



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

GABRIELA DOMINGOS LIMA

MODELAGEM DA INTERMITÊNCIA E DO APORTE HÍDRICO A
RESERVATÓRIOS NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO
UMBUZEIRO, CEARÁ

FORTALEZA

2021

GABRIELA DOMINGOS LIMA

MODELAGEM DA INTERMITÊNCIA E DO APORTE HÍDRICO A RESERVATÓRIOS
NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO UMBUZEIRO, CEARÁ

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

Orientador: Prof. Dr. José Carlos de Araújo

FORTALEZA

2021

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

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

L698m Lima, Gabriela Domingos.

Modelagem da intermitência e do aporte hídrico a reservatórios no semiárido brasileiro: o caso da bacia do rio Umbuzeiro, Ceará / Gabriela DomingosLima. – 2021.

91 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2021.

Orientação: Prof. Dr. José Carlos de Araújo.

1. Recurso hídrico. 2. Modelagem hidrológica. 3. Escoamento. 4. Modelo WASA. I. Título.

CDD 630

GABRIELA DOMINGOS LIMA

MODELAGEM DA INTERMITÊNCIA E DO APORTE HÍDRICO A RESERVATÓRIOS
NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO UMBUZEIRO, CEARÁ

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

Aprovada em ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida
Universidade Federal da Paraíba (UFPB)

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

Prof. Dr. Pedro Henrique Augusto Medeiros
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a DEUS, por sempre estar à frente de tudo e cuidando dos meus caminhos.

Aos meus familiares, pelo apoio, pelo cuidado e pela confiança depositada em mim. Em especial ao meu pai, João Domingos, que sempre acompanhou meu desenvolvimento estudantil até os dias que conseguiu.

Ao José Brenno, meu companheiro, por estar ao meu lado mesmo em seus momentos mais difíceis. Brenno, essa conquista também é sua!

Ao professor José Carlos de Araújo, pelos ensinamentos, pela confiança, pelo respeito, pela generosidade, pela amizade, pelos conselhos, pela disponibilidade e pelas orientações.

Ao professor Carlos Alexandre Gomes Costa, por toda a amizade e confiança, pelos conselhos e ensinamentos.

Aos professores George Leite Mamede e Pedro Henrique Augusto Medeiros, pelas orientações, pela disponibilidade, pela paciência, pelo compartilhamento de conhecimento durante a elaboração da dissertação e pela participação da banca examinadora.

Ao professor Cristiano das Neves Almeida, por aceitar participar da banca examinadora e contribuir com esse trabalho.

Ao amigo Thales Bruno Rodrigues Lima, pela amizade, pela ajuda e pelo compartilhamento de conhecimentos. Obrigada por todo apoio e trabalho realizado nessa trajetória.

À amiga Nazaré Suziane Soares pelas sugestões, amizade, conversas e troca de conhecimento durante a elaboração deste trabalho.

Aos demais amigos do Grupo de pesquisa HIDROSED, DENA e IFCE Quixadá, Eveline Silva, Maiany Paiva, Francisco Jairo, Glauber Pontes, Ítalo Sampaio, Juliana Costa, Jéssica Aragão, Carine Praxedes, Mikaell Coelho, Bianca Paiva, Luana Praxedes, Antônio Viana, Asdrúbal Arraes, Delfábio Teixeira, Arianna Sotomayor e Adão Barros.

A Hosana e seus familiares, pelas coletas em campo, pelo acolhimento, pelo companheirismo e pela simpatia.

A todos os professores do Departamento de Engenharia Agrícola, especialmente aos professores Isabel Cristina da Silva Araújo e Fernando Bezerra Lopes, pela compreensão e pelos ensinamentos durante o curso.

A Universidade Federal do Ceará e ao Departamento de Engenharia Agrícola da UFC (DENA).

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

Aos governantes que apoiam a ciência e contribuem para seu crescimento e manutenção.

Enfim, a todos aqueles que, de alguma forma, apoiaram e colaboraram para que este trabalho fosse realizado.

“Agora, pois, permanecem a fé, a esperança e o amor, estes três, mas o maior destes é o amor.”

(1 Coríntios 13, 13)

RESUMO

O semiárido brasileiro é conhecido por apresentar secas recorrentes que resultam em uma área hidrologicamente vulnerável. Assim, a gestão dos recursos hídricos é cada vez mais exigida, pois há a necessidade de identificar e compreender a disponibilidade de água para atender à crescente demanda. A carência de dados hidrológicos em bacias semiáridas gera incertezas que podem comprometer o efetivo gerenciamento dos recursos hídricos e a avaliação de sua disponibilidade hídrica, limitando seu aproveitamento. Por isso, a modelagem hidrológica é um forte aliado para suprir a carência de dados e auxiliar na gestão das águas. Além disso, pesquisas em todo o globo indicam uma tendência crescente da intermitência em rios de diversas escalas espaciais. Nessa perspectiva, esta pesquisa foi conduzida com o objetivo de avaliar, por meio de medidas e modelagem hidrológica, a intermitência e o aporte hídrico aos reservatórios do semiárido brasileiro. O modelo utilizado, WASA, tem robusta base física e tem sido usado em diversas regiões secas do globo. A bacia em estudo é a do Rio Umbuzeiro, situada no município de Aiuaba, Ceará, tendo sido analisada em três bacias aninhadas: a do Açude Benguê (933 km²), a de Aroeira (800 km²) e a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA, 12 km²). Foram realizadas simulações para onze parametrizações, alterando-se: a condutividade hidráulica saturada do solo nas encostas e no leito do rio; a condutividade hidráulica do embasamento cristalino; a profundidade do leito do rio; e um parâmetro de ajuste de chuva do modelo. Os resultados mostraram que, entre as onze parametrizações simuladas, nenhuma teve êxito na representação das duas variáveis (intermitência e aporte hídrico aos reservatórios) nas três escalas de bacia simultaneamente. As maiores bacias (Benguê e Aroeira) foram mais bem representadas que a bacia de pequena escala. A simulação da Bacia Experimental de Aiuaba (menor escala) obteve notável melhora após a aplicação da condutividade hidráulica dos solos conforme medição *in situ*, o que indica que o modelo tem base física forte. O modelo WASA conseguiu representar bem o aporte hídrico – e, conseqüentemente, a dinâmica dos volumes armazenados – ao Açude Benguê (18 hm³, NSE > 0,9) através da aplicação da condutividade hidráulica saturada medida em campo, sem a necessidade de parâmetro de ajuste de chuva. No reservatório Boqueirão (0,06 hm³), mesmo o melhor desempenho foi insatisfatório (NSE = 0,38), embora este resultado tenha sido obtido com a aplicação de dados medidos. Essas observações indicam que o modelo WASA responde melhor em bacias de maior escala espacial. Recomenda-se, portanto, a realização de um amplo processo de calibração do modelo WASA, utilizando para isso técnicas de otimização multivariadas. Dada a complexidade do modelo e o tempo de computação relativamente longo, tal programa deveria ser realizado em um ambiente computacional de alta

