



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

NAZARÉ SUZIANE SOARES

**VARIABILIDADE ESPAÇOTEMPORAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM
VEGETAÇÃO DO BIOMA CAATINGA COM USO DO MODELO HIDROLÓGICO
DICASM**

FORTALEZA

2019

NAZARÉ SUZIANE SOARES

VARIABILIDADE ESPAÇOTEMPORAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM
VEGETAÇÃO DO BIOMA CAATINGA COM USO DO MODELO HIDROLÓGICO
DICASM

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestra em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa

FORTALEZA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- S655v Soares, Nazaré Suziane.
Variabilidade espaçotemporal da evapotranspiração em vegetação do bioma caatinga com uso do modelo hidrológico dicasm / Nazaré Suziane Soares. – 2019.
98 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2019.
Orientação: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa.
1. Modelagem hidrológica. 2. Semiárido. 3. Bacia experimental. 4. Transpiração. 5. Balanço hídrico. I. Título.

CDD 630

NAZARÉ SUZIANE SOARES

VARIABILIDADE ESPAÇOTEMPORAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM
VEGETAÇÃO DO BIOMA CAATINGA COM USO DO MODELO HIDROLÓGICO
DICASM

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestra em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Aprovada em 26/07/2019.

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dr. Joaquín Navarro Hevia
Universidad de Valladolid (UVa)

Prof. Dr. José Wellington Batista Lopes
Universidade Federal do Piauí (UFPI)

Prof^a. Dra. Isabel Cristina da Silva Araújo
Universidade Federal do Ceará (UFC)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelo conhecimento que possuí sobre mim.

Ao meu orientador, professor Carlos Alexandre Gomes Costa pela proposta, pela companhia e confiança. Adquiri muito mais que um título durante a realização desse trabalho e agradeço por fazer isso possível. Enfim, agradeço pela orientação tão bem realizada.

Aos participantes da banca, professora Isabel Cristina, professor José Wellington e professor Joaquín Navarro pela valiosas contribuições e colocações que com certeza influenciaram não só na conclusão desse trabalho, mas na minha formação acadêmica. Ao prof. Joaquín Navarro agradeço ainda pela disponibilidade em aceitar ao desafio de participar mesmo à distância e em meio a esses obstáculos.

À Universidade Federal do Ceará, que através de professores, servidores e terceirizados fez possível a realização desse trabalho.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro através do projeto WAR-CAATINGA (431639/2016-7) e pelo concedimento da bolsa que auxiliou na execução deste trabalho.

À CAPES pelo apoio e auxílio na execução desse trabalho.

Ao grupo HIDROSED, especialmente ao professor José Carlos por contribuir na obtenção desse título e ter proporcionado a realização das disciplinas, viagens a campo, reuniões do grupo HIDROSED e convivência como um todo. Aos professores do grupo HIDROSED, por ajudarem nesse trabalho colaborando com informações sobre a Bacia Experimental de Aiuaba.

Ao PPGEA e ao DENA, no nome de todos os professores do departamento pela oportunidade de realização do curso de mestrado. Principalmente aos professores do PPGEA, com os quais tive a oportunidade de realizar disciplinas e conviver de forma mais presente: Adunias Teixeira, Eunice Andrade, Fernando Bezerra e Alan Bernard.

A todos aqueles que fizeram possível a implementação e permanência da Bacia Experimental de Aiuaba, seus dados são valiosos e foi através deles que esse trabalho foi possível.

Aos hidrosedianos atuais e anteriores, principalmente aos que me auxiliaram na organização de dados da BEA e que me ajudaram a compreender esse projeto nos primeiros meses de trabalho. Em especial à Léa Moraes, Pedro Alencar, Vidal Figueiredo, Everton Pinheiro, Cicero Almeida, Thayslan Carvalho e Christine Farias. Aos outros amigos do HIDROSED que contribuíram com a convivência e amizade participativa e que buscaram me

apoiar sempre que precisei, Adão, Brenno, Gabriela, Gláuber, Ítalo, Jairo, Juliana, Maiany e Thales.

À minha família, que passou por todo o processo de criação e condução desse trabalho ao meu lado. À minha mãe, Socorro, que buscou apoiar mesmo nos momentos de ausência em casa. Às minhas irmãs, Liliânia, Queiliane, Julia e Cecília e minha prima, Dionilda, que compartilharam de todas as dúvidas, angústias e conquistas vivenciadas por mim durante esse período. Aos meus cunhados e cunhada pela disponibilidade e companhia. Aos meus sobrinhos por alegrarem e darem sentido à toda caminhada, Fernanda, Ana Vívian, Ingrid, Isaac, João Fernandes e Mateus.

Aos que me acompanharam em memória por me darem força e esperança.

Agradeço de coração a todos que acreditaram em mim e nesse trabalho.

RESUMO

A evapotranspiração é inerentemente difícil de medir e prever, especialmente em grandes escalas espaciais por ser um processo de fluxo atmosférico. Entretanto, com uso da modelagem hidrológica pode-se chegar a estimativas confiáveis da evapotranspiração e seus componentes. Portanto, objetivou-se estudar a variabilidade espacial e temporal da evapotranspiração vegetal em Caatinga preservada por meio de modelagem hidrológica. O modelo hidrológico DiCaSM (do inglês, Distributed Catchment Scale Model) foi utilizado para a análise espaçotemporal da evapotranspiração para o período de 2003 a 2017 na área de estudo, que foi a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA). Os dados obtidos pelo modelo hidrológico foram comparados com dados medidos em escala experimental e relacionados à evapotranspiração potencial padrão segundo a FAO (ETP_{FAO}). Além disso, realizou-se análise de sensibilidade para os parâmetros de índice de área foliar, altura máxima e mínima da vegetação, resistência de dossel, ponto limite de evapotranspiração real e para os dados de velocidade do vento, sado de radiação, temperatura e precipitação. A análise de sensibilidade enfatizou que os parâmetros de altura máxima e mínima da vegetação e velocidade do vento foram os que causaram maiores mudanças nos processos de evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração. Por meio da avaliação da variabilidade espacial observou-se que a transpiração e evapotranspiração real são representadas pelo modelo com uma diferença significativa entre as unidades de modelagem da BEA enquanto a evapotranspiração potencial não apresentou variabilidade espacial significativa. As curvas de permanência da evapotranspiração permitiram a análise da evapotranspiração potencial em relação à evapotranspiração real modeladas pelo DiCaSM. Além disso, a relação entre evapotranspiração real e potencial modeladas não chega a zero em nenhum período do ano, enquanto que a relação entre evapotranspiração real modelada e evapotranspiração potencial padrão FAO é nula entre os meses de agosto a novembro. A transpiração modelada e medida na BEA apresentou curvas de permanência estatisticamente semelhantes, evidenciando a habilidade do DiCaSM em modelar a periodicidade do fluxo de água atmosférico, principalmente nos meses da estação chuvosa. O modelo poderia caracterizar melhor os processos evapotranspirativos se avaliasse a influências de fatores como resistência de dossel e velocidade do vento que condicionam as trocas hídricas dessa vegetação.

Palavras-chave: Modelagem hidrológica. Semiárido. Bacia experimental. Transpiração. Balanço hídrico.

ABSTRACT

Evapotranspiration is inherently difficult to measure and predict, especially on large spatial scales as it is an atmospheric flow process. However, using hydrological modeling, reliable estimates of evapotranspiration and its components can be obtained. Therefore, the objective of this work was to study the spatial and temporal variability of plant evapotranspiration in Caatinga preserved through hydrological modeling. The DiCaSM hydrological model (Distributed Catchment Scale Model) was used for the evapotranspiration spatiotemporal analysis for the period from 2003 to 2017 in the study area, which is the Aiuaba Experimental Basin (BEA). The data obtained by the hydrological model were compared with data measured on an experimental scale and related to standard potential evapotranspiration according to FAO (ETP_{FAO}). In addition, sensitivity analysis was performed for the parameters of leaf area index, maximum and minimum vegetation height, canopy resistance, maximum actual evaporation cut off point and for wind speed, net radiation, temperature and precipitation data. Sensitivity analysis emphasized that the maximum and minimum vegetation height and wind speed parameters caused the greatest changes in the potential evapotranspiration, actual evapotranspiration and transpiration processes. By evaluating spatial variability, it was observed that actual evapotranspiration and transpiration are represented by the model with a significant difference among the modeling units of the BEA while potential evapotranspiration showed no significant spatial variability. Evapotranspiration permanence curves allowed the analysis of the potential evapotranspiration in relation to the actual evapotranspiration modeled by DiCaSM. In addition, the relationship between modeled actual and potential evapotranspiration does not reach zero at any time of the year, while the relationship between modeled actual evapotranspiration and FAO standard potential evapotranspiration is null between August and November. BEA modeled and measured transpiration showed statistically similar permanence curves, evidencing DiCaSM's ability to model the periodicity of atmospheric water flow, especially in the months of the rainy season. The model could characterize evapotranspirative processes in a better way if it evaluated the influences of factors such as canopy resistance and wind speed that affect the water exchange of this vegetation.

Keywords: Transpiration. Semi-arid. Hydrological modeling. Experimental basin. Water balance.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	10
2	REVISÃO DE LITERATURA	12
2.1	Balço hídrico no bioma Caatinga	12
2.2	Estimativa dos processos de evaporação e transpiração	15
2.3	Modelagem hidrológica	23
2.4	Modelo hidrológico distribuído: DiCaSM	26
3	ÁREA DE ESTUDO	31
4	MATERIAL E MÉTODOS	37
4.1	Parametrização do DiCaSM	37
4.1.1	<i>Dados meteorológicos</i>	38
4.1.2	<i>Propriedades do solo</i>	41
4.1.3	<i>Parâmetros da vegetação</i>	43
4.1.4	<i>Distribuição espacial dos dados</i>	46
4.2	Análise de sensibilidade	48
4.3	Análise da performance do modelo	50
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
5.1	Análise de sensibilidade nos processos evapotranspirativos do modelo hidrológico DiCaSM	53
5.2	Variabilidade espacial dos dados modelados pelo DiCaSM	63
5.3	Variabilidade temporal da evapotranspiração obtida pelo DiCaSM e estimada por ETP_{FAO}	67
5.4	Performance do DiCaSM na evapotranspiração	84
6	CONCLUSÕES	91
	REFERÊNCIAS	93

1 INTRODUÇÃO

A alta variabilidade espaçotemporal da precipitação é característica marcante de regiões de clima semiárido. Tais padrões de precipitação podem propiciar um quadro de maior déficit no balanço hídrico, principalmente em relação às trocas com a atmosfera, tornando-se uma das particularidades das regiões semiáridas. Para analisar a influência dos fatores que regem o balanço hídrico no abastecimento de água, é necessário compreender os processos subjacentes e averiguar seus impactos na disponibilidade hídrica. Por isso, o estudo e monitoramento dos processos hidrológicos, principalmente para essas regiões adversas, se justifica pela importância da quantificação da disponibilidade hídrica em seus diversos compartimentos, como reservatórios superficiais, solo, vegetação e atmosfera.

O estudo das relações hídricas relacionadas com o compartimento de água na atmosfera se torna algo essencial para a promoção da melhor compreensão dos mecanismos vegetais e das trocas hidrológicas em uma dada região. A evapotranspiração está entre os principais e mais complexos componentes do balanço hídrico, transferindo um grande volume de água de várias superfícies terrestres para a atmosfera através de dois subprocessos: (1) evaporação da água interceptada pelo solo e pela vegetação e (2) transpiração das plantas. Por conseguinte, a evapotranspiração tem um papel fundamental na troca de massa e energia no sistema solo-água-vegetação e atmosfera, sendo um elemento-chave no balanço energético e hídrico, além de essencial para a promoção de uma melhor compreensão dos mecanismos vegetais e das trocas hidrológicas.

Quantificações diretas da evapotranspiração em diversas ocasiões só são possíveis em escalas locais, por serem difíceis de realizar em maiores escalas devido à complexidade dos processos hidrológicos e hidrometeorológicos. Na estimativa desse processo, a maioria dos métodos considera apenas a evapotranspiração de uma única superfície subjacente como uma quantidade estática a ser determinada, negligenciando o balanço hídrico e suas variações espaciais. Uma abordagem fundamental no cômputo da evapotranspiração e seus componentes é o uso da modelagem hidrológica, os quais consideram a influência de diversos fatores nos fluxos de água e podem ser utilizados em diferentes escalas temporais ou espaciais. Além disso, no que se refere ao estudo dos processos hidrológicos, um aspecto fundamental é a influência de diversos fatores em um mesmo fenômeno. Principalmente na modelagem hidrológica, a consideração de outros fatores no processo da evapotranspiração é fundamental. Ressalta-se ainda que, em estudos em ambientes naturais, a evapotranspiração e sua partição servem como

indicadores da vegetação, além de serem essenciais em uma abordagem na modelagem climatológica.

Modelos hidrológicos distribuídos ou semi-distribuídos levam em consideração a variabilidade espacial dos processos hidrológicos na bacia como um todo. Nesse cenário, o modelo distribuído em escala de bacias hidrográficas, DiCaSM (do inglês, Distributed Catchment Scale Model), é um exemplo de um modelo hidrológico distribuído de base física (RAGAB; BROMLEY, 2010). Este modelo foi criado como estratégia integrada de gestão da água considerando mudanças climáticas e de uso do solo nos processos hidrológicos de uma bacia hidrográfica (COSTA, 2012; MONTENEGRO; RAGAB, 2010; MONTENEGRO; RAGAB, 2012; RAGAB; BROMLEY, 2010; TEIXEIRA, 2017). O modelo permite que um grande número de processos seja simulado em uma bacia hidrográfica permitindo o cálculo dos componentes do balanço hídrico em escala de bacia e da zona das raízes, sendo, portanto, capaz de simular o ciclo hidrológico.

Assim, com esse trabalho objetiva-se estudar a variabilidade espacial e temporal da evapotranspiração vegetal em Caatinga preservada. Como objetivos específicos tem-se: (i) calibrar e analisar a sensibilidade dos parâmetros relacionados a evapotranspiração vegetal no modelo hidrológico DiCaSM; (ii) avaliar os padrões de variação espacial e temporal da evapotranspiração vegetal sob condições de Caatinga preservada; (iii) avaliar a curva de permanência da evapotranspiração vegetal sob condições de Caatinga preservada.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Balanço hídrico no bioma Caatinga

As regiões semiáridas são acompanhadas da marca da escassez hídrica (SOUZA FILHO, 2011). Climatologicamente, a caracterização dessas regiões é feita em função do índice de aridez, proveniente da classificação de clima de Thornthwaite e tido como a razão entre a precipitação e a evapotranspiração potencial (AYOADE, 2012). A região semiárida brasileira, de acordo com a classificação climática de Köppen, tem o clima predominante do tipo Bs (semiárido quente), tendo ainda o índice de aridez 0,44 (ARAÚJO, 2011).

A condição climática das regiões semiáridas, como os padrões de precipitação marcados pela variabilidade espaçotemporal, dificulta a vivência em tais regiões (BAPTISTA; CAMPOS, 2013; SILVA *et al.*, 2010). Esses padrões na precipitação podem gerar escassez, tornando o déficit no balanço hídrico uma das particularidades das regiões semiáridas, principalmente em relação às trocas gasosas com a atmosfera (ARAÚJO, 2012a; SOUZA FILHO, 2011). Ressalta-se que aridez é uma característica climática permanente de forte déficit pluviométrico em relação à evapotranspiração, sendo muitas vezes agravada pela baixa média pluviométrica anual, tendo referência espacial (zonas semiáridas), restrita a regiões de baixa precipitação (AYOADE, 2012). Em contrapartida, fenômenos de seca são anomalias temporárias e podem ser observados em praticamente todas as zonas climáticas (MISHRA; SINGH, 2010).

O semiárido brasileiro é localizado em sua maior parte na região Nordeste do país e, assim como de outras regiões isoclimáticas, tem seu balanço hídrico caracterizado por alta evaporação (MEDEIROS; ARAÚJO, 2014). Em termos de médias anuais, a precipitação na região varia entre 500 e 850 mm, a evaporação potencial (tanque classe A) de 2.100 a 2.600 mm e a evaporação real de 450 a 700 mm (PINHEIRO *et al.*, 2016).

O período de precipitação pode ser extremamente curto no semiárido, com 70% das chuvas concentradas no primeiro quadrimestre do ano (ARAÚJO, 2012a). Em virtude da heterogeneidade espacial e variabilidade temporal intra e interanual, em anos chuvosos 50% da precipitação pode chegar a se concentrar em um único mês (COSTA, 2007). Essas características associadas aos solos rasos propicia a formação de rios intermitentes (ARAÚJO, 2011).

A justificativa para o estudo e monitoramento dos processos hidrológicos, principalmente para regiões adversas, está na importância da quantificação da disponibilidade

hídrica e avaliação da ação antrópica nesses recursos (MEDEIROS; ARAÚJO; BRONSTERT, 2009). A compreensão da influência desses fatores no abastecimento hídrico requer o entendimento dos processos subjacentes e seus impactos na disponibilidade de água (DANIEL *et al.*, 2011). Alterações nos processos que regem o balanço hídrico podem significar diversos prejuízos para os habitantes de regiões como o semiárido (CIRILO; MONTENEGRO; CAMPOS, 2010). Assim, o estudo da evapotranspiração se torna algo essencial para a promoção de uma melhor compreensão dos mecanismos vegetais e das trocas hidrológicas em uma dada região (JIAO *et al.*, 2018).

Na gestão e planejamento do uso dos recursos hídricos utiliza-se dados hidroclimatológicos para auxiliar a compreensão dos processos hidrológicos. Uma maneira de se fazer isso é por meio do monitoramento na unidade de bacia hidrográfica. No século XXI, a unidade de gestão das águas a partir da visão integrada da bacia hidrográfica tornou-se um novo paradigma para a convivência com a região semiárida (ARAÚJO, 2012a).

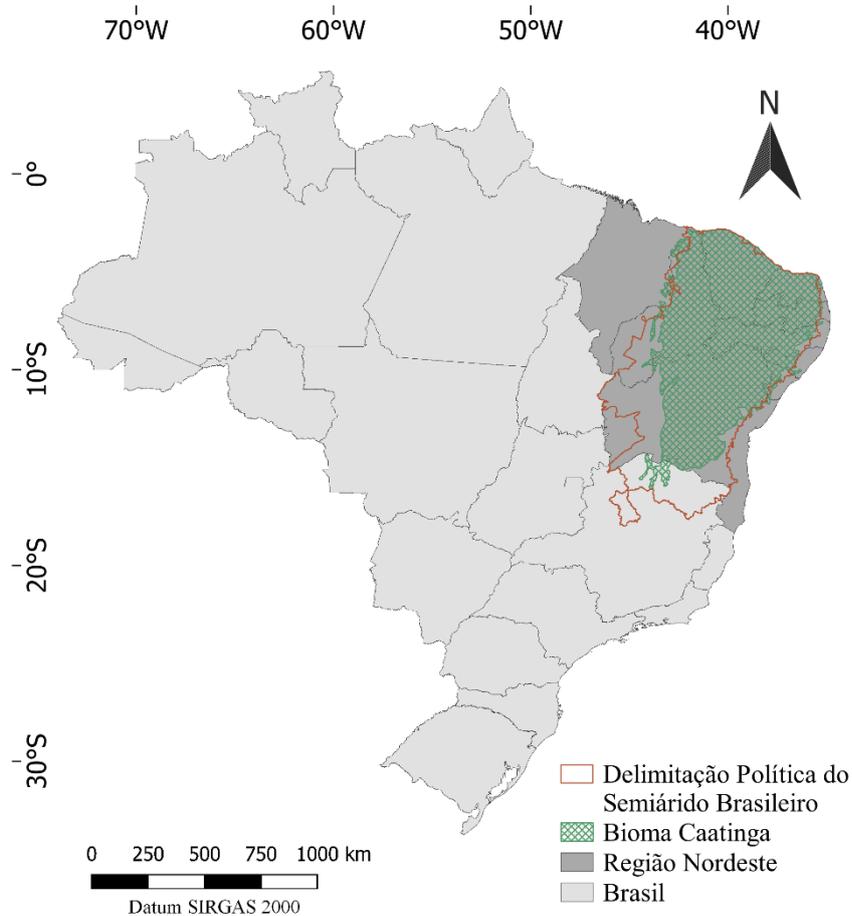
A bacia hidrográfica, por ser um sistema dinâmico e complexo, tem sido estudada com uma grande variedade de propósitos, como a compreensão do balanço hídrico e dos processos que o controlam (DANIEL *et al.*, 2011). A complexidade desse sistema está nas variáveis de estado que o compõem, as quais estão inter-relacionadas por funções de transferência. Outrossim, esse sistema é regido por parâmetros que também podem ser variáveis no tempo em longo prazo (AYOADE, 2012). De forma geral, o balanço hídrico de uma bacia hidrográfica pode ser obtido através do equilíbrio entre os fluxos hídricos (evapotranspiração real, precipitação, recarga das águas subterrâneas, escoamento) e as mudanças no armazenamento (umidade do solo, água subterrânea e reservatório) (SENAY *et al.*, 2011).

A utilização de bacias experimentais, isto é, bacias típicas ou representativas de uma região para o estudo de processos hidrológicos, vem sendo realizada desde meados do século XIX (WHITEHEAD; ROBINSON, 1993). A representatividade de uma bacia hidrográfica pode ser definida em termos de atributos como tipo de vegetação, geologia e declividade, ou seja, deve existir uma correspondência entre suas características fisiográficas e a região hidrográfica que a mesma deve representar (HRACHOWITZ *et al.*, 2013). Para que as investigações sejam realizadas de forma coerente e confiável, é necessário que haja certa homogeneidade e estabilidade relativa das condições naturais na bacia de estudo, apresentando mudanças mínimas durante o período de estudo (RODRIGUES *et al.*, 2013). Assim, monitoramento contínuo dos parâmetros e componentes do balanço hídrico é imprescindível no semiárido nordestino (COSTA, 2007).

O monitoramento de bacias hidrográficas na região semiárida brasileira deve considerar, além das estações climáticas anuais, a presença da vegetação que compõe as associações entre solo e vegetação, contribuindo para uma maior heterogeneidade da região (COSTA, 2012). Além disso, a influência da vegetação nos processos hidrológicos tem sido um tema recorrente na literatura (PALÁCIO *et al.*, 2013; RODRIGUES *et al.*, 2013). No entanto, um outro fator que dificulta o monitoramento dos processos hidrológicos e ao mesmo tempo enfatiza sua necessidade na região semiárida brasileira é o fato da mesma não constituir um espaço homogêneo, apresentando alta variabilidade ecológica e ricos recursos naturais (BAPTISTA; CAMPOS, 2013; SILVA *et al.*, 2010).

O bioma Caatinga ocupa a maior parte da referida região caracterizada por vasta variedade de vegetação arbórea e arbustiva formando uma combinação de vegetação majoritariamente caducifólia (COSTA; ARAÚJO; LIMA-VERDE, 2007; LOIOLA; ROQUE; OLIVEIRA, 2012). O termo Caatinga se refere às fisionomias xerofíticas, lenhosas, espinhosas e decíduas de uma camada herbácea sazonal, descrevendo este complexo domínio florístico com inúmeros ecótipos endêmicos (BRASIL, 2012). Na Figura 1, observa-se a distribuição do bioma Caatinga segundo o ministério do meio ambiente (MMA) e delimitação do semiárido brasileiro aprovada pela Resolução do Conselho Deliberativo da Sudene de nº 115, de 23/11/2017.

Figura 1 – O bioma Caatinga e sua localização em relação à delimitação política do polígono das secas reconhecido pelo governo brasileiro e à região Nordeste.



Fonte: elaborada pela autora.

No bioma Caatinga muitas espécies apresentam adaptações tanto fisiológicas como morfológicas como forma de conviver com a seca. O mecanismo de fechamento estomático no período mais quente do dia, por exemplo, é uma estratégia que evita a perda excessiva de água por transpiração (LOIOLA; ROQUE; OLIVEIRA, 2012). As adaptações morfofisiológicas provocadas pelo déficit hídrico podem surgir tanto no desenvolvimento de mecanismos de escape ou de tolerância. Dessa forma, os mecanismos de escape consistem em escapar à seca com o ciclo de vida mais curto ou formação de um banco de sementes, por exemplo; já os de tolerância dizem respeito à tolerância à seca e podem ser exemplificados com a redução do potencial hídrico interno das células (SILVA *et al.*, 2008).

2.2 Estimativa dos processos de evaporação e transpiração

A evapotranspiração é uma das fases mais importantes do ciclo hidrológico, pois tem um papel fundamental na troca de massa e energia no sistema solo-água-vegetação e

atmosfera, sendo um elemento-chave no balanço energético e hídrico (VINUKOLLU *et al.*, 2011). Isso acontece porque é pela evapotranspiração que um grande volume de água é transferido de várias superfícies terrestres para a atmosfera através dos subprocessos de: (1) evaporação da água do solo e da precipitação interceptada pela vegetação; e (2) transpiração das plantas (JIAO *et al.*, 2018).

Quando a transpiração vegetal é agrupada com a evaporação do solo e evaporação da água interceptada em um único termo, evapotranspiração, o entendimento do regime hidrológico pode ser dificultado, visto que esses processos mediados pelo solo e pela vegetação ocorrem em diferentes escalas temporais e espaciais (MÉNDEZ-BARROSO *et al.*, 2014). Além disso, as funções da evaporação e transpiração dentro dos ecossistemas são distintamente diferentes: a transpiração geralmente está associada com a produtividade vegetal, enquanto a evaporação não contribui diretamente com a produção (KOOL *et al.*, 2014). Como esses subprocessos têm diferentes funções e aplicações em relação ao uso da água, separá-los e avaliar os fatores que controlam o particionamento não só ajuda no conhecimento do balanço hídrico como também melhora o entendimento sobre o mecanismo de absorção de água pelas plantas e sua eficiência (WANG; GOOD; CAYLOR, 2014).

A partição da evapotranspiração é essencial principalmente em ambientes em condições de vulnerabilidade hídrica por pelo menos três razões: 1) a dinâmica do ecossistema de ambientes áridos e semiáridos depende do uso da água da planta e eficiência de uso da água, que para ser medida em escalas mais amplas é necessário separar fluxos de transpiração e evaporação do solo e dossel; 2) a escassez regional de água e as pressões demográficas exigem a quantificação de processos que controlam a magnitude relativa de evaporação improdutiva (por exemplo, evaporação no solo descoberto) *versus* transpiração em ecossistemas manejados e naturais; e 3) a determinação de quantidades relativas de evaporação e transpiração é necessária para resolver incertezas críticas quanto ao acoplamento da água e ciclos biogeoquímicos em terras secas (WANG *et al.*, 2010).

Dessa forma, em estudos em ambientes naturais, a evapotranspiração e sua partição servem como indicadores da vegetação do ecossistema e da dinâmica hidráulica, além de ser um aspecto crítico na modelagem climatológica (KOOL *et al.*, 2014). Como a transpiração está diretamente relacionada à atividade vegetal, a vegetação pode ter um papel essencial no controle da partição da evapotranspiração (SCHLESINGER; JASECHKO, 2014). Em sistemas com cobertura total do dossel, por exemplo, pode-se presumir que a evapotranspiração é suficientemente similar à transpiração para permitir correlações com produção de biomassa com a evapotranspiração (KOOL *et al.*, 2014).

A razão entre transpiração e evapotranspiração (T/ET) é um indicador frequentemente utilizado para avaliar os efeitos da transpiração no balanço hídrico em um ecossistema (JIAO *et al.*, 2018). Wang *et al.* (2010) observaram mudanças no particionamento da evapotranspiração juntamente com mudanças na cobertura vegetal, descobrindo que a relação T/ET aumentou de 60% para 83% quando a cobertura vegetal passou de 25% para cobertura de 100%. Ainda não é claro a extensão do controle da vegetação na relação T/ET, mas Wang, Good e Caylor (2014) concluíram que o índice de área foliar e fase de desenvolvimento vegetativo explicam 43% da variabilidade na relação T/ET, o que mostra uma forma de interpretar e modelar a viabilidade global da evapotranspiração.

Em ambientes com vegetação esparsa, no entanto, a evaporação pode constituir uma grande porção da evapotranspiração devido às áreas de solo exposto (KOOL *et al.*, 2014). Os autores supracitados ainda enfatizam que a importância da evaporação como parte da evapotranspiração é mais pronunciada quando a demanda atmosférica e/ou a disponibilidade de água no solo é alta. Nesses casos, a evapotranspiração não seria um bom indicador do uso eficiente da água.

A evaporação não acontece apenas em solo expostos, em alguns casos a interceptação da água pela vegetação pode ter uma grande influência na evapotranspiração (KOOL *et al.*, 2014; WANG *et al.*, 2010). A interceptação é o processo pelo qual a precipitação cai nas superfícies vegetais e é subsequentemente redistribuída de forma que: a chuva que atinge as superfícies das plantas é temporariamente retida, podendo evaporar para a atmosfera ou se dirigir para o solo ou caindo como gotas ou fluindo pelos galhos e caules (MUZYLO *et al.*, 2009). No entanto, alguns autores consideram que toda a parte interceptada como parte da evaporação (DIAZ *et al.*, 2016; JIAO *et al.*, 2018; KOOL *et al.*, 2014) ou ainda não consideram a interceptação no particionamento (SENAY *et al.*, 2011; WANG; GOOD; CAYLOR, 2014).

Mesmo que a evapotranspiração corresponda a vários subprocessos, diversas vezes ela é considerada como um único processo e estimada como tal. Dessa maneira, como a evapotranspiração ocorre no estado gasoso, a magnitude da evapotranspiração real é mais difícil de mensurar diretamente do campo ou estimar com cálculos computacionais baseados em observações meteorológicas, comparada com a precipitação e do fluxo dos cursos hídricos (MCMAHON; FINLAYSON; PEEL, 2016). Com isso, a evapotranspiração torna-se o componente de mais difícil medição direta (LI *et al.*, 2009). No entanto, quantificar esse processo é vital no gerenciamento dos recursos hídricos, principalmente em áreas de reconhecida escassez de água, visto que informações precisas e distribuídas espacialmente

sobre o uso da água é uma necessidade crucial para uma ampla gama de aplicações (ANDERSON *et al.*, 2012).

O conhecimento da taxa e quantificação da evapotranspiração espacialmente distribuída é um componente essencial no desenvolvimento e monitoramento dos sistemas hidrológicos, agrícolas e ambientais (SENAY *et al.*, 2016). Em termos médios anuais globais, estima-se que a evapotranspiração do continente seja em torno de 61% da precipitação (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988). Em ambientes onde há escassez hídrica e o balanço hídrico precisa ser observado, quantificar a evapotranspiração se torna essencial (JIAO *et al.*, 2018).

Quantificações diretas só são possíveis em escalas locais, enquanto é muito mais difícil realizar medições em escalas maiores devido à complexidade dos processos hidrológicos e hidrometeorológicos (SAADI *et al.*, 2018). A heterogeneidade da superfície é mais evidente em maiores escalas, afetando as trocas de calor, água e outros constituintes entre a superfície terrestre e a atmosfera (SENAY *et al.*, 2011). Dessa forma, a cobertura vegetal influencia tanto o clima regional como local, induzindo padrões diferentes de nebulosidade, precipitação e temperatura entre áreas de elevações distintas, por exemplo (SAADI *et al.*, 2018).

A heterogeneidade da superfície terrestre dificulta, então, a estimativa direta da evapotranspiração em maiores escalas espaciais, o que leva à necessidade de serem feitas estimativas indiretas. Os diferentes métodos de estimativa indireta diversas vezes estão relacionados aos qualificativos que acompanham o termo *evapotranspiração* (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013). Alguns exemplos dos termos qualitativos são:

i. Evapotranspiração potencial (ETP): é considerado o mais controverso dos termos relacionados à evapotranspiração (MCMAHON; FINLAYSON; PEEL, 2016). O conceito foi introduzido por C. W. Thornthwaite sendo utilizado na sua proposição climática (CAMARGO; CAMARGO, 2000 *apud* PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013). Penman (1956) define conceitualmente a evapotranspiração potencial como aquela correspondente à água utilizada por uma extensa superfície vegetada, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o terreno sem restrição hídrica. McMahon, Finlayson e Peel (2016), em sua revisão do desenvolvimento histórico dos modelos de estimativa da evaporação e evapotranspiração, elucidam que McIlroy em 1984 definem a evapotranspiração potencial como a máxima possível das folhas e superfícies do solo em condições de superfície saturada e o estado do ambiente sendo especificado pela radiação de superfície líquida, fluxo de calor do solo, resistência aerodinâmica e déficit de pressão de vapor. Ainda é mencionado que o termo é definido como o que representa a taxa de evapotranspiração de qualquer cultura fora de estresse por Pereira *et al.* (2015). Os autores então resumizam definindo a evapotranspiração

potencial como o limite superior da evapotranspiração sob condições meteorológicas e de temperatura superficial constantes de uma superfície saturada (vegetal, solo nu ou água livre) e de tamanho tal que os efeitos da advecção sejam anulados. Dessa forma, a evapotranspiração potencial é um elemento climatológico essencial, representando o processo oposto à chuva e a comparação entre os dois resulta no balanço hídrico climatológico.

ii. Evapotranspiração de referência (ET_0 ou ET_{zero}): é um conceito que sofreu diversas modificações (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013). No entanto, após a introdução do conceito de *superfície de referência* pela FAO, a ET_0 é definida como aquela de uma cultura hipotética, com altura, albedo e resistência ao transporte de vapor de água constante e igual a 70 s m^{-1} (ALLEN *et al.*, 1998). Dessa forma, conceitualmente a ET_0 passa a ser um valor virtual, significando que se existisse uma superfície de referência naquele local, a evapotranspiração seria igual à ET_0 (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013). Assim, segundo o conceito de Allen *et al.* (1998), a evapotranspiração de referência é um elemento climático que expressa o poder evaporante da atmosfera, ou seja, $ET_0 = ETP$.

iii. Evapotranspiração Real (ETR): também introduzida por C. W. Thornthwaite, segue a mesma definição das anteriores, diferindo apenas quanto à disponibilidade de água no solo (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013). A evapotranspiração real ocorre, então, de ambientes do terreno e corpos hídricos (MCMAHON; FINLAYSON; PEEL, 2016). Os autores supracitados também ressaltam que, dessa maneira, quando não houver restrição hídrica no solo para as plantas, a evapotranspiração real será exatamente igual à evapotranspiração potencial, isto é $0 \leq ETR \leq ETP$. No entanto, as condições que podem limitar a evapotranspiração real são tanto as relacionadas à disponibilidade de radiação solar quanto pelo suprimento de umidade do solo (AYOADE, 2012).

