o algoritmo semiempírico SEBAL aqui empregados possibilitaram o detalhamento necessário diante da complexidade geoambiental da área de estudo.

Diante do apresentado pela modelagem com o SWAT, recomenda-se que em futuros trabalhos na bacia do alto Rio Paraíba sejam utilizados dados (precipitação e temperatura) oriundos de modelos climáticos globais, no caso da ausência de longas séries de observados e sem falhas. Destaca-se que maiores investimentos por parte dos órgãos competentes na instalação e manutenção de estações climatológicas, fluviométricas e pluviométricas traria um ganho sem precedentes para as pesquisas hidroclimatológicas desenvolvidas na região.

Em relação à vegetação um fator importante é a forma como o SWAT concebe o crescimento das plantas de maneira igualitária para todos os tipos de vegetação, um ponto bastante controverso e já comentado na literatura. Na região do semiárido nordestino esse fato pode representar um entrave, diante das particularidades da caatinga e sua fenologia em diferentes períodos. Esse mecanismo no SWAT pode carecer de análise e possivelmente reformulação para ser empregado no bioma Caatinga, fato que não foi objeto de estudo da tese, mas considerado como possível fonte de incertezas.

Avaliar espaço-temporalmente a ET real obtida via modelo hidrológico SEBAL permitiu a análise dessa variável conforme as particularidades e heterogeneidade da bacia do alto Rio Paraíba em suas diferentes paisagens. A incorporação de dados observados e orbitais no SEBAL proporcionou ainda a obtenção de forma contínua de informações espacializadas sobre a ET diante da variabilidade climática e da sazonalidade da vegetação, o que não poderia ser realizado somente com dados observados por conta escassez de série de dados para obtenção da ET e da escala de análise proporcionada por dados pontuais.

Em suma, constatou-se que espacialmente a evolução da ET na bacia segue a influência de variáveis microclimatológicas e a presença de áreas degradadas. Essa situação foi verificada

nos polígonos de vegetação consideradas para análise da ET. Com a resolução de 500 m, não há como garantir que todos os pixels são de fato compostos por um único tipo de vegetação com as mesmas características fenológicas. A mistura de diferentes reflectâncias dos elementos internos em cada polígono podem provocar valores discrepantes de albedo, NDVI e consequentemente ET nas tipologias vegetais consideradas para análise.

Os índices de seca SPI e MSDI aqui analisados, implementados com os resultados das metodologias (SWAT e SEBAL), na perspectiva de avaliar a seca a curto prazo (três meses), possibilitou a compreensão de mudanças rápidas durante o fenômeno da seca. Essa escala costuma ser empregada para análise de impactos em cultivos agrícolas. Como a variabilidade da precipitação é rapidamente captada pela vegetação de caatinga optou-se por empregá-la para análise do impacto da seca em uma área do bioma Caatinga. Na bacia do alto Rio Paraíba essa abordagem foi exitosa, pois o comportamento dos índices acompanhou a variabilidade climatológica da área. Nesse sentido, os índices univariados e multivariados aqui verificados mostraram a dinâmica hídrica na bacia de forma mais acentuada no período de seca severa vivenciada na bacia do alto Rio Paraíba e no NEB (2012-2016).

Entende-se que a pesquisa proporcionou a análise e avaliação de metodologias que são passíveis de serem empregadas para gerenciamento ambiental de uma bacia semiárida, com relativa escassez de dados observados. A compreensão dessa dinâmica possibilita a identificação de áreas críticas na bacia que necessitam de controle e intervenção direta por parte dos órgãos ambientais para promover a recuperação das áreas degradadas na bacia.

Recomenda-se que as intervenções sejam realizadas nas áreas da bacia com maior nível de degradação da caatinga, que são as áreas com maior déficit hídrico no solo, e altas taxas de escoamento superficial. Essas áreas recuperadas e utilizadas de forma planejada contribuem para mitigar os efeitos da seca ou de extremos climáticos que acometem a bacia do alto Rio Paraíba, diminuindo assim a pressão sobre os recursos hídricos locais. O que pode fortalecer a ação do Estado no que diz respeito a construção de reservatórios e retirada de água sem controle por parte da população, situação que precisa ser revista na bacia.