eficiência. Almeja-se, assim, que o modelo WASA consiga representar tanto o aporte hídrico quanto a intermitência dos rios para diferentes escalas, visto que isso possibilitará a elaboração de estudos de mudanças globais.

Palavras-chave: Recurso hídrico. Modelagem hidrológica. Escoamento. Modelo WASA.

ABSTRACT

The semiarid region in Brazil is known for recurrent dries that result in a hydrologic vulnerable area. This way, the management of water resources is more and more required, as well as the need to identify and understand the availability of water to attend its increasing demands. The lack of hydrological data in semiarid basins creates concern that can compromise the effective management of water resources and the evaluation of the water availability. For this reason, hydrological modeling is a solid ally to supply the lack of data and assist water management. In addition, researches across the globe indicate an increasing tendency of intermittency in rivers of different spatial scales. In this perspective, this research was conducted to classify through measurements and hydrological modeling the intermittency and water supply to the reservoirs of the Brazilian Semi-Arid area. The model used in this research, WASA, has a strong physical basis and has been used in several dry regions of the globe. The basin under study is the Umbuzeiro River, located in the city of Aiuaba, Ceará, it was evaluated in three nested basins: the Benguê (933 km²), the Aroeira (800 km²) and the Aiuaba Experimental Basin (BEA, 12 km²). Simulations were made for eleven parameterization sets, changing the saturated hydraulic conductivity of the soil on the slopes and the riverbed; the hydraulic conductivity of the crystalline basement; the depth of the riverbed; and the model rainfall adjustment parameter. The results illustrate that; among the eleven parameterization sets, none was successful in representing the two variables, (intermittency and water inflow to the reservoirs) in the three basin scales simultaneously. The largest basins (Benguê and Aroeira) were better represented than the small-scale basin. The simulation of the Experimental Basin of Aiuaba (smaller scale) obtained a notable improvement after the application of the hydraulic conductivity of the soils according to *in-situ* measurement. That indicates that the model has a strong physical base. The WASA model was able to represent well the water supply (and, consequently, the dynamics of stored volumes) to the Benguê Reservoir (18 hm³, NSE > 0.9) through the application of the saturated hydraulic conductivity measured in the field, without the need for a rainfall parameter of adjustment. In the Boqueirão reservoir (0.06 hm³), even the best performance was unsatisfactory (NSE = 0.38), although this result was obtained with the application of measured data. These observations indicate that the WASA model responds best in basins with a larger spatial scale. Therefore, it is recommended to carry out a wide calibration process of the WASA model, using multivariate optimization techniques. Given the complexity of the model and the relatively long computation time, such program should be done in a highly efficient computational environment. It is hoped, therefore, that the WASA model will be able to

represent both the water supply and the intermittency of rivers for different scales. This will make it possible to prepare studies of global changes.

Keywords: Water resource. Hydrological modeling. River discharge. WASA model.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Delimitação do Semiárido brasileiro segundo a Sudene	19
Figura 2	– Processo de formação de escoamento e conectividade dos rios, expansão e diminuição da rede de drenagem	24
Figura 3	– Esquema hierárquico para a estruturação de bacias hidrográficas em unidades de modelagem no WASA.....	35
Figura 4	– Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Umbuzeiro, que contém as três bacias aninhadas, objetos da presente pesquisa: a Bacia Experimental de Aiuaba, a Bacia da Aroeira e a Bacia do Açude Benguê	37
Figura 5	– Modelo de elevação digital da Bacia do Rio Umbuzeiro, controlada no exutório pelo Açude Benguê	38
Figura 6	– Declividade da Bacia do Rio Umbuzeiro, controlada no exutório pelo Açude Benguê	39
Figura 7	– Solos da Bacia do Rio Umbuzeiro, controlada no exutório pelo Açude Benguê.....	40
Figura 8	– Geologia da Bacia do Rio Umbuzeiro, controlada no exutório pelo Açude Benguê	41
Figura 9	– Divisão da Bacia do Benguê em trinta sub-bacias com destaque nos exutórios das sub-bacias BEA, Aroeira e Açude Benguê	45
Figura 10	– Estações de monitoramento na Bacia do Benguê.....	46
Figura 11	– Rota de contribuição do fluxo de água entre as sub-bacias na Bacia do Açude Benguê	55
Figura 12	– Número de dias medidos (acumulados) de escoamento para os períodos de análise nas bacias do Açude Benguê (2004-2020); na Bacia de Aroeira (2011-2020, exceto 2013, 2014 e 2017); e na Bacia Experimental de Aiuaba – BEA (2005-2014). Apresentam-se os coeficientes estatísticos de Nash-Sutcliffe (NSE, Equação 5) nas simulações. N_S = número de dias com escoamento segundo as simulações. N_M = número de dias com escoamento segundo as medidas.	57
Figura 13	– Precipitação diária e escoamentos diários medidos e modelados nas bacias do Benguê (2004-2020); na Bacia da Aroeira (2011-2020, exceto 2013, 2014, 2017); e na Bacia Experimental de Aiuaba – BEA (2005-2014).	64