Poucos estudos utilizam medições diretas de evapotranspiração potencial ou real (KELLEHER; SHAW, 2018). Em vez disso, na literatura hidrológica há inúmeros métodos de estimativa da evapotranspiração potencial (LINGLING *et al.*, 2013; MCMAHON *et al.*, 2013; MCMAHON; FINLAYSON; PEEL, 2016; OUDIN *et al.*, 2005; WANG; DICKINSON, 2012). No entanto, Pereira; Sedyama e Villa Nova (2013) consideram que os principais métodos de estimativa da evapotranspiração tendem a enfatizar tanto as estimativas da evapotranspiração de referência como da real, a fim de elaborar um balanço hídrico tanto com fins de irrigação como de gerenciamento dos recursos hídricos regionais. Os autores continuam explicando que alguns métodos, no entanto, são capazes de estimar a evapotranspiração em qualquer condição, tornando-os ferramentas importantes para caracterizar o consumo de água de comunidades vegetais abastecidas apenas pela chuva, por exemplo.

Dentre os muitos métodos de estimativa da evapotranspiração, a maioria considera apenas a evapotranspiração de uma única superfície subjacente como uma quantidade estática a ser estimada, negligenciando o balanço hídrico espacialmente distribuído (LINGLING *et al.*, 2013; RAUPACH; FINNIGAN, 1988). Na análise de Bai *et al.* (2018), a dinâmica da vegetação no tempo também é um fator crucial na estimativa da evapotranspiração. Segundo Lingling *et al.* (2013), há diferentes tipos de métodos de estimativa da evapotranspiração baseados em modelos hidrológicos com diferentes exigências de dados de entrada, mas a precisão dos resultados são raramente comparados. Kelleher e Shaw (2018) também elucidam que na maioria dos modelos as estimativas de evapotranspiração real ou potencial tipicamente não são avaliadas.

Além das diferenças na estimativa da evapotranspiração potencial e real, a taxa de água realmente utilizada pela vegetação pode diferir significativamente das taxas de evapotranspiração potencial, que é regulada pela demanda da atmosfera por vapor de água, devido aos impactos de secas, doenças, pragas, fenologia e área vegetada e textura, fertilidade e salinidade do solo (ANDERSON *et al.*, 2012). O conhecimento da evapotranspiração real da vegetação em geral é de fundamental importância em atividades ligadas a gestão de bacias hidrográficas, em modelagens meteorológica e hidrológica (LI *et al.*, 2009). A estimativa da evapotranspiração real pode ser feita utilizando modelos hidrológicos, os quais consideram a influência de diversos fatores nos fluxos de água e podem ser utilizados em diferentes escalas temporais ou espaciais, fazendo com que os resultados dessas estimativas sejam capazes de atender às demandas do gerenciamento dos recursos hídricos (SENAY *et al.*, 2011).

Dada a correlação significativa com algum elemento meteorológico ou climático, alguns métodos empíricos estimam muito bem a evapotranspiração explicando a maior parte da variância das comparações (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013). No entanto, os métodos de estimativa da evapotranspiração de perfil atmosférico são geralmente mais fisicamente robustos e caracterizam as condições de temperatura, concentração de vapor e velocidade do vento em um dado momento, embora em alguns casos só envolvam duas alturas de medição.

O método para a estimativa de evapotranspiração de referência ou potencial proposto por Penman-Monteith é recomendado pela FAO como método padrão e utiliza diversos parâmetros, englobando fatores aerodinâmicos e energéticos (ALLEN *et al.*, 1998). Assim, a evapotranspiração de referência padrão FAO (ETP_{FAO}) é estimada pela Equação (1) de Penman-Monteith parametrizada, sendo considerado como o único método teoricamente

robusto para a estimativa de evapotranspiração de referência em qualquer condição climática (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013).

$$ETP_{FAO} = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{ar} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (1)$$

ETP_{FAO} representa a evapotranspiração de referência horária (mm.dia^{-1}); Δ representa a tangente à curva de pressão de vapor saturado a T_{ar} ($\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$); R_n corresponde ao saldo de radiação ou radiação líquida ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$); G representa o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$); γ é correspondente à constante psicrométrica ($\text{kPa }^{\circ}\text{C}^{-1}$); U_2 corresponde à velocidade do vento a 2 m de altura (m.s^{-1}); e_s equivale à pressão de saturação do vapor do ar (kPa); e_a é correspondente à pressão atual de vapor do ar (kPa); e T_{ar} representa a temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$).

Kelleher e Shaw (2018) consideraram que as equações utilizadas por modelos hidrológicos para a estimativa da evapotranspiração deveriam ser revisadas e investigadas com mais cautela por dois motivos: i) primeiro, com base no trabalho de Milly e Dunne (2011), no qual foi notada uma melhor performance de um modelo simples de saldo de radiação quando comparado com o modelo de Penman-Monteith, sendo executado a partir de um modelo de mudanças climáticas globais; ii) em segundo lugar, os autores levam questões quanto a dependência temporal dos parâmetros na modelagem hidrológica. Os autores supracitados concluíram ao final do seu estudo que a aparente necessidade de variação temporal dos parâmetros inatos às bacias hidrográficas é devida a formulação excessivamente simples que não tentam englobar todos os fatores que controlam a evapotranspiração, assim como concluíram Lingling *et al.* (2013).

Os subprocessos da evapotranspiração são abordados por dois grupos, onde: no primeiro são estimadas separadamente a evaporação superficial da água, do solo e transpiração vegetal e são então integradas para a obtenção da evapotranspiração da bacia hidrográfica com base no uso e ocupação do solo; no segundo, estima-se primeiro a evapotranspiração potencial que depois é convertida em evapotranspiração real em função da umidade do solo (LINGLING *et al.*, 2013).

A utilização de sensoriamento remoto na estimativa da evapotranspiração tem vantagens tanto na precisão e resolução espacial, mas não fornece valores contínuos e assim não atende aos requisitos dos modelos hidrológicos (LI *et al.*, 2009). Uma abordagem possível para superar essas desvantagens envolve a aplicação de múltiplas fontes de dados para estimar

a evapotranspiração, que está se tornando o método para obter uma série temporal contínua de evapotranspiração com alta precisão (CONRADT; WECHSUNG; BRONSTERT, 2013). Assim, um modelo hidrológico que considera o ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica como o seu objeto de estudo pode simular de forma contínua a evapotranspiração para cada unidade hidrológica ou grade (DONG *et al.*, 2016).

A utilização da modelagem hidrológica na estimativa da evapotranspiração é feita tanto em escalas temporais grandes (método do balanço hídrico) ou mensurada em escala regional pequena pelo balaço na célula ou em um ponto (lisímetros, fluxo de seiva) (LINGLING *et al.*, 2013). Os autores ainda aduzem que a estimativa da evapotranspiração real por modelagem hidrológica considera a influência da água e energia e, como pode ser calculada em diferentes escalas temporais e espaciais, os resultados estão aptos a cumprir as demandas dos órgãos competentes ao gerenciamento.

A estimativa da evapotranspiração baseada em modelos hidrológicos tem como premissa considerar a relação da evapotranspiração e outras variáveis, analisando assim a viabilidade da assimilação da evapotranspiração (FAN; COLLISCHONN, 2014). Ressalta-se que mesmo existindo muitos métodos de estimativa com diferentes requisitos, a precisão desses resultados é raramente comparada entre os modelos (LINGLING *et al.*, 2013).

Um aspecto muito importante no estudo dos processos hidrológicos é a avaliação da influência de diversos fatores em um mesmo fenômeno. Principalmente na modelagem hidrológica, a consideração de outros fatores no processo da evapotranspiração é fundamental. Os principais fatores que afetam a evapotranspiração podem ser divididos em relação à energia solar, características da vegetação e ao poder evaporante do ar (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013). Dessa forma, a evapotranspiração sofre influência das condições ambientais, manejo do solo, vegetação e parâmetros como radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e velocidade do vento (ALLEN *et al.*, 1998; AYOADE, 2012).

Em relação aos subprocessos de evapotranspiração, os fatores que mais influenciam a interceptação são a intensidade e duração da precipitação, a estrutura da vegetação e as condições meteorológicas que controlam a evaporação durante e após o evento de chuva (WARD; ROBINSON, 1967). A umidade do solo é a principal fonte de ambas transpiração e evaporação, principalmente em ecossistemas onde água é um fator limitante (RAZ-YASEEF *et al.*, 2012). Dessa forma, além dos fatores climáticos, a textura do solo influencia a evaporação do solo, já que texturas mais finas como argila ou silte possuem diferentes curvas de absorção de água, por exemplo (SEPASKHAH; ILAMPOUR, 1995). Da mesma maneira, a cobertura do

solo, reduzindo a taxa de evaporação pela redução da temperatura do solo e limitando o movimento do vapor de água através da camada de cobertura, assim também a cobertura vegetal que sombreia o solo, reduzindo também a evaporação (DOBLE; CROSBIE, 2017).

Em relação à transpiração, diversos fatores externos influenciam a transpiração na medida em que alteram a diferença de pressão de vapor entre a superfície da planta e o ar que a envolve, portanto, a transpiração intensifica-se com a diminuição da umidade relativa e com o aumento da temperatura do ar (SCHLESINGER; JASECHKO, 2014). Como a cobertura e densidade do dossel afetam a transpiração, as espécies transpiram em taxa diferentes nas mesmas condições ambientais, assim como o estágio de desenvolvimento vegetal também modifica o padrão de transpiração. Além disso, as diferenças sazonais afetam a transpiração tanto pelas mudanças climáticas como também pelas mudanças no índice de área foliar, por exemplo (DOBLE; CROSBIE, 2017). Os mesmos autores sugerem que a redistribuição hidráulica, por mover a água entre as camadas do solo influencia as taxas de transpiração e dessa maneira, a profundidade e distribuição das raízes, por afetar a absorção de água pela planta também afetam.

2.3 Modelagem hidrológica

Chow, Maidment e Mays (1988) relataram que a complexidade dos fenômenos hidrológicos leva à utilização de simplificações do ciclo hidrológico com o uso do conceito de sistemas. Segundo os autores, o ciclo hidrológico seria, então, um sistema onde os componentes são precipitação, escoamento, evapotranspiração e as outras fases do ciclo hidrológico. Como um sistema consiste em um conjunto de partes conectadas que formam algo inteiro, os autores ainda explicam que o agrupamento desses componentes em subsistemas ajuda na análise do sistema como um todo de modo que a interação entre eles é o que dita o resultado final.

Um sistema hidrológico é definido, então, como sendo uma estrutura ou volume no espaço, cercado por um limite, que aceita água e outros dados de entrada, os opera internamente e apresenta dados de saída (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988). Uma análise de tal sistema teria por objetivo estudar as operações e as previsões dos dados de saída. Dessa forma, os modelos hidrológicos são aproximações do sistema real que agem na compreensão da dinâmica dos processos hidrológicos como representações matemáticas do comportamento dos sistemas hídricos (FAN; COLLISCHONN, 2014).

Os modelos hidrológicos, construídos a partir de abordagens físicas dos processos hidrológicos, são eficazes na realização de previsões e estudos sobre os efeitos das mudanças

no uso do solo, disponibilidade hídrica sendo apoio na tomada de decisões (SANTOS, 2009). Assim, os modelos hidrológicos representam matematicamente o percurso da água em todo o ciclo hidrológico; estudando os subsistemas, analisando os processos que ocorrem em escala local, como numa bacia hidrográfica por exemplo, e prevendo as consequências das mudanças nos fatores atuais. Em regiões semiáridas, pela restrição hídrica, é essencial que os processos hidrológicos sejam bem compreendidos.

No estudo da modelagem hidrológica, a definição de alguns termos é importante para uma melhor compreensão do sistema representado e do modelo em si (FRAGOSO JÚNIOR; FERREIRA; MARQUES, 2009): (i) fenômeno, como padrão ou processo físico que atua produzindo alterações de estado no sistema; (ii) variável, como valor que traduz quantitativamente um fenômeno e varia no espaço e no tempo; e (iii) parâmetro, como caracterizador do sistema e também varia no espaço e no tempo. Dessa maneira, para a simulação do comportamento de uma bacia hidrográfica e assim a representação desse sistema é preciso que os modelos utilizem dados de entrada (variáveis) correspondentes aos processos hidrológicos da bacia (fenômenos) e às características inerentes àquela bacia (parâmetros) (FAN; COLLISCHONN, 2014).

Além disso, muitas vezes a calibração dos parâmetros é necessária para que a reprodução do fenômeno seja o mais próximo possível da realidade. Baseando-se nisso, Santos (2009) afirma que os parâmetros podem ser divididos em três grupos: parâmetros obtidos de ensaios em áreas experimentais representativas, laboratórios ou características geométricas dos elementos; parâmetros obtidos da literatura, baseados em estudos realizados na área ou em áreas semelhantes; e parâmetros que precisam de calibração.

A modelagem hidrológica é propensa a erros devido às incertezas nas informações de entrada e saída, na própria estrutura do modelo, condições iniciais de modelagem e nos parâmetros do modelo, o que afeta a precisão da simulação (RENARD *et al.*, 2010). Sendo assim, a fim de minimizar tais incertezas, o primeiro passo na implementação de um modelo é a calibração de parâmetros (HERMAN *et al.*, 2018). A calibração de parâmetros na aplicação de modelos é usada para o ajuste da performance para uma melhor simulação dos sistemas naturais que o mesmo tenta representar, mesmo assim a performance de modelos hidrológicos ainda depende da qualidade e quantidade dos dados de entrada e sua disponibilidade (LIN *et al.*, 2018).

A classificação dos modelos hidrológicos pode ser feita em relação à variabilidade espacial (distribuídos ou concentrados); a variabilidade ou dependência temporal (estáticos ou dinâmicos); a representação dos dados (discretos e contínuos); o modo de resposta às variáveis

de entrada (estocásticos ou determinísticos); as funções utilizadas na elaboração (conceituais ou empíricas) (TUCCI, 2005). Deste modo, para que a utilização do modelo seja adequada, é necessário que haja a compreensão tanto da estrutura do modelo como de suas limitações (SANTOS, 2009). Em modelos concentrados, por exemplo, a variabilidade espacial não é considerada e tem os dados de entrada e saída expressos por valores únicos para toda a bacia hidrográfica. Nos modelos distribuídos são representadas espacialmente as variações dos processos, exigindo que os parâmetros sejam distribuídos (MEDEIROS; ARAÚJO; BRONSTERT, 2009).

Ainda em relação à classificação dos modelos hidrológicos, Doble e Crosbie (2017) relatam sobre a classificação em relação à complexidade dos modelos. Segundo os autores, há duas visões sobre o tema. A primeira é que uma maior complexidade é melhor e que uma calibração completa e minuciosa resultará em previsões melhores. Já a outra é que modelos simplificados, com funcionalidade suficientemente boa, são melhores por permitirem indagações como análise de incertezas e assim levar à uma melhor compreensão do modelo e do comportamento e sensibilidade do sistema modelado. Os autores ainda colocam que o benefício de melhorar as medidas de erro com uma maior complexibilidade pode ser muito pequeno e pode se tornar questionável ao se levar em consideração que é possível minimizar o tempo de performance do modelo a ponto de serem analisadas a performance, as incertezas e a sensibilidade dos modelos.

A modelagem hidrológica está atrelada à manipulação de grandes quantidades de dados relacionados à variabilidade espacial e temporal dos parâmetros e variáveis utilizadas para descrever a heterogeneidade do comportamento hidrológico (FAN; COLLISCHONN, 2014). A variabilidade espacial dos processos hidrológicos, em geral, está associada à disposição heterogênea de fatores-chave, como tipo e idade da vegetação e propriedades da superfície do solo, enquanto a variabilidade temporal depende principalmente da variação da precipitação e da umidade antecedente, ou seja, está atrelado à sazonalidade (MAYOR; BAUTISTA; BELLOT, 2009).

Uma forma de analisar a variabilidade espacial de uma determinada variável é com a utilização de ferramentas como o sensoriamento remoto. Segundo Zeihofer *et al.* (2003) *apud* Fan e Collischonn (2014), as contribuições do sensoriamento remoto à modelagem hidrológica podem ser divididas em três funções principais: (i) no pré-processamento de dados espaciais e assim, na geração de dados de entrada para o modelo hidrológico; (ii) como suporte direto, de forma que as tarefas são executadas diretamente em um ambiente de processamento de imagens

com ajustes e verificações; e (iii) no pós-processamento, quando os resultados do modelo hidrológico são trabalhados e visualizados dentro do seu contexto espacial.

A utilização de sensoriamento remoto na aquisição de dados hidrológicos é uma alternativa atraente em oposição à obtenção convencional (KARIMI; BASTIAANSSEN, 2015; SENAY *et al.*, 2016). A tecnologia de sensoriamento remoto tem várias vantagens marcantes em relação às medições “pontuais” convencionais, são elas: 1) pode fornecer cobertura espacial ampla e contínua em poucos minutos; 2) custa menos quando a mesma informação espacial é necessária; 3) é particularmente prático para áreas não avaliadas onde as medidas feitas pelo homem são difíceis de conduzir ou não disponíveis (LI *et al.*, 2009).

2.4 Modelo hidrológico distribuído: DiCaSM

O modelo distribuído em escala de bacias hidrográficas, DiCaSM (do inglês, Distributed Catchment Scale Model), é um modelo hidrológico distribuído de base física criado como estratégia integrada de gestão da água considerando mudanças climáticas e de uso do solo nos processos hidrológicos de uma bacia hidrográfica (COSTA, 2012; MONTENEGRO; RAGAB, 2010; MONTENEGRO; RAGAB, 2012; RAGAB; BROMLEY, 2010; TEIXEIRA, 2017).

O DiCaSM foi projetado para ser um modelo hidrológico distribuído com sistemas de agrupamento para os parâmetros de entrada. Assim, enquanto outros modelos hidrológicos tendem a levar em consideração apenas os principais componentes do uso e tipo de solo, os parâmetros utilizados pelo DiCaSM nas equações de cada processo consideram a representatividade relativa de cada uso ou tipo de solo (RAGAB; BROMLEY, 2010). Dessa forma, há diferentes sistemas de agrupamento para os parâmetros representativos: parâmetros vegetais acima da superfície (para a evaporação e interceptação); subsuperficiais de vegetação (para a absorção de água); e parâmetros subsuperficiais do solo (MONTENEGRO; RAGAB, 2012). Os parâmetros representativos são, então, calculados primeiro e usados em equações para a obtenção de um único valor para um dado componente do balanço hídrico que representará todo o mosaico da composição de solo e vegetação daquela unidade de modelagem (RAGAB; BROMLEY, 2010).

Por ser um modelo distribuído, o DiCaSM faz uma representação da variabilidade espacial da bacia hidrográfica. O modelo adota uma discretização espacial no formato de uma grade com espaçamento regular. As dimensões das células ou pixels dessas grades podem ser definidas pelo usuário, com configuração padrão para 1 km². Cada pixel constitui uma unidade

de modelagem, tendo os dados gerados pelo modelo avaliados separadamente, assim como os dados de entrada. O funcionamento do DiCaSM é em escala temporal diária, no entanto, a modelagem de alguns processos pode ser horária com dados de precipitação horários.

Diferentes processos hidrológicos de uma bacia podem ser simulados com o DiCaSM. O modelo calcula o balanço hídrico da bacia de forma espacialmente e temporalmente distribuídas, a interceptação da chuva pela vegetação, infiltração da água no solo, evaporação real e potencial, transpiração, além de calcular a dinâmica da umidade do solo e escoamento superficial (COSTA, 2012). A seguir está descrito o cômputo dos principais processos hidrológicos do modelo, de acordo com Ragab e Bromley (2010).

Os principais dados de entrada no DiCaSM são: dados meteorológicos, uso e ocupação do solo e tipos de vegetação, altitude e dados referentes às camadas do solo. Os dados de precipitação podem ser tanto em total diário quanto como dado horário. Se os dados forem disponibilizados com base horária, os cálculos de precipitação efetiva, interceptação, infiltração e escoamento superficial também serão dados com base horária. Os outros processos são calculados apenas diariamente. O DiCaSM é capaz de simular o ciclo hidrológico, representado os processos que atuam na distribuição hídrica com os seguintes sub-modelos:

1. A interceptação pelas culturas e gramados é calculada de acordo com Aston (1979) e Von Hoyningen-Huene (1981) e pelas árvores calculada de acordo com Gash, Lloyd e Lachaudb (1995);
2. A evapotranspiração potencial para vegetação mista é calculada de acordo com Raupach (1995) com ajustes utilizando o método de Gash e Stewart (1977);
3. O escoamento superficial é calculado com base no excesso da saturação ou infiltração e é dado pela diferença na cota de cada célula com base no modelo de elevação digital. O fluxo e o encaminhamento do canal é com base no trabalho de Yu e Jeng (1997).
4. Para células onde usa-se a infiltração, ela pode ser calculada de acordo as equações de Philip (1957) ou Green e Ampt (1911);
5. O balanço hídrico no zona insaturada do solo é calculado com base no modelo de quatro camada de raízes (FRLM, do inglês four root layer model) de Ragab, Finch e Harding (1997).

A precipitação efetiva é geralmente menor que aquela mensurada devido a processos como a interceptação pelo dossel da vegetação. No modelo, considera-se que volume de água interceptada pela vegetação evapora a taxas potenciais. Como visto, a quantidade de água interceptada é calculada utilizando equações diferentes dependendo do tipo de vegetação

e no caso da interceptação pelas árvores, utiliza-se o modelo de Gash, Lloyd e Lachaudb (1995). Esse modelo tem sido amplamente utilizados para a estimativa das perdas por interceptação por ter bases físicas e algumas simplificações (MEDEIROS; ARAÚJO; BRONSTERT, 2009).

Nesse modelo de interceptação, admitem-se condições médias constantes de precipitação e evaporação em todos os eventos chuvosos e que não há drenagem das folhas enquanto as mesmas não forem saturadas; a drenagem acontecendo apenas do excedente da capacidade de armazenamento ao final do evento chuvoso (MEDEIROS, 2005). Dessa maneira, o modelo considera que a precipitação ocorre como uma série de eventos discretos, incluindo em cada evento um período de molhamento, quando a precipitação for inferior ao valor limiar necessário para saturação do dossel (RAGAB; BROMLEY, 2010).

O balanço hídrico no dossel e troncos é simulado por esse modelo em função dos parâmetros climáticos R (taxa média de precipitação no dossel saturado) e E (evaporação média durante eventos chuvosos). Além desse, são incluídos parâmetros que representam as características do dossel e troncos: capacidade de armazenamento do dossel, definida pela quantidade de água existente no dossel sem evaporação quando a chuva cessar, e coeficiente de precipitação interna direta, que representa a proporção de precipitação convertida em precipitação interna sem atingir a vegetação (geralmente assumida como um menos a cobertura do dossel). A evaporação dos troncos é determinada pela capacidade de armazenamento dos troncos e pela proporção da precipitação que atinge os troncos.

Diversas abordagens podem ser utilizadas para modelar os processos de evapotranspiração, indo de formas complexas a algumas mais simples. Ragab e Bromley (2010) explicam que Raupach (1995) utiliza o conceito de taxa de evaporação de equilíbrio (ϕ_{eq}). A evaporação de equilíbrio representa um estado termodinâmico e, portanto, pode-se reformular a equação combinada (CE, do inglês combination equation) para expressar o fluxo (f_E) como uma perturbação em torno do valor de equilíbrio. A CE descreve a partição do balanço de energia em uma superfície evaporante como $f_A = f_E + f_H$ ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), onde f_E e f_H representam os fluxos de calor latente e sensível da superfície para o ar e f_A o fluxo de energia disponível indo do ar para a superfície (irradiância líquida menos o armazenamento de calor e energia utilizada na fotossíntese). Como a CE é geralmente escrita para descrever f_E , no trabalho de Raupach (1995) chegou-se à forma de *equilibrium departure* da CE, a qual é utilizada no sistema de compensação usado por ele para grandes regimes efetivos de parametrização, a qual pode ser visualizada na Equação (2).

$$F_E = \sum a_i f_{ei} = \sum a_i \left[\phi_{eqi} + \frac{\rho\lambda(D_i - \delta_{eqi})}{r_{di}} \right] = \phi_{eq} + \frac{\rho\lambda(\langle D \rangle - \Delta_{eq})}{r_d} \quad (2)$$

Sendo ρ a densidade do ar (kg m^{-3}), λ o calor latente de vaporização da água ($2\,465\,000 \text{ J kg}^{-1}$), D o déficit de saturação potencial do ar e r_d a resistência que está intimamente relacionada com a resistência em controlar o fluxo do déficit de saturação e, portanto, pode ser chamado de resistência déficit.

Os parâmetros necessários para a obtenção de f_E (ϕ_{eq} , r_d e D) na forma de *equilibrium departure* da CE foram calculados de acordo com as equações de Allen *et al.* (1994), Hough *et al.* (1996) e Monteith e Unsworth (1990) (Equações 3, 4 e 5). A vantagem da abordagem de Raupach é que pode ser facilmente utilizada na obtenção de um valor único de evapotranspiração para cada célula mesmo que a mesma tenha tipos de vegetação variados, por meio do agrupamento de três parâmetros na equação, ϕ_{eq} , r_d e δ_{eq} . Essa abordagem e o sistema de agrupamento foi utilizado no DiCaSM, levando em consideração no sistema de agrupamento a área relativa (a_i) de cada tipo de vegetação na célula.

$$\phi_{eq} = \sum a_i \phi_{eqi} \quad (3)$$

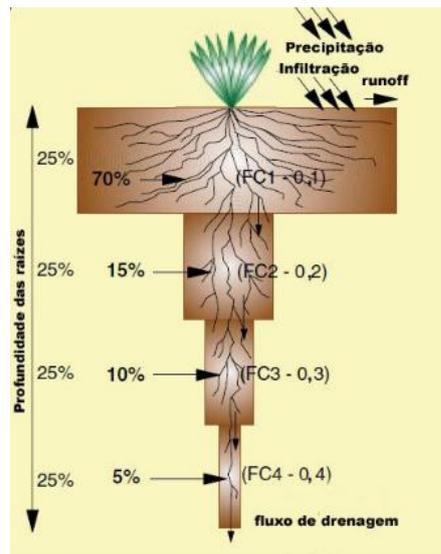
$$\frac{1}{R_d} = \sum \frac{a_i}{r_{di}} \quad (4)$$

$$\frac{\Delta_{eq}}{R_d} = \sum \frac{a_i \delta_{eqi}}{r_{di}} \quad (5)$$

O balanço hídrico na zona das raízes descreve o movimento de água no solo e a absorção de água pelas plantas fazendo uso do FRLM. Esse submodelo expressa o movimento de água do solo de forma que cada camada representa 25% da profundidade total das raízes e baseia-se no princípio de que o movimento de água entre as camadas obedece a uma abordagem relacionada à capacidade armazenamento delas. Com essa técnica, se o fluxo de entrada na primeira camada excede a capacidade de armazenamento desta, então o excesso drena para a segunda camada até que toda a água disponível seja dissipada na zona das raízes. A precipitação efetiva (precipitação após a contabilização da interceptação) é tomada como o fluxo de entrada na primeira camada e a água em excesso na última camada é considerada potencialmente disponível para a recarga de águas subterrâneas.

A contribuição de cada camada de solo para a absorção de água pelas raízes e assim para a evapotranspiração real depende da distribuição da densidade das raízes. A distribuição de raízes ativas em um solo natural é próxima ao formato triangular com a maior concentração perto da superfície. Em áreas florestais, o modelo considera que as raízes seguem um padrão de distribuição como o da Figura 2.

Figura 2 – Distribuição de raízes segundo o modelo de quatro camadas (FRLM) de Ragab, Finch e Harding (1997).



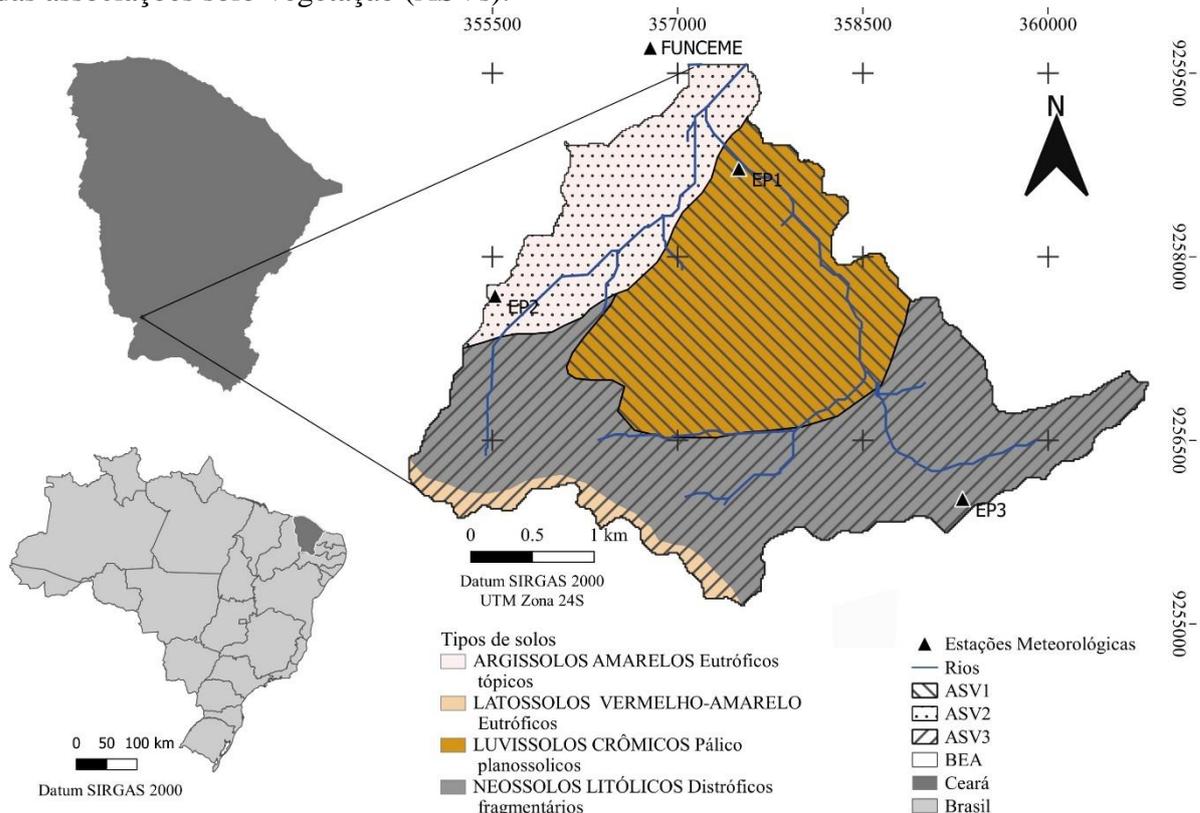
Fonte: Ragab e Bromley (2010).

A evapotranspiração real é calculada para cada uma das quatro camadas do FRLM, considerando o nível de estresse hídrico em cada camada. O valor resultante será uma combinação dos valores de cada camada. Como saída do DiCaSM tem-se a transpiração, que representa a contabilização da transpiração e evaporação do solo e ainda a evapotranspiração real que é a soma do valor de transpiração à interceptação.

3 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) compõe a área foco do estudo e está localizada entre as coordenadas 6°43'08''S; 40°15'40''W e 6°41'40''S; 40°18'06''W com área total de aproximadamente 12 km² (Figura 3). Controlada pelo reservatório Boqueirão (60 mil m³) em seu exutório, a bacia é coberta integralmente com floresta de caatinga-arbórea densa. Localizada em município de mesmo nome, a bacia experimental está situada dentro da Estação Ecológica de Aiuaba (ESEC de Aiuaba) e é a maior unidade de conservação federal do bioma Caatinga administrada pelo IBAMA (ARAÚJO; PIEDRA, 2009). Essa região está associada à manutenção da biodiversidade florística e faunística do bioma Caatinga e representa um importante papel para o ciclo hidrológico da região devido, principalmente, à sua cobertura florestal densa (PINHEIRO, 2010).

Figura 3 – Mapa de localização da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) tipos de solo e divisão das associações solo-vegetação (ASVs).



Fonte: elaborada pela autora.