APÊNDICE A

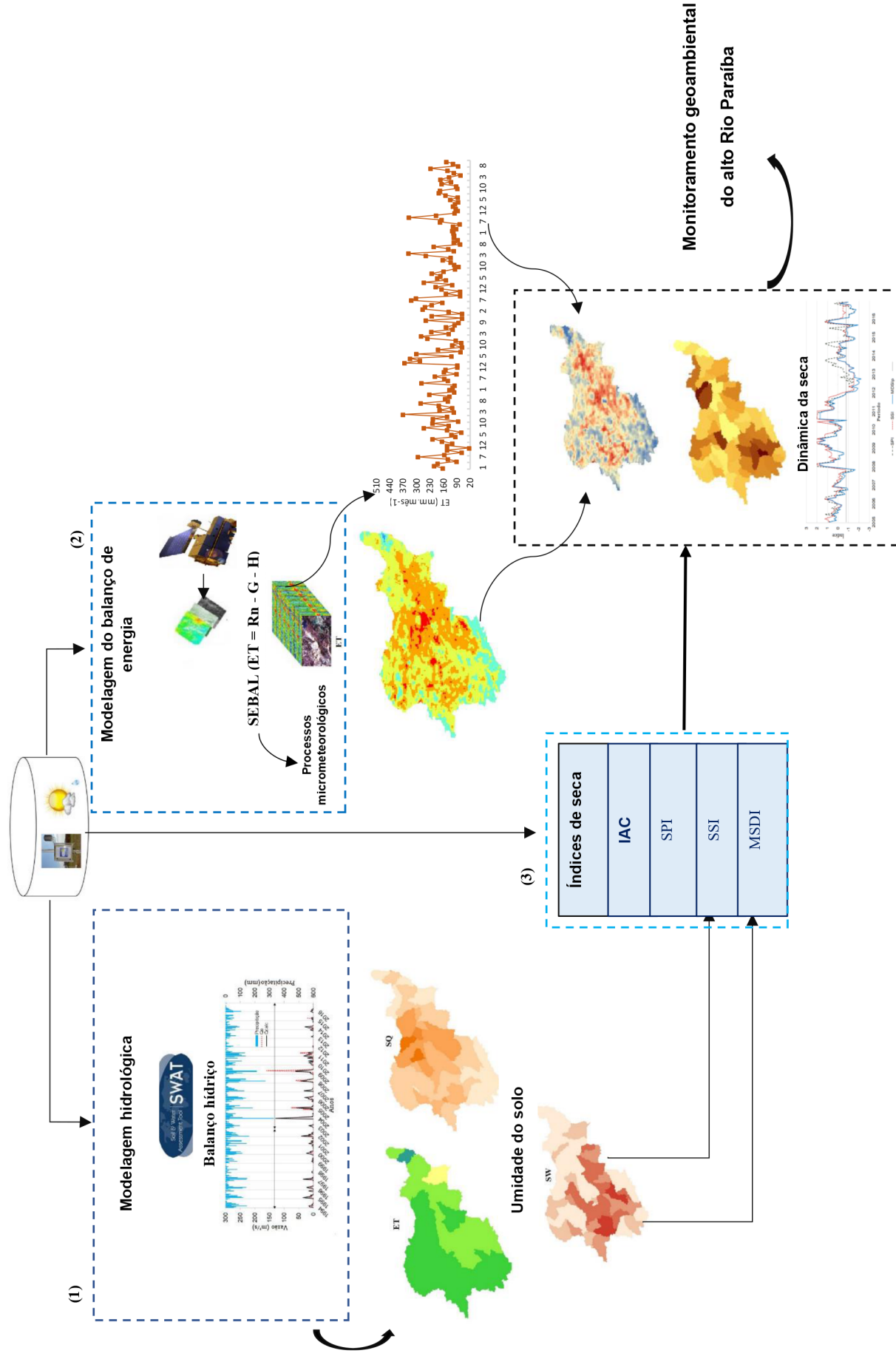


Figura 1 – Graphical abstract com a abordagem da tese

Tabela 1. Descrição dos tipos de solos identificados na bacia do alto Rio Paraíba

Tipo de solo	Descrição
Luvissolo	solo formado por material mineral, compreendendo horizonte B textural com alta saturação de bases e argilas de alta atividade
Neossolo Flúvico	solo originário de sedimento aluvial de caráter flúvico
Neossolo Litólico	solo constituído, em grande parte, por fragmentos de rocha maiores que 2 mm, apresentando contato direto entre o horizonte A e o C; normalmente não ultrapassam 50 cm de profundidade
Neossolo Regolítico	solo com horizonte A sobrejacente ao horizonte C, podendo haver horizonte Bi com espessura menor que 10 cm
Planossolo	solo apresentando horizonte A ou E seguidos de horizonte B plânico (pouco permeável), constituído por material mineral
Vertissolo	solo com horizonte vértico variando entre 25 e 100 cm de profundidade e com aspectos texturais insuficientes para caracterizar um horizonte B textural

Fonte: EMBRAPA SOLOS (2006) adaptado por DANTAS (2016).