Figura 14 – Volumes medidos e modelados para os períodos de simulação nos reservatórios Benguê (2004-2020) e Boqueirão (2005-2014). Apresentam-se os coeficientes estatísticos de Nash-Sutcliffe (NSE, Equação 5) para a dinâmica do volume armazenado nos reservatórios..... 65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Métricas hidrológicas para avaliação da intermitência	29
Tabela 2 – Parâmetros de entrada do modelo WASA: arquivos de entrada para uso geral, rotinas de encosta, rio e reservatório	43
Tabela 3 – Postos pluviométricos da Bacia do Benguê	47
Tabela 4 – Parametrizações realizadas nas simulações com variação dos cinco parâmetros	48
Tabela 5 – Dados anuais medidos – volumes mínimos e máximos dos reservatórios e número de dias acumulados com escoamento nas bacias do Benguê, da Aroeira e BEA para os períodos analisados. Na tabela, o traço indica que não há dado medido enquanto NC significa há dado medido, mas não foi considerado na análise.....	54
Tabela 6 – Parâmetros calibrados e desempenho do modelo WASA para dinâmica de volume dos reservatórios e para o número de dias anuais com escoamento...	73

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	REVISÃO DE LITERATURA	18
2.1	Semiárido brasileiro	18
2.2	Regime dos cursos d'água e principais fatores intervenientes	20
2.3	Métricas de intermitência dos rios	29
2.4	Modelos hidrológicos	31
2.5	Modelo hidrológico WASA	32
3	METODOLOGIA	36
3.1	Área de estudo	36
3.2	Métrica da intermitência dos rios	41
3.3	Modelagem	42
3.4	Parametrização do modelo WASA	47
3.5	Análise	53
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	54
4.1	Medição de intermitência e de dinâmica dos volumes acumulados em reservatórios	54
4.2	Simulação da intermitência e do aporte hídrico aos reservatórios	55
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	77
	REFERÊNCIAS	78
	ANEXO A – DADOS DE CHUVA POR POSTO PLUVIOMÉTRICO	87
	ANEXO B – CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA DOS SOLOS NA REGIÃO EM ESTUDO	89
	ANEXO C – NÚMERO DE DIAS ANUAIS COM ESCOAMENTO NAS BACIAS EM ESTUDO	91

1 INTRODUÇÃO

A escassez de água no semiárido brasileiro tem aumentado tanto pela redução da oferta hídrica (DE ARAÚJO; BRONSTERT, 2016) quanto pelo aumento da demanda de água (MEDEIROS; SIVAPALAN, 2020). Dessa forma, o sistema de gestão hídrica é cada vez mais exigido, pois há a necessidade de identificar e compreender a disponibilidade de água ao decorrer do tempo.

A irregularidade interanual na distribuição das chuvas, as taxas de evaporação e evapotranspiração maiores que as taxas de precipitação, bem como a ocorrência de solos pouco espessos são alguns fatores que influenciam a escassez de recursos hídricos no Nordeste do Brasil (DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016). Além disso, a crescente retirada de água para consumo, os múltiplos barramentos ao longo do curso, as alterações do uso do solo e as mudanças climáticas influenciam diretamente a disponibilidade hídrica. A partir disso, os rios sofrem modificações no seu regime, com impactos na biodiversidade e no controle de fluxo de materiais (MEDEIROS, 2009; DE GIROLAMO *et al.*, 2017; DATRY *et al.*, 2018).

Datry, Larned e Tockner (2014) definem esses rios como IRES (do inglês, *intermittent rivers and ephemeral streams*), que compõem mais de 50% da rede fluvial global, incluindo os rios de pequena ordem. A principal característica dos rios intermitentes é que escoam no período chuvoso, mas secam no período seco. Os rios efêmeros, por sua vez, apresentam escoamento apenas durante ou logo após a ocorrência da precipitação. É importante realizar a identificação dos fluxos dos rios para manejar a água de forma sustentável, influenciando as vidas que dele dependem.

No Nordeste brasileiro, a intermitência dos rios é comum, visto que ocorre naturalmente todos os anos. Os episódios recorrentes de seca tornam a água disponível por meio de reservatórios vulneráveis e passíveis de degradação (DE ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2010). Por isso, a identificação de conteúdo de água no solo, com o estudo das interações climáticas, pode trazer melhorias nas previsões sazonais e no monitoramento da seca (SENEVIRATNE *et al.*, 2010; PINHEIRO *et al.*, 2016).