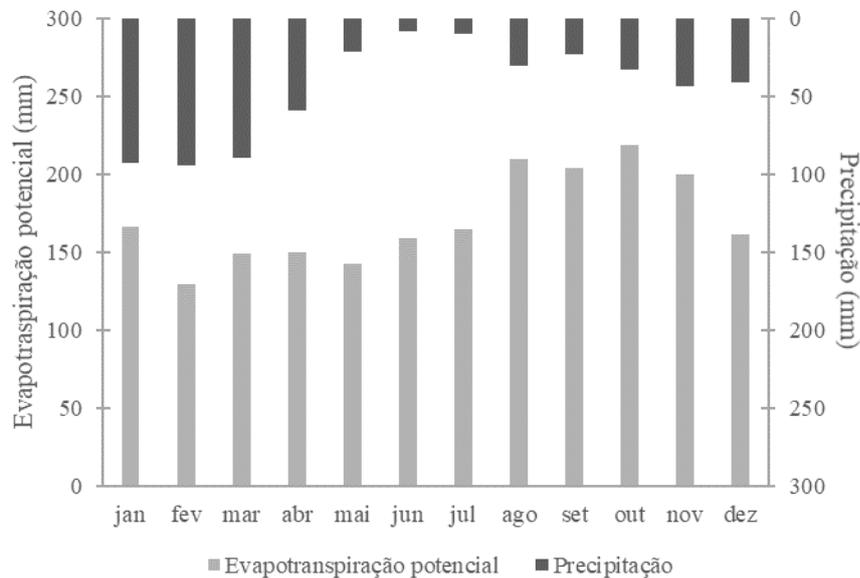
Implantada no ano de 2003 pela atuação do projeto FINEP/IBESA, a BEA tem sido monitorada desde então pelo Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica no Semiárido (HIDROSED) com objetivo principal de fazer a medição de variáveis hidrológicas no semiárido

brasileiro (COSTA, 2012). O grupo monitora a BEA principalmente com o uso das estações pluviométricas (EP1, EP2 e EP3), as quais registram dados de precipitação a cada 5 min.; 1 hora e 6 horas, além da umidade horária captada por um sensor TDR (Time Domain Reflectometry) instalado na camada de 0 – 20 cm do solo localizada na EP1 (Figura 3). A estação meteorológica da Funceme é controlada pelo órgão e obtém dados de velocidade do vento, saldo de radiação, temperatura e precipitação.

Estudos realizados na área incluem a análise de processos hidrológicos como precipitação (MEDEIROS; ARAÚJO, 2014), evapotranspiração (TEIXEIRA, 2018), evaporação (COSTA, 2007), transpiração (FIGUEIREDO, 2018), interceptação (MEDEIROS; ARAÚJO; BRONSTERT, 2009), relação solo-planta-atmosfera (ALMEIDA, 2016; PINHEIRO *et al.*, 2016) e escoamento superficial (FIGUEIREDO *et al.*, 2016), assim como estudos sedimentológicos (ARAÚJO, 2012b; FARIAS, 2008) e hidrogeológicos (COSTA *et al.*, 2013).

A área de estudo tem clima 'Bs' de acordo com classificação de Köppen, tropical semiárido, com precipitação média de 549 mm ano⁻¹ concentrada entre janeiro e maio. Figueiredo (2018) salienta que a região da BEA apresenta uma sazonalidade bem definida com um período chuvoso (janeiro a abril), um período seco (junho a novembro) e dois períodos de transição: chuvoso-seco em maio e seco-chuvoso em dezembro. Ressalta-se ainda que estudos hidrológicos devem considerar a influência dessas características da sazonalidade no comportamento dos processos estudados. Na Figura 4, observa o exemplo do comportamento da precipitação e evaporação potencial em Aiuaba, Ceará.

Figura 4 – Distribuição das médias mensais de precipitação e evapotranspiração potencial por Penman-Montheith FAO em região de Caatinga preservada na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) no município de Aiuaba – CE.



Fonte: elaborada pela autora.

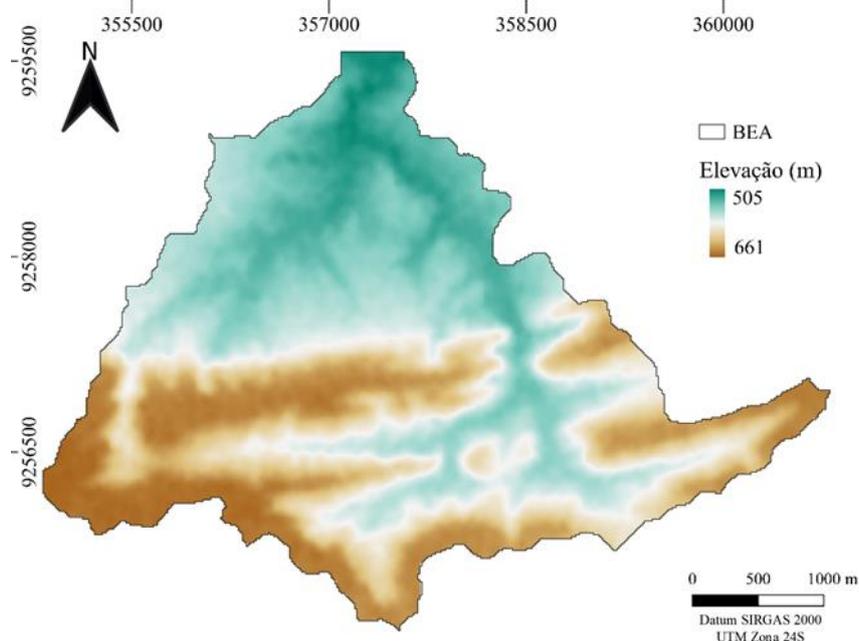
O regime pluvial da região é caracterizado por uma alta variabilidade interanual com coeficiente de variação de 0,40 e 1,20 para precipitação anual e escoamento superficial, respectivamente (MEDEIROS; ARAÚJO, 2014). O caráter convectivo confere o comportamento concentrado das chuvas em poucos eventos de alta intensidade (FIGUEIREDO *et al.*, 2016; MEDEIROS; ARAÚJO; BRONSTERT, 2009). Tal comportamento é responsável pela maior parte do deflúvio gerado com coeficiente de escoamento superficial mediano inferior a 1%, gerando rios temporários que cessam o escoamento poucas horas após o evento chuvoso (FIGUEIREDO *et al.*, 2016). A evaporação é em média de 2600 mm ano⁻¹ mensurada com tanque classe A e coeficiente de aridez de 0,26 (ARAÚJO; PIEDRA, 2009).

Os diversos estudos realizados na BEA apontam para comportamentos hidrológicos inerentes ao semiárido brasileiro. Araújo e Piedra (2009), por exemplo, em um estudo hidrológico comparativo entre uma bacia tropical úmida e uma semiárida, observaram que o potencial evaporativo de regiões semiáridas afeta a disponibilidade hídrica, e tem um efeito a vazão média dos rios. Segundo um trabalho realizado por Medeiros e Araújo (2014), o semiárido brasileiro é caracterizado por uma alta concentração temporal de chuvas, onde 51% de toda a precipitação do período 2004-2009 ocorreu em 10% dos dias mais chuvosos. Os autores ainda apontam que a variabilidade temporal diária é também elevada, causando chuvas intensas em curtos períodos. A variabilidade temporal da precipitação também afeta o índice de área foliar da região (CARVALHO *et al.*, 2016).

Outros estudos relacionados às variáveis hidrológicas foram realizados, como o de Costa *et al.* (2013), no qual estuda-se a variabilidade espacial e temporal da disponibilidade hídrica na zona das raízes. Pinheiro, Costa e Araújo (2013) avaliaram a dinâmica da profundidade específica da zona radicular das plantas da região na estação seca e úmida. Além desses, Pinheiro *et al.* (2016) utilizaram a modelagem hidrológica para observar a distribuição hídrica no sistema solo-planta-atmosfera para a BEA, observando que 75% da precipitação anual retorna para atmosfera e que a camada superficial (0 a 20 cm) supre 90% da demanda atmosférica.

A elevação na BEA varia de 505 a 661 m com maiores altitudes verificadas ao sul e sudoeste da bacia e com declividade média de 19% (ARAÚJO; PIEDRA, 2009) (Figura 5). Segundo Farias (2008), a BEA é composta por serras baixas com relevo acidentado em alguns trechos. O relevo predominante nessas regiões de maiores altitudes é de ondulado a forte ondulado com declividade que varia de 8 a 45%. Já nas regiões próximas ao exutório se verifica relevo plano a suave ondulado com declividade inferior a 3% (COSTA, 2012).

Figura 5 – Mapa hipsométrico da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).



Fonte: elaborada pela autora.

Na perspectiva de estudos hidrológicos realizados em escalas de bacias hidrográficas em áreas preservadas, é comum adotar a associação principal entre solo e vegetação a fim de melhor representar a variabilidade espacial. Na BEA, adotaram-se associações solo-vegetação (ASV), que são unidades relativamente homogêneas para estudos das variáveis ambientais (COSTA *et al.*, 2013; PINHEIRO; COSTA; ARAÚJO, 2013).

Almeida (2016) utilizou a definição de ASV para a BEA adotando a classificação de solos realizada por Araújo (2012b).

O mapa de solos elaborado por Araújo (2012b), a partir de levantamento *in situ*, mostra quatro classes distintas de solos na BEA, sendo elas: ARGISSOLOS AMARELOS Eutróficos típicos; LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELO Distróficos típicos; LUVISSOLOS CRÔMICOS Pálico planossólicos e NEOSSOLOS LITÓLICOS Distróficos fragmentários (Figura 3). Observa-se na Tabela 1 o tipo de solo predominante e a área de ocupação de cada ASV.

Tabela 1 – Distribuição das classes de solos predominantes na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).

	Classe de solo predominante	Ocupação na BEA (km²/%)
ASV1	LUVISSOLOS CRÔMICOS	2,40/20
ASV2	ARGISSOLOS VERMELHO- AMARELO	4,08/34
ASV3	NEOSSOLOS LITÓLICOS	5,52/46

Fonte: Pinheiro *et al.* (2016).

Em estudos realizados por Pinheiro, Costa e Araújo (2013), quando avaliaram a profundidade efetiva das raízes na BEA, verificou-se uma distribuição radicular espacial homogênea em cada ponto avaliado. Os autores constataram que a profundidade efetiva das raízes difere de uma ASV para outra. Essas diferenças são associadas não apenas às diferenças na distribuição de raízes, mas também às diferenças na densidade de árvores e na fenologia do dossel das plantas nativas da região.

De uma maneira geral, Creutzfeldt (2006) caracterizou a vegetação da região como densa e com estrato arbóreo de altura comumente entre 5 a 12 m, com árvores de até 15 m de altura. No entanto, dentro da variabilidade da bacia definiram-se espécies representativas para cada uma das ASVs: Catingueira, Angelim e Jurema-preta (ALMEIDA, 2016; COSTA, 2012; PINHEIRO, 2010; PINHEIRO *et al.*, 2016).

A espécie *Caesalpinia pyramidalis* Tul E. Gagnon & G. P. Lewis conhecida como catingueira é a planta de porte arbóreo de maior ocorrência na ASV1 (ALMEIDA, 2016; CARVALHO *et al.*, 2016; COSTA, 2012; FIGUEIREDO, 2018; TILLESSE, 2017). Podendo chegar a 10 m de altura e 0,5 m de diâmetro, tem ocorrência e ampla dispersão na região. A catingueira é uma espécie decídua com período de rebrotamento rápido, que em aproximadamente 30 dias após o início da estação chuvosa está em vegetação plena.

Na ASV2 a espécie de maior ocorrência é a *Piptadenia obliqua* (Pers.) Brenan, o Angelim (ALMEIDA, 2016; CARVALHO *et al.*, 2016; COSTA, 2012; PINHEIRO *et al.*, 2016). O Angelim apresenta uma altura média de 4 a 5 m e tem ocorrência em toda a bacia, com perda de todas suas folhas na estação seca. Enquanto que na ASV3 a espécie *Mimosa tenuiflora* (Willd.) Poir, popularmente chamada de Jurema-preta (ALMEIDA, 2016; CARVALHO *et al.*, 2016; COSTA, 2012; PINHEIRO *et al.*, 2016). Com altura de 3 a 7 m e caule ereto, a Jurema-preta tem boa parte de sua folhagem perdida ao fim do período chuvoso. Além disso, essa espécie possui raízes com alta capacidade de penetração nos terrenos compactos (MAIA, 2004).

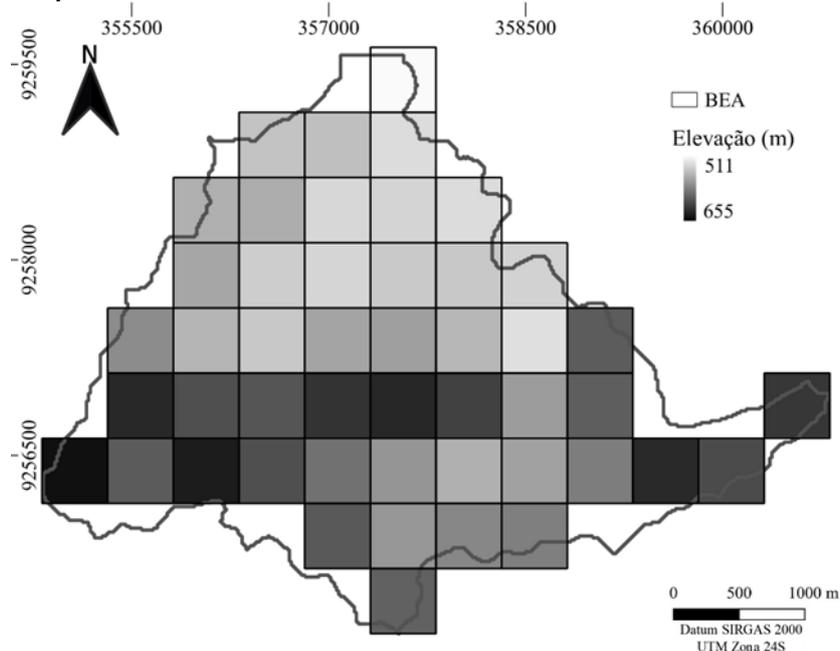
4 MATERIAL E MÉTODOS

A realização da simulação dos processos de evapotranspiração no modelo DiCaSM versão 3.2 (2016) foi realizada para a BEA. Para isso, buscaram-se parametrizações realizadas em estudos na BEA para serem tomadas como referência. Realizou-se assim um levantamento e análise dos dados e parâmetros utilizados anteriormente para organização das informações de entrada no modelo hidrológico. A parametrização realizada para o DiCaSM é detalhada a seguir, tomando como base o trabalho de Costa (2012).

4.1 Parametrização do DiCaSM

Para a utilização do DiCaSM, o primeiro passo foi a discretização espacial da bacia hidrográfica. O modelo utiliza unidades de modelagem distribuídas dividindo a bacia hidrográfica no formato de uma grade com espaçamento regular. A grade utilizada para a BEA é de 500 m totalizando 48 células de 25 ha cada. O posicionamento dessas células em relação à bacia é apresentado na Figura 6. Para a representação de cada célula no modelo, necessita-se de valores médios de altitude da área correspondente à célula, além dos dados de latitude e longitude dos extremos da bacia.

Figura 6 – Discretização da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) de acordo com o tamanho de célula adotado pelo modelo.



Fonte: elaborada pela autora.

Como cada célula é uma unidade de modelagem, dados geológicos, edáficos, fitossociológicos e hidrológicos são atribuídos a cada uma delas. As informações disponibilizadas por outros estudos desenvolvidos na BEA foram utilizadas como base referencial para a realização da parametrização do modelo. Além das informações disponíveis para o local, quando não foi possível obter dados específicos da área ou de regiões semelhantes foram utilizados dados da parametrização feita por Ragab e Bromley (2010) na parametrização inicial da bacia de teste utilizada por eles.

4.1.1 Dados meteorológicos

Os dados meteorológicos exigidos pelo modelo são: valores diários com horas de insolação ou saldo de radiação médio; pressão de vapor; temperatura média; e velocidade do vento. Esses dados podem ser tanto distribuídos ou obtidos em apenas um ponto. Além desses dados, informações quanto a precipitação também são necessárias e podem ser tanto em escala horária quanto diária. Se os dados de chuva forem disponibilizados de forma horária, alguns cálculos são mais precisos, como o escoamento superficial, por exemplo.

Na primeira janela do modelo, *Model Data*, além das informações referentes à discretização espacial, há também informações referentes à localização dos dados de entrada (Figura 7). Assim como a determinação do período que se deseja analisar, informações sobre os arquivos onde se encontram os dados meteorológicos e propriedades do solo também estão presentes nessa janela.

Figura 7 – Tela de abertura do DiCaSM com informações inseridas sobre a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) e o primeiro período de modelagem.

DiCaSM: Distributed Catchment Scale Model

Centre for Ecology & Hydrology
NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL

Copyright © 2019 Centre for Ecology & Hydrology, Wallingford, OX10 8BB, UK
Project Leader: Dr. Ragab Ragab E-Mail: Rag@ceh.ac.uk

Model Data | Model Options | Climate | Soil / RRD | Constants | Land Use | Field Names | Outputs | Data Tool | Optimization

Basic Model Information

Catchment Name	BEA-500m	Grid Spacing	500	m
Model Start date	01/01/2006	Model Latitude	6.4	°
Model End date	24/04/2007	Number of Model Cells	48	
Julian Days counted from	2006	Number of Wetland Cells	0	
		Observation Cell	0	

Model Input Database

Database Type: Access SQL Server

Access Database: C:\Suzi_2018\500m\BEA_500m - Input.mdb

Input Database Table Names

Soil props	SoilProps	Met	Met_BEA06	Soil Series	SoilSeries
Grid data	GridData	Met (Dist)	MetDist	Rain	Rain_BEA06
Use weighting	<input type="button" value="Clear Data"/>	<input type="checkbox"/> Weighting	Weighting		

32 bit mode

Buttons: Validate Model, Stop Run, Run Model, Plot Spatial Data, Compare Data, Plot Time Series, Plot Growth, View Balances

Fonte: *software* DiCaSM (2019).

Os períodos modelados foram definidos de acordo com a disponibilidade dos dados meteorológicos, considerando a ausência de falha nestes como a condição limitante (Tabela 2). Os dados meteorológicos (horas de sol, saldo de radiação, temperatura média e velocidade do vento), apresentados na Figura 8, foram obtidos da estação meteorológica da Funceme localizada próximo à bacia experimental (Figura 3). Para o período de 2003 a 2008 utilizaram-se dados de horas de sol por serem os únicos dados disponíveis durante a maior parte desse tempo. Fez-se simulações para intervalos no mesmo período com as duas fontes de dados para averiguar sua equivalência ao saldo de radiação e eles se mostraram análogos.

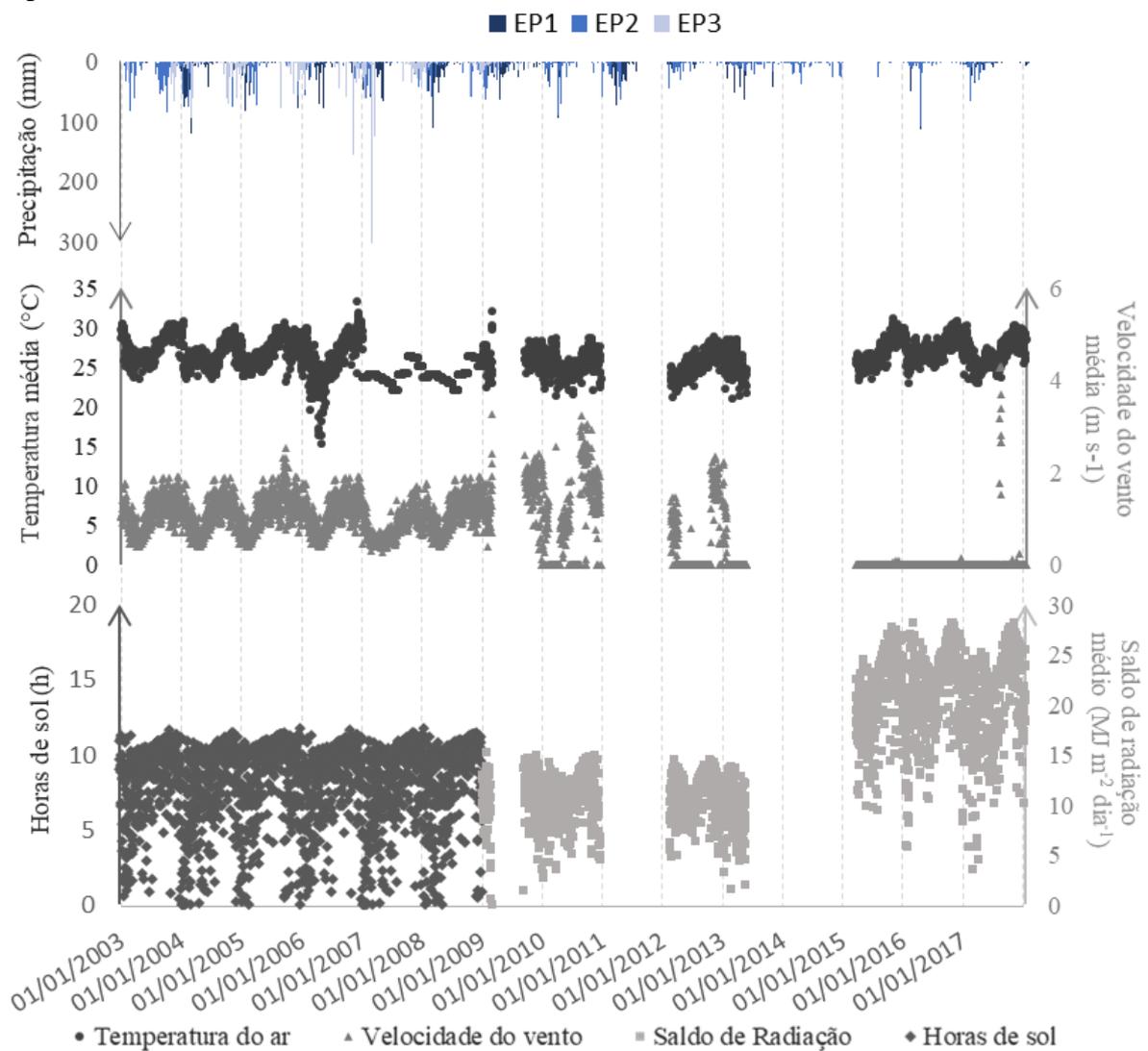
As informações referentes à precipitação foram obtidas das estações pluviométricas localizadas na BEA e foram especializadas de acordo com a metodologia proposta por Thiessen (1911) (Figura 9). Dentre as estações pluviométricas, a EP3 foi desativada em setembro de 2009 e a partir dessa data os dados utilizados foram apenas das outras duas estações.

Tabela 2 – Períodos utilizados na modelagem dos processos hidrológicos da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).

Período	Fonte dos dados de precipitação
01/01/2003 a 31/12/2008	EP1, EP2 e EP3
01/01/2009 a 26/02/2009	
09/09/2009 a 25/04/2010	
08/02/2012 a 14/05/2013	EP1 e EP2
10/03/2015 a 31/12/2017	

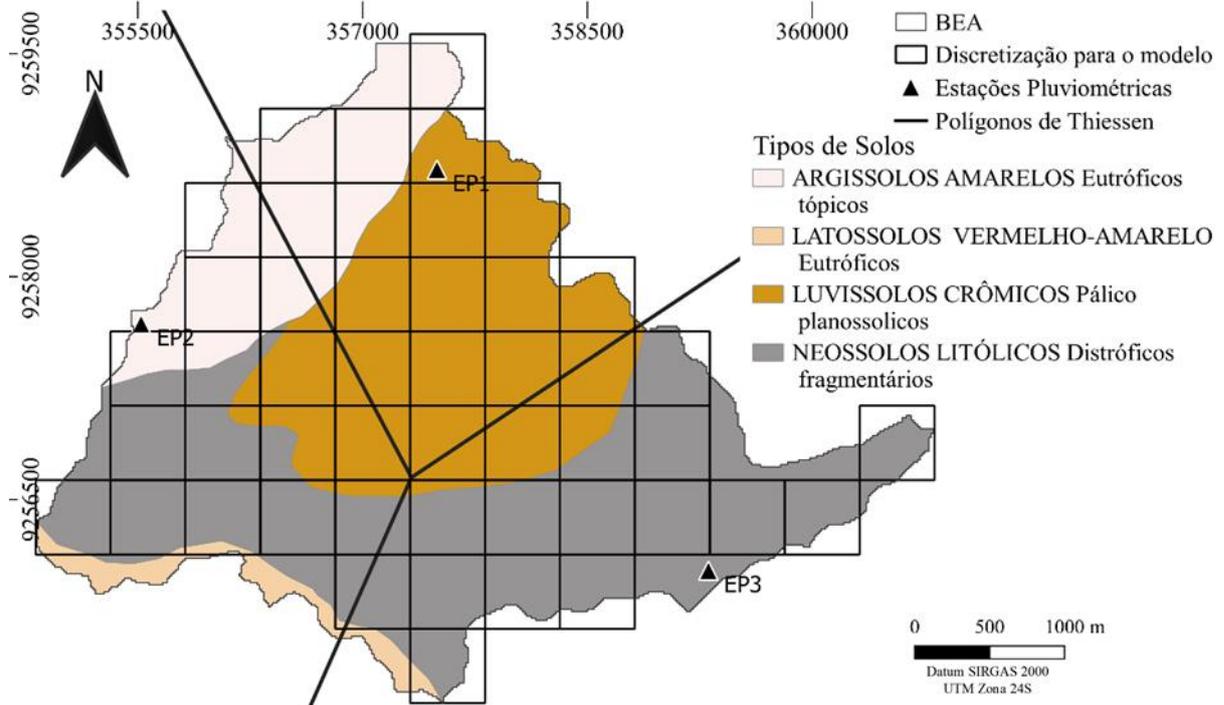
Fonte: elaborada pela autora.

Figura 8 – Dados obtidos da estação meteorológica da Funceme localizada na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) utilizados como dados de entrada no DiCaSM.



Fonte: elaborada pela autora.

Figura 9 – Estações pluviométricas (EP) presentes na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) e a espacialização dos dados de precipitação com o uso dos polígonos de Thiessen.



Fonte: elaborada pela autora.

4.1.2 Propriedades do solo

Na janela seguinte, *Model Options*, estão presentes opções referentes à meteorologia e distribuição espacial dos dados de entrada. Além disso, essa janela contém informações sobre as faixas de disponibilidade hídrica no solo e opções relacionadas à dinâmica da água no solo (Figura 10). Destaca-se entre esses parâmetros a condutividade hidráulica do solo. Os dados de condutividade foram obtidos de medições realizadas na BEA no trabalho de Costa (2012).

Figura 10 – Aba contendo as opções do modelo, *Model Options*, do DiCaSM preenchida com as informações utilizadas da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).

The screenshot displays the 'Model Options' tab in the DiCaSM software. The interface is organized into several sections:

- Model Options:**
 - Meteorological data is distributed:
 - Rain Data:
 - Accumulate hourly rain for daily run:
 - Apply Climate Change factors to model:
 - Update Soil Props with FC, WP & Sat used by model:
 - Radiation data type:
 - Radiation Units:- MJ m⁻² day⁻¹
 - Source of FC & WP data:
 - Initialise Soil Water with: % of field capacity
 - Base Altitude For calculating Water Heads:
 - Include Abstraction, Outfall, Groundwater, Irrigation:
- Infiltration Model Options:**
 - Infiltration Model: Philip Green-Am
 - Source for Ksat:
 - Constant Ksat: mm/hr
 - Multiplying Factor: Apply Factor to Ksat value
 - Update Soil Props table with KSat values used by model:
- Horizontal Flow Options:**
 - Use Horizontal KSat as: % of vertical KSat
 - Initialise Wetland to: cells from streamway
 - Let Dicasm initialise wetland water:
 - Initialise Stream Water Depth: mm Values from DB
- Base Flow Options:**
 - Base Flow Options:
 - Base Flow Constant (k):
 - Initial Base Storage (mm):

Fonte: *software* DiCaSM (2019).

Outras opções que consideraram características inerentes à região semiárida brasileira foram relacionadas à intermitência dos cursos hídricos. As condições iniciais do curso hídrico foram assumidas como 0 mm, visto que são efêmeros. Diante dessas circunstâncias foram também dispensadas as opções alusivas ao escoamento de base.

Quanto a definição das camadas do solo, na aba *Soil/RRD settings* foi definida a profundidade de cada camada (*basic layer*) do solo na seção *soil layer depths* (Figura 11). Cada tipo de solo é descrito detalhadamente em outra parte do modelo e essa disposição de camadas é a forma como todas as camadas dos diferentes tipos de solos serão agrupadas. Para a determinação desses valores tomou-se como base o trabalho de caracterização do solo da região realizado por Araújo (2012b). Na segunda seção dessa janela (à direita), é determinada a densidade relativa das raízes (RRD, do inglês *relative root density*) em cada camada para cada um dos maiores grupos de vegetação. No caso do presente trabalho, foram utilizados dados apenas para vegetação arbórea. Para isso, utilizaram-se dados de Pinheiro, Costa e Araújo (2013), os quais analisaram a densidade relativa de raízes em diferentes profundidades na BEA, avaliando a dinâmica da distribuição das raízes nas estações chuvosa e seca.

Figura 11 – Informações referentes às camadas do solo e densidade relativa das raízes na aba *Soil/RRD settings*.

Model Data	Model Options	Climate	Soil / RRD	Constants	Land Use	Field Names	Outputs	Data Tool	Optimization
Soil Layer Depths		RRD Parameters							
Layer 1 Bottom	0.20	m	Layer 1 Crop	0.0	Layer 1 Tree	0.5733	Layer 1 Grass	0.0	
Layer 2 Bottom	0.40	m	Layer 2 Crop	0.0	Layer 2 Tree	0.2367	Layer 2 Grass	0.0	
Layer 3 Bottom	0.60	m	Layer 3 Crop	0.0	Layer 3 Tree	0.1150	Layer 3 Grass	0.0	
Layer 4 Bottom	1.0	m	Layer 4 Crop	0.0	Layer 4 Tree	0.075	Layer 4 Grass	0.0	

Fonte: *software* DiCaSM (2019).

4.1.3 Parâmetros da vegetação

Na seção à esquerda na janela *Constants*, alguns parâmetros do solo são necessários e foram utilizados segundo a parametrização de Costa (2012) (Figura 12). Alguns desses parâmetros são utilizados pelo DiCaSM para melhor direcionar o fluxo hídrico.

Figura 12 – Parâmetros atinentes ao solo e interceptação presentes na aba *Constants* do modelo DiCaSM.

Model Data	Model Options	Climate	Soil / RRD	Constants	Land Use	Field Names	Outputs	Data Tool	Optimization
Bare Soil Resistance	100	s/m	Maximum Actual Evaporation Cut Off Point	0.75					
Saturation Excess Depth	0	m	Gash Model Minimum Storm Intensity	0.83	mm				
Infiltration Excess Layers	2		Initial Average Potential Evap. (Gash: EBar)	1.05	mm/hr				
Stream Bed Infiltration/Leakage Percentage	10.00	%	Use Constant Average Rainfall Int.	<input checked="" type="checkbox"/>					
Vegetation Interception Factor (Aston)	0.00		Average Rainfall Int. Constant (Gash: RBar)	8.69	mm/hr				
Minimum Soil Water Content	0.005		Typical Rain Event Duration	3	hour				
Base Percentage of flow routed to stream	0	%	Catchment Storage/Time Lag Coefficient	1.2					
Exponent Function of flow routed to stream	0		Stream Storage/Time Lag Coefficient	0					

Fonte: *software* DiCaSM (2019).

Na seção à esquerda encontram-se alguns parâmetros necessários para o cálculo da interceptação. Os parâmetros requeridos foram obtidos com base nos dados de Medeiros, Araújo e Bronstert (2009), que conduziram um experimento (2004 a 2006) para avaliar a interceptação utilizando o modelo de Gash (1979) no bioma Caatinga, monitorando a precipitação, a precipitação interna ao dossel e escoamento pelo caule em uma parcela de 100 m² dentro da BEA. Diferente do DiCaSM, esses autores utilizaram o modelo de Gash (1979) para estudar a interceptação vegetal da vegetação da BEA. Contudo, o DiCaSM utiliza o

modelo de interceptação de Gash, Lloyd e Lachaudb (1995), que requer os mesmos parâmetros de forma equivalente aos utilizados na metodologia de Gash (1979).

As informações quanto às características de cada uso e ocupação do solo são preenchidas na aba *Land Use* (Figura 13). Para a BEA, adotou-se cada associação solo-vegetação (ASV) como uma classe de uso e ocupação, utilizando uma espécie arbórea representativa de cada uma das ASVs e empregando os parâmetros condizentes (Figura 14).