Tabela 2. Parâmetros e referências para construção do banco de dados de solos

Parâmetro	Descrição	Fonte
SOL_K	Condutividade hidráulica	Rawls et al. (1982)
SOL_BD	Densidade aparente do solo	Software Soil Water Characteristics (Saxton e Rawls, 2006)
SOL_EC	Condutividade elétrica	Paes et al. (2013); Lima et al. (2013)
SOL_AWC	Capacidade de água disponível	Salter e Williams (1967; 1969)
ANION_EXCL	Porosidade	Rawls et al. (1982)
SOL_ALB	Albedo	Tsvetsinskaya et al (2002)
USLE_K	Erodibilidade	Williams (1975)
SOL_CRK	Fração de fissuras	Valor default do banco de dados do SWAT

Tabela 3. Definição das variáveis de entrada do WGEN do ArcSWAT

Parâmetro	Definição
TMPMX	Médias das temperaturas máximas diárias a cada mês
TMPMN	Média das temperaturas diárias mínimas de cada mês
TMPSTDMX	Desvio padrão para temperaturas máximas diárias de cada mês
TMPSTDMN	Desvio padrão para temperaturas mínimas diárias de cada mês
PCPMM	Média mensal da precipitação total
PCPSTD	Desvio padrão para a precipitação diária do mês
PCPSKW	Coefficiente de assimetria para a precipitação diária a cada mês
PR_W1	Probabilidade de dias úmidos seguidos de dias secos para no mês
PR_W2	Probabilidade de dias úmidos seguidos de dias úmidos para no mês
PCPD	Média de dias com precipitação no mês
RAINHHMX	Precipitação máxima para meia hora de chuva em todo o período de registro para o mês
SOLARAV	Média da radiação solar diária para cada mês
DEWPT	Média das temperaturas diárias de ponto de orvalho a cada mês
WNDVAV	Média da velocidade diária do vento para cada mês

Tabela 4. Médias mensais dos parâmetros climatológicos utilizados inseridos no gerador climático do SWAT.

*Parâmetro	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
TMPMX	29,4	29,4	30,4	29,4	26,8	25,7	25,7	28,3	30,1	31,1	31,6	31,4
TMPMN	18,3	19,3	19,4	19,1	18,3	17,0	16,4	15,8	16,5	16,5	18,0	19,2
TMPSTDMX	0,5	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4
TMPSTDMN	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3
PCPMM	67,1	62,1	101,0	87,0	72,4	41,0	27,6	12,8	4,6	6,9	7,9	40,3
PCPSTD	8,6	7,8	9,3	7,9	5,1	3,8	2,0	2,6	2,0	2,8	14,5	8,1
PCPSKW	5,2	4,9	5,3	5,1	4,9	6,1	7,9	6,5	24,6	10,6	14,5	8,1
PR_W1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
PR_W2	0,4	0,3	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0,2	0,0	0,2	0,1	0,2
PCPD	4,1	4,6	6,7	6,5	5,4	4,7	3,9	2,2	0,8	0,6	0,7	1,9
RAINHHMX	7,1	7,8	12,8	12,0	11,0	7,9	7,5	6,2	1,9	2,4	1,1	4,1
SOLARAV	23,3	24,7	25,0	23,0	19,4	18,1	18,3	21,3	23,6	25,4	25,7	25,5
DEWPT	19,6	15,1	18,6	12,1	10,4	9,4	10,7	10,0	13,7	15,9	17,0	16,8
WNDVAV	3,8	3,4	3,9	3,7	3,2	3,0	2,5	2,4	2,4	2,5	2,5	2,9

Tabela 5. Informações sobre os reservatórios inseridos na modelagem com SWAT

Reservatório (Açude)	Latitude	Longitude	Capacidade Máxima (104 m³)	Área do espelho d'água (ha)
Bichinho	-7.749	-36.312	457.4	12.4
Camalaú	-7.890	-36.841	4643.8	194.6
Campos	-7.771	-36.568	659.4	142.5
Cordeiro	-7.832	-36.693	6996.6	243.7
Ouro Velho	-7.605	-37.155	167.6	5.1
Pocinhos	-7.937	-37.222	678.9	162.2
Poções	-7.894	-37.009	2986.2	190.1
Prata II	-7.696	-37.087	130.8	24.2
Santo Antônio	-8.104	-36.990	2442.4	68.1
São Domingos	-7.626	-36.448	734.0	31.4
São José II	-7.882	-37.073	131.2	37.1
São Paulo	-7.650	-37.082	845.6	52.7
Serrote	-7.924	-37.105	570.9	38.0
Sumé	-7.672	-36.925	4486.4	740.5

Tabela 6. Definição dos parâmetros alterados no ArcSWAT e calibrados no SWAT-CUP

Parâmetro	Descrição	*Método
Alpha_BF	Constante de recessão do fluxo de base (adim). Indicador da resposta do fluxo subterrâneo para as mudanças na recarga. Maiores valores desse parâmetro indicam maior recarga do aquífero e menor fluxo de base.	v
Biomix	Eficiência do revolvimento biológico (mm).	v
Canmx	Armazenamento máximo de água no dossel vegetativo (mm). Representa a quantidade de água interceptada na copa das árvores.	v
CN2	Curva número na condição II (adim). Utilizado para o cálculo do escoamento superficial pelo método <i>SCS Curve Number</i> . É obtido em função da permeabilidade, do tipo de solo, do uso e da condição antecedente de umidade no solo.	r
CH_K2	Condutividade hidráulica efetiva do canal (mm/h). É a taxa com que o rio perde água para o subsolo.	v
CH_N2	Coefficiente de Manning do canal principal ($\text{s.m}^{-1/3}$)	v
Epc0	Fator de compensação de água pelas plantas (adim).	v