A intermitência dos rios está se tornando cada vez mais frequente no mundo, já que bacias cujos rios eram perenes estão identificando intermitência. Na França, por exemplo, os rios estão se tornando intermitentes (SNELDER *et al.*, 2013). Com isso, busca-se compreender os processos que intervêm na intermitência, para otimizar ações que reduzam seu impacto e/ou para melhorar a convivência com o fenômeno. Como a intermitência e a efemeridade são comuns no semiárido brasileiro, é oportuno que sejam aplicados estudos nessa região para

compreender esse fenômeno e propagar o conhecimento sobre o assunto. A aplicação de estudos hidrológicos é, nesse sentido, de suma importância, posto que a análise e a discussão dos dados geram subsídio científico para a adoção de políticas que podem ser executadas nas bacias hidrográficas (DA SILVA, 2008; ALMEIDA; ROEHING; WENDLAND, 2014).

Güntner *et al.* (2004) afirmam que, na busca de garantir os abastecimentos futuros, faz-se necessário simular as grandes bacias hidrográficas para verificar as respostas às mudanças ambientais e à demanda por água. Para isso, podem ser utilizados modelos hidrológicos que auxiliem na compreensão da intermitência e da efemeridade dos rios. Assim, dados obtidos em campo permitem avaliar parâmetros da bacia, fornecendo valores consistentes para modelos e auxiliando na simulação de cenários extremos (MELO *et al.*, 2020).

O Modelo de Disponibilidade de Água em Ambientes Semiáridos (WASA) realiza simulações contínuas de escoamento em áreas semiáridas (GÜNTNER; BRONSTERT, 2004), dessa forma, é possível que o modelo possa ser utilizado na identificação do comportamento do regime de escoamento dos rios para cenários de mudança global. Em outros trabalhos (VAN OEL *et al.*, 2008; MUELLER *et al.*, 2010; KROL *et al.*, 2011; MEDEIROS *et al.*, 2014), o modelo WASA foi aplicado para analisar reservatórios em relação ao fluxo de sedimento sem relação com a disponibilidade de água. Entretanto, não se sabe se ele é capaz de reproduzir a intermitência e a efemeridade dos rios, indicando se (ou quando) os rios escoam e/ou cessam o escoamento.

O objetivo desta dissertação, nesse contexto, é verificar se o modelo WASA é capaz de representar a intermitência dos rios semiáridos em diferentes escalas espaciais da bacia hidrográfica. Para isso, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- a) medir a intermitência do rio em três bacias aninhadas do Rio Umbuzeiro, no Ceará (Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) – 12 km²; Bacia de Aroeira – 800 km² e Bacia do Açude Benguê – 933 km²), calculando suas métricas; e
- b) verificar a validade do modelo WASA na representação simultânea da intermitência e da dinâmica hídrica dos reservatórios no Rio Umbuzeiro nas três escalas espaciais.

A hipótese levantada na presente pesquisa é que o modelo hidrológico WASA permite simular com êxito tanto a intermitência quanto a dinâmica dos reservatórios de um rio semiárido. Desse modo, será possível compreender o funcionamento dos fluxos dos rios dessa região, identificar suas métricas e auxiliar na aplicação de cenários.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Semiárido brasileiro

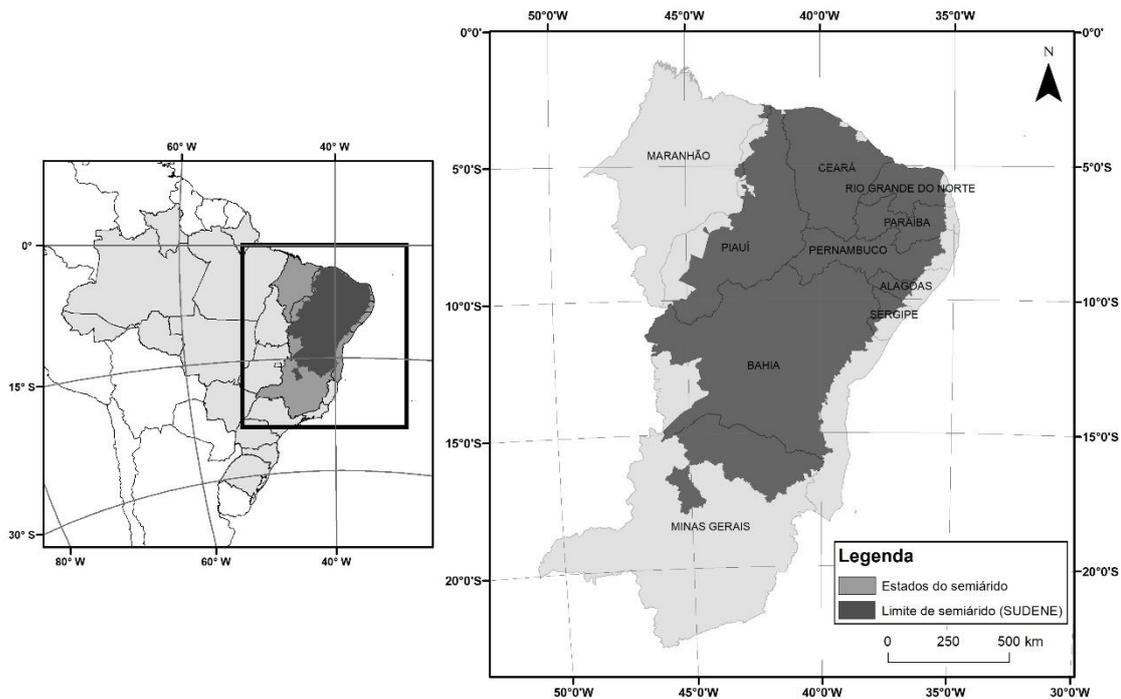
A Região Semiárida do Brasil é caracterizada por alta variabilidade pluviométrica, com frequentes períodos de estiagem. A temperatura apresenta certa homogeneidade espacial, mas a precipitação pluviométrica demonstra grandes oscilações temporais, acarretando estação seca anual que pode variar de nove a onze meses (MONTE-MOR, 2012).