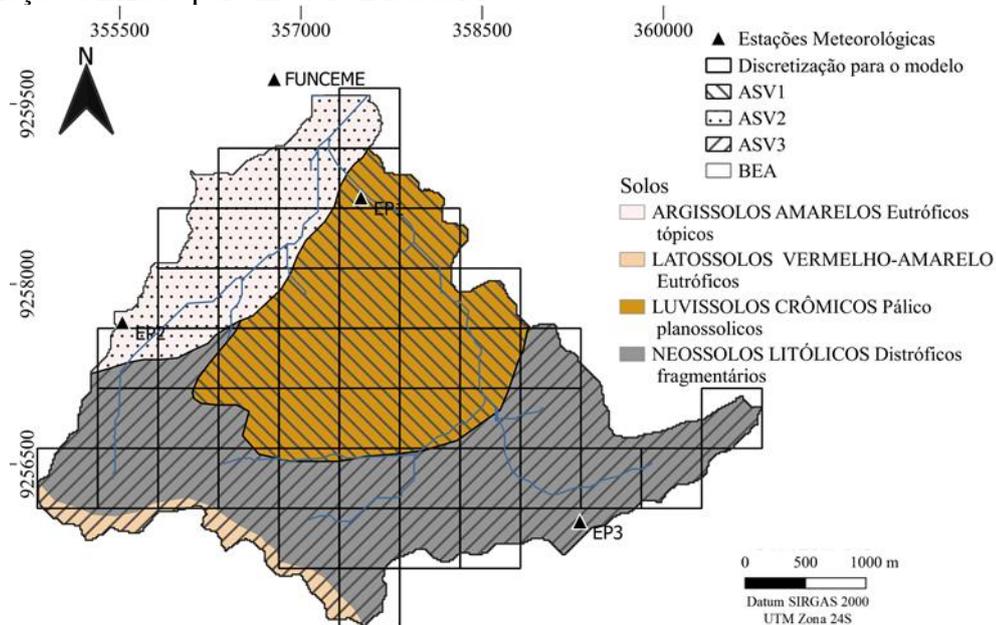
Figura 13 – Espécies arbóreas representativas de cada uma das associações solo-vegetação (ASVs) na aba *Land Use*.

Model Data Model Options Climate Soil / RRD Constants Land Use Field Names Outputs Data Tool Optimization											
1	Angelim	Deciduous	F	8	Disabled	Disabled	F	15	Disabled	Disabled	F
2	Catingueira	Deciduous	F	9	Disabled	Disabled	F	16	Disabled	Disabled	F
3	Jurema	Deciduous	F	10	Disabled	Disabled	F	17	Disabled	Disabled	F
4	Boqueirao	Lake	F	11	Disabled	Disabled	F	18	Disabled	Disabled	F
5	Disabled	Disabled	F	12	Disabled	Disabled	F	19	Disabled	Disabled	F
6	Disabled	Disabled	F	13	Disabled	Disabled	F	20	Disabled	Disabled	F
7	Disabled	Disabled	F	14	Disabled	Disabled	F				F

Allow land use changes during model run

Fonte: *software* DiCaSM (2019).

Figura 14 – Distribuição de solos e associações solo-vegetação (ASVs) de acordo com a discretização utilizada pelo modelo DisCaSM.



Fonte: elaborada pela autora.

Utilizaram-se dados de albedo de Pinheiro *et al.* (2010); profundidade efetiva das raízes de Pinheiro, Costa e Araújo (2013); índice de área foliar (IAF) de Carvalho *et al.* (2016); altura máxima para as plantas da ASV 1 de Tillesse (2017); e altura máxima das plantas da

ASV 2 e 3 Morais (2019) (Tabela 3). A altura das plantas considerada como máxima foi a média por ASV encontrada durante os levantamentos fitossociológicos e reduziu-se 0,30 m para a determinação da altura mínima, levando em consideração que em geral a vegetação caducifolia da Caatinga possui folhas pequenas e bem distribuídas no dossel. Definiu-se 30 dias para o desenvolvimento completo das folhas, 90 dias para o início da senescência e 120 dias para o fim da queda das folhas.

Tabela 3 – Parâmetros de vegetação das espécies representativas das associações solo-vegetação (ASVs) da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).

	Espécie representativa	Albedo¹	Profundidade das raízes (m)²	IAF³	Altura⁴
ASV 1	<i>Caesalpinia pyramidalis</i> Tul E. Gagnon & G. P. Lewis (Catingueira)	0,17	0,63	6,67	7,60
ASV 2	<i>Piptadenia obliqua</i> (Pers.) Brenan (Angelim)	0,12	0,73	5,42	4,77
ASV 3	<i>Mimosa tenuiflora</i> (Willd.) Poir. (Jurema Preta)	0,27	0,36	2,66	5,27

¹Pinheiro *et al.* (2010)

²Pinheiro, Costa e Araújo (2013)

³ Índice de área foliar (IAF); Carvalho *et al.* (2016)

⁴Tillesse (2017) e Morais (2019)

Além desses dados, são requeridos outros dados de interceptação, os quais foram padronizados para todas as ASVs, visto que Medeiros, Araújo e Bronstert (2009) utilizaram ponderações para várias classes de diâmetro do caule. Assim, adotaram-se os valores de 0,07 mm para capacidade de armazenamento dos troncos (*trunk storage*); 0,53 mm para capacidade máxima de armazenamento no dossel (*canopy storage*) e 0 para mínima; 0,07 mm para proporção de escoamento no tronco (*proportional stemflow*); e 0,4 e 0,8 para cobertura de dossel mínima e máxima, respectivamente. Temperatura base foi determinada como 25 °C.

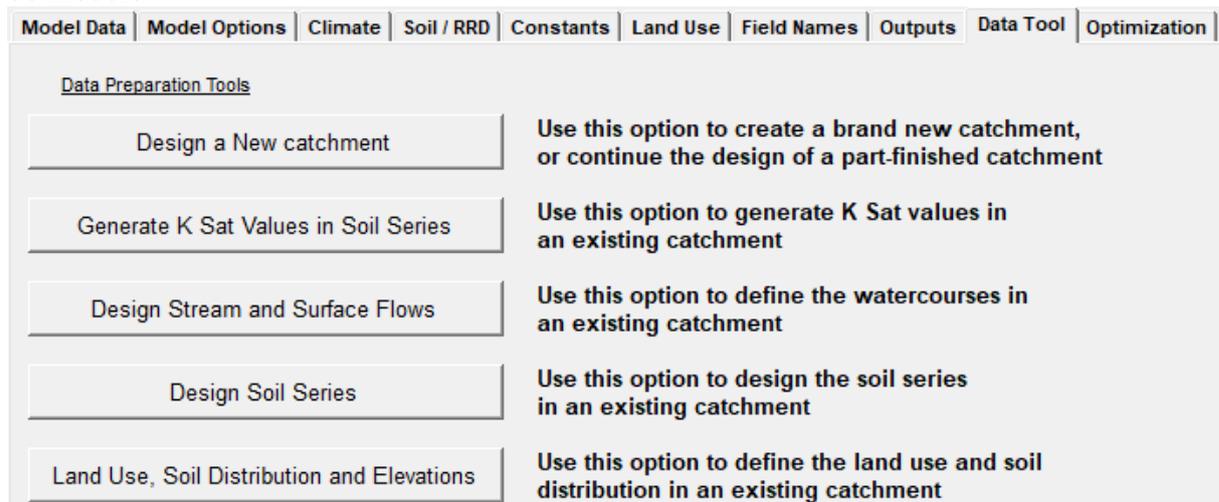
Os dados de resistência de dossel também foram padronizados e utilizados com base em uma pesquisa realizada fora da BEA, mas também na região semiárida brasileira (TEIXEIRA *et al.*, 2008). O trabalho de Teixeira *et al.* (2008) mostra dados de resistência de dossel de uma vegetação nativa de Caatinga ao longo de dois anos. Os dados apresentaram uma grande variabilidade temporal, inclusive subdiária. No entanto, o padrão anual obedeceu ao padrão sazonal da região semiárida, mostrando valores muito distintos para as estações chuvosas e secas, permitindo a diferenciação entre elas. Para fim de obtenção do parâmetro,

utilizaram-se dados médios para a estação seca (2250 s m^{-1}) e para estação chuvosa (360 s m^{-1}) obtidos dentro do período de estudo de Teixeira *et al.* (2008).

4.1.4 Distribuição espacial dos dados

Nas janelas *Field Names* e *Outputs* estão as informações dos dados de saída do modelo, indicando o diretório e nome dos arquivos de saída. *Data Tool* é a janela seguinte, uma das mais importantes do DiCaSM (Figura 15). Nela são especificados o desenho inicial da bacia, os tipos de solos, a determinação dos valores de condutividade hidráulica (se necessário), a discretização da rede de fluxo hídrico e das outras informações espacialmente distribuídas (uso e ocupação do solo, distribuição do solo e elevação).

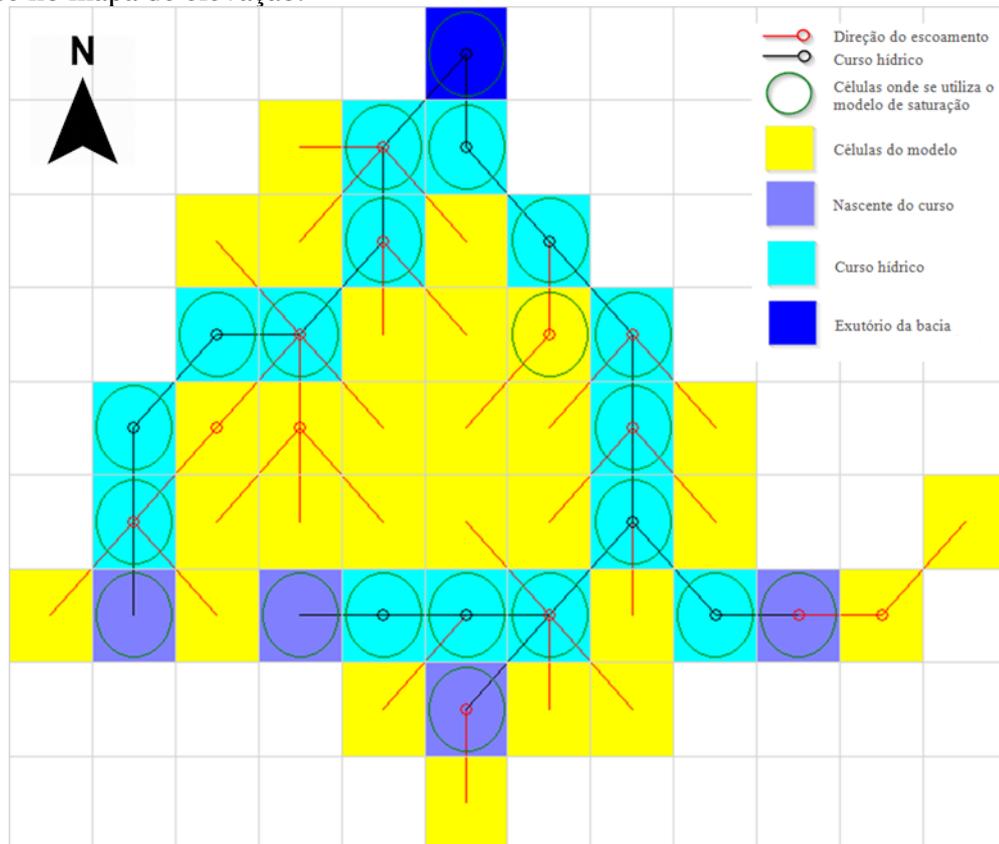
Figura 15 – Ferramentas disponíveis na aba Data Tool do DiCaSM com as diferentes opções do modelo.



Fonte: *software* DiCaSM (2019).

Como o escoamento superficial é direcionado de acordo com a inclinação do terreno, os dados de elevação são utilizados para o mapeamento do fluxo (Figura 16). Os principais cursos estão representados em azul, enquanto as nascentes ou fontes do fluxo estão em violeta e em azul marinho o exutório. A largura e profundidade dos rios pode ser adicionada a cada célula. Assim como a altura de água inicial. Como os rios na bacia são intermitentes, a altura inicial foi considerada zero em todo o curso.

Figura 16 – Mapa dos cursos hídricos da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) determinado com base no mapa de elevação.



Fonte: *software* DiCaSM (2019).

Na ferramenta *Soil Series* foram especificados o número de camadas e suas profundidades, em metros, para cada um dos solos presentes na bacia (Figura 14). Foram inseridos os percentuais de argila e areia ao longo das camadas, além dos teores de matéria orgânica e capacidade de troca de cátions (CTC ou, em inglês, CEC). Após realizada a criação das séries dos solos, foram colocadas as propriedades de cada um deles na tabela *Soil props* no arquivo dos dados de entrada com dados de Costa (2012).

Na discretização dos dados de uso e ocupação e dos tipos de solos, utilizou-se as informações como estão apresentadas na Figura 14. Dessa forma, foi atribuído a cada célula o percentual correspondente à sua inserção em uma ou mais ASVs. Da mesma maneira foi realizada a distribuição dos tipos de solos pela bacia, considerando a presença percentual de cada tipo em cada célula.

O açude Boqueirão, localizado no exutório da bacia (célula 1) não foi considerado no uso e ocupação do solo como superfície de água pois a presença de água na área não é contante. Contudo, utilizou-se uma opção do DiCaSM de atribuir condições de barragem à

célula onde o açude está presente. Foram inseridos na célula 1 os dados de capacidade máxima de armazenamento do açude, vazão de saída e volume inicial.

4.2 Análise de sensibilidade

A análise de sensibilidade de parâmetros do modelo hidrológico DiCaSM foi realizada considerando os parâmetros da vegetação e os dados meteorológicos. Os parâmetros do solo não foram analisados por terem sido estudados em outros trabalhos realizados na BEA (COSTA, 2012; HOEKSMAN, 2015; TEIXEIRA, 2017). Escolheu-se o período de 01 de janeiro de 2006 a 24 de abril de 2007 para a realização dessa análise. A sensibilidade dos parâmetros foi avaliada quanto ao efeito de cada uma das alterações na média dos processos de evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração.

Os parâmetros de vegetação utilizados na análise de sensibilidade foram: índice de área foliar, altura máxima e mínima da vegetação, resistência de dossel. Aos parâmetros de índice de área foliar e de altura máxima e mínima da vegetação foram aplicadas mudanças de 100% para mais e para menos com passos de 10%. Como esse é são valores diferentes para cada ASV (Tabela 3), as mudanças percentuais foram aplicadas simultaneamente a todas as ASVs.

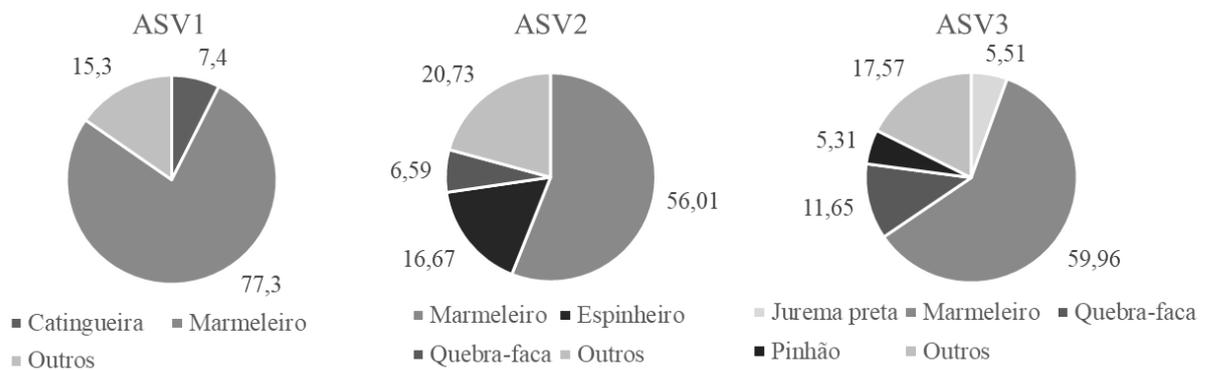
Para os parâmetros máximos e mínimos de resistência de dossel foram tomados como ponto de partida os dados da parametrização de Costa (2012), que utilizou dados de 30 s m^{-1} para a estação seca e 5 s m^{-1} para estação chuvosa. Os dados utilizados por Costa (2012) se aproximam do dados utilizados em outros trabalhos (95 e 60 s m^{-1} , respectivamente) (RAGAB; BROMLEY, 2010), inclusive para estudos realizados na Caatinga (98 s m^{-1}) (MONTENEGRO; RAGAB, 2010).

Contudo, além desses, os já mencionados dados de Teixeira *et al.* (2008) foram obtidos em região com vegetação Caatinga nativa (2250 e 360 s m^{-1}) e por serem muito distintos dos apresentados na literatura, foram tomados como limite. Assim, a fim de contemplar toda a faixa entre esses valores, baseando nos dados de 30 e 5 s m^{-1} foram aplicadas mudanças de 100 a 800% com passos a cada 100% e de 1000 a 8000% com passos de 1000%.

Como continuação da análise da sensibilidade de parâmetros do DiCaSM foi realizada com a avaliação das condições de uso e ocupação do solo que foram assumidas na modelagem da BEA e o impacto disso nas variáveis avaliadas. No modelo, foi assumido apenas uma espécie representativa por ASV, as quais, compondo a bacia experimental, representaram as condições distintas de uso e ocupação do solo nas diferentes porções da bacia.

Os parâmetros de entrada foram alterados de forma que a discretização feita para o uso e ocupação do solo ainda levou em consideração a heterogeneidade das ASVs utilizando todo o período modelado. A diferença, no entanto, deu-se na composição florística de cada ASV. Diferentemente de única espécie representativa para cada ASV, nessa análise utilizou-se uma composição de espécies que representasse pelo menos 80% do estrato arbustivo-arbóreo da área. Dados de levantamentos fitossociológicos (MORAIS, 2019; TILLESSE, 2017) foram empregados considerando a representação das espécies presentes no levantamento em cada associação (Figura 17). No entanto, os dados alterados foram apenas em relação à altura das espécies, visto que os demais parâmetros observados e medidos na BEA têm sempre a característica de um conjunto de espécies dada a proximidade das árvores. A altura das plantas passou de valores representativos (Tabela 3) para uma composição heterogênea que foi de 7,60 m na ASV1 para com 5,80 m do marmeleiro (*Croton sonderianus* Muell. Arg). Na ASV2, a altura das plantas era de 4,77 m e foram incluídos o marmeleiro (4,55 m) e quebra-faca (*Croton echioides* Baill.) (4 m). A composição florística da ASV3 tinha altura máxima de 5,27 m e adicionou-se os dados de marmeleiro (3,95 m), quebra-faca (4,06 m) e pinhão (*Jatropha pohliana* Müll.Arg.) (3,56 m).

Figura 17 – Composição florística heterogênea de cada associação solo-vegetação (ASV) na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).



Fonte: Tillesse (2017) e Morais (2019).

Utilizando os dados meteorológicos de entrada no modelo, realizou-se análise de sensibilidade aplicando mudanças nos dados de temperatura, velocidade do vento, saldo de radiação e precipitação, alterando os dados em 100% para mais e para menos com avaliações a cada 10%. Além dos citados, a análise de sensibilidade foi realizada para o parâmetro do ponto limite de evapotranspiração real, MAECOP (do inglês, *maximum actual evaporation cut off point*). Ao MAECOP foram aplicadas mudanças de 100% para mais e para menos com passos de 10%.

De forma adicional e para analisar o efeito da velocidade do vento nos processos avaliados, todos os dados de velocidade do vento utilizados como entrada no modelo foram igualados a zero e assim a distribuição temporal também foi avaliada. Essa análise foi incluída na análise da distribuição temporal dos processos modelados.

4.3 Análise da performance do modelo

A performance do modelo foi avaliada a partir da comparação de dados obtidos na bacia experimental e valores das simulações diárias realizadas para os diferentes períodos de modelagem. A análise buscou avaliar principalmente os dados de evapotranspiração potencial. Assim, comparou-se essas simulações com dados evapotranspiração potencial obtidos a partir da equação de Penman-Monteith padrão FAO (ETP_{FAO}) (ALLEN *et al.*, 1998).

Para os cálculos da evapotranspiração potencial ETP_{FAO} , os dados utilizados foram os mesmos obtidos da estação meteorológica da Funceme localizada próximo à BEA. Para os dados a partir de 22 de novembro 2016, a evapotranspiração potencial ETP_{FAO} também foi calculada com variáveis climatológicas como radiação, temperatura e umidade relativa do ar obtidas de estações meteorológicas de cidades relativamente próximas à área de estudo (Campos Sales e Tauá). Os dados de evapotranspiração potencial das estações meteorológicas foram submetidos a análise de variância (ANOVA) para amostras independentes e quando apresentaram efeito significativo ($p < 0,05$) foi aplicado do teste Tukey ($\alpha = 5\%$) para comparação entre os dados das estações e os valores obtidos pela modelagem hidrológica do DiCaSM.

A análise da performance do modelo seguiu a recomendação de Moriasi *et al.* (2007) e se deu pelos cálculos de duas medidas de erro adimensionais: a eficiência por Nash-Sutcliffe (NSE, do inglês Nash-Sutcliffe efficiency) que representa a razão entre a variância residual e a variância nos dados observados (NASH; SUTCLIFFE, 1970) (Equação 6) e a relação entre o erro médio quadrático e o desvio padrão dos dados medidos (RSR, do inglês ratio of the root mean square error to the standard deviation of measured data) (LEGATES; MCCABE JR, 1999) (Equação 7). As medidas de NSE e RSR foram utilizadas por autores como Herman *et al.* (2018) e Lin *et al.* (2018) para avaliar a simulação da evapotranspiração pelo uso da modelagem hidrológica. Além disso, utilizou-se uma medida de tendência média dos valores dos dados simulados para serem maiores ou menores que os dados medidos que foi a tendência percentual (PBIAS, do inglês percent bias) (GUPTA; SOROOSHIAN; YAPO, 1999) (Equação 8). O

PBIAS foi utilizado por Bai *et al.* (2018) na análise do efeito da dinâmica vegetacional na modelagem da evapotranspiração potencial e real.

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y^{médio})^2} \right] \quad (6)$$

$$RSR = \frac{\left[\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2} \right]}{\left[\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y^{médio})^2} \right]} \quad (7)$$

$$PBIAS = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim}) * 100}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs})} \right] \quad (8)$$

Onde Y_i^{obs} corresponde a cada dado observado nas medições de campo; Y_i^{sim} representa os dados simulados pelo DiCaSM; $Y^{médio}$ é equivalente à média dos dados observados em campo.

A avaliação da performance de modelos hidrológicos é realizada de forma a considerar satisfatórios os valores acima de 0,5 para o NSE. Para RSR, são satisfatórios valores abaixo de 0,7 e para o PBIAS valores dentro do limite de variação de $\pm 25\%$ (MORIASI *et al.*, 2007). O PBIAS é o parâmetro que tem as faixas de valores satisfatórios, visto que é uma medida que depende da incerteza do processo modelado.

Utilizando os dados de transpiração obtidos na saída do modelo, pode-se avaliar a performance do modelo DiCaSM por meio da comparação com dados medidos em campo. Figueiredo (2018) realizou uma análise de medição da transpiração em duas plantas na ASV1, durante os anos de 2016 e 2017, na BEA e esses dados serão comparados aos dados médios de transpiração modelados pelo DiCaSM para a bacia.

Além dos dados de evapotranspiração potencial e transpiração, os dados de evapotranspiração real também foram analisados. Para a análise da variabilidade temporal, os dados foram avaliados em escalas temporais diferentes (semanal e mensal). Da mesma forma, a variabilidade sazonal também foi avaliada utilizando curvas de permanência e gráficos de distribuição de frequência.

Como o DiCaSM dispõe de funcionalidades que permitem a visualização da distribuição espacial dos dados de saída, fez-se uma análise quanto à semelhança das células

em relação aos dados de evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração. Para uma avaliação quantitativa, os dados foram submetidos a análise de variância (ANOVA) para amostras independentes e quando apresentaram efeito significativo ($p < 0,05$) foi aplicado do teste Tukey ($\alpha = 5\%$) para comparação das médias.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise de sensibilidade nos processos evapotranspirativos do modelo hidrológico DiCaSM

Dentre os três grandes grupos de parâmetros de entrada do modelo DiCaSM, a saber: i) parâmetros de vegetação; ii) dados meteorológicos; e iii) parâmetros de solo. Foram realizadas análise de sensibilidade nos dois primeiros grupos. Entretanto, a calibração dos parâmetros relacionados ao solo foi utilizada a partir de dados explorados em outras parametrizações (COSTA, 2012; HOEKSMAN, 2015; TEIXEIRA, 2017) realizadas na mesma área de estudo. Nesse sentido, torna-se desnecessário adicionar a análise de sensibilidade dos parâmetros de solo no modelo DiCaSM.

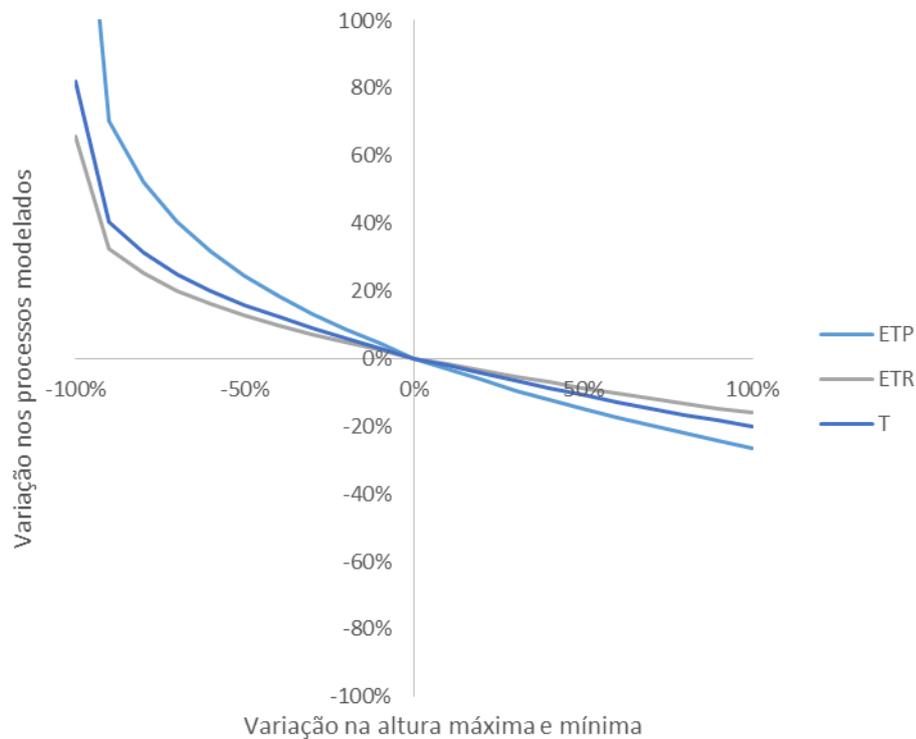
Na abordagem dos parâmetros de vegetação foram analisados os seguintes parâmetros: índice de área foliar, altura máxima e mínima da vegetação e resistência do dossel. A variação nos dados de índice de área foliar não causou alteração nos processos de evapotranspiração potencial e real ou transpiração. Mesmo que o índice de área foliar esteja presente na expressão da sazonalidade dos parâmetros, por exemplo, não foi observado influência sobre os processos analisados. A resposta observada não corrobora com Mannschatz *et al.* (2014) que mostraram a sensibilidade dos processos de evapotranspiração potencial, evaporação, transpiração e interceptação dentro de um estudo de incertezas na estimativa do índice de área foliar. Estes autores chegaram a resultados que indicavam que uma variação de $0,1 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ no índice de área foliar causou redução na evapotranspiração potencial (15%) e aumento na transpiração (12%) e interceptação (22%).

A relação entre a área foliar e evapotranspiração é um efeito esperado, mas não foi observada no DiCaSM. Observa-se, assim, que o índice de área foliar no modelo DiCaSM não ocasiona alta sensibilidade no que se refere à evapotranspiração. Dessa maneira, o desenvolvimento da vegetação não é marcado no modelo DiCaSM pela variação sazonal no índice de área foliar. Possivelmente, o modelo DiCaSM utiliza outros fatores, como altura da vegetação ou resistência do dossel, que também marcam o desenvolvimento vegetacional ou temporais para esse fim.

A análise de sensibilidade dos processos de evapotranspiração aos parâmetros de altura máxima e mínima da vegetação foi avaliada simultaneamente variando em até 100% (Figura 18). De forma geral, os processos se mostraram sensíveis a essa análise. A evapotranspiração potencial aumentou em 177% com a redução de ambos os parâmetros a zero.

Nesse mesmo ponto, a transpiração e evapotranspiração real aumentaram 82% e 66%, respectivamente. O efeito das alterações muda de comportamento a partir do ponto em que os parâmetros são apenas 10% dos originalmente selecionados, quando as alturas máxima e mínima são reduzidas a zero, os valores dos processos aumentaram com uma taxa mais acentuada. Os valores desses processos parecem, assim, mais afetados pela altura da vegetação ser igualada a zero do que pela variação da altura em si.

Figura 18 – Análise de sensibilidade simultânea dos parâmetros de altura máxima e mínima considerando seu efeito nos processos de evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR) e transpiração (T) obtidos pelo DiCaSM.



Com o aumento nos parâmetros, os processos de evapotranspiração potencial e real e transpiração sofreram redução de 26, 16 e 20%, respectivamente. Isso indica que um incremento na altura da vegetação equivalente ao seu valor atual de, em média, 6 m na altura máxima e 5,5 m na altura mínima, reduz os processos evapotranspirativos em 0,25 mm na evapotranspiração potencial e 0,07 e 0,06 mm na evapotranspiração real e transpiração, respectivamente.

O efeito na evapotranspiração potencial relaciona-se principalmente à redução na altura a valores próximos ao mínimo. A implicação disso pode ser sumarizada na resistência da vegetação, por exemplo. Esse comportamento é esperado, dado à relação entre altura da vegetação e a evapotranspiração, e assim quanto menor essa vegetação mais rápida e frequente

será a renovação da camada ao seu redor, tornando maior o poder evapotranspirante do ar (PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013). Já nos outros dois processos (ETR e T) esse efeito está mais relacionado ao balanço hídrico na zona das raízes, fazendo com que uma maior parcela de água seja utilizada pela vegetação na transpiração e seja maior a evapotranspiração real.

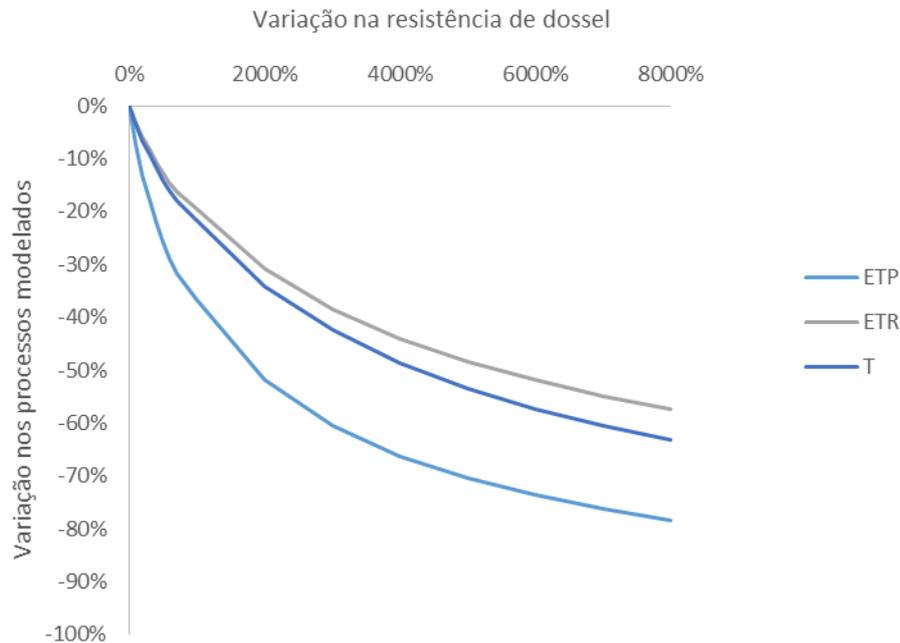
Avaliando a dinâmica da vegetação, pode-se observar assim que uma superfície com vegetação mais densa e de maior porte reduz o uso de água pela vegetação e também a demanda hídrica da atmosfera. Se essa vegetação é reduzida em porte, esses processos de transferência de água para a atmosfera aumentam de forma considerável.

As variações nos parâmetros de resistência de dossel causaram as mudanças observadas na Figura 19. Apesar de não ser notado um efeito proporcional nos processos modelados com essas alterações, percebe-se que a variação nessa faixa de valores causou uma redução de até 78% nos processos modelados. Além dos efeitos na evapotranspiração potencial, observa-se reduções na transpiração (63%) e evapotranspiração real (57%) mais semelhantes entre si do que em relação à evapotranspiração potencial.

Esse resultado é importante para a análise dos efeitos da escolha da fonte de dados na modelagem desses processos. Utilizando dados de resistência de dossel propostos pela literatura (30 e 5 m s^{-1} , para estação seca e chuvosa, respectivamente), os valores médios de evapotranspiração potencial ficariam em torno de 4,2 mm. Em contrapartida, com os dados que partiram de estimativa em região com vegetação de Caatinga (2250 e 360 m s^{-1}), obtiveram-se valores médios de evapotranspiração potencial de 0,9 mm. Dessa maneira, pode-se concluir que a escolha pelos valores de Teixeira (2008) causou uma redução significativa na evapotranspiração potencial, transpiração e evapotranspiração real.

É importante enfatizar que a busca por parametrizações locais ou específicas para as condições gerais da área é sempre prioritária. A representação de Teixeira (2008) das condições da vegetação de Caatinga foi, portanto, considerada mais confiável e padrão.

Figura 19 – Análise de sensibilidade dos parâmetros de resistência do dossel sob processos de evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR) e transpiração (T) obtidos pelo DiCaSM.



O resultado da mudança nos parâmetros do modelo relacionados à composição florística de cada associação solo-vegetação (ASV) pode ser observado na Figura 20. Nela, observa-se que a mudança do uso e ocupação do solo pela alteração da composição florística das ASVs, não alterou em praticamente nada o resultado do modelo, com exceção de alguns poucos pontos nos períodos de modelagem mais curtos (Tabela 2). Sendo assim, a alteração da composição fitossociológica das ASVs, realizada através das mudanças na altura das plantas, não foi suficiente para causar mudanças na evapotranspiração potencial.