Parâmetro	Descrição	*Método
Esco	Fator de compensação de evaporação do solo (adim). É um parâmetro importante no processo de evapotranspiração. Os valores desse parâmetro representam um percentual aplicado à evaporação da camada superior do solo, de modo que percentuais elevados significam maior evaporação na camada superior do solo.	v
GW_Delay	Intervalo de tempo para a recarga do aquífero (dias). Ligado ao cálculo da recarga do aquífero e é dependente da formação geológica.	a
GW_Revap	Coefficiente de ascensão da água à zona não saturada (adim). É designado como uma constante de proporcionalidade para o cálculo da quantidade máxima de água que se move no solo em resposta às deficiências de água.	v
Gwqmn	Profundidade limite de água no aquífero raso necessária para o fluxo de retorno ocorrer (mm). Quanto maior o valor desse parâmetro uma porção maior do fluxo de base é retardada.	v
Rchrg_DP	Fração de água percolada para o aquífero profundo (adim).	r
Revapmn	Profundidade limite da água no solo para a ocorrência da ascensão da água à zona não saturada (mm). Define o limite do nível de água no aquífero raso para que o movimento da água dentro do solo em resposta às deficiências de água ocorra.	v
Slsbbsn	Comprimento da declividade média (m). Obtida do topo da encosta até o ponto onde o escoamento começa a se concentrar.	r
Sol_Alb	Albedo do solo (fração).	r
Sol_Awc	Capacidade de água disponível no solo (adim). Utilizado para calcular o conteúdo de água no solo disponível para a vegetação.	r
Sol_K	Condutividade hidráulica saturada do solo (mm/h). Necessário para calcular o tempo de percolação da água em uma dada camada do solo.	r
Sol_Z	Profundidade do solo (mm).	r
Surlag	Coefficiente de atraso do escoamento superficial (adim). Menores valores representam maior atraso no escoamento superficial.	v

v = substituição; x = multiplicação, a = adição.