O Semiárido brasileiro compreende uma área de aproximadamente um milhão de quilômetros quadrados (GHEYI *et al.*, 2012; DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016), composta por 1.262 municípios dos seguintes estados: Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia e Minas Gerais. O conselho deliberativo da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (Sudene) estabeleceu sua delimitação política (SUDENE, 2017), cujos critérios aprovados foram:

- a) precipitação pluviométrica média anual igual ou inferior a 800 milímetros (mm);
- b) Índice de Aridez de Thornthwaite igual ou inferior a 0,50; e
- c) percentual diário de déficit hídrico igual ou superior a 60%, considerando todos os dias do ano.

Dessa forma, qualquer município que atenda a pelo menos um dos critérios citados pode ser incluído na região semiárida (SUDENE, 2017). Na Figura 1, é apresentado o mapa do Semiárido brasileiro.

Figura 1 – Delimitação do Semiárido brasileiro segundo a Sudene



Fonte: Sudene (2017).

Entre as regiões globais enquadradas no clima semiárido, o Semiárido brasileiro é um dos que apresenta maior precipitação, cuja média anual é de 750 mm (GHEYI *et al.*, 2012). Este valor é considerado baixo se comparado às precipitações das regiões Centro-Oeste e amazônica do país, cuja média anual varia de 2000 a 3000 mm. Entretanto, se compararmos tal valor de precipitação com o de outros países, como França, Itália e Alemanha, notamos que a diferença não é muito significativa, pois a precipitação média anual desses locais é da ordem de 700 a 870 mm (WORLD BANK, 2014). Porém, diferentemente desses países, o Nordeste brasileiro possui evaporação potencial média anual de aproximadamente 2500 mm (MEDEIROS *et al.*, 2014), reduzindo a disponibilidade hídrica na região.

Grande parte dos municípios do estado do Ceará estão contidos na área semiárida. Segundo informações da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (Funceme), a pluviometria anual média do estado é da ordem de 800 mm, índice próximo à média do semiárido brasileiro (FUNCEME, 2020). Boa parte da região semiárida é atingida pela seca, influenciando o volume nos reservatórios superficiais, que são de extrema importância para o abastecimento da população, para o desenvolvimento das atividades econômicas e para dessedentação dos animais (MEDEIROS, 2009; MARENCO *et al.*, 2011).

Adicionalmente, a elevada demanda hídrica do estado tem gerado conflitos populacionais, industriais e políticos, pois a região semiárida apresenta baixa disponibilidade de água *per capita*, a qual, nos anos de estiagem, é inferior à necessária ao abastecimento humano e à produção de insumos. Portanto, esse aspecto é um fator limitante para o desenvolvimento socioeconômico (DE ARAÚJO; BRONSTERT, 2016; DE ARAÚJO; MAMEDE; DE LIMA, 2018).

2.2 Regime dos cursos d'água e principais fatores intervenientes

Os cursos d'água são classificados com base na regularidade do escoamento, dessa forma, podem ser denominados em três tipos (VILLELA; MATTOS, 1975):

- a) perenes: ocorrem quando há água escoando o tempo todo, mesmo durante os períodos de seca, já que o rio é alimentado continuamente pelo lençol subterrâneo;
- b) intermitentes: são cursos d'água que normalmente escoam durante as estações chuvosas e secam na estiagem (rebaixamento do lençol subterrâneo); e
- c) efêmeros: são cursos d'água que existem apenas durante ou logo após os períodos de precipitação e só há transporte de escoamento superficial. O lençol subterrâneo encontra-se a um nível abaixo do leito fluvial, por isso, não há escoamento de base, isto é, deflúvio de origem subterrânea.

É importante compreender os tipos de cursos d'água para poder identificar o funcionamento dos rios e conseqüentemente da bacia hidrográfica, sendo possível, assim, entender um pouco sobre as influências que cada um sofre e suas conseqüências. A recarga dos aquíferos, por exemplo, pode ser feita por dois diferentes mecanismos: a natural, através da precipitação de águas que infiltram no solo; e a induzida, com águas decorrentes de fugas das redes de água e esgoto (HIRATA; FERREIRA, 2017).

A quantidade de rios intermitentes e efêmeros está crescendo em número e extensão, o que decorre principalmente de alterações do uso do solo, da captação de água e das mudanças climáticas. A partir disso, os rios vão gerando modificações em suas funções de manutenção da biodiversidade e de controle de fluxo de materiais (STROMBERG *et al.*, 2007). Vários fatores influenciam no escoamento dos rios, como a vegetação, o solo, o relevo, a rede de reservatórios, as atividades humanas, a precipitação, entre outros. Os processos hidrológicos também são aspectos primordiais para compreender o comportamento dos rios, uma vez que a recarga hídrica ocorre através da relação entre estes fatores, o solo e as atividades humanas.

Portanto, para uma melhor compreensão sobre intermitência dos rios, é necessário entender estes fatores.

Solo

O solo apresenta relação direta com o escoamento: sua espessura, sua estrutura, seu material de origem, sua porosidade e as atividades nele realizadas são elementos que influenciam na retenção e no escoamento de água. A condutividade hidráulica saturada (K_{sat}), por exemplo, depende do material originário do solo, sendo um parâmetro que expressa a facilidade com a qual a água se movimenta ao longo do perfil do solo. A vegetação possibilita a modificação estrutural do solo, auxilia na umidificação do solo através da interceptação, e quando ausente de vegetação, a quantidade de vazios diminui, reduzindo o armazenamento de água no solo. Solos compactados tendem a gerar maior escoamento devido à baixa infiltração.