A correlação entre os valores de evapotranspiração potencial modeladas para as duas condições de uso e ocupação é mostrada na Figura 21. Como todo o período foi analisado, o número de pontos foi de 3.968 e cerca de 2,5% desses dados se classificaram de forma a ficar fora da área de correlação. Observa-se uma correlação com valores de R^2 igual a 0,99. Nessa análise, foi possível analisar mais detalhadamente a dispersão dos pontos e observar esse efeito. De forma geral, não houve alterações significativas entre as duas condições de modelagem da evapotranspiração potencial, o que enfatiza que variações de até 10% na altura máxima e mínima das plantas não causa uma alteração significativa nesse processo.

Figura 20 – Comparação da evapotranspiração potencial simulada pelo DiCaSM nas duas situações de composição das associações de solo e vegetação (ASVs).

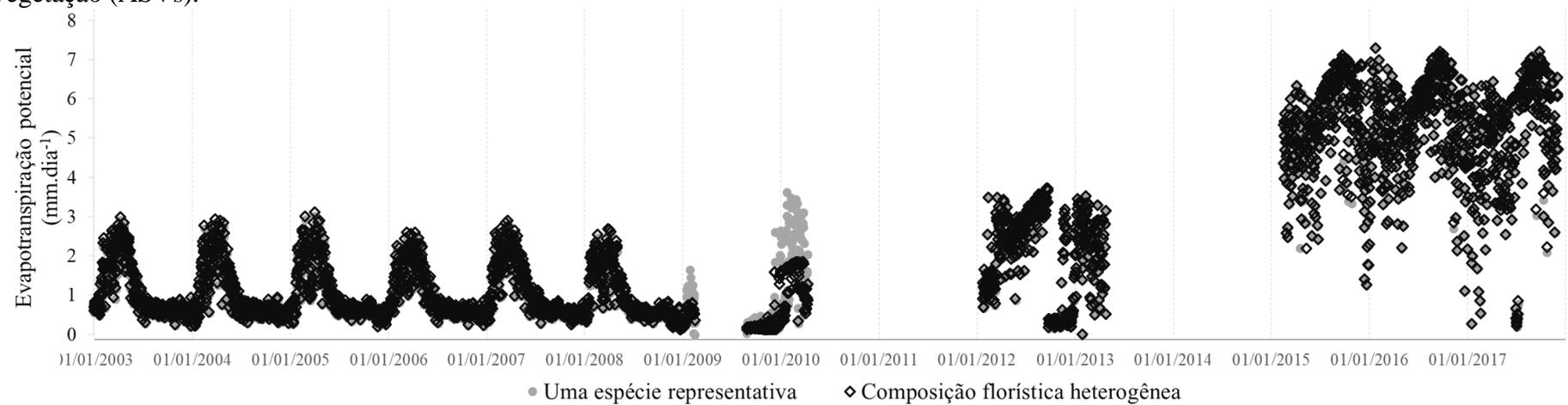
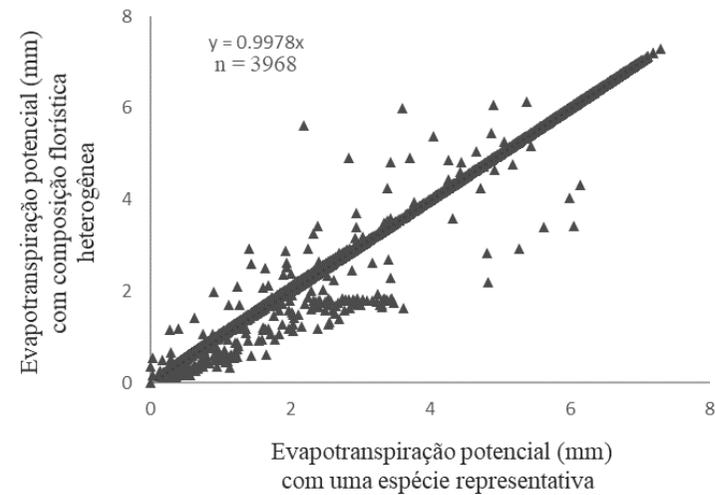


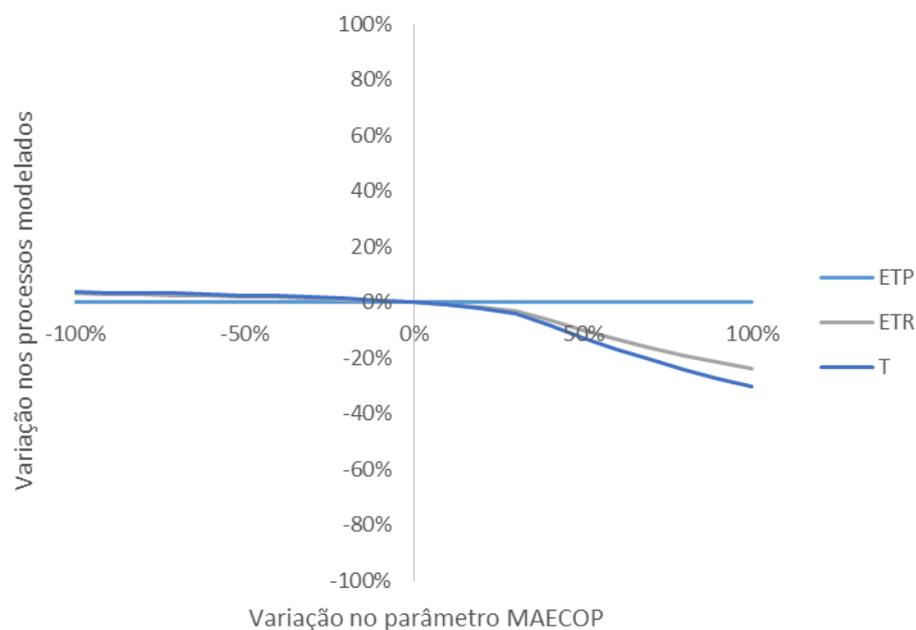
Figura 21 – Gráfico de correlação da evapotranspiração potencial obtida no DiCaSM utilizando uma espécie representativa e uma composição heterogênea.



A análise de sensibilidade para o parâmetro MAECOP é mostrada na Figura 22. Variações de até 40% em torno do valor inicial (0,75) causaram pouco efeito nos processos modelados, principalmente as variações redutivas, que causaram pouca variação de forma geral. Já as de aumento, a partir de um aumento de 40% do valor do parâmetro, pode-se perceber uma redução nos processos de evapotranspiração real e transpiração mais significativa. Não houve mudanças na evapotranspiração potencial durante a análise de sensibilidade desse parâmetro.

A natureza do parâmetro pode explicar esse comportamento, visto que ele corresponde à taxa de água disponível abaixo da qual a evapotranspiração potencial se torna evapotranspiração real. Em vista disso, quanto menor o valor desse parâmetro, mais tempo a evapotranspiração real ocorre de forma equivalente à evapotranspiração potencial. Esse comportamento não afetou consideravelmente a evapotranspiração real e transpiração, visto que os processos sofreram uma redução de apenas 3% e 4%, respectivamente, quando o MAECOP foi zero. Por outro lado, quanto maior esse valor a evapotranspiração reduz mais rapidamente para a evapotranspiração real baseando-se no estresse hídrico. Quando se aumenta 40% no valor do parâmetro, atinge-se o valor 1,05 e nesse ponto começa a se verificar uma redução mais acentuada na evapotranspiração real e transpiração. Isso significa dizer que mesmo quando a umidade do solo estava acima da capacidade de campo, a evapotranspiração potencial já havia sido reduzida à evapotranspiração real.

Figura 22 – Análise de sensibilidade do parâmetro MAECOP (*maximum actual evaporation cut off point*) considerando seu efeito nos processos de evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR) e transpiração (T) obtidos pelo DiCaSM.

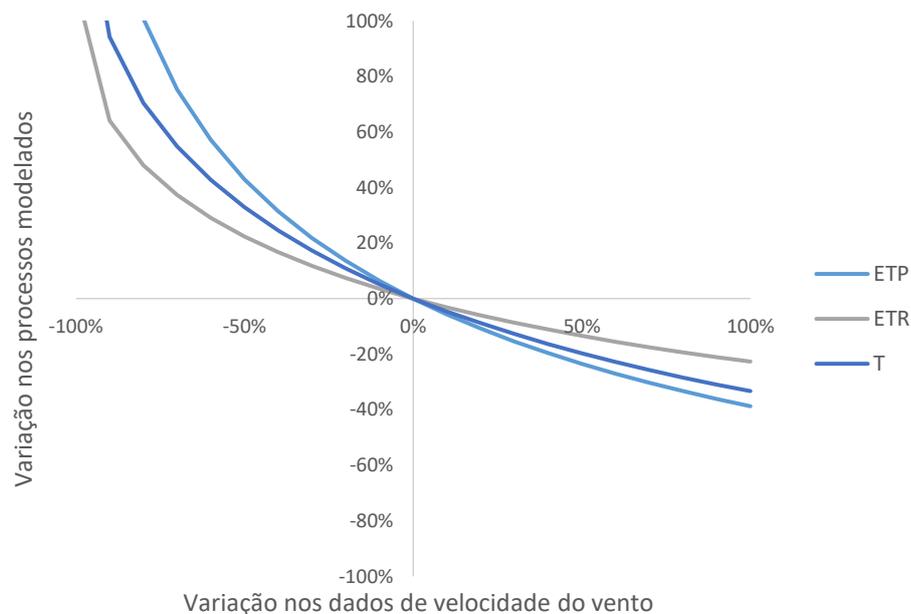


Na avaliação da sensibilidade dos processos de evapotranspiração aos dados meteorológicos, os dados de velocidade do vento quando reduzidos apresentaram grande impacto nos processos evapotranspirativos, chegando a causar um incremento de até 330% na evapotranspiração potencial (Figura 23). Essa resposta não condiz com as características físicas da evapotranspiração potencial, que deveria ter uma resposta inversa na sensibilidade a esses dados (ALLEN *et al.*, 1998; RAUPACH, 1995).

Os outros dois processos, evapotranspiração real e transpiração, aumentaram em 112 e 165%, respectivamente. Esse comportamento ajuda a explicar o acréscimo nos valores de evapotranspiração potencial nos últimos períodos modelados (Figura 30) visto que os dados de velocidade do vento médios ficaram cada vez mais próximos a zero (Figura 8).

Com o aumento dos valores de velocidade do vento, percebe-se uma redução nos três processos que se mostraram sensíveis às alterações e de forma mais evidente na evapotranspiração potencial que chegou a reduzir 39%. Ademais, a evapotranspiração real mostrou redução de 23% e a transpiração 33%. Visto que os processos se mostraram bastante sensíveis às mudanças na velocidade do vento, essa análise ressalta a importância da precisão na medição de dados de velocidade do vento para obtenção de dados de evapotranspiração.

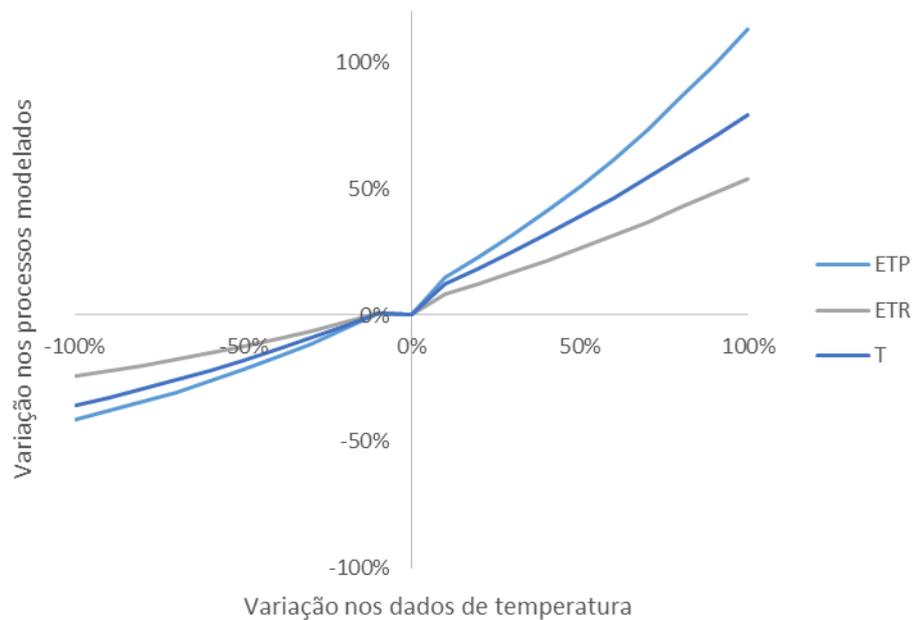
Figura 23 – Análise de sensibilidade dos dados de velocidade do vento média usados como entrada no DiCaSM, considerando seu efeito nos processos de evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR) e transpiração (T) obtidos pelo DiCaSM.



Modificando os valores de entrada da temperatura, constata-se que um acréscimo no valor desses dados gera um aumento em todos os processos evapotranspirativos (Figura 24).

O aumento máximo na evapotranspiração potencial foi de 113%. A transpiração e evapotranspiração real aumentaram 79 e 54%, respectivamente. Essa resposta é esperada, dada à influência da temperatura não só na pressão de vapor do ar, mas no comportamento dos fluxos de ar e água na atmosfera.

Figura 24 – Análise de sensibilidade dos dados de temperatura média usados como entrada no modelo DiCaSM, considerando seu efeito nos processos de evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR) e transpiração (T) obtidos pelo DiCaSM.

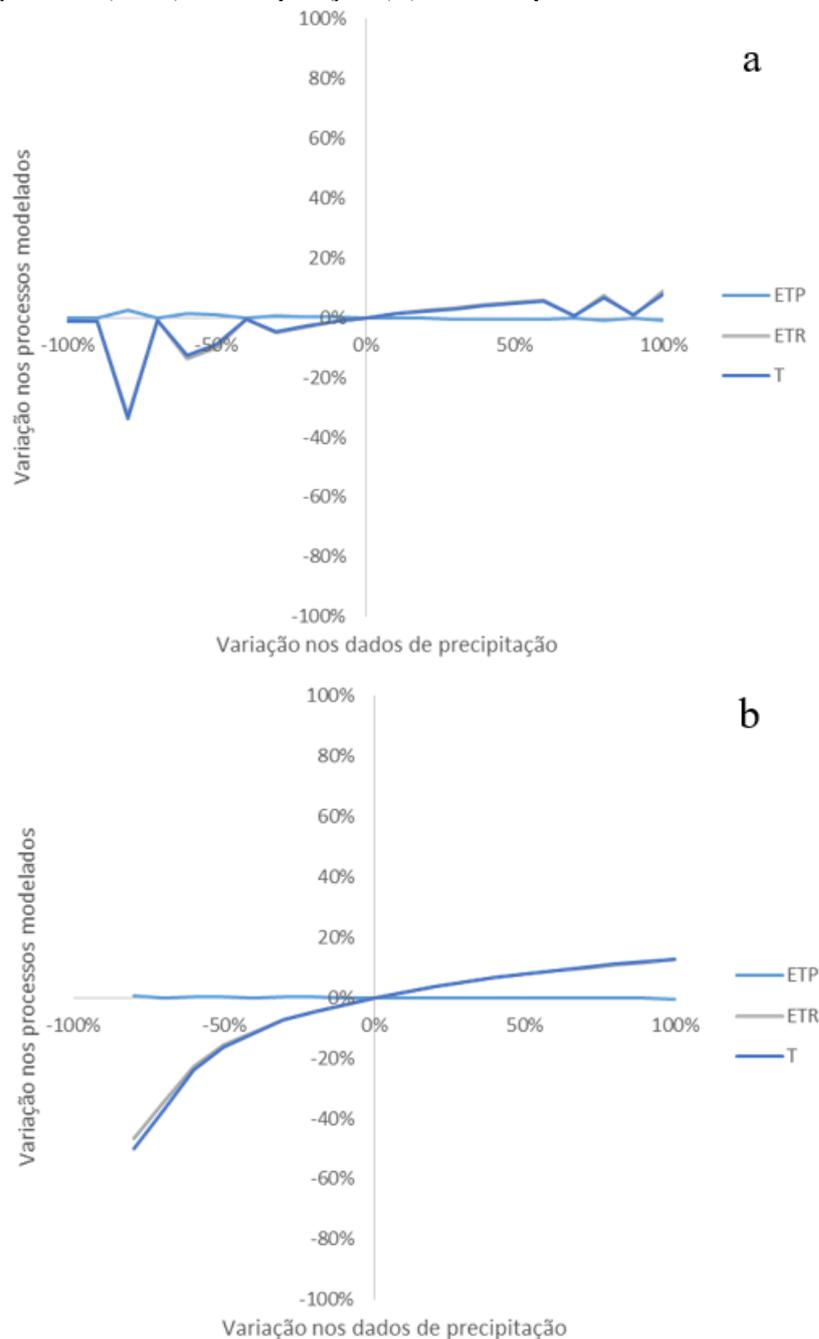


A redução da temperatura causou uma redução na evapotranspiração real (24%), transpiração (36%) e evapotranspiração potencial (41%). Assim, constata-se que o aumento na temperatura tem um efeito maior no computo desses processos. Além de enfatizar a proporcionalidade entre eles e a temperatura.

Os processos obtidos pelo DiCaSM e analisados no presente estudo, de maneira geral, mostram pouca sensibilidade aos dados de precipitação (Figura 25a). A evapotranspiração potencial praticamente não foi alterada, com exceção de alguns pontos onde houve uma mudança de cerca de 1%. Os processos de evapotranspiração real e transpiração se mostraram sensíveis às variações nos dados de precipitação e apresentaram pouca diferença entre si. As mudanças pareceram lineares entre -30% e 60%, no entanto, depois desses valores houveram pontos de declínio de zero mudança e outros pontos com alteração nos processos. Esses pontos podem ser fruto de erros tanto na modelagem como na elaboração dos dados de entrada, por isso optou-se por interpolar esses dados e apresentar em Figura 25b a variação da precipitação de forma contínua.

Esperava-se uma maior influência da precipitação, principalmente na evapotranspiração real e transpiração dada a sua contabilização a partir da umidade do solo. É possível que a baixa ocorrência de precipitação da região seja um dos fatores que influenciou essa análise, uma vez que os dados modificados foram apenas aqueles que mostraram precipitação e dias em que não houve precipitação continuaram sem sua ocorrência.

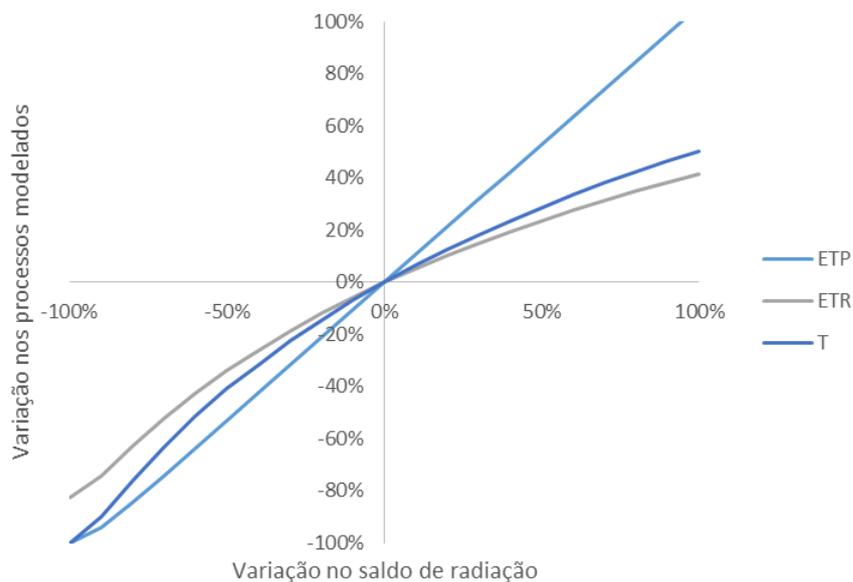
Figura 25 – Análise de sensibilidade dos dados de precipitação diária usados como entrada no DiCaSM, considerando seu efeito nos processos de evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR) e transpiração (T) obtidos pelo DiCaSM.



A variação nos dados de saldo de radiação causou alteração nos processos de evapotranspiração potencial e real, transpiração (Figura 26). A evapotranspiração potencial teve resposta quase linear, reduzindo a zero quando o saldo de radiação foi reduzido e aumentando em 106% quando o saldo de radiação foi alterado em 100%. A sensibilidade desses processos ao saldo de radiação era esperada, já que a energia solar é um dos principais fatores que afetam a evapotranspiração e seus subprocessos (ALLEN *et al.*, 1998; PEREIRA; SEDIYAMA; VILLA NOVA, 2013).

A evapotranspiração real e transpiração tiveram um efeito parecido na redução dos valores de saldo de radiação, visto que quando o saldo de radiação foi reduzido ao mínimo, a evapotranspiração real reduziu 83% e a transpiração 100%. No entanto, no aumento do saldo de radiação não teve o mesmo efeito nesses dois subprocessos. Com a variação de 100% nos dados de saldo de radiação, a evapotranspiração real variou 42% e a transpiração 50%. Esse efeito diferenciado tem fundamentação principalmente na quantidade limite de água que pode ser utilizada pela vegetação.

Figura 26 – Análise de sensibilidade dos dados de saldo de radiação médio diário usados como entrada no DiCaSM, considerando seu efeito nos processos de evapotranspiração potencial (ETP), evapotranspiração real (ETR) e transpiração (T) obtidos pelo DiCaSM.



Dos grupos de parâmetros analisados, os dados meteorológicos foram os que causaram maior sensibilidade nos processos analisados de uma forma geral. Dentre eles, os dados de velocidade do vento tiveram maior impacto, principalmente na evapotranspiração potencial. Da mesma maneira os parâmetros de altura máxima e mínima da vegetação proveram maior impacto na evapotranspiração potencial em relação aos parâmetros da vegetação.

Portanto, no que se refere à resposta do modelo DiCaSM à evapotranspiração, os processos de evapotranspiração potencial, transpiração e evapotranspiração real apresentaram maior sensibilidade aos dados meteorológicos, principalmente de velocidade do vento, o que enfatiza a necessidade de monitoramento com alto nível de detalhe.

5.2 Variabilidade espacial dos dados modelados pelo DiCaSM

A análise da variabilidade espacial dos dados dos processos de evapotranspiração é apresentada para um intervalo de três dias no período chuvoso (Figura 27) e período seco (Figura 28) a fim de analisar em um curto período as mudanças espaciais. A sequência de imagens do período chuvoso apresenta uma fase de aumento na evapotranspiração potencial com variação espacial bem definida entre as células influenciadas pelas estações pluviométricas, mas com variação $<1,0$ mm. Apesar de ser contrário ao que foi apresentado na análise de sensibilidade dos dados de precipitação, isso mostra que em escala espacial, mesmo com variação pequena, os dados de evapotranspiração potencial são influenciados pelo regime de precipitação.

A evapotranspiração real e transpiração também reduziram nesse intervalo de tempo, mas com uma discrepância maior entre as células, apresentando uma variação espacial mais distribuída e similar entre elas. A variação distinguiu principalmente o grupo de células com cursos hídricos presentes. Além disso, pode-se verificar áreas de influência das estações pluviométricas (Figura 9) de forma mais clara, assim como identificar a distribuição das ASVs (Figura 14) mesmo de forma menos precisa.

Para o período seco, a sequência de imagens apresenta uma fase de ascensão dos valores de evapotranspiração potencial. A distribuição espacial, embora presente, é pouco perceptível. A ordem de variação é de apenas 0,1 mm dentro da bacia em cada um dos dias apresentados e isso não pode ser notado de forma clara nas imagens.

Os dados de evapotranspiração real e transpiração tem comportamento bem diferente do que acontece na estação chuvosa. Os dados para ambos os processos são valores próximos aos mínimos anuais, como será discutido na seção 5.3, e variam pouco entre os dias.

Figura 27 – Variação espacial dos processos de evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração em um intervalo de três dias no período chuvoso (30 e 31 de janeiro e 1 de fevereiro de 2016).

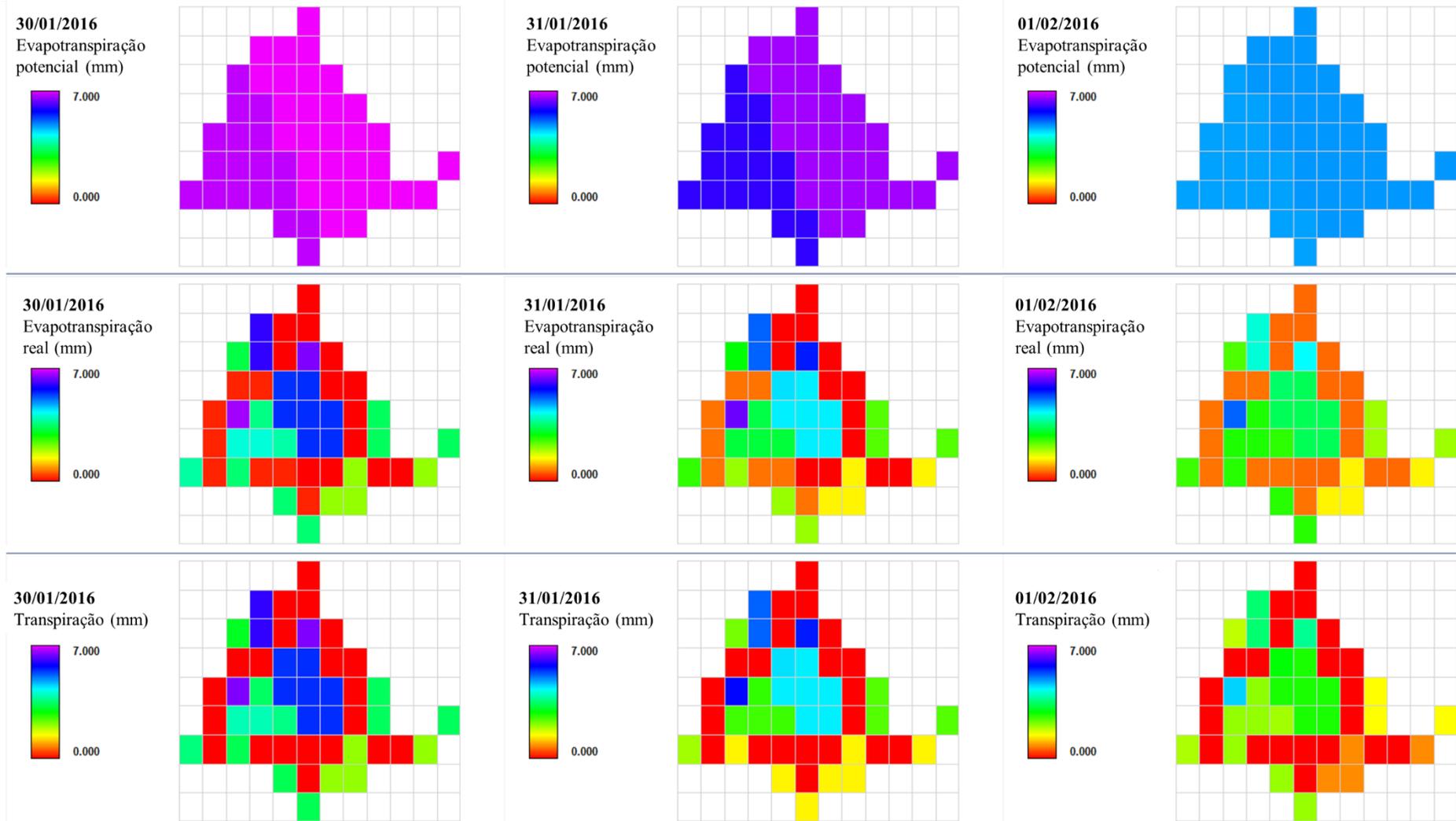
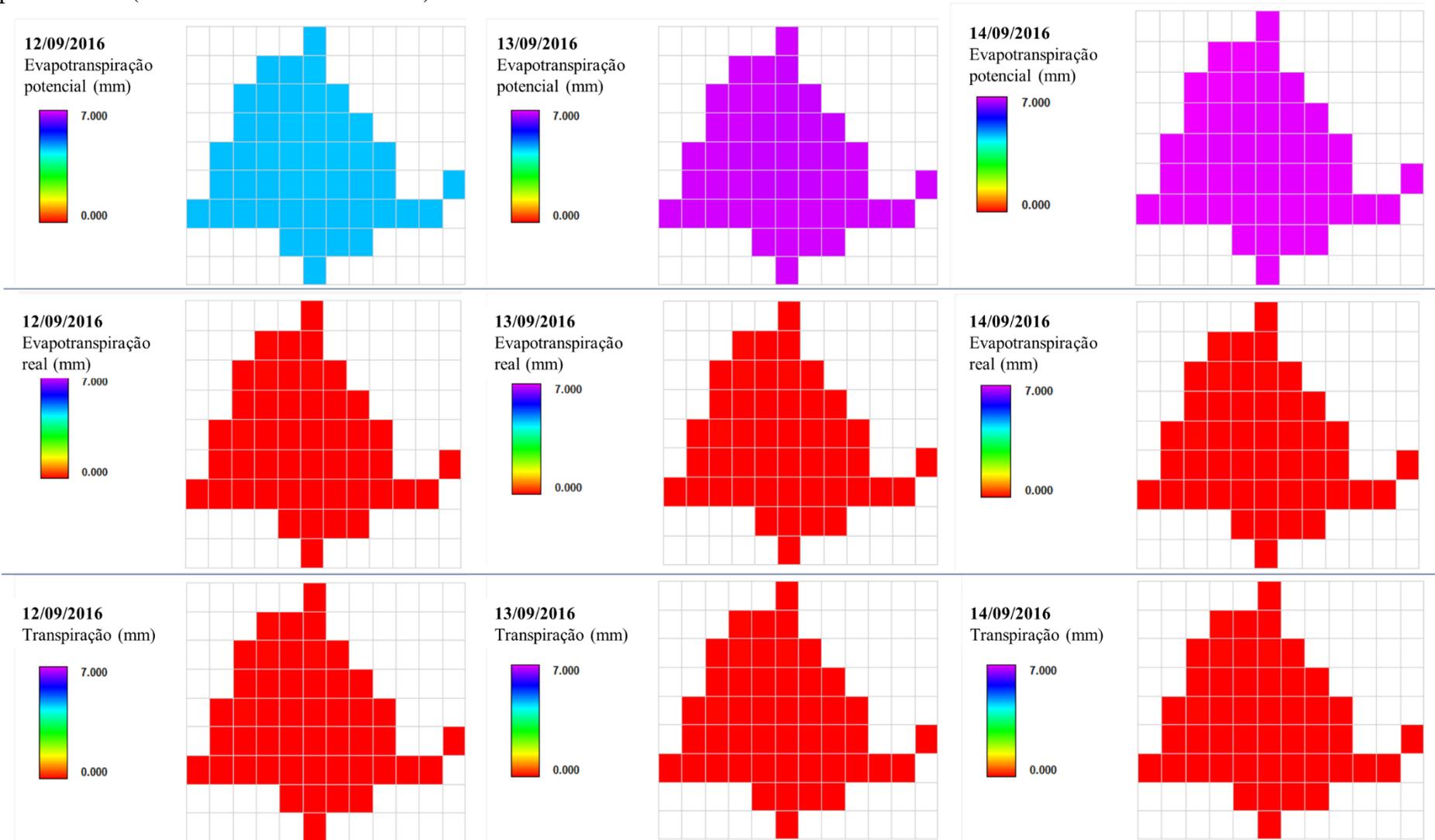


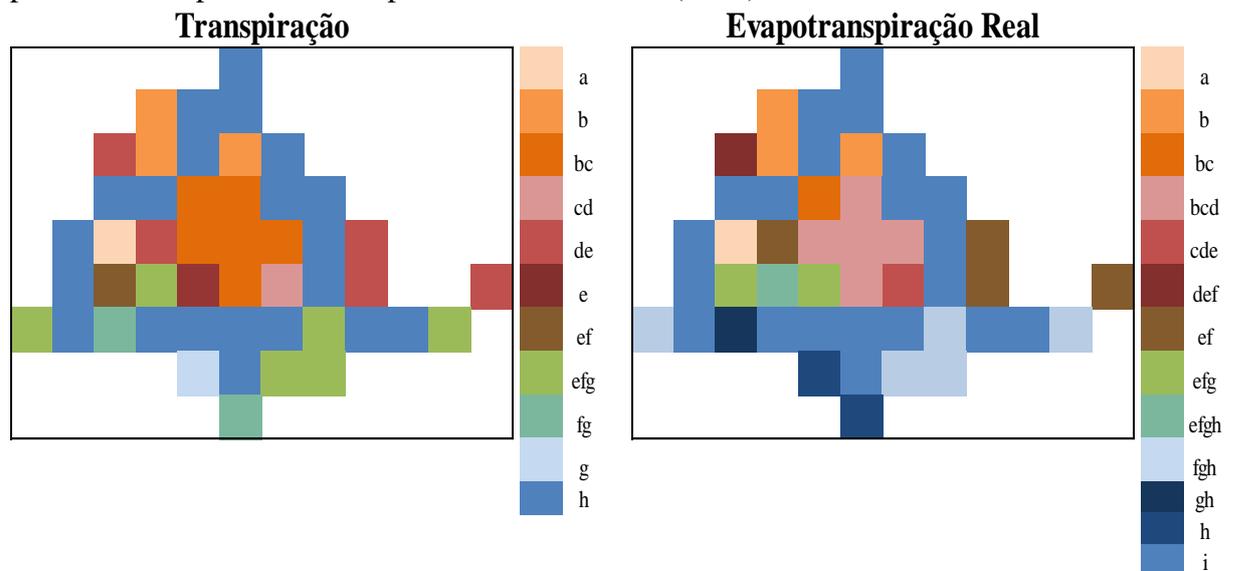
Figura 28 – Variação espacial dos processos de evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração em um intervalo de três dias no período seco (12 a 14 de setembro de 2016).