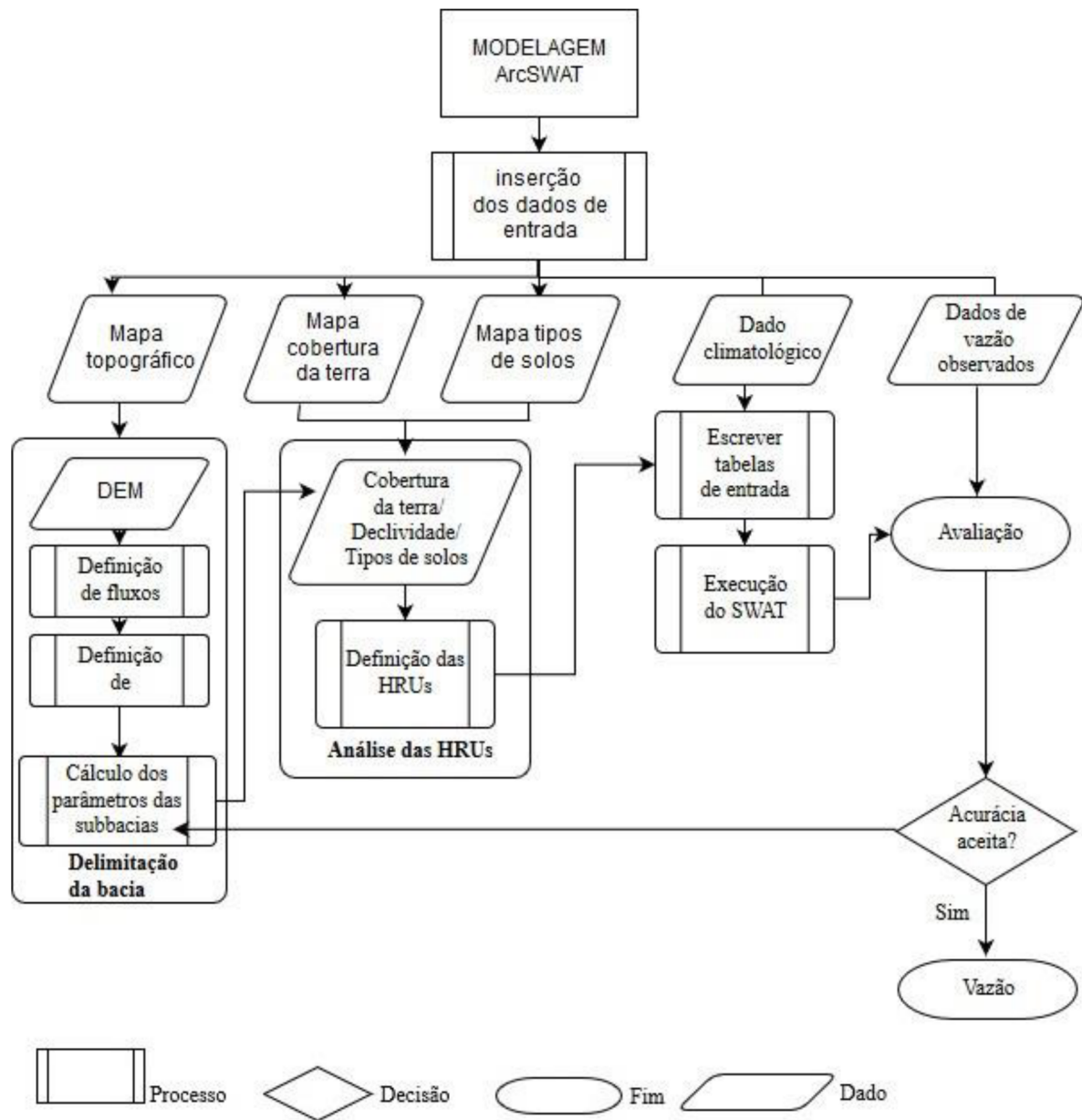


Figura 2. Fluxograma com etapas da modelagem hidrológica no modelo SWAT por meio da ferramenta ArcSWAT.

APÊNDICE B

Tabela 1. Descrição e características das camadas do produto MOD09A1 utilizadas.

Descrição	Unidade	Resolução			
		Radiométrica	Temporal	Espacial (m)	Fator de conversão
Banda 1 (620- 670 nm)	Reflectância	16-bit	diária	500	0.0001
Banda 2 (841-876 nm)	Reflectância	16-bit	diária	500	0.0001
Banda 3 (459-479 nm)	Reflectância	16-bit	diária	500	0.0001
Banda 4 (545-565 nm)	Reflectância	16-bit	diária	500	0.0001
Banda 5 (1230-1250 nm)	Reflectância	16-bit	diária	500	0.0001
Banda 6 (1628-1652 nm)	Reflectância	16-bit	diária	500	0.0001
Banda 7 (2105- 2155 nm)	Reflectância	16-bit	diária	500	0.0001
Ângulo zenital solar	graus	16-Bit	diária	1 km	0.0001

Fonte: <http://lpdaac.usgs.gov>

Tabela 2. Descrição das camadas do produto MOD11A1 utilizadas no trabalho

Camada	Descrição	Unidade	Resolução		Fator de conversão
			Temporal	Espacial	
1	TS ao dia	°Kelvin	diária	1 km	0,02
3	Hora da passagem	hora	diária	1 km	0,1
	Banda 31 (10,780–		diária	1 km	
8	11, 280 µm	-			0,0002 + 0,49
	Banda 32 (11,770–		diária	1 km	
9	12, 270 µm)	-			0,0002 + 0,49

Fonte: <http://lpdaac.usgs.gov>

Tabela 3. Coeficientes de ponderação para o cômputo do albedo da superfície

Banda	Comprimento de onda (μm)	W_b	w_b^*
1	0,620–0,670	0,215	0,215
2	0,841–0,876	0,215	0,266
3	0,459–0,479	0,242	0,242
4	0,545–0,565	0,129	0,129
5	1,230–1,250	0,101	0,000
6	1,628–1,652	0,062	0,112
7	2,105–2,155	0,036	0,036

w_b^* = valores de W_b ignorando a contribuição da banda 5 devido ao *stripping*, caso seja verificado.

Tabela 4. Descrição das equações para obtenção do saldo de radiação na superfície (R_n)

Equação	Parâmetro	Nº	Referência
$\alpha_{sup} = \sum_{b=1}^n [\rho_b w_b]$	Albedo da superfície	5	Tasumi et al. (2008)
$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_2 - \rho_1)}{(L + \rho_2 + \rho_1)}$	SAVI	6	Huete (1988)
$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69-SA VI}{0,59}\right)}{0,91}$	IAF	7	Allen et al. (2002)
$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 IAF$	Emissividade no domínio da banda larga	8	Allen et al. (2002)
$\tau_{sw} = 0,35 + 0,672 \exp\left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos\theta_{hor}} - 0,075 \left(\frac{w}{\cos\theta_{hor}}\right)^{0,4}\right]$	Transmissividade atmosférica	9	Allen et al. (2007)
$R_{ol,em} = \varepsilon_0 \sigma T_{sup}^4$	Radiação de onda longa emitida	10	Allen et al. (2002)
$R_{ol,inc} = S_{cos} Z_d \tau_{ws}$	Radiação de onda curta incidente	11	Allen et al. (2002)
$R_{ol,atm} = \varepsilon_a \sigma T_a^4$	Radiação de onda longa incidente	12	Allen et al. (2002)
$R_n = R_{sol,inc} (1 - \alpha_{sup}) - R_{ol,emit} + R_{ol,atm} - (1 - \varepsilon_0) R_{ol,atm}$	Saldo de radiação instantâneo	13	Allen et al. (2002)