Medeiros *et al.* (2010a) dizem que outro aspecto importante é a ocorrência de solos rasos sobre o substrato cristalino, proporcionando capacidade reduzida de armazenamento subsuperficial e subterrâneo de água. Assim, sequências de eventos chuvosos são capazes de, rapidamente, saturar as camadas de solo e gerar escoamentos por saturação. Com a reduzida capacidade de armazenamento de água em solos rasos e a falta de conexão com os aquíferos, o fluxo de base é baixo ou inexistente. Conseqüentemente, os canais dos rios permanecem secos na maior parte do ano, com isso, o escoamento depende quase exclusivamente de chuvas intensas que gerem escoamento *Hortoniano* (DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016; KOCH *et al.*, 2020).

Precipitação

As precipitações atmosféricas correspondem, no ciclo hidrológico, a um importante papel que relaciona os fenômenos meteorológicos e o escoamento superficial. Podem ser caracterizadas pela intensidade, duração e distribuição temporal e espacial (SINGH, 1997). Medeiros e De Araújo (2014), por exemplo, observaram que fortes concentrações de chuva produzem eventos de alta intensidade e erosividade no semiárido brasileiro, independentemente das baixas taxas anuais de precipitação. Barbosa *et al.* (2018) mostraram que os eventos de chuva estão relacionados, entre outros, à formação das nuvens, diferenciando a distribuição das chuvas ocorridas dentro de um mesmo clima.

O Brasil apresenta uma enorme variedade de climas com distintas características que podem ser observadas por regiões, o que ocorre devido à sua grande extensão territorial. Nesse

sentido, o Nordeste do país é uma região de baixos totais pluviométricos comparados à evaporação potencial, pois seu ciclo anual de precipitação apresenta máximos no verão e mínimos no inverno. Além disso, o trimestre mais seco é observado entre os meses de setembro e novembro (COSTA *et al.*, 2013a). Vários fatores podem ser considerados para indicar a precipitação espacial em períodos específicos do ano: posição geográfica, relevo, características da superfície, influência dos oceanos, zonas de convergência, entre outros (MARENGO *et al.*, 2011).

Vegetação

A vegetação afeta consideravelmente a variação da umidade no perfil do solo. Após o início da precipitação, parte da água é interceptada pelas plantas, parte infiltra no solo e parte pode ficar retida em depressões da superfície do terreno. A vegetação também influencia a velocidade do escoamento: maior densidade vegetal permite maior infiltração da água precipitada (COSTA *et al.*, 2013b; DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016).

De Figueiredo (2018) observou que o aumento do coeficiente de escoamento na semiárida Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) está vinculado à degradação da vegetação. Pinheiro, Costa e de Araújo (2013) também constataram que, na BEA, a profundidade das raízes na estação seca é, em média, dez centímetros (cm) menor que na estação chuvosa, gerando porosidade secundária do solo para aumentar a infiltração na zona radicular. Medeiros, De Araújo e Bronstert (2009), ao estudar a Caatinga na BEA durante o período de 2004 a 2008, concluíram que 13% das chuvas consistiam em interceptação florestal. A presença da vegetação influencia igualmente a porosidade do solo que, por sua vez, auxilia na retenção de água. A cobertura vegetal em ecossistemas semiáridos e áridos produz uma série de efeitos hidrológicos, com maior ênfase no semiárido devido à alta variabilidade temporal e espacial da precipitação.

De fato, Güntner e Bronstert (2004) identificaram a vegetação como um dos elementos mais sensíveis em relação à geração de escoamento em regiões secas. Apesar disso, a compreensão das relações hídricas com a vegetação ainda é limitada. Dessa forma, é preciso gerar informação confiável sobre o comportamento vegetal para compreender os processos na bacia hidrográfica (KUME *et al.*, 2012; WANG *et al.*, 2012; DE FIGUEIREDO, 2018).

Evaporação e evapotranspiração

A evaporação ocorre quando a água líquida é convertida em vapor de água, sendo este processo considerado natural quando existe, para tal, energia suficiente proveniente do sistema

solar, da atmosfera (vento) ou de ambos. Suas grandezas particulares são: perdas por evaporação ou por transpiração e intensidade de evaporação ou transpiração (ALLEN *et al.*, 1988).

A evapotranspiração consiste no processo pelo qual a água, no seu estado líquido, evapora a partir dos solos e das superfícies de plantas para a atmosfera. Normalmente é expressa em lâmina d'água por unidade de tempo (mm/d), sabendo que a lâmina é a razão do volume por área, entende-se que esta representa o volume de água perdido em certa área por um determinado período de tempo. Este é um importante processo no ciclo hidrológico (KATUL *et al.*, 2012).

A evaporação e evapotranspiração são normalmente descritas em três termos: (1) evaporação de água livre, que é um termo utilizado para o volume evaporado em uma superfície de água aberta; (2) evapotranspiração real, que descreve todos os processos por meio dos quais a água líquida se torna vapor de água atmosférica sob condições naturais; e (3) evapotranspiração potencial, que indica a perda de água que irá ocorrer se o solo estiver continuamente saturado.

O método para estimar a evapotranspiração deve ser escolhido com base na escala temporal da utilização dos dados, nos custos, na operação, no local a ser instalado, na manutenção dos equipamentos, na qualidade dos dados meteorológicos disponíveis e na facilidade de aplicar os cálculos (ALLEN *et al.*, 1998; EVETT *et al.*, 2012). Há dificuldade em realizar medições diretas de evaporação em lagos e reservatórios, assim como em rios, por isso, vários métodos indiretos de estimativa desse fator foram desenvolvidos, tais como tanques evaporimétricos e lisímetros. Para reservatórios e pequenas bacias hidrográficas, estimativas podem ser realizadas com a utilização do balanço de energia, balanço hídrico, abordagens aerodinâmicas, entre outros (MAHEU *et al.*, 2014).