A avaliação da distribuição dos dados modelados em todo o período indicou que os dados de evapotranspiração potencial não apresentaram diferença entre as células quando esses dados foram levados em consideração. Isso significa que embora os dados tenham uma variação espacial dia a dia e que haja uma maior ou menor influência da localização dentro da bacia na evapotranspiração potencial, quando isso é avaliado em uma maior escala temporal (ou seja, todo o período modelado), as médias das células são equivalentes. As associações solo-vegetação também não se distinguiram na análise e não mostraram diferença significativa pelo teste de médias. Assim, para a modelagem da evapotranspiração potencial, na qual os parâmetros de vegetação foram alterados dentro da bacia, entre as associações solo-vegetação (ASVs), uma variação seria esperada, mas isso não ocorreu quando foi levada em consideração todo o período modelado.

A transpiração e evapotranspiração real apresentaram mudanças significativas pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade (Figura 29). Observa-se que o grupo que mais se destaca são as células referentes aos cursos hídricos, que apresentam transpiração e evaporação real próximas a zero. Esse resultado é fruto de uma hipótese simplificadora do modelo, que assume a parte da célula referente à largura do curso hídrico com uma dinâmica que não permite que uma parte da umidade seja convertida em fluxos atmosféricos.

Figura 29 – Resultado do teste de médias dos dados de transpiração e evaporação real obtidos pelo DiCaSM para a bacia experimental de Aiuaba (BEA).



* células de mesma cor não diferem entre si pelo teste Tukey a 5% de probabilidade.

As ASVs mostraram diferença estatística na contabilização dos processos de evapotranspiração real e transpiração. Os valores de evapotranspiração real médios foram de

0,50 mm para a ASV1, 0,83 mm na ASV2 e 0,40 mm na ASV3. De forma similar, a transpiração média foi de 0,42 mm na ASV1, 0,77 mm na ASV2 e 0,33 mm na ASV3. Dessa maneira, observa-se que os menores valores de evapotranspiração real e transpiração estão presentes na ASV3, onde o solo é mais raso e a vegetação tem raízes menos profundas (Tabela 3), além de possuir uma menor densidade (MORAIS, 2019).

Os maiores valores tanto na transpiração como na evapotranspiração real estão localizados no centro da bacia. Resultados do trabalho de Teixeira (2018) também mostraram a distribuição espacial da evapotranspiração real e potencial na BEA e apontaram a região central da bacia como as de maior evapotranspiração. Além disso, essa região é a que é mais dependente da sazonalidade da chuva (Figura 27). Essas características podem estar associadas com a topografia da região, já que essa é uma área de transição entre a parte mais alta e mais baixa da bacia, formando um terreno mais acidentado (Figura 5).

5.3 Variabilidade temporal da evapotranspiração obtida pelo DiCaSM e estimada por ETP_{FAO}

A precipitação diária e os resultados diários da estimativa da evapotranspiração potencial e de cada um dos subprocessos para o período modelado pelo DiCaSM podem ser observados na Tabela 4. A separação dos dados em período chuvoso e seco foi realizada para melhor observar os valores médios e sua variação sazonal. A precipitação tem seu desvio padrão mais do que três vezes superior à sua média, corroborando com as colocações de Medeiros e Araújo (2014), que exploraram a variação em intensidade da precipitação ocorrida na bacia experimental de Aiuaba (BEA).

Tabela 4 – Média diária \pm desvio padrão dos dados de precipitação, evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração obtidos no modelo hidrológico DiCaSM.

	Média diária (mm dia⁻¹)			Porcentagem da precipitação (%)
	<i>Período chuvoso</i>	<i>Período seco</i>	<i>Total</i>	
Precipitação	2,50 \pm 8,24	0,54 \pm 2,58	1,50 \pm 6,3	
Evapotranspiração potencial	2,84 \pm 1,79	2,97 \pm 2,64	2,20 \pm 2,2	147
Evapotranspiração real	0,73 \pm 0,57	0,08 \pm 0,15	0,41 \pm 0,5	28
Transpiração	0,59 \pm 0,52	0,08 \pm 0,15	0,34 \pm 0,4	23

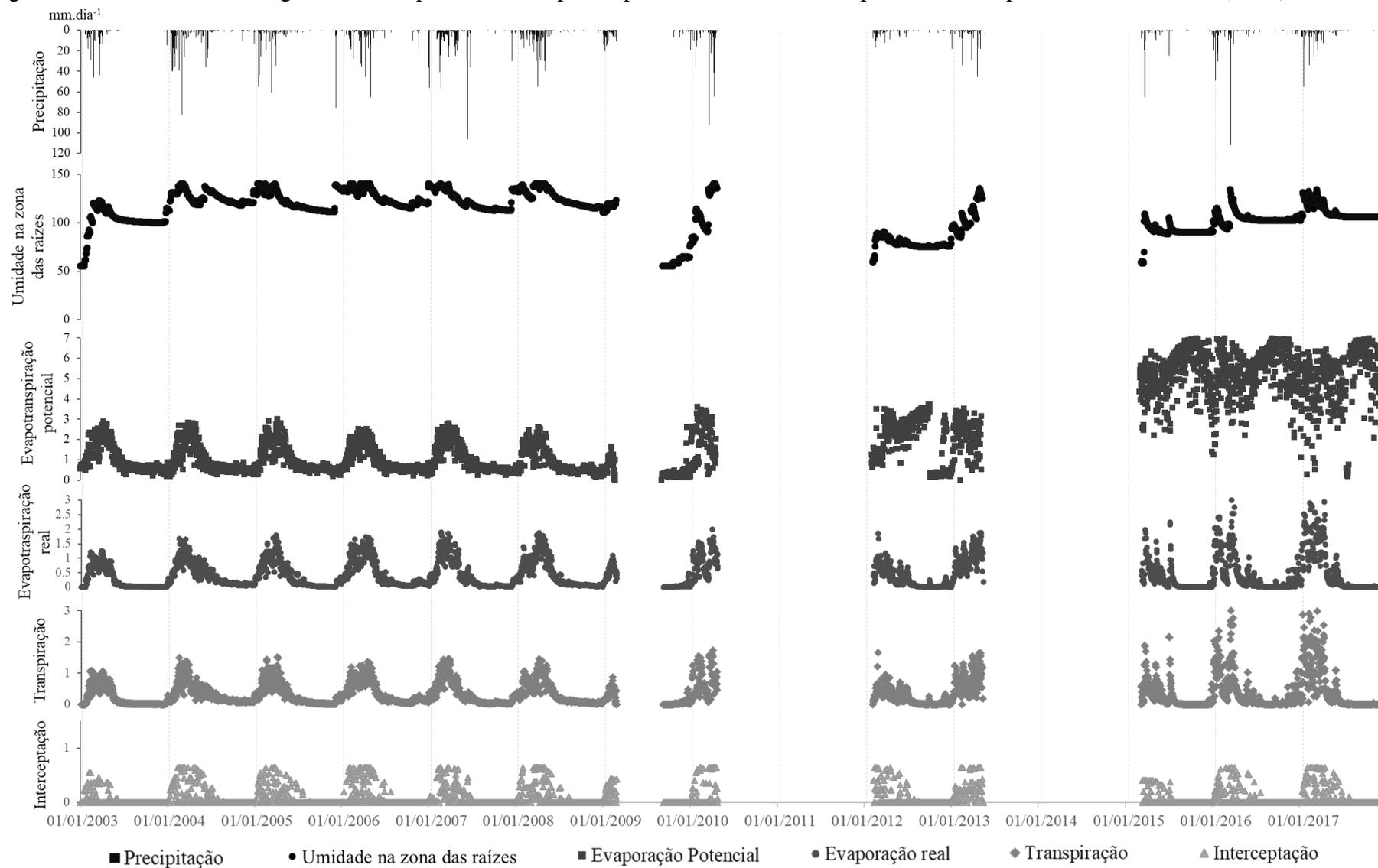
Na modelagem hidrológica com o modelo SWAP realizada por Pinheiro *et al.* (2016) para o estudo do sistema solo-planta-atmosfera da BEA, observou-se que 75% da precipitação anual retorna para atmosfera através dos processos evapotranspirativos. Modelando com o DiCaSM, constatou-se uma porcentagem de 28%, indicando uma grande diferença no particionamento entre evapotranspiração potencial e real nos dois modelos. Apesar de não conseguir apontar com exatidão a causa disso, pode-se esperar que a parametrização da vegetação e seu uso da água seja o ponto de maior peso nessa diferenciação. Devido as adaptações fisiológicas e morfológicas presentes na vegetação da Caatinga, as plantas da Caatinga são caracterizadas pelo baixo consumo hídrico, principalmente no segundo semestre do ano (LOIOLA; ROQUE; OLIVEIRA, 2012). Entre os mecanismos de adaptação está o fechamento estomático no período mais quente do dia. Autores como Silva *et al.* (2008) ainda citam os mecanismos de escape à estação seca com o ciclo de vida mais curto, por exemplo, ou ainda os de tolerância como a regulação do potencial hídrico dentro das folhas.

A distribuição temporal dos processos hidrológicos de precipitação, umidade na zona das raízes, evapotranspiração potencial e real, transpiração e interceptação modelados pelo DiCaSM é apresentada na Figura 30. Observa-se uma variação no padrão interanual em todos processos evapotranspirativos, havendo uma maior estabilidade e repetição nos últimos anos modelados (2015 a 2017). Além disso, pode ser observado um padrão intranual condizente com as variações sazonais, diferenciando o primeiro do segundo semestre, com a exceção observada na evapotranspiração potencial no último período modelado, que mostra baixa variabilidade sazonal. Verifica-se também que a precipitação, umidade do solo, evaporação real, transpiração e interceptação reduzem significativamente no segundo semestre, os últimos sendo influenciados de forma ainda mais direta pelas mudanças na precipitação.

O monitoramento da precipitação realizado com uma densidade de um posto pluviométrico a cada 4,0 km² configura-se com uma das raríssimas e valiosas série de dados instaladas no semiárido do Brasil. Apesar de algumas ausências de dados, observa-se que a precipitação concentra-se nos quatro primeiros meses do ano e que no segundo semestre as chuvas são quase totalmente inexistentes representando uma característica típica da região. Com uma zona das raízes acumulada na parte mais superficial do solo com profundidades em torno de 0,7 m (PINHEIRO; COSTA; ARAÚJO, 2013), observa-se que são armazenados cerca de 100,0 mm.dia⁻¹ para a zona de raízes. Observa-se também na série de dados, a recarga do solo no período chuvoso e depleção suave no período seco. Os menores valores de armazenamento de água no solo ocorreram no último período modelado, que coincide com o

período de seca severa que teve início em 2012 e no qual boa parte do estado do Ceará ainda se encontra.

Figura 30 – Processos hidrológicos obtidos pelo DiCaSM para o período de 2003 a 2017 para a bacia experimental de Aiuaba (BEA).



A evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração seguem o mesmo padrão de distribuição temporal. A interceptação concentra-se também nos primeiros meses do ano indicando coerência entre os dados de precipitação e interceptação. Um dos parâmetros de saída do modelo DiCaSM mais interessante e exclusivo é a transpiração. Raros são os modelos hidrológicos que particionam a evapotranspiração. Esta é uma das principais características do modelo que motivaram a utilização dele neste estudo. Geralmente, avalia-se a transpiração na escala de espécie vegetal e monitoramento direto nas plantas. Nesta série de dados de transpiração, observa-se variação entre valores próximos a zero até $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$. Observa-se ainda que nos últimos anos de seca os valores de transpiração foram maiores, principalmente no período das chuvas nos primeiros meses de 2017.

Uma comparação entre cada um dos subprocessos avaliados é observada na Figura 31, levando em consideração a lâmina e o período modelado. Observa-se nessa figura as variações sazonais, assim como as variações na amplitude da diferença entre os processos. Nos três primeiros períodos modelados, os processos variam de forma equivalente quanto a sazonalidade, mostrando picos e vales simultaneamente. Já nos dois últimos períodos, a evapotranspiração potencial é máxima durante o período seco, no segundo semestre do ano. Isso acontece de forma que no último período modelado (2015 a 2017) a evapotranspiração potencial é o único processo atuante durante a estação seca devido à baixa umidade.

Para analisar o efeito da velocidade do vento em todos os processos e na sua distribuição temporal, todos os dados de velocidade do vento utilizados como entrada no modelo foram igualados a zero. O resultado dessa análise é mostrado na Figura 32 e observa-se o aumento de todos os processos e com destaque para a evapotranspiração potencial. Como observado na análise de sensibilidade dos dados de velocidade do vento (item 5.1), ao zerar esses dados, a evapotranspiração potencial é aumentada em 330%. Dessa maneira, percebe-se que o peso que é dado a esses dados influencia o comportamento do modelo não só ao modelar a magnitude do processo, mas também sua distribuição temporal.

Os dados do último período modelado ainda se diferenciaram dos demais, mesmo após a nulidade dos dados de velocidade do vento. Esse comportamento foi influenciado pela velocidade do vento, mas também pelo alto saldo de radiação (Figura 8). Dessa forma, ressalta-se mais uma vez que esses dois tipos dados ditam o comportamento da evapotranspiração potencial em uma parcela bastante significativa e que levantam duas principais observações: i) o modelo é bastante sensível a esses dados e um grande peso é dado a eles; o que leva ao segundo ponto ii) ainda mais importância deve ser dada à aquisição de dados de velocidade do

vento e saldo de radiação principalmente quando se tem por objetivo estudar a evapotranspiração de uma vegetação.

Além dessas implicações, essas observações evidenciam que uma parte da rotina do modelo produz resultados equivocados que não são condizentes com os processos observados na bacia. A contabilização errônea pode estar associada tanto às informações referentes à velocidade do vento quanto aos dados de resistência de dossel, podendo ser também uma combinação das duas. Esses são problemas pertinentes que devem ser abordados para que o DiCaSM consiga modelar os fluxos atmosféricos de forma mais condizente com a realidade.

Figura 31 – Comparação entre os processos evapotranspirativos de transpiração, interceptação e evapotranspiração potencial.

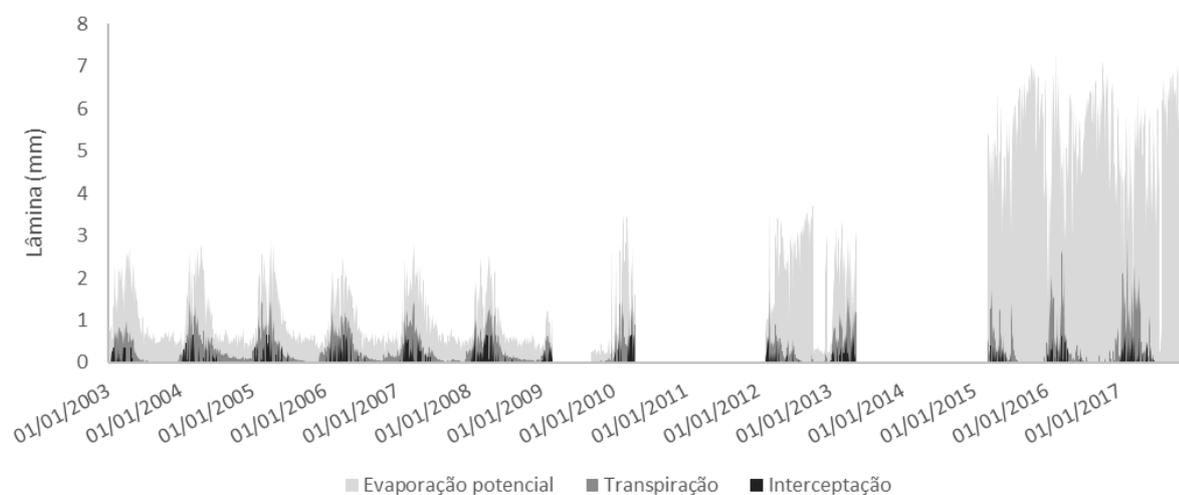
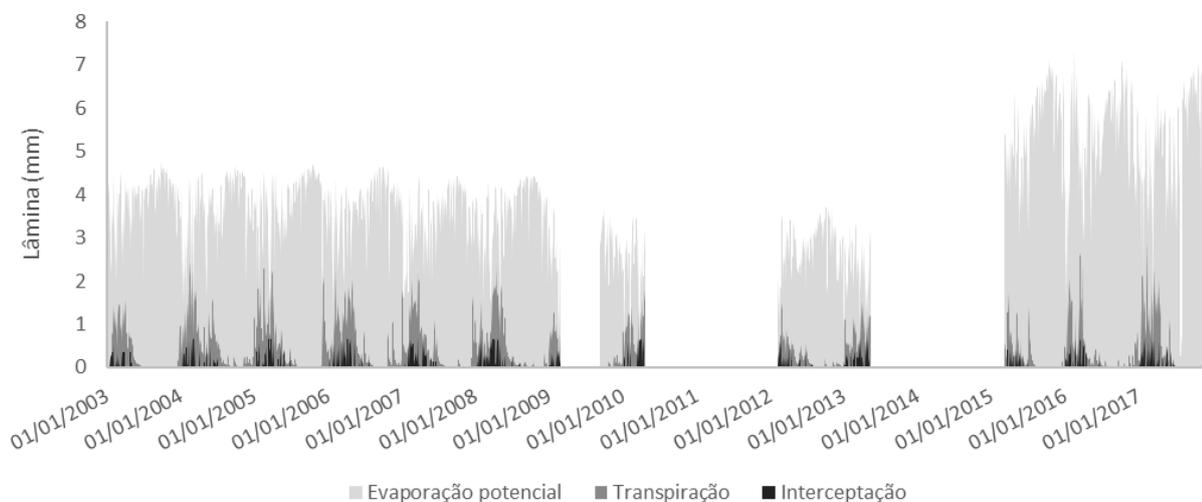


Figura 32 – Comparação entre os processos evapotranspirativos de transpiração, interceptação e evapotranspiração potencial quando todos os dados de velocidade do vento são igualados a zero.

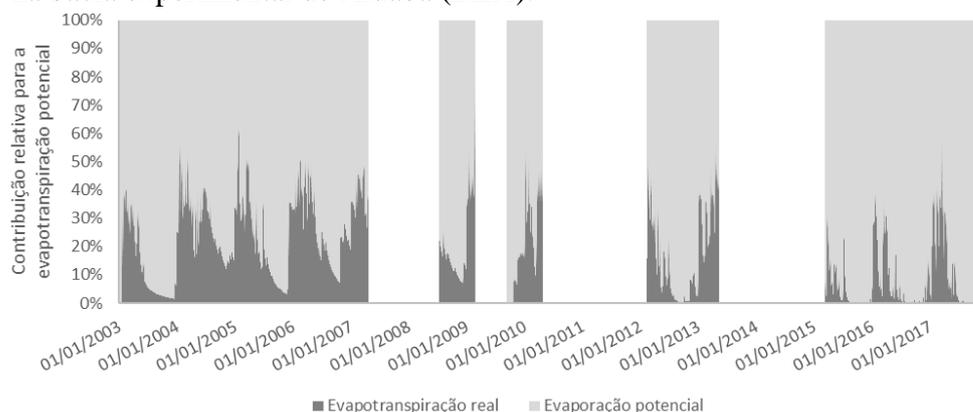


Sendo a evapotranspiração potencial um elemento climatológico que dita o poder evapotranspirante da atmosfera, geralmente dito contrário à precipitação, espera-se maiores valores no segundo semestre do ano, comportamento observado nos últimos períodos modelados. Um dos principais fatores atuantes nessa diferenciação do padrão sazonal da evapotranspiração potencial ao longo dos períodos modelados, pode ser a velocidade do vento. Se voltarmos aos dados de entrada (Figura 8), o único fator que se assemelha nos dois últimos períodos modelados e é divergente nos demais períodos foi a velocidade do vento. Uma das explicações plausíveis para isso é a utilização de valores altos na resistência de dossel (2250 e 360, para os períodos seco e chuvoso, respectivamente). O modelo parece supor que esses valores impediriam a ocorrência da velocidade do vento média da região (em torno de $1,5 \text{ m s}^{-1}$), fazendo com que a evapotranspiração potencial reduzisse nesse período. No entanto, quando as “falhas” (valores iguais a zero) se tornam frequentes nos últimos períodos modelados, isso faz com que os valores de evapotranspiração potencial aumentem no segundo semestre do ano.

Quanto aos processos de transpiração e interceptação, os mesmos são equivalentes entre si em magnitude, mas a variabilidade da interceptação é maior devido à natureza do próprio processo. Segundo o trabalho de medida e modelagem da interceptação na BEA, realizado por Medeiros e Araújo (2009), a interceptação representa 13% do total precipitado. Os dados encontrados na modelagem com o DiCaSM apontam para um valor de 5% (Tabela 4). O modelo DiCaSM identifica uma parte menor por considerar eventos de curta duração em que as folhas não chegam ao molhamento. Medeiros e Araújo (2009) consideraram um número de eventos reduzidos em que puderam-se realizar as medições necessárias ao cálculo.

A razão entre a evapotranspiração real e potencial modelados pela BEA no modelo DiCaSM pode ser observada na distribuição temporal da Figura 33. Os valores variam entre 2 e 57% com alta variabilidade temporal dentro do ano e entre os períodos modelados.

Figura 33 – Razão entre a evapotranspiração real e potencial dos processos modelados pelo DiCaSM na bacia experimental de Aiuaba (BEA).



Os dados foram analisados em duas diferentes escalas temporais, além da análise de dados em escala diária: semanal e mensal. Primeiro, na escala semanal (Figura 34), os dados modelados pelo DiCaSM mostram maior amplitude no primeiro semestre do ano. Na Figura 35, a variação semanal é apresentada para os dados de ETP_{FAO} , observando-se um aumento da evapotranspiração potencial no segundo semestre do ano. A 28ª semana (aproximadamente a primeira semana de julho) marca de forma evidente o início do período seco e o fim do período úmido. No primeiro semestre, em ambos os casos a evapotranspiração potencial parece aumentar, em média, até o meio do ano, indo de 0,5 mm em janeiro a 4,0 mm em junho para os dados obtidos no DiCaSM e de 4,0 mm nas primeiras semanas de janeiro para 6,0 mm nas últimas semanas de junho. Ao longo do período chuvoso, a evapotranspiração potencial diminui em amplitude da variação. Esse comportamento pode ser observado de forma mais acentuada nos dados de ETP_{FAO} .

As variações no segundo semestre dos valores obtidos pelo DiCaSM vão desde próximos a zero a seis. Enquanto a ETP_{FAO} varia de seis e chega até 12 mm, com valores médios e de máxima amplitude de variação no mês de dezembro. Os valores de ETP_{FAO} parecem ainda possuir um limite superior (12 mm) e inferior (1 mm), o que não é observado nos dados obtidos pelo DiCaSM.

Figura 34 – Variação dos valores em escala semanal dos dados de evapotranspiração potencial obtidos pelo DiCaSM.

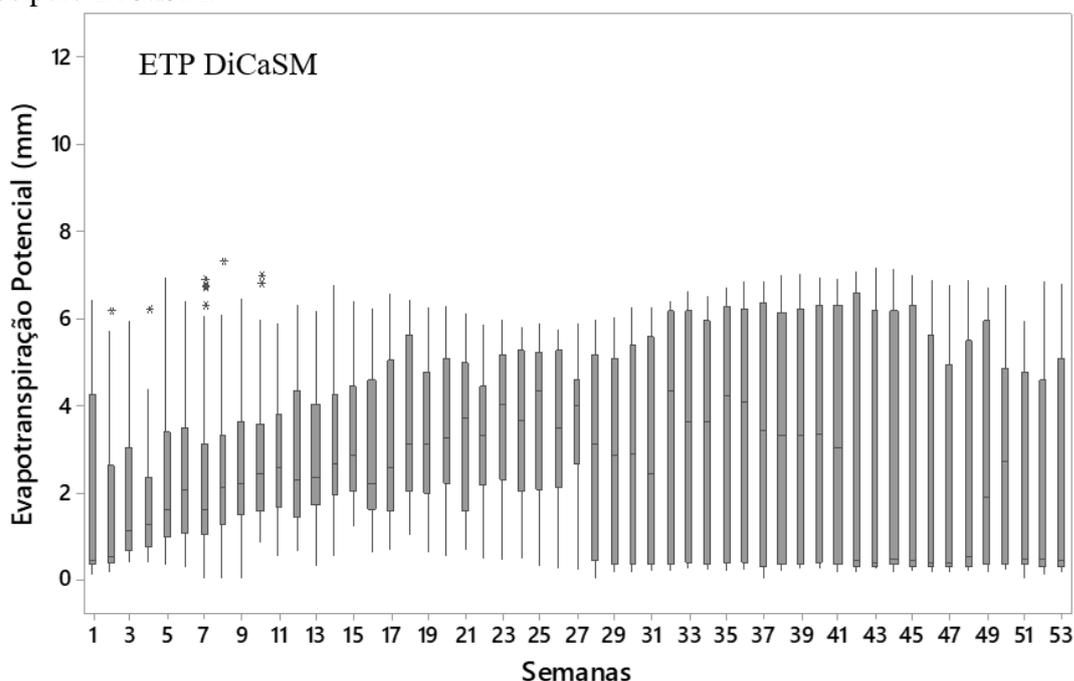
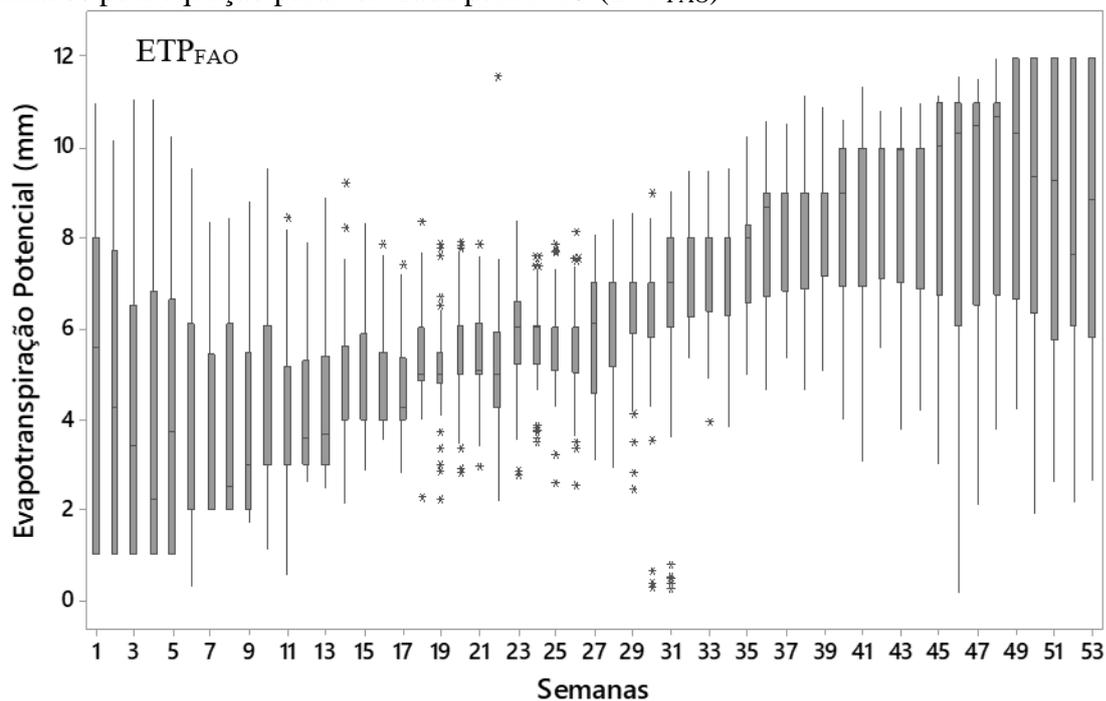


Figura 35 – Variação dos valores em escala semanal dos dados de evapotranspiração potencial estimados pela equação parametrizada pela FAO (ETP_{FAO}).



Nos dados mensais (Figura 36 e Figura 37) são observados os mesmos padrões sazonais, mas de forma simplificada. Nessas figuras, pode-se observar de forma mais clara a variação da média ao longo do ano. Nos meses de outubro, novembro e dezembro a média apresenta valores mínimos nos dados obtidos pelo DiCaSM e máximos nos dados de ETP_{FAO} . Isso mostra uma importante diferença entre os modelos de estimativa, principalmente se considerarmos os primeiros períodos de modelagem (2003 a 2010), quando os valores de evapotranspiração potencial foram mínimos no segundo semestre do ano.

Figura 36 – Variação dos valores em escala mensal dos dados de evapotranspiração potencial obtidos pelo DiCaSM.

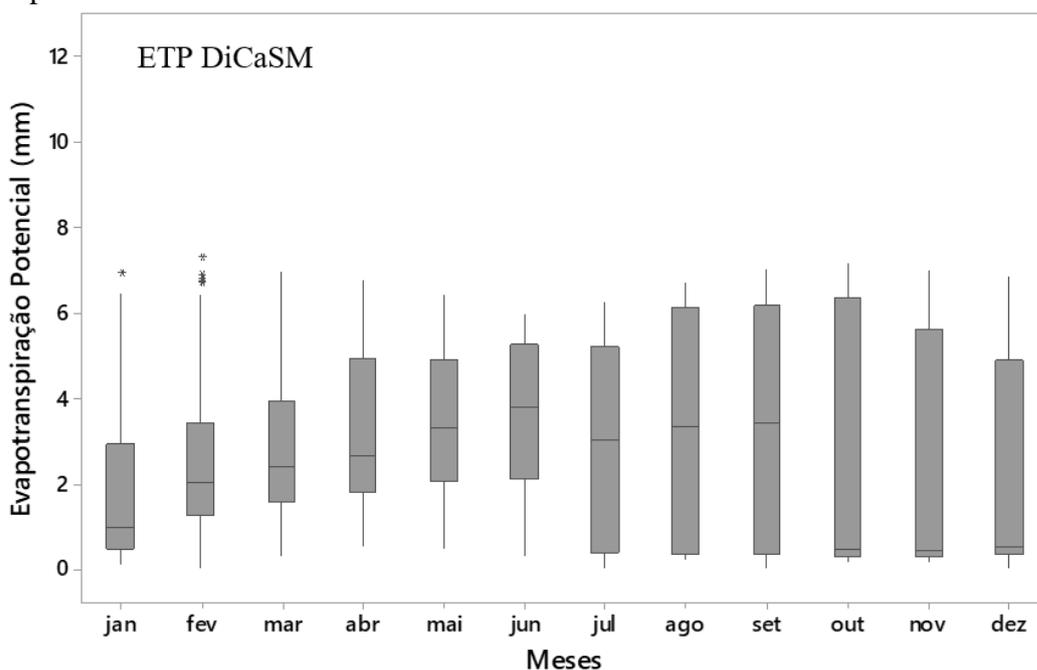
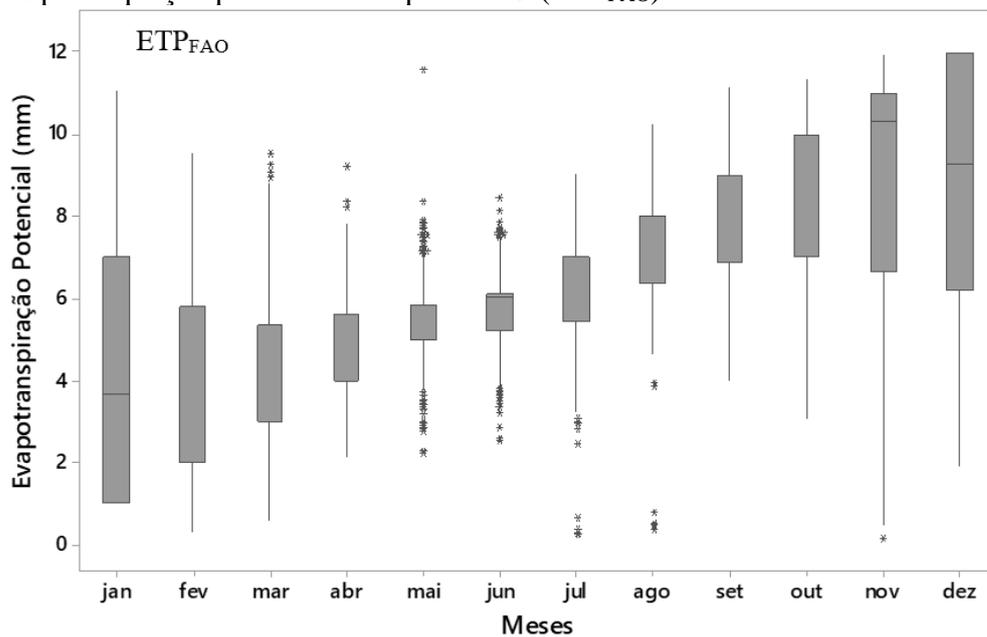


Figura 37 – Variação dos valores em escala mensal dos dados de evapotranspiração potencial estimados pela equação parametrizada pela FAO (ETP_{FAO}).