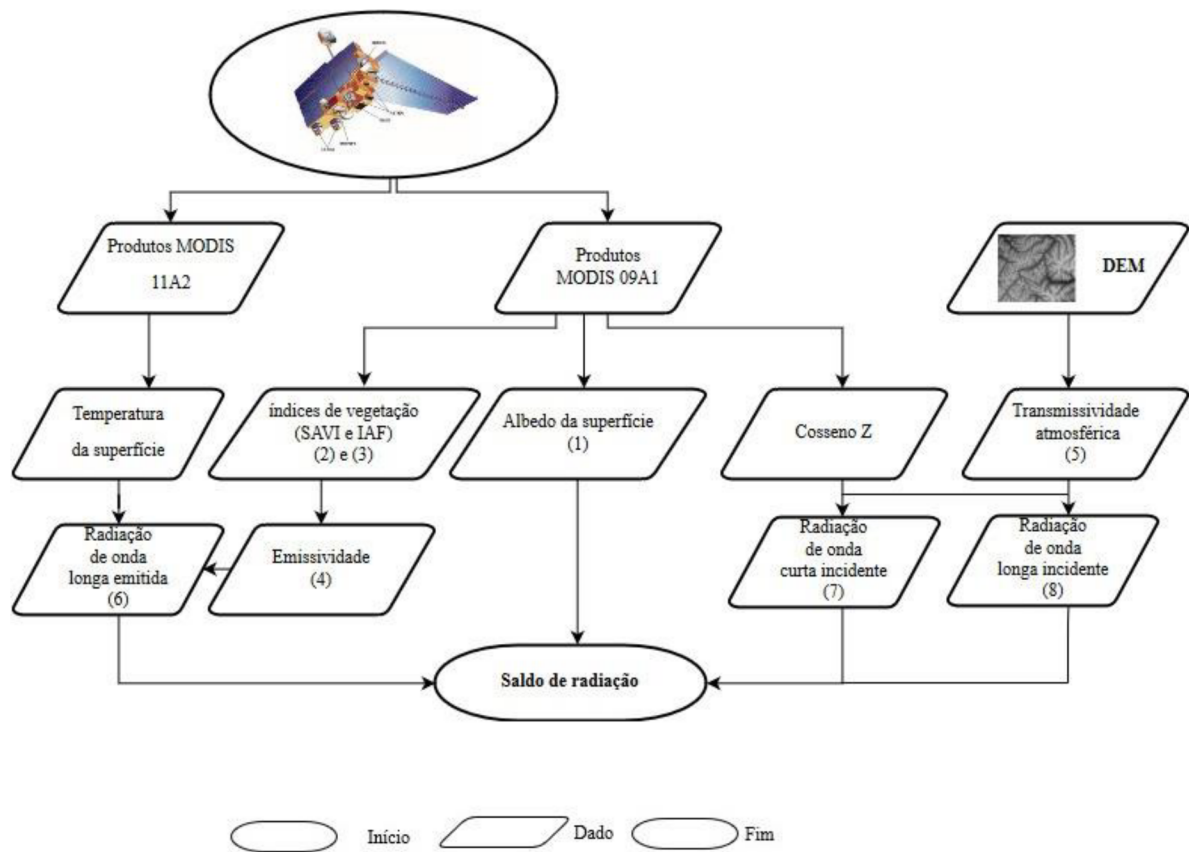


Figura 1. Fluxograma com as etapas metodológicas para obtenção do saldo de radiação à superfície, com detalhe para as equações utilizadas entre parênteses.