Infiltração

A infiltração relaciona-se com a absorção de água pelo solo em sua superfície, durante um intervalo de tempo. O processo de infiltração auxilia na transferência de água precipitada para o sistema do solo e, conseqüentemente, em sua disponibilidade à vegetação e ao lençol subterrâneo (RITCHIE, 1998). A infiltração desempenha papel fundamental no ciclo hidrológico pela divisão da chuva em componentes de superfície e subsuperfície.

Nesse contexto, as propriedades hidráulicas do solo, a intensidade da precipitação e a umidade inicial (antecedente) do solo são alguns componentes que administram o processo de infiltração (DE MORAIS, 2012). Outros fatores afetam a taxa de infiltração, como textura,

crosta, compactação, agregação e estrutura, umidade, matéria orgânica e poros. Além disso, a cobertura vegetal pode modificar o escoamento superficial da água, a infiltração e a evaporação.

A cobertura vegetal tem um efeito profundo sobre a infiltração em zonas áridas por: (1) reduzir o impacto de chuvas, reduzindo armazenamento, impermeabilização e encrostamento; (2) redistribuir a precipitação na superfície do solo em certo padrão, com tamanhos de gotas diferentes e diferentes níveis de energia; e (3) alterar a taxa de secagem da superfície do solo (DONG; YU; WEBER, 2003). As características da infiltração e a consequente formação de escoamento são mais complexas em áreas áridas e semiáridas quando comparadas a algumas áreas úmidas. Em ambientes úmidos, as diferenças espaciais nas taxas de infiltração são administradas principalmente pela distribuição espacial da umidade do solo. Em ambientes semiáridos e áridos, aspectos como extensão de afloramento de leitos rochosos, extensão da cobertura do solo, áreas de encosta e diferenças na compactação do material parecem controlar a variabilidade espacial da infiltração e formação do escoamento (MONTE-MOR, 2012; DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016).

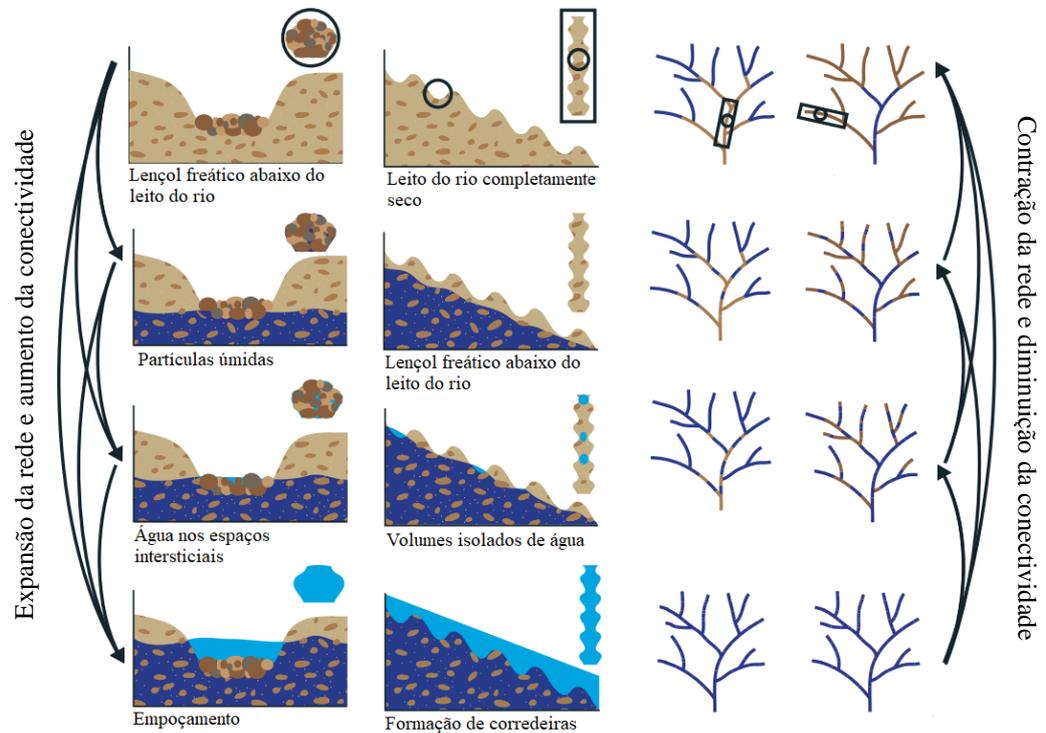
Escoamento

O escoamento é um processo do ciclo hidrológico em que acontece o deslocamento de água, por meio da gravidade, em uma superfície. Na bacia, ocorre em rios, canais e reservatórios. Este fator está diretamente relacionado à precipitação e à interação entre rios e aquíferos, ocorrendo após o início da chuva devido o tempo de saturação do terreno (DONG; YU; WEBER, 2003; DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016).

Os rios tendem a aumentar a vazão escoada quando o lençol freático é elevado, normalmente pouco após a ocorrência de precipitações significativas. A intermitência, geralmente, é decorrente das flutuações do lençol em relação à elevação do leito do rio. Assim, quando o leito e o lençol se encontram, ocorrem os fluxos de água (VON SCHILLER *et al.*, 2011). Apesar disso, os rios podem fluir sem conexão com a água subterrânea, caso os volumes gerados a montante sejam maiores que as perdas para as águas subterrâneas, por exemplo, em rios montanhosos (STEWART *et al.*, 2012).