A variação dos valores obtidos pelo DiCaSM para evapotranspiração real em escala semanal é mostrada na Figura 38. Nela, observa-se os maiores valores de evapotranspiração real no primeiro semestre do ano, de forma concentrada nos meses do período chuvoso (janeiro a abril). Enfatiza-se os meses dezembro e maio, que mostram comportamentos condizentes com

suas características de meses de transição. Na Figura 39, mostra-se essa variação em escala mensal. O mesmo padrão sazonal observado anteriormente é sintetizado nessa figura.

Figura 38 – Variação dos valores em escala semanal dos dados de evapotranspiração real obtidos pelo DiCaSM.

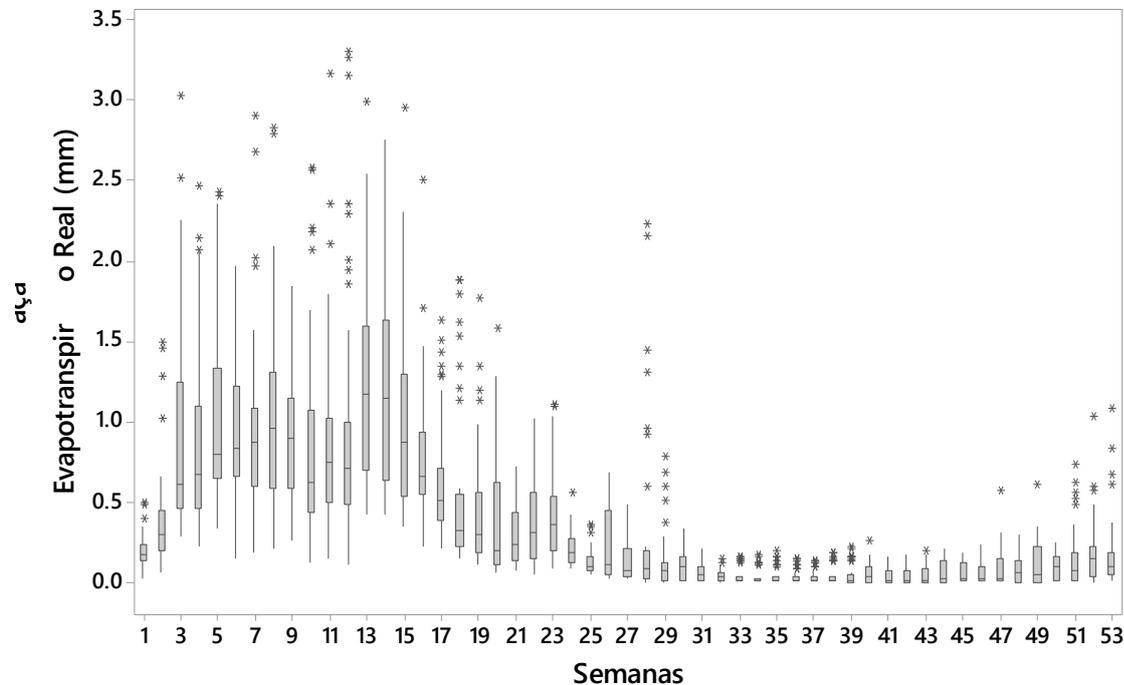
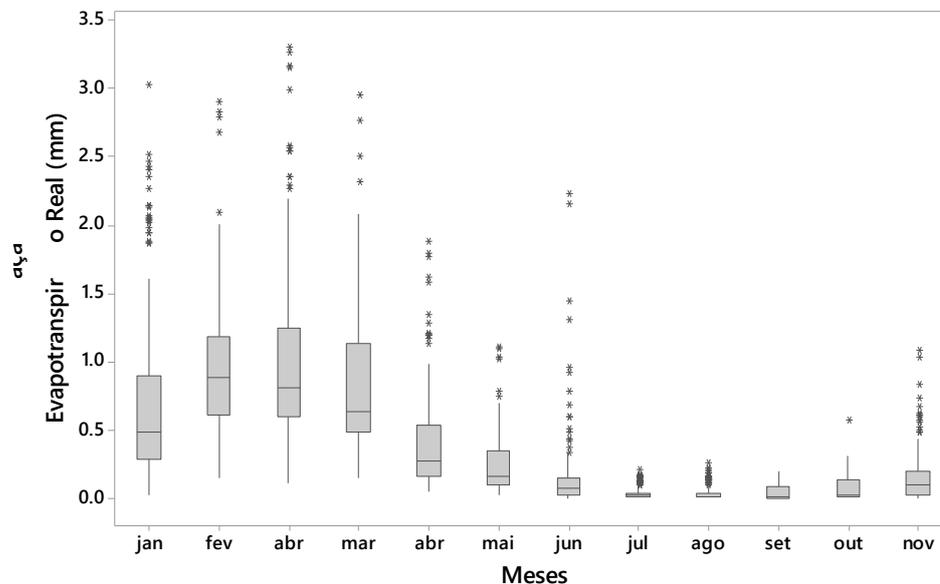


Figura 39 – Variação dos valores em escala mensal dos dados de evapotranspiração real obtidos pelo DiCaSM.



A variação em escala semanal (Figura 40) e mensal da transpiração (Figura 41) é muito similar ao padrão observado na evapotranspiração real (Figura 38 e Figura 39),

mostrando que esse é o processo que tem predominância na contabilização da evapotranspiração real. A principal diferença se observa no período chuvoso, onde os valores de evapotranspiração são maiores do que se observa na transpiração. Durante o período seco, os processos são equivalentes, mostrando que essa é o principal uso da água e fluxo de água no período seco em vegetação de Caatinga.

Figura 40 – Variação dos valores em escala semanal dos dados de transpiração obtidos pelo DiCaSM.

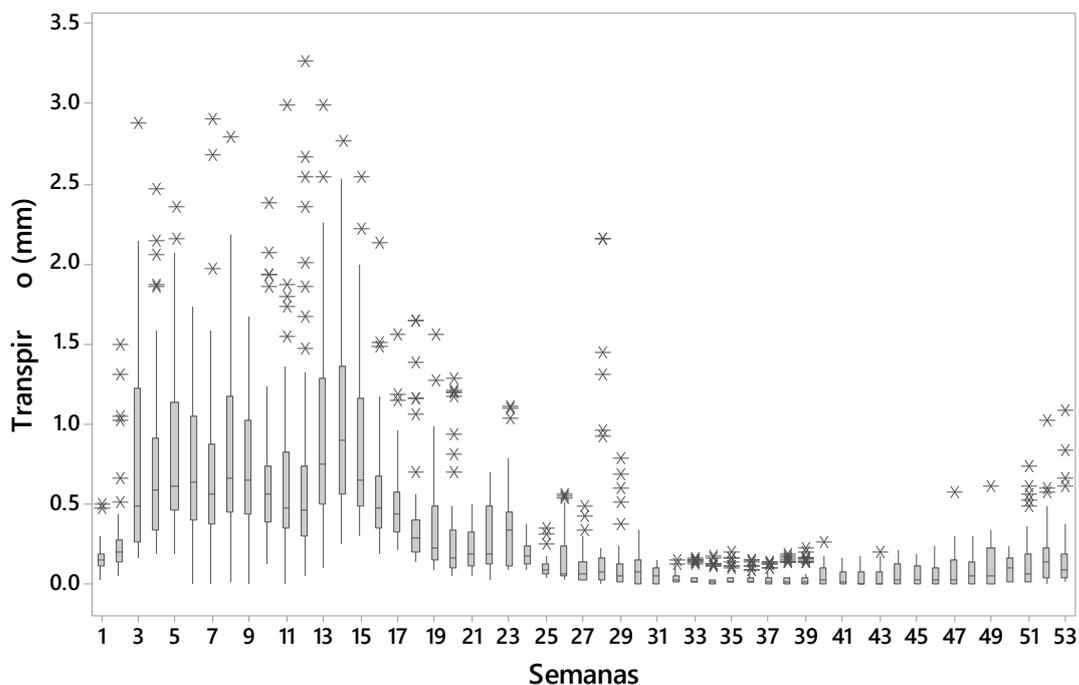
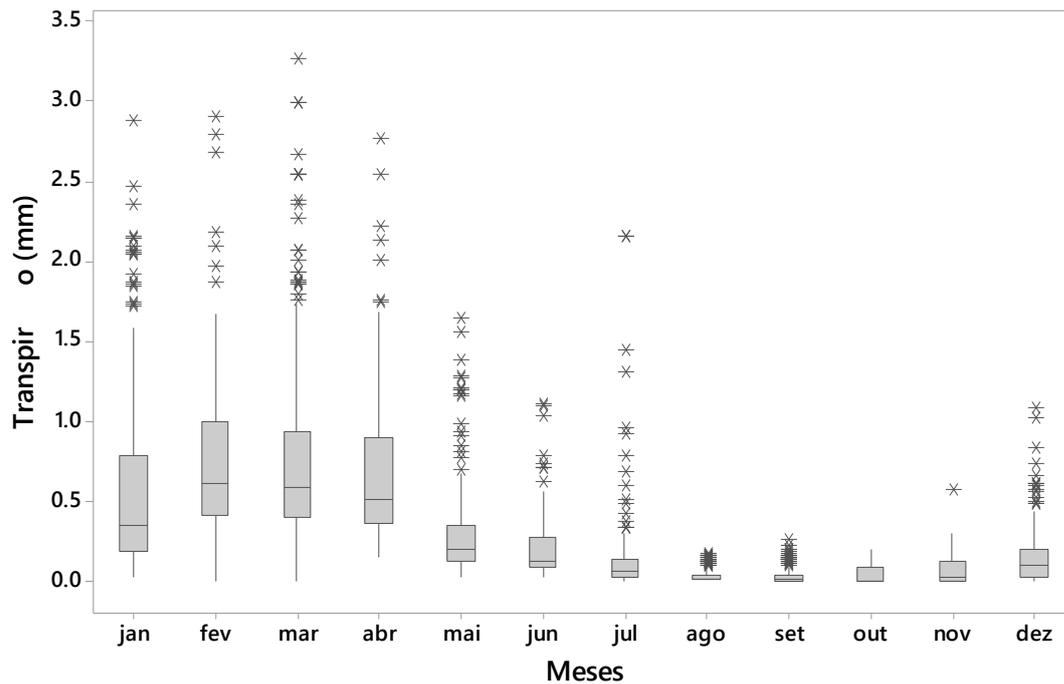
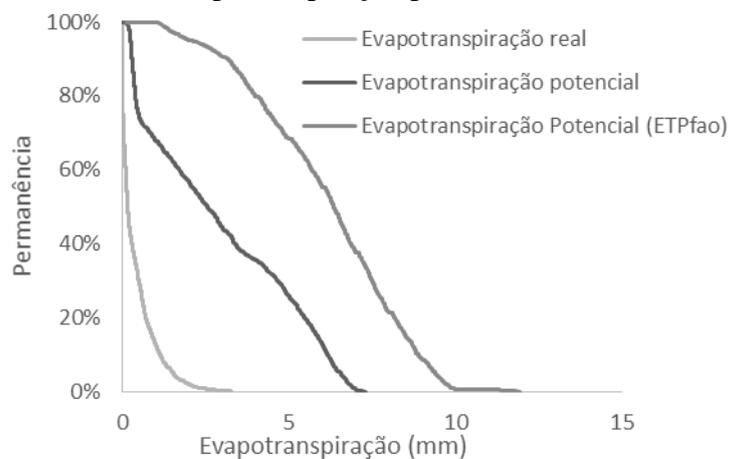


Figura 41 – Variação dos valores em escala mensal dos dados de transpiração obtidos pelo DiCaSM.



A permanência dos valores de evapotranspiração potencial e real podem ser analisados na Figura 42, em todo o período modelado para os dados do DiCaSM e para os dados de ETP_{FAO} . Em relação à evapotranspiração potencial simulada pelo DiCaSM, em cerca de 75% do tempo modelado, os valores superam 1,0 mm. Para evapotranspiração real, esse tempo é de apenas 30%. Analisando a ETP_{FAO} pode-se perceber que em quase 80% do tempo seu valor supera 5,0 mm. Dessa maneira, nota-se que os valores não divergem apenas em amplitude, mas também no seu comportamento temporal.

Figura 42 – Curvas de permanência para os dados de evapotranspiração real e potencial obtidos pelo DiCaSM e para os dados de evapotranspiração potencial ETP_{FAO} .



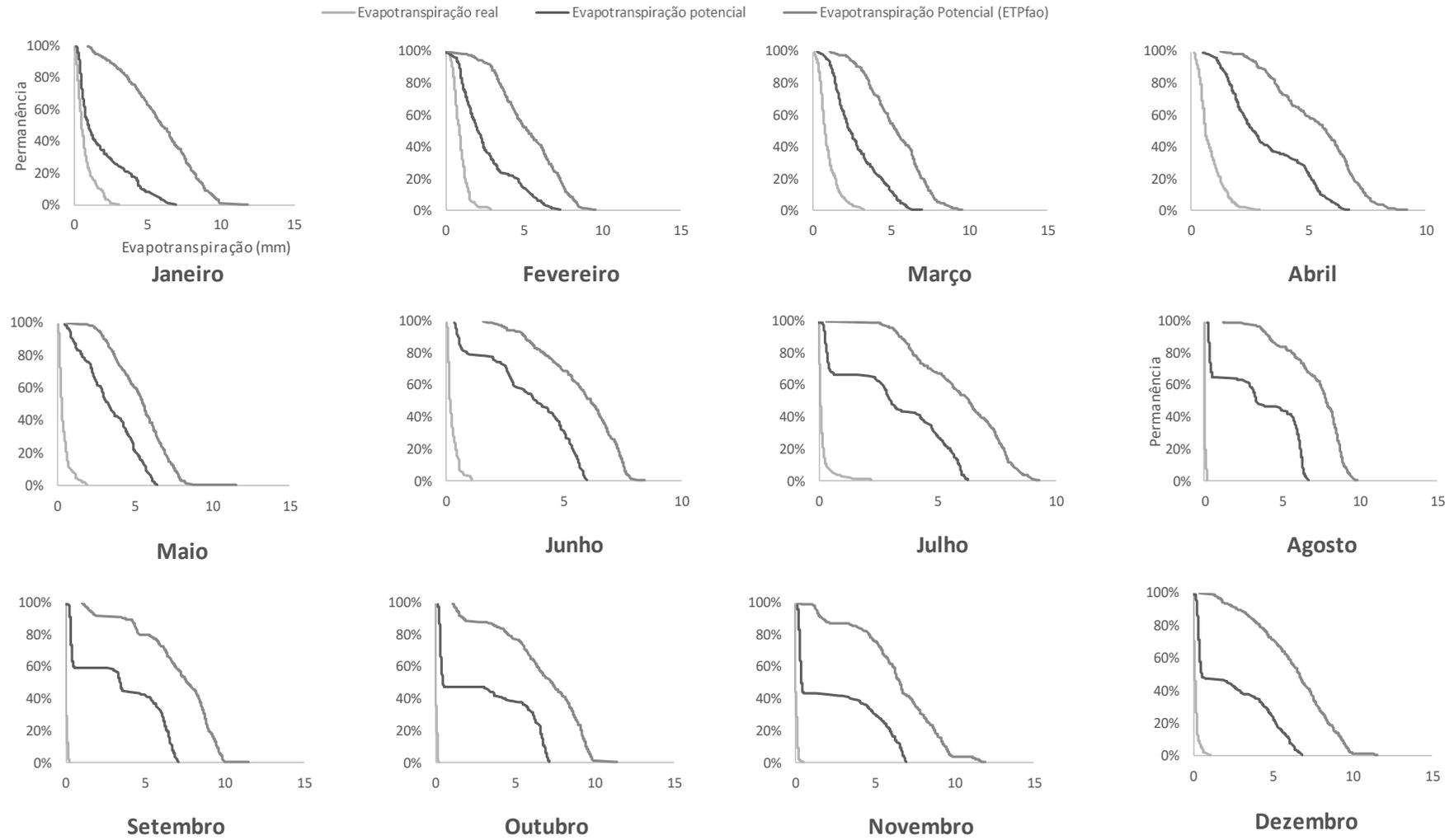
As curvas de permanência mensal para os valores de evapotranspiração real e potencial mensal modelados pelo DiCaSM são apresentadas na Figura 43 juntamente com as curvas da ETP_{FAO} . A evapotranspiração real mantém uma permanência de cerca de 80% com valores acima de 1,0 mm durante a maior parte do período chuvoso (fevereiro, março e abril). Durante o período seco a permanência dos valores da evapotranspiração real está em torno de apenas 20% do tempo com valores acima de zero. No período seco, a evapotranspiração real reduz significativamente e a evapotranspiração potencial mantém uma permanência de no mínimo 50% de valores acima de 1,0 mm, incluindo uma permanência de 40% do tempo com valores acima de 4,0 mm quase constante ao longo do ano (com exceção dos primeiros meses do período chuvoso).

Mesmo a ETP_{FAO} apresentando valores bem superiores aos dados de evapotranspiração potencial obtidos pelo DiCaSM, no período chuvoso as curvas de permanência apresentaram curvaturas semelhantes, principalmente nos meses de fevereiro a junho. Além disso, nesse período as curvas ficaram mais próximas entre si, mostrando uma maior semelhança do modelo DiCaSM e a equação parametrizada pela FAO durante a estação chuvosa. Destaca-se ainda o comportamento da evapotranspiração potencial nos meses de maio e dezembro, que marca o ponto no qual a curva muda de conformidade em ambos os meses.

Nas curvas de evapotranspiração potencial, tanto na ETP_{FAO} quanto nos valores obtidos pelo DiCaSM, pode-se perceber semelhanças na prevalência de valores mais altos no segundo semestre do ano. Analisando a ETP_{FAO} nesse período, observa-se que as curvas apresentaram, de modo geral, cerca de 80% de permanência para 5 mm. Em seus valores máximos, de setembro a novembro, há uma permanência de até 20% dos dados ficarem em torno de 9,5 mm. Para esse mesmo período, os valores máximos do DiCaSM apresentam 20% para valores de 5,5 mm.

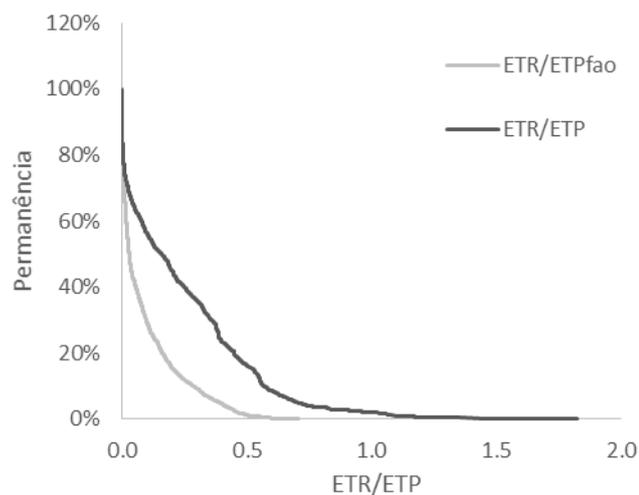
As curvas de permanência da evapotranspiração potencial obtidas pelo DiCaSM apresentam valores mínimos de evapotranspiração com uma permanência crescente ao longo do período seco. Em junho cerca de 20% da evapotranspiração potencial foi menor que 2 mm, em julho a permanência para esse mesmo valor foi de 30%, sendo crescente nos meses seguintes e chegando a quase 60% em novembro, reduzindo para 50% de permanência para 2 mm em dezembro. Assim, os valores de evapotranspiração potencial de até 2 mm aumentam sua frequência durante o período seco. A porção de dados que faz com que a frequência de valores entre 0 e 2 mm se apresente dessa maneira são os primeiros períodos modelados, nos quais a evapotranspiração potencial teve valores mínimos no segundo semestre do ano.

Figura 43 – Curvas de permanência mensal para os dados de evapotranspiração real e potencial obtidos pelo DiCaSM e evapotranspiração potencial ETP_{FAO}.



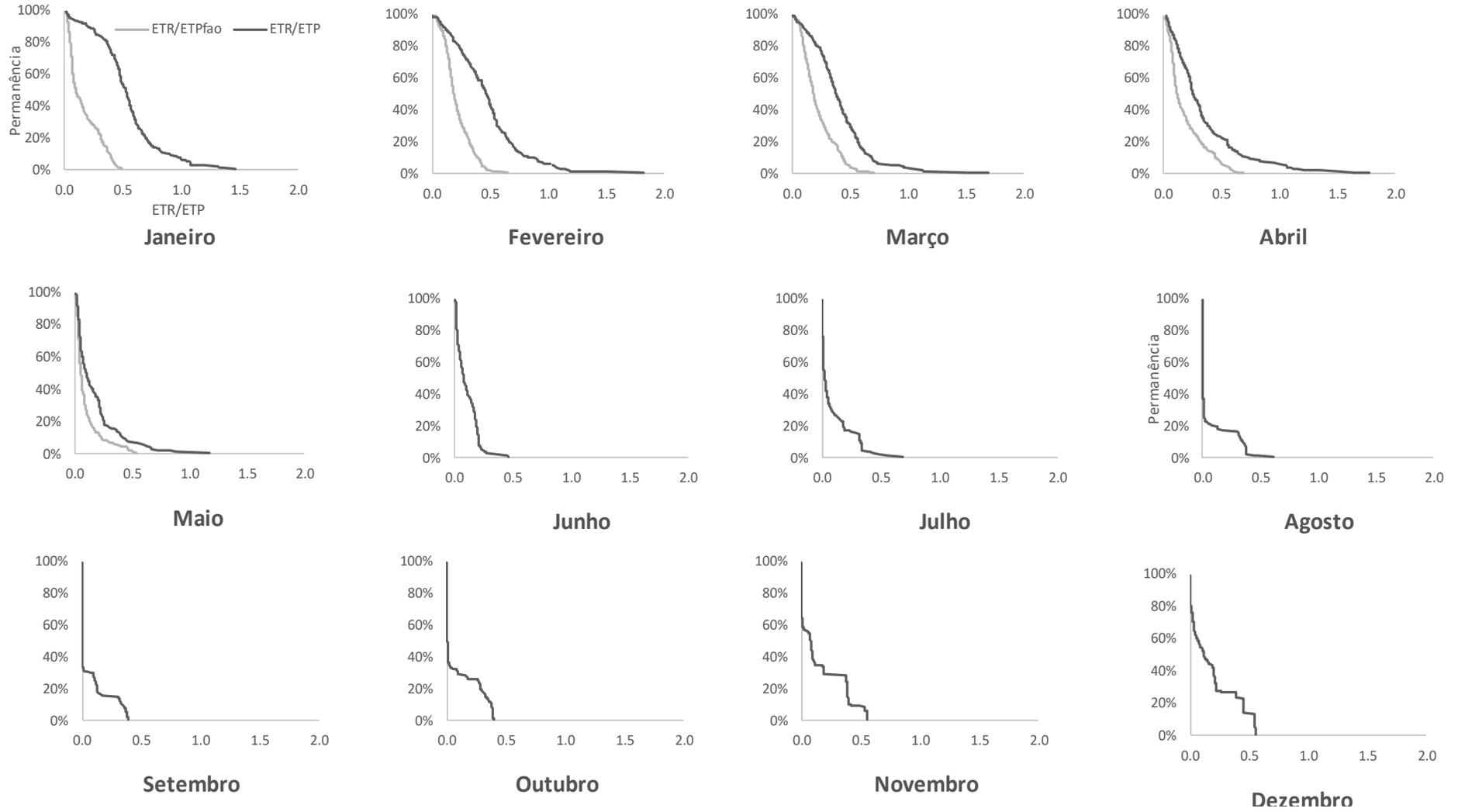
A permanência dos valores da razão entre a evapotranspiração real e a potencial é mostrada na Figura 44. São verificadas as curvas para os dados da razão entre evapotranspiração real e potencial obtidos pelo DiCaSM e também a curva para a razão entre evapotranspiração real simulada pelo DiCaSM e evapotranspiração potencial ETP_{FAO} . Em pelo menos 30% do período estudado, a razão entre a evapotranspiração real e potencial se igualou a zero em ambas as análises de evapotranspiração potencial. Quando se analisa os dados obtidos pelo DiCaSM, observa-se que em apenas 20% do tempo a evapotranspiração real supera 50% da evapotranspiração potencial. Além disso, em cerca de 2% do tempo a evapotranspiração real superou a potencial modelada pelo DiCaSM.

Figura 44 – Curvas de permanência para os dados da razão entre evapotranspiração real e potencial obtidos pelo DiCaSM e evapotranspiração real simulada pelo DiCaSM e evapotranspiração potencial ETP_{FAO} .



A análise mensal dos valores da permanência da razão entre a evapotranspiração real e a evapotranspiração potencial é mostrada na Figura 45. Alguns padrões observados anteriormente são mantidos, como por exemplo os valores maiores da razão entre os valores obtidos no DiCaSM. No entanto, as curvas se aproximam e se assemelham durante o final do período chuvoso e início do período seco (entre os meses abril e maio). Nos demais meses a diferença entre as curvas é acentuada. No período seco, a razão entre os valores obtidos pelo DiCaSM existe com valores de evapotranspiração real de até 50% do valor da evapotranspiração potencial, o que é superado durante o período chuvoso. Em contrapartida, durante o período seco, os valores da razão entre a evapotranspiração real e a ETP_{FAO} tendem a zero.

Figura 45 – Curvas de permanência mensal para os dados da razão entre evapotranspiração real e potencial obtidos pelo DiCaSM e evapotranspiração real simulada pelo DiCaSM e evapotranspiração potencial ETP_{FAO}.

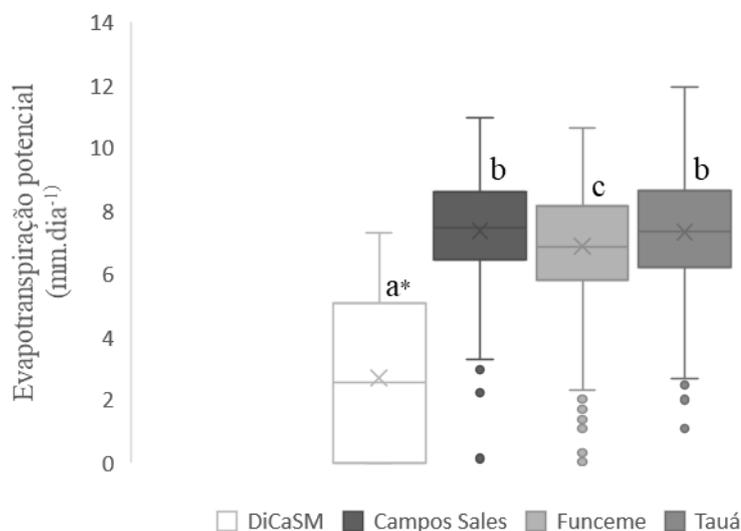


5.4 Performance do DiCaSM na evapotranspiração

Para a avaliação da performance do modelo, os dados de evapotranspiração potencial simulada pelo DiCaSM foram comparados com a evapotranspiração de referência padrão FAO (ETP_{FAO}) calculada com dados obtidos de estações meteorológicas (Figura 47). As estações meteorológicas estavam localizadas próximas à bacia experimental de Aiuaba (BEA), a exemplo da estação da Funceme e as em cidades vizinhas (Campos Sales e Tauá). Analisando a distribuição temporal, podem ser verificados os padrões de variações sazonais nos dados de todas as fontes.

Pode-se observar uma maior variação nos dados das estações e que os dados obtidos pelo DiCaSM não ficaram em uma mesma faixa. Uma melhor observação dessa variação pode ser feita na Figura 46. A variação observada é tanto em amplitude, como a própria variação entre os dados. A amplitude dos dados das estações meteorológicas é bem superior da observada nos dados.

Figura 46 – Boxplot dos dados de evapotranspiração potencial obtidos pelo DiCaSM e de evapotranspiração de referência padrão FAO (ETP_{FAO}) estimados para as estações meteorológicas.



* caixas seguidas de mesma letra não diferem entre si pelo teste Tukey a 5% de probabilidade.

A análise da performance do modelo pelas medidas de erro e de tendência são observadas na Tabela 5. Os dados de eficiência ficaram todos fora das faixas consideradas satisfatórias ($NSE > 0,5$; $RSR < 0,7$; e $PBIAS \pm 25\%$). Dados de NSE negativos significam uma modelagem que não condiz com os dados observados e estão ainda mais longe daqueles

previstos como valores ideais para a eficiência de modelos. Da mesma forma, os dados de RSR também significam isso. Já na análise da tendência da modelagem, observa-se que o modelo subestimou os dados de evapotranspiração potencial.

Considerando as estações meteorológicas, os dados da estação de Tauá se mostraram mais consistentes. Quanto aos períodos chuvoso e seco, os dados se apresentaram mais próximos aos valores satisfatórios na estação chuvosa. Isso significa que o DiCaSM consegue caracterizar melhor as condições meteorológicas, e ambientais como um todo, da BEA durante o período chuvoso, momento em que as características meteorológicas não são únicas de regiões semiáridas e se assemelham às condições meteorológicas de outros climas.

Quanto aos intervalos de tempo modelados, levando em consideração o período com dados medidos de velocidade do vento (Período 1) e o último período modelado, no qual a maioria dos dados foram iguais a zero (Período 2), a segunda condição foi a que melhor se assemelhou ao calculado pela ETP_{FAO} , como também pode ser observado na Figura 47. Dessa maneira, nota-se que o peso dado aos dados de velocidade do vento é grande e que influencia também a performance do modelo quanto à sua semelhança à ETP_{FAO} .

Figura 47 – Evapotranspiração potencial simulada pelo DiCaSM e a evapotranspiração de referência padrão FAO (ETP_{FAO}) calculada com dados de estações meteorológicas.

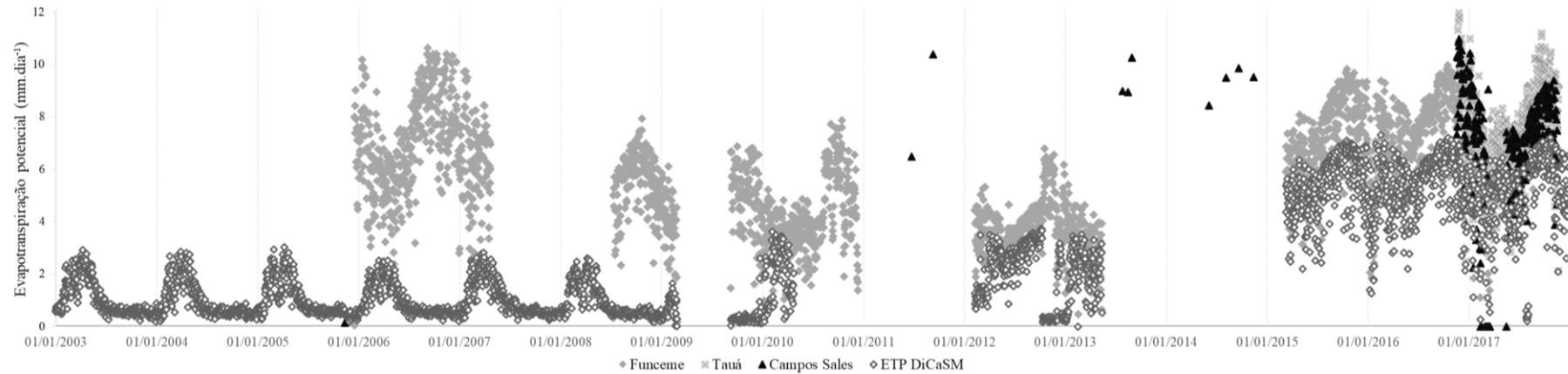


Tabela 5 – Análise da performance do modelo hidrológico DiCaSM comparando os dados de evapotranspiração potencial obtidos pelo DiCaSM e estimados pela equação de Penman-Monteith parametrizada pela FAO (ETP_{FAO}) para os períodos chuvoso (PC), período seco (PS) e o ano todo (total).

	NSE			RSR			PBIAS (%)		
	PC	PS	Total	PC	PS	Total	PC	PS	Total
TAUÁ	-0,23	-1,73	-1,08	1,11	1,65	1,44	28	36	106
CAMPOS SALES	-0,58	-2,36	-1,62	1,26	1,83	1,62	31	30	76
FUNCEME	-1,66	-4,86	-3,32	1,63	2,42	2,08	48	75	92
Período 1*	-2,48	-6,25	-4,47	1,87	2,69	2,34	59	71	126
Período 2	0,07	-1,59	-0,77	0,97	1,61	1,33	24	28	38

* O período 1 é referente ao período de 2003 a 2013 em que houve dados medidos de velocidade do vento e o período 2 é referente ao período de 2015 a 2017 em que a maior parte dos dados de velocidade do vento foram iguais a zero.

Os dados de transpiração obtidos pela modelagem hidrológica do DiCaSM são apresentados na Figura 48 juntamente com os dados de Figueiredo (2018) medidos também na BEA. Analisando a amplitude dos dados modelados na bacia, nota-se que os dados se apresentam similares de uma forma geral. Porém, como observado anteriormente, a transpiração vegetal obtida no DiCaSM apresenta uma variabilidade temporal bem definida entre os períodos chuvosos e secos, o que não se observa nos dados mensurados em campo. Dessa maneira, nota-se que o DiCaSM tende a desconsiderar a transpiração e uso de água da vegetação durante o período seco (Tabela 4), tornando-se a maior fonte de diferença entre os dados medidos e modelados.

A distribuição de frequência dos dados modelados e medidos é observada no histograma da Figura 49. Uma maior quantidade de dados modelados pelo DiCaSM foi utilizada, visto que todo o período modelado foi utilizado na análise, enquanto que os dados começaram a ser medidos na BEA em 2016. Devido ao modo como é considerada a variabilidade sazonal da transpiração modelada pelo DiCaSM, observou-se uma maior quantidade de valores iguais a zero do que a transpiração medida. No entanto, partir do valor de 0,75 mm a transpiração medida e modelada tiveram um comportamento mais semelhante.