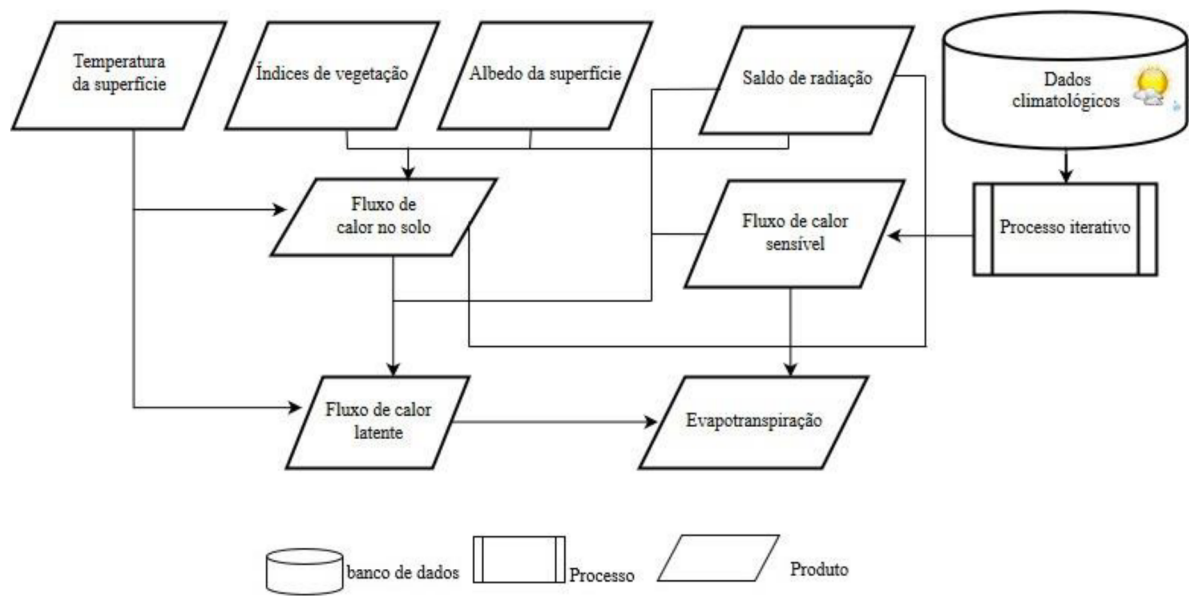


Figura 2. Fluxograma com as etapas para obtenção dos fluxos de calor à superfície e evapotranspiração

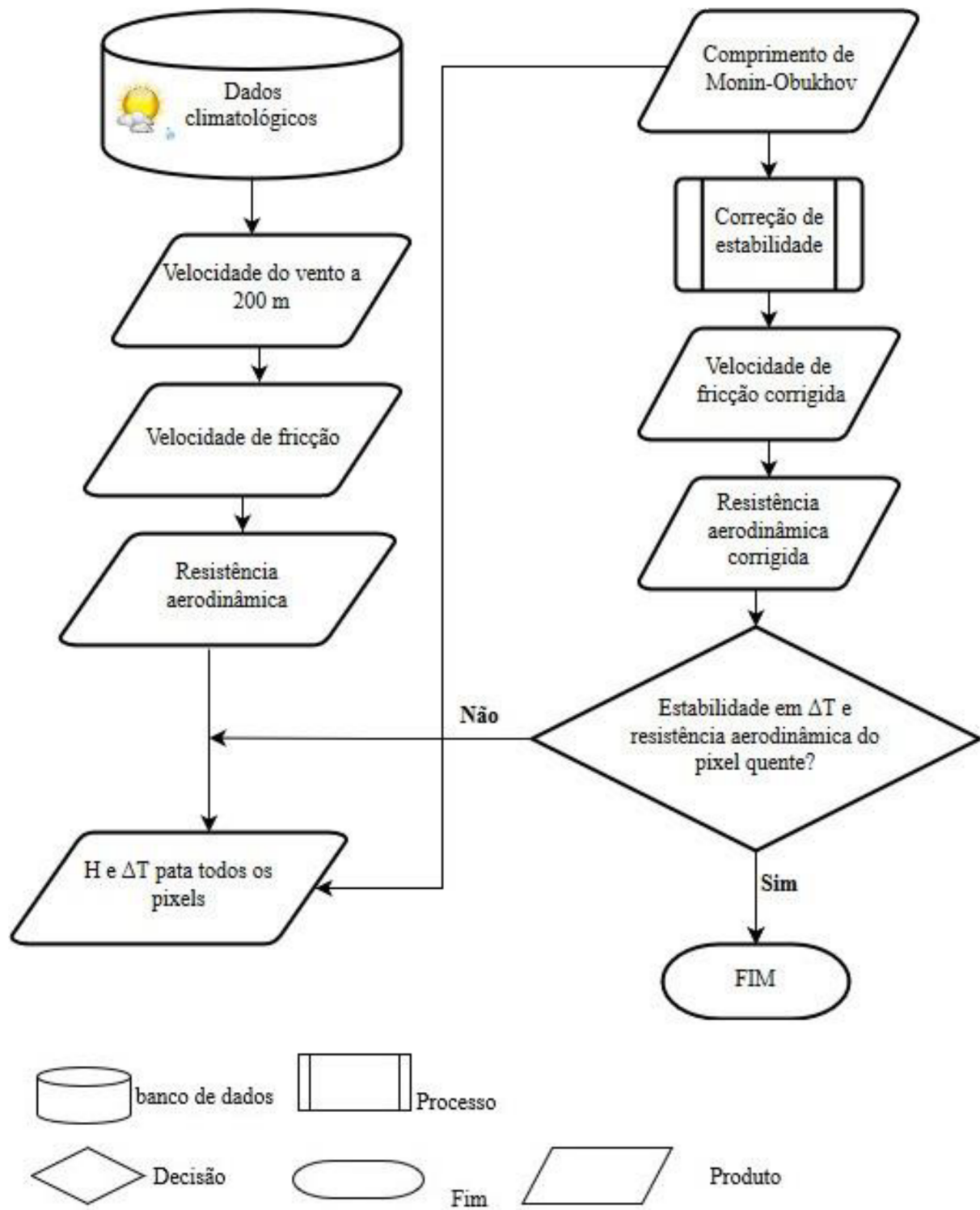


Figura 3. Fluxograma das etapas do processo iterativo para obtenção do fluxo de calor sensível.