A Figura 2 representa a ocorrência do escoamento dos rios, no processo inverso ocorre a secagem A área em azul representa a presença de água, com isso, é possível verificar que a recarga segue uma sequência de aumento de vazão. No rebaixamento, ocorre o processo contrário, diminuindo a quantidade de água e consequentemente diminuindo ou cessando o escoamento.

Figura 2 – Processo de formação de escoamento e conectividade dos rios, expansão e diminuição da rede de drenagem



Fonte: adaptada de Costigan *et al.* (2016).

O regime de escoamento dos rios no semiárido brasileiro sofre ampla alternância devido às oscilações no regime pluviométrico e à predominância de solos rasos sobre rochas do embasamento cristalino, gerando limitadas reservas de água (MEDEIROS *et al.*, 2010).

Os regimes de fluxo dos rios envolvem cinco componentes: magnitude, frequência, duração, tempo e taxa de mudança de condições hidrológicas. A magnitude refere-se à quantidade de água em um determinado intervalo de tempo. A frequência compreende a quantidade de ocorrências durante um determinado período de tempo. A duração é o período de tempo associado a uma condição ou a um evento de fluxo específico. O tempo indica quando ocorrem os eventos, sua regularidade e previsibilidade. A taxa de mudança informa com que rapidez o fluxo muda de uma magnitude para outra (SNELDER *et al.*, 2013; COSTIGAN *et al.*, 2017).

É importante compreender este sistema para entender o comportamento dos rios intermitentes. O escoamento superficial geralmente é afetado por perda significativa durante a infiltração, que é expressa normalmente pela taxa de precipitação, condutividade hidráulica saturada do solo e umidade inicial do solo, antes da ocorrência da precipitação. Dessa forma, a análise do escoamento deve levar em consideração a heterogeneidade espacial da taxa de precipitação, a condutividade do solo e a umidade inicial do solo (GÜNTNER, 2002a).

Atividades humanas

Os impactos gerados pela intermitência dos rios têm sido registrados em vários países. No semiárido brasileiro, mais especificamente na Bacia do Jaguaribe, no Ceará, devido à ocorrência de secas frequentes por volta do século XX, o governo criou reservatórios para garantir com confiabilidade a oferta de água à população. Apesar disso, nem toda a população era atendida, pois pequenas comunidades ainda sofriam com a escassez de recursos hídricos. Dessa forma, originaram-se as construções desordenadas de reservatórios não estratégicos, servindo como fontes de água para abastecimento doméstico, irrigação de pequenas áreas e pecuária. Observando os impactos causados pelos barramentos e pela oferta limitada de água, o Governo Federal lançou o Programa Cisternas, que favorece a captação de águas pluviais e outras tecnologias sociais a fim de auxiliar na oferta de água, promovendo adaptações sustentáveis (MEDEIROS; SIVAPALAN, 2020).

Já no leste da Austrália, mais especificamente na Bacia de Murrumbidgee, o impacto ambiental causado pelo excesso de atividades agrícolas – através do uso excessivo do solo, da construção de barragens, da expansão da área agrícola e a consequente redução da paisagem natural – gerou modificações na dinâmica hidrológica da bacia, inclusive prolongando os períodos de seca. A população, ao perceber tais impactos, optou por mudanças no manejo da bacia, buscando a sustentabilidade, entretanto, dados os costumes agrícolas e o poder econômico da agricultura, essa não foi uma tarefa fácil (KANDASAMY *et al.*, 2014).

Na Bacia do lago Toolibin, na Austrália Ocidental (ELSHAFEI *et al.*, 2016), e na Bacia do Tarim, no oeste da China (LIU *et al.*, 2015), ocorreram fenômenos parecidos com o da Bacia do Murrumbidgee. As três bacias foram afetadas pelo aumento da extração da água, pelo desmatamento excessivo e por uma construção de estrutura hídrica a fim de acompanhar o crescimento populacional e impulsionar os ganhos econômicos. Em curto e médio prazos, os impactos na bacia não foram evidentes. No decorrer do tempo, porém, a qualidade e a quantidade dos recursos hídricos diminuíram e as comunidades foram impulsionadas a agir em busca de seu bem-estar.

Milhões de pessoas no mundo são afetadas por crises hídricas que se manifestam em diferentes escalas, como aumento da severidade da seca, riscos de inundações, esgotamento de águas subterrâneas, saneamento deficiente, degradação ecológica, poluição aquática, impacto na saúde humana, entre outros (KANDASAMY *et al.*, 2014; DI BALDASSARRE *et al.*, 2019).

As atividades humanas e as mudanças climáticas mudam a capacidade da prestação de serviço dos ecossistemas dos rios efêmeros e intermitentes, alterando seus valores para a

sociedade. Quando a sociedade observa o impacto gerado, busca melhorias ambientais na tentativa de restaurar a função ecossistêmica (DATRY *et al.*, 2018; GOODRICH *et al.*, 2018).

Sivapalan, Savenije e Blöschl (2012) consideram que a ação humana implica diretamente na disponibilidade e na qualidade hídrica, mencionam a importância de compreender a socio-hidrologia, segundo a qual as ações humanas são consideradas parte integrante da dinâmica da água, e afirmam que as atividades antrópicas são, muitas vezes, responsáveis pela degradação da bacia hidrográfica, sendo capazes de modificar seu comportamento hidrológico.

Reservatórios

Para superar a escassez no semiárido do Nordeste brasileiro, além de incrementar a disponibilidade de água nos períodos secos, uma densa rede de reservatórios artificiais foi construída. Entre estes, normalmente, estão os pequenos açudes que são construídos sem o acompanhamento das agências responsáveis, de forma privada, tornando a rede de reservatórios uma sobreposição da rede fluvial (