As curvas de permanência para todo o período modelado pelo DiCaSM (2003 a 2017) e para os dados medidos (2016 a 2017) podem ser observadas na Figura 50. O comportamento das curvas de permanência foi semelhante para os dados medidos e modelados. Analisando as medidas de erros adimensionais, observa-se que o valor de NSE foi igual a 0,35 e RSR igual a 0,81, o que são considerados valores abaixo do ideal. O mesmo aconteceu com a medida de tendência PBIAS, que apresentou que o modelo DiCaSM subestimou em 33% os dados medidos em campo. Mesmo que as medidas de eficiência estejam abaixo do recomendado, as medidas ainda ficaram próximas do satisfatório para cada um dos índices ($NSE > 0,5$; $RSR < 0,7$; e $PBIAS \pm 25\%$).

As curvas de permanência mensal para os dados de transpiração obtidos no DiCaSM e medidos na BEA são apresentadas na Figura 51. Para o período chuvoso, as curvas variaram em comportamento e em semelhança. No entanto, de forma geral, o modelo teve melhor eficiência na modelagem dos menores valores ($< 0,5$ mm). Entre os meses de janeiro e abril, esse foi o comportamento que mais predominou. Em maio, as curvas se sobrepuseram assinalando que esse período possui características climáticas e vegetacionais que o modelo consegue descrever bem.

No período seco, novamente as curvas ficaram mais próximas quando apresentaram a permanência dos menores valores. A partir de junho os valores que foram melhor modelados

ficaram mais próximos de 0,2 mm. Esse comportamento prevaleceu até novembro. Em dezembro, as curvas apresentaram similaridade próxima ao observado em maio, indicando que esse também é um período que o modelo descreve bem.

A maior importância desses resultados está na modelagem da transpiração por um modelo hidrológico de balanço hídrico. A maioria das estimativas da evapotranspiração, inclusive a modelagem hidrológica, negligencia essa caracterização da contribuição da porção da vegetação na evapotranspiração (SINGER *et al.*, 2010). O papel da transpiração na evapotranspiração é dado principalmente pela sua correlação à atividade da vegetação (SCHLESINGER; JASECHKO, 2014).

Figura 48 – Transpiração simulada para toda a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) em comparação com os valores de transpiração medidos por Figueiredo (2018).

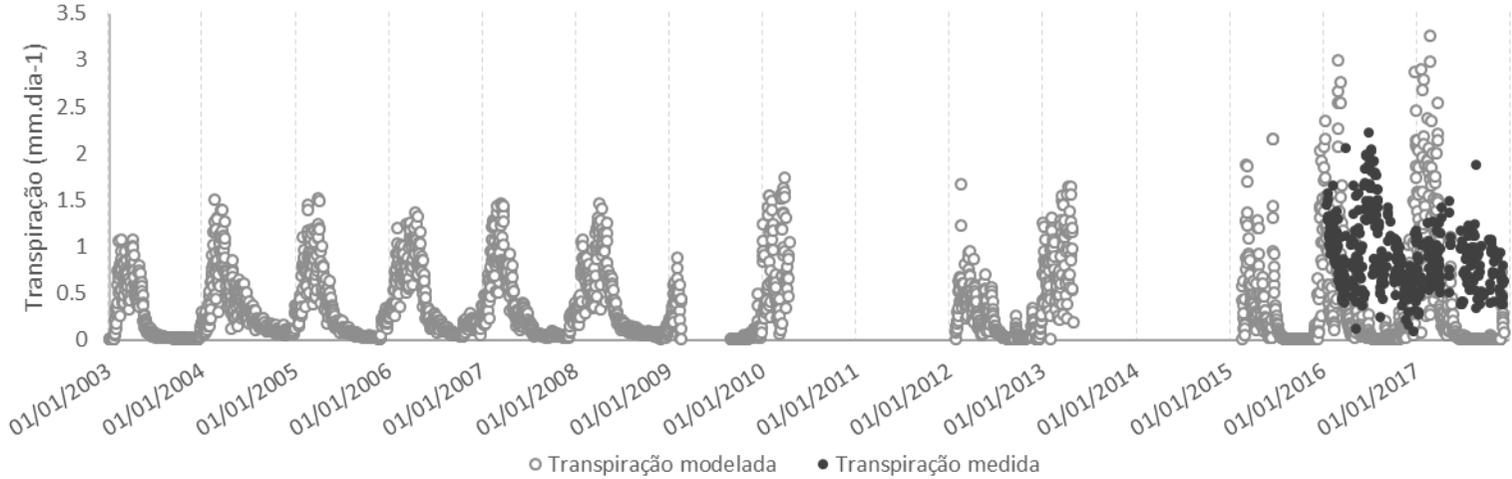


Figura 49 – Histograma com a frequência de observação dos dados de transpiração modelados pelo DiCaSM em comparação com os valores de transpiração medidos por Figueiredo (2018).

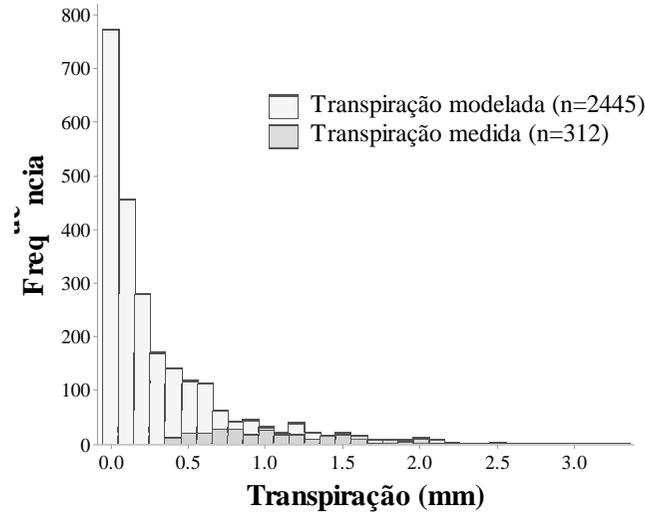


Figura 50 – Curvas de permanência para os dados de transpiração modelados pelo DiCaSM em comparação com os valores de transpiração medidos por Figueiredo (2018).

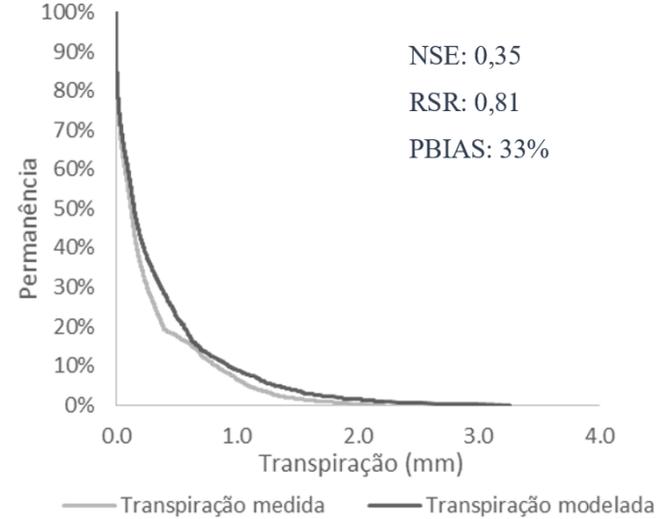
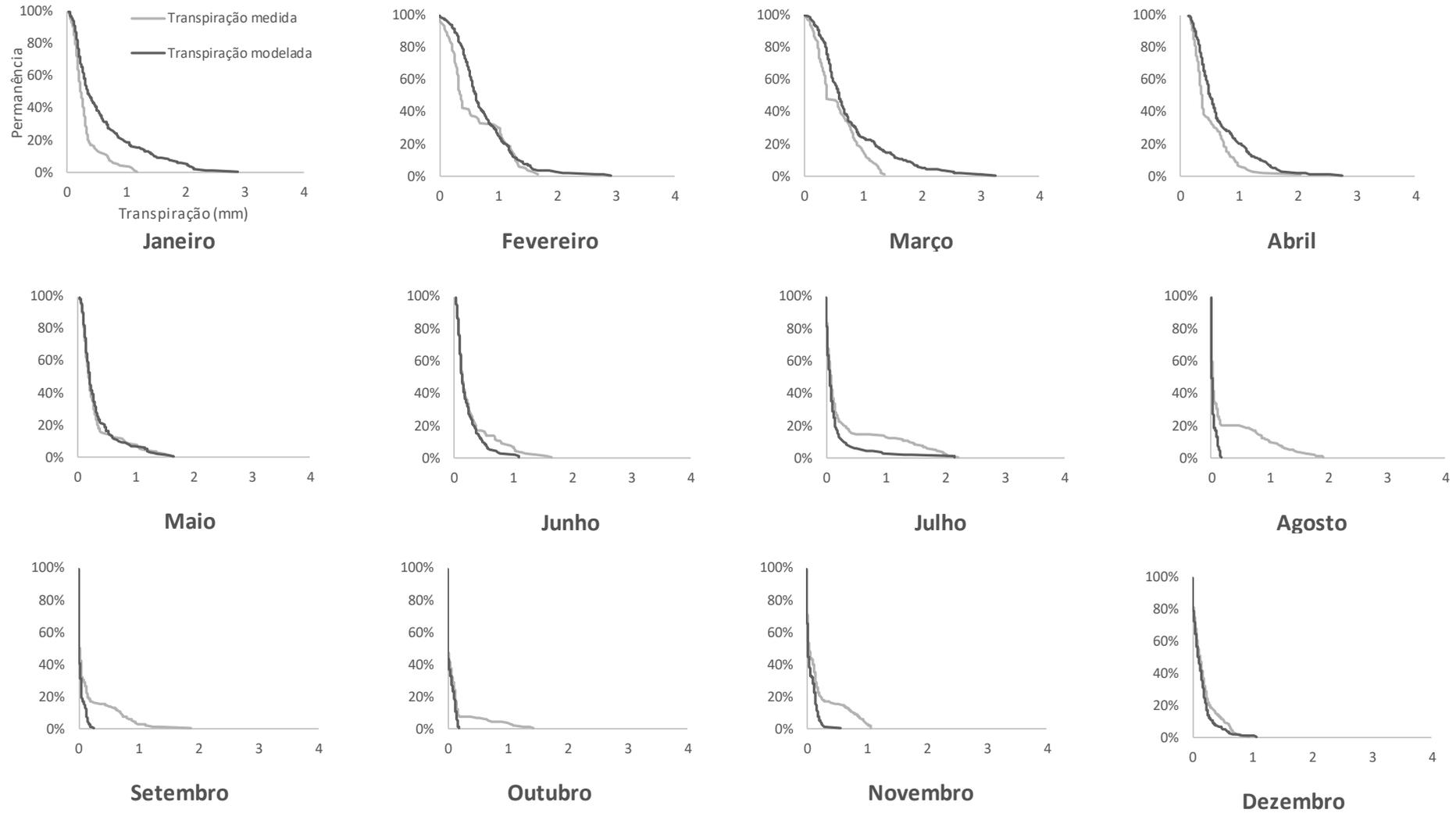


Figura 51 – Curvas de permanência mensal para os dados de transpiração modelada pelo DiCaSM em comparação com os valores de transpiração medidos por Figueiredo (2018).



6 CONCLUSÕES

O estudo da variabilidade espaçotemporal da evapotranspiração em vegetação de Caatinga preservada foi realizado com a calibração do modelo hidrológico DiCaSM, assim como pela análise de sensibilidade dos parâmetros relacionados à evapotranspiração potencial. A partir disso, os padrões de variação espacial e temporal foram analisados juntamente com a análise da curva de permanência dos dados.

Por meio da calibração dos parâmetros, foi possível caracterizar a bacia experimental de Aiuaba (BEA) de forma que os processos hidrológicos pudessem ser melhor representados. A análise de sensibilidade enfatizou que os dados meteorológicos de velocidade do vento e saldo de radiação, e os parâmetros de altura máxima e mínima da vegetação foram os que causaram maiores mudanças nos processos de evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração.

Além disso, por meio da avaliação da variabilidade espacial observou-se que a transpiração e evapotranspiração real são representadas pelo modelo com uma diferença significativa entre as unidades de modelagem dentro da BEA. No entanto, a evapotranspiração potencial não mostrou efeitos significativos de variação entre as células quando todo o processo foi levado em consideração, apesar de mostrar variações na escala diária.

A variabilidade temporal dos processos de evapotranspiração potencial, evapotranspiração real e transpiração modelados pelo DiCaSM tem sensibilidade à sazonalidade característica da região semiárida brasileira. Contudo, além do efeito que os dados meteorológicos exercem sobre os processos avaliados, os dados de velocidade do vento e resistência de dossel afetam também a sazonalidade dos dados de evapotranspiração potencial. No entanto, o modelo mostra um padrão sazonal inverso em alguns períodos modelados, demonstrando que os processos evapotranspirativos modelados pelo DiCaSM ainda carecem de revisão, visto que esses são problemas pertinentes e que sua resolução resultaria em uma melhor performance da modelagem dos fluxos hídricos atmosféricos.

As curvas de permanência da evapotranspiração permitiram a análise da evapotranspiração potencial em relação à evapotranspiração real modeladas pelo DiCaSM, evidenciando que a evapotranspiração real chega em condições máximas a apenas 30% da evapotranspiração potencial máxima. Além disso, a relação entre evapotranspiração real e potencial modeladas pelo DiCaSM não chega a zero em nenhum período do ano, enquanto que a relação entre evapotranspiração real modelada pelo DiCaSM e evapotranspiração potencial padrão FAO é nula entre os meses de agosto a novembro.

A transpiração modelada pelo DiCaSM e medida na BEA apresentou curvas de permanência semelhantes, evidenciando a parametrização do DiCaSM no que se refere a modelagem do fluxo de água atmosférico da vegetação de Caatinga. Assim, apesar da diminuição da eficiência do modelo quando comparada à evapotranspiração potencial obtida pela parametrização da FAO para a equação de Penman-Monteith, o DiCaSM caracteriza parte do processo de uso de água pela vegetação Caatinga em condições preservadas. Devido aos desafios inegáveis inerentes ao estudo dessa vegetação, o modelo ainda pode caracterizar melhor os processos hidrológicos em regiões como essas, se levados em consideração os fatores como a velocidade do vento e resistência de dossel que mais condicionam as trocas hídricas dessa vegetação.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. *et al.* An update for the calculation of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, [s.l.] v. 43, p. 35–92, 1994.
- ALLEN, R. G. *et al.* Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. **Fao**, Rome, v. 300, n. 9, p. D05109, 1998.
- ALMEIDA, C. L. DE. **Relações Solo-Planta-Atmosfera Em Caatinga Preservada: O Caso Da Bacia Experimental De Aiuba**. 2016. 130f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2016.
- ANDERSON, M. C. *et al.* Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.] v. 122, p. 50–65, 2012.
- ARAÚJO, J. C. DE. Gestão das Águas de Pequenos Açudes na Região Semiárida. In: MEDEIROS, S. DE S. *et al.* (Eds.). . **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**. 1. ed. Campina Grande: Instituto Nacional do Semiárido, 2011. p. 308–324.
- ARAÚJO, J. C. DE. Recursos hídricos em regiões semiáridas. In: GHEYI, H. R. *et al.* (Eds.). . **Recursos Hídricos em Regiões Semiáridas: Estudos e Aplicações**. 1. ed. Cruz das Almas. 2012. p. 30–43.
- ARAÚJO, J. C. DE; PIEDRA, J. I. G. Comparative hydrology: analysis of a semiarid and a humid tropical watershed. **Hydrological Processes**, [s.l.] v. 23, p. 1169–1178, 2009.
- ARAÚJO, E. M. **Estimativa do Assoreamento de um Pequeno Reservatório do Semiárido Rural Através do Estudo dos Solos e de Fontes de Sedimento**. 2012. 74f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012b.
- ASTON, A. R. Rainfall interception by eight small trees. **Journal fo Hydrology**, [s.l.] v. 42, p. 383–396, 1979.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 16. ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 2012.
- BAI, P. *et al.* Incorporating vegetation dynamics noticeably improved performance of hydrological model under vegetation greening. **Science of The Total Environment**, [s.l.] v. 643, p. 610–622, 1 dez. 2018.
- BAPTISTA, N. DE Q.; CAMPOS, C. H. Caracterização do Semiárido Brasileiro. In: CONTI, I. L. C.; SCHROEDER, E. O. (Eds.). . **Convivência com o Semiárido Brasileiro: Autonomia e Protagonismo Social**. 1. ed. Brasília: IABS, 2013. p. 45–50.
- BRASIL. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. Rio de Janeiro: INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE, 2012. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv63011.pdf>. Acesso em: 27 jul. 2018.

- CARVALHO, T. R. A. DE *et al.* ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR EM CAATINGA PRESERVADA. **Conexões - Ciência e Tecnologia**, [s.l.] v. 11, n. 1, p. 35–42, 28 out. 2016.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. Cingapura: McGraw-Hill, 1988.
- CIRILO, J. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; CAMPOS, J. N. B. A Questão da Água no Semiárido Brasileiro. In: BICUDO, C. E. DE M.; TUNDISI, J. G.; SCHEUENSTUHL, M. C. B. (Eds.). **Águas do Brasil análises estratégicas**. 1. ed. São Paulo: Instituto Botânica, 2010. p. 81–91.
- CONRADT, T.; WECHSUNG, F.; BRONSTERT, A. Three perceptions of the evapotranspiration landscape: comparing spatial patterns from a distributed hydrological model, remotely sensed surface temperatures, and sub-basin water balances. **Hydrol. Earth Syst. Sci**, [s.l.] v. 17, p. 2947–2966, 2013.
- COSTA, A. C. **Hidrologia de uma Bacia Experimental em Caatinga Conservada no Semi-Árido Brasileiro**. 2007. 167f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil.) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.
- COSTA, C. A. G. **Umidade do Solo e Disponibilidade Hídrica na Zona das Raízes em Condições Naturais de Caatinga Preservada**. 2012. 182f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012.
- COSTA, C. A. G. *et al.* Spatial behaviour of soil moisture in the root zone of the Caatinga biome. **Revista Ciência Agronômica**, [s.l.] v. 44, n. 4, p. 685–694, 2013.
- COSTA, R. C. DA; ARAÚJO, F. S. DE; LIMA-VERDE, L. W. Flora and life-form spectrum in an area of deciduous thorn woodland (caatinga) in northeastern, Brazil. **Journal of Arid Environments**, [s.l.] v. 68, p. 237–247, 2007.
- CREUTZFELDT, B. N. A. **Remote sensing based characterisation of land cover and terrain properties for hydrological modelling in the semi-arid Northeast of Brazil**. Potsdam: University of Potsdam, 2006.
- DANIEL, E. B. *et al.* Watershed Modeling and its Applications: A State-of-the-Art Review. **The Open Hydrology Journal**, [s.l.] v. 5, p. 26–50, 2011.
- DIAZ, M. B. *et al.* Partição da evapotranspiração para uma cultura de milho. **Ciência e Natura**, [s.l.] v. 38, p. 517–522, 20 jul. 2016.
- DOBLE, R. C.; CROSBIE, R. S. Review: Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. **Hydrogeol J**, [s.l.] v. 25, p. 3–23, 2017.
- DONG, Q. *et al.* A review on evapotranspiration data assimilation based on hydrological models. **Journal of Geographical Sciences**, [s.l.] v. 26, n. 2, p. 230–242, 2016.
- FAN, F.; COLLISCHONN, W. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [s.l.] v. 19, n. 1, p. 243–254, 2014.

- FARIAS, T. R. L. **Produção de sedimentos em bacias hidrográficas sob diferentes contextos geoambientais: medida e modelagem**. Fortaleza: Universidade Federal do Ceará, 2008.
- FIGUEIREDO, J. V. DE *et al.* Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed, Northeastern Brazil. **Hydrological Processes**, [s.l.] v. 30, n. 13, p. 2390–2400, 2016.
- FIGUEIREDO, J. V. DE. **Iniciação do escoamento em microbacia hidrográfica e relações hídricas no sistema solo-planta-atmosfera no bioma caatinga**. 2018. 148f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018.
- FRAGOSO JÚNIOR, C. R.; FERREIRA, T. F.; MARQUES, D. DA M. **Modelagem ecológica em ecossistemas aquáticos**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- GASH, J. H. C. An analytical model of rainfall interception by forests. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s.l.] v. 105, n. 443, p. 43–55, 1979.
- GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 170, p. 79–86, 1995.
- GASH, J. H. C.; STEWART, J. B. THE EVAPORATION FROM THETFORD FOREST DURING 1975. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 35, p. 385–396, 1977.
- GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics: 1. Flow of water and air through soils. **Journal of Agricultural Science**, [s.l.] v. 4, p. 1–24, 1911.
- GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. **Journal of Hydrologic Engineering**, [s.l.] v. 4, n. 2, p. 135–143, 1999.
- HERMAN, M. R. *et al.* Evaluating the role of evapotranspiration remote sensing data in improving hydrological modeling predictability. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 556, p. 39–49, jan. 2018.
- HOEKSTRA, J. M. **Reproducing runoff initiation in an environment that has dynamic initial abstractions**. 2015. 54f. Bachelor Thesis. The Department of Water Engineering & Management of the University of Twente, Enschede, The Netherlands, 2015.
- HOUGH, M. *et al.* **The Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation System: MORECS version 2.0. An Update to Hydrological Memorandum 45**. Bracknell: UK Met Office, 1996.
- HRACHOWITZ, M. *et al.* A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)-a review. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.] v. 58, n. 6, p. 1198–1255, 2013.
- JIAO, L. *et al.* Evapotranspiration partitioning and its implications for plant water use strategy: Evidence from a black locust plantation in the semi-arid Loess Plateau, China. **Forest Ecology and Management**, [s.l.] v. 424, n. January, p. 428–438, 2018.

KELLEHER, C. A.; SHAW, S. B. Is ET often oversimplified in hydrologic models? Using long records to elucidate unaccounted for controls on ET. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 557, p. 160–172, fev. 2018.

KOOL, D. *et al.* A review of approaches for evapotranspiration partitioning. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 184, p. 56–70, 2014.

LEGATES, D. R.; MCCABE JR, G. J. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water resources research**, [s.l.] v. 35, n. 1, p. 233–241, 1999.

LI, Z.-L. *et al.* A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. **Sensors**, [s.l.] v. 9, p. 3801–3853, 2009.

LIN, P. *et al.* Spatiotemporal Evaluation of Simulated Evapotranspiration and Streamflow over Texas Using the WRF-Hydro-RAPID Modeling Framework. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, [s.l.] v. 54, n. 1, p. 40–54, fev. 2018.

LINGLING, Z. *et al.* Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. **J. Geogr. Sci.**, [s.l.] v. 23, n. 2, p. 359–369, 2013.

LOIOLA, M. I. B.; ROQUE, A. DE A.; OLIVEIRA, A. C. P. DE. Caatinga: Vegetação do semiárido brasileiro. **Ecologi@**, [s.l.] v. 4, p. 14–19, 2012.

MAIA, G. N. **Caatinga árvores e arbustos e suas utilidades**. [s.l.] Leitura & Arte, 2004.

MANNSCHATZ, T. *et al.* Uncertainties of LAI estimation from satellite imaging due to atmospheric correction. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.] v. 153, p. 24–39, 2014.

MAYOR, Á. G.; BAUTISTA, S.; BELLOT, J. Factors and interactions controlling infiltration, runoff, and soil loss at the microscale in a patchy Mediterranean semiarid landscape. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s.l.] v. 34, n. 12, p. 1702–1711, 30 set. 2009.

MCMAHON, T. A. *et al.* Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, [s.l.] v. 17, p. 1331–1363, 2013.

MCMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L.; PEEL, M. C. Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, [s.l.] v. 3, n. 6, p. 788–818, 1 nov. 2016.

MEDEIROS, P. A. H. **Medida e Modelagem da Interceptação em uma Bacia Experimental do Semi-Árido**. 2005. 81f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2005.

MEDEIROS, P. H. A. **Processos hidrossedimentológicos e conectividade em bacia semiárida: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas**. 2009. 165f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

- MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C. DE. Temporal variability of rainfall in a semiarid environment in Brazil and its effect on sediment transport processes. **J Soils Sediments**, [s.l.] v. 14, p. 1216–1223, 2014.
- MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C. DE; BRONSTERT, A. Interception measurements and assessment of Gash model performance for a tropical semi-arid region. **Revista Ciência Agronômica**, [s.l.] v. 40, n. 2, p. 165–174, 2009.
- MÉNDEZ-BARROSO, L. A. *et al.* A modeling approach reveals differences in evapotranspiration and its partitioning in two semiarid ecosystems in Northwest Mexico. **Water Resources Research**, [s.l.] v. 50, p. 3229–3252, 2014.
- MILLY, P. C. D.; DUNNE, K. A. On the Hydrologic Adjustment of Climate-Model Projections: The Potential Pitfall of Potential Evapotranspiration. **Earth Interactions d**, [s.l.] v. 15, n. 1, 2011.
- MISHRA, A. K.; SINGH, V. P. A review of drought concepts. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 391, p. 202–216, 2010.
- MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H. **Principals of Environmental Physics**. 2. ed. London: Edward Arnold (Hodder & Stoughton), 1990.
- MONTENEGRO, A.; RAGAB, R. Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios: A modelling study. **Hydrological Processes**, [s.l.] v. 24, n. 19, p. 2705–2723, 2010.
- MONTENEGRO, S.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 434–435, p. 55–68, 2012.
- MORAIS, A. B. DE. **Dinâmica sucessional em floresta tropical sazonalmente seca na estação ecológica de Aiuaíba, Ceará**. 2019. 106f. Monografia (Graduação em Agronomia) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2019.
- MORIASI, D. N. *et al.* Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, [s.l.] v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007.
- MUZYLO, A. *et al.* A review of rainfall interception modelling. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 370, p. 191–206, 2009.
- NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. **Journal of hydrology**, [s.l.] v. 10, n. 3, p. 282–290, 1970.
- LOUDIN, L. *et al.* Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. **Journal fo Hydrology**, [s.l.] v. 303, p. 290–306, 2005.
- PALÁCIO, H. A. Q. *et al.* Emeryg Evaluation of Semi-Arid Watersheds Under Different Management Strategies. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, [s.l.] v. 56, n. 6, p. 1357–1365, 2013.

PENMAN, H. L. Evaporation: an introductory survey. **Neth. J. Agric. Sci.**, [s.l.] v. 4, p. 9–29, 1956.

PEREIRA, A. R.; SEDIYAMA, G. C.; VILLA NOVA, N. A. **Evapotranspiração**. Campinas: Fundag, 2013.

PEREIRA, L. S. *et al.* Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future. **Agricultural Water Management**, [s.l.] v. 147, p. 4–20, 2015.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration. **Soil Science**, [s.l.] v. 84, p. 257–264, 1957.

PINHEIRO, E. A. R. **Determinação In Situ da Profundidade Efetiva das Raízes da Caatinga Preservada para Fins de Balanço de Água no Solo**. 2010. 53f. Monografia (Graduação em Agronomia) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2010.

PINHEIRO, E. A. R. *et al.* Seasonality of surface albedo using remote sensing in small basins in the semiarid region, Brazil. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada - RBAI**, [s.l.] v. 4, n. 4, p. 249–253, 2010.

PINHEIRO, E. A. R. *et al.* Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil. **Ecohydrology**, [s.l.] v. 9, n. 7, p. 1313–1327, 2016.

PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G.; ARAÚJO, J. C. DE. Effective root depth of the Caatinga biome. **Journal of Arid Environments**, [s.l.] v. 89, p. 1–4, 2013.

RAGAB, R.; BROMLEY, J. IHMS-integrated hydrological modelling system. Part 1. Hydrological processes and general structure. **Hydrological Processes**, [s.l.] v. 24, n. 19, p. 2663–2680, 2010.

RAGAB, R.; FINCH, J.; HARDING, R. Estimation of groundwater recharge to chalk and sandstone aquifers using simple soil models. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 190, p. 19–41, 1997.

RAUPACH, M. R. Vegetation Atmosphere Interaction and Surface Conductance at Leaf, Canopy and Regional Scales. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 73, n. 3–4, p. 151–179, 1995.

RAUPACH, M. R.; FINNIGAN, J. “Single-Layer Models of Evaporation From Plant Canopies Are Incorrect but Useful, Whereas Multilayer Models Are Correct but Useless”: Discuss. **Aust. J. Plant Physiol.**, [s.l.] v. 15, p. 705–716, 1988.

RAZ-YASEEF, N. *et al.* Dynamics of evapotranspiration partitioning in a semi-arid forest as affected by temporal rainfall patterns. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 157, p. 77–85, 2012.

RENARD, B. *et al.* Understanding predictive uncertainty in hydrologic modeling: The challenge of identifying input and structural errors. **Water Resources Research**, [s.l.] v. 46, n. 5, 1 maio 2010.

RODRIGUES, J. O. *et al.* Respostas hidrológicas em pequenas bacias na região semiárida em função do uso do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, [s.l.] v. 17, n. 3, p. 312–318, 2013.

SAADI, S. *et al.* 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. **Hydrol. Earth Syst. Sci**, [s.l.] v. 22, p. 2187–2209, 2018.

SANTOS, L. L. DOS. Modelos hidráulicos-hidrológicos: Conceitos e Aplicações. **Revista Brasileira de Geografia Física**, [s.l.] v. 2, n. 3, p. 1–19, 16 dez. 2009.

SCHLESINGER, W. H.; JASECHKO, S. Transpiration in the global water cycle. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 189, p. 115–117, 2014.

SENAY, G. B. *et al.* Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. **Hydrological Processes**, [s.l.] v. 25, n. 26, p. 4037–4049, 30 dez. 2011.

SENAY, G. B. *et al.* Evaluating Landsat 8 evapotranspiration for water use mapping in the Colorado River Basin. **Remote Sensing of Environment journal**, [s.l.] v. 185, p. 171–185, 2016.

SEPASKHAH, A. R.; ILAMPOUR, S. Effects of soil moisture stress on evapotranspiration partitioning. **Agricultural Water Management**, [s.l.] v. 28, p. 311–323, 1995.

SILVA, M. A. V. DA *et al.* Resposta estomática e produção de matéria seca em plantas jovens de aroeira submetidas a diferentes regimes hídricos. **Revista Árvore**, [s.l.] v. 32, n. 2, p. 335–344, 2008.

SILVA, P. C. G. DA *et al.* Caracterização do Semiárido Brasileiro: fatores naturais e humanos. In: SÁ, I. B.; SILVA, P. C. G. (Eds.). . **Semiárido Brasileiro: pesquisa, desenvolvimento e inovação**. 1. ed. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2010. p. 17–48.

SINGER, J. W. *et al.* Contrasting methods for estimating evapotranspiration in soybean. **Agricultural water management**, [s.l.] v. 98, n. 1, p. 157–163, 2010.

SOUZA FILHO, F. DE A. DE. A política nacional de recursos hídricos: Desafios para sua implantação no semiárido brasileiro. In: MEDEIROS, S. DE S. *et al.* (Eds.). . **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**. 1. ed. Campina Grande: Instituto Nacional do Semiárido, 2011. p. 1–26.

TEIXEIRA, A. H. D. C. *et al.* Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 362, p. 110–127, 2008.

TEIXEIRA, D. B. DE S. **Calibração dos Parâmetros de Solo Sob Condições Semiáridas no Modelo Hidrológico DiCaSM**. 2017. 66f. Monografia (Graduação em Agronomia) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017.

TEIXEIRA, L. M. N. **Evapotranspiração em vegetação natural do bioma caatinga obtida por balanço hídrico no solo e por sensoriamento remoto**. 2018. 122f. Dissertação

(Mestrado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018.

THIESSEN, A. H. Precipitation averages for large areas. **Monthly weather review**, [s.l.] v. 39, n. 7, p. 1082–1089, 1911.

TILLESSE, F. E. A. DE. **Potencial de Armazenamento de Água no Caule de Plantas do Bioma Caatinga**. 2017. 54f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017.

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

VINUKOLLU, R. K. *et al.* Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multi-sensor remote sensing data: Evaluation of three process-based approaches. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.] v. 115, p. 801–823, 2011.

VON HOYNINGEN-HUENE, J. Die Interzeption des Niederschlags in Landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. **Arbeitsbericht Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, DVWK**, [s.l.] v. 57, p. 1–53, 1981.

WANG, K.; DICKINSON, R. E. A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modelling, climatology, and climatic variability. **Review of Geophysics**, [s.l.] v. 50, n. 2011, p. 1–54, 2012.

WANG, L. *et al.* Partitioning evapotranspiration across gradients of woody plant cover: Assessment of a stable isotope technique. **Geophysical Research Letters**, [s.l.] v. 37, n. 9, p. n/a-n/a, 1 maio 2010.

WANG, L.; GOOD, S. P.; CAYLOR, K. K. Global synthesis of vegetation control on evapotranspiration partitioning. **Geophysical Research Letters**, [s.l.] v. 41, n. 19, p. 6753–6757, 16 out. 2014.

WARD, R. C.; ROBINSON, M. **Principles of hydrology**. Londres: McGraw-Hill, 1967.

WHITEHEAD, P. G.; ROBINSON, M. Experimental basin studies historical perspective an international and of forest impacts. **Journal of Hydrology**, [s.l.] v. 145, p. 217–230, 1993.

YU, P. S.; JENG, Y. C. A study on a grid based distributed rainfall runoff models. **Water Resources Management**, [s.l.] v. 11, p. 83–99, 1997.