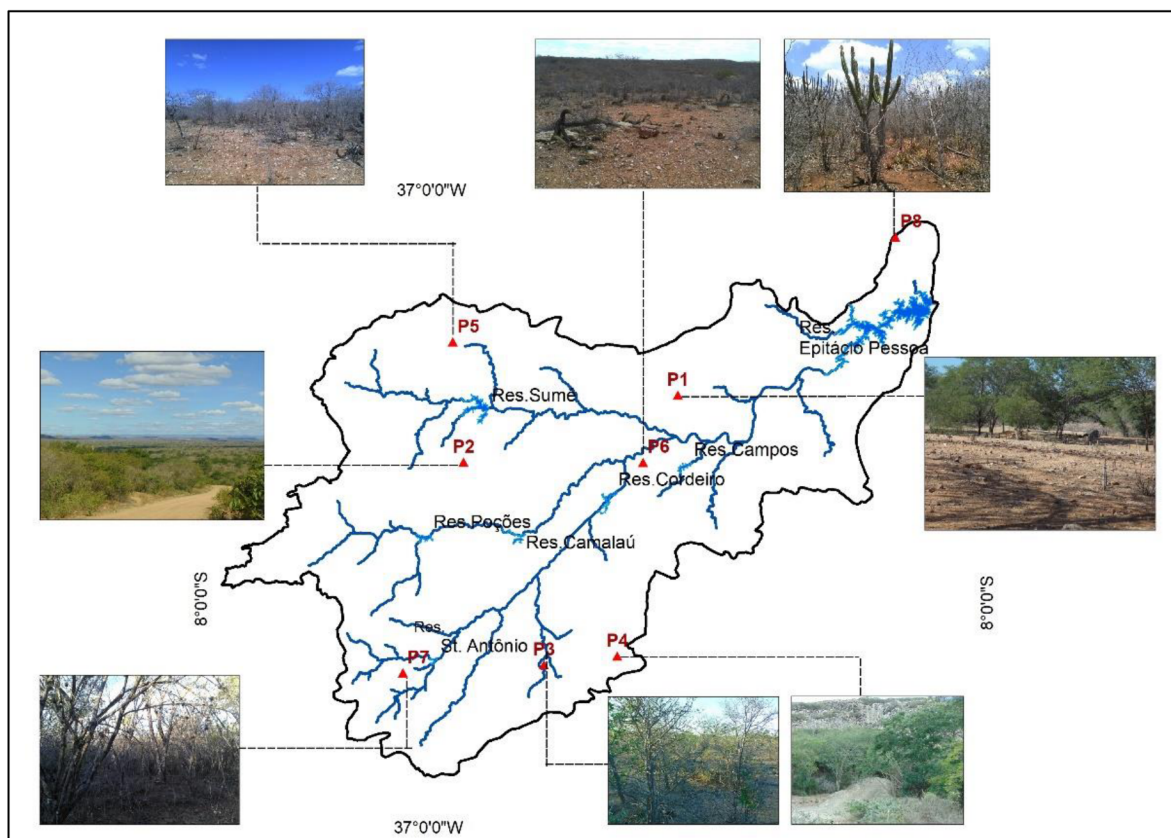


Figura 4. Áreas na bacia do alto Rio Paraíba com características geoambientais heterogêneas.

Fonte: Glauciene Justino

Quadro 1: Famílias e espécies de plantas identificadas na bacia do alto Rio Paraíba

Família	Espécie	Nome popular
Fabaceae	<i>Anadenanthera colubrina</i> (Vell.) Brenan	Angico
	<i>Cenostigma nordestinum</i> Gagnon & GP Lewis	Catingueira
	<i>Prosopis juliflora</i> (Sw.) DC.	Algaroba
Cactaceae	<i>Tacinga inamoena</i> (K.Schum.) N.P.Taylor & Stuppy	Palmatória

	<i>Pilosocereus gounellei</i> F.A.C.Weber) Byles & Rowley	Xique-xique
	<i>Cereus jamacaru</i> DC	Mandacaru
	<i>Pilosocereus pachycladus</i> F.Ritter	Facheiro
Euphorbiaceae	<i>Croton blanchetianus</i> Baill	Marmeleiro
	<i>Jatropha mollissima</i> (Pohl) Baill	Pinhão- manso
Combretaceae	<i>Combretum leprosum</i> Mart.	Mufumbo
Apocynacea	<i>Aspidosperma pyrifolium</i> Mart. & Zucc.	Pereiro

Fonte: CHAVES et al. (2008); Sampaio e Rodal (2000); Macêdo (2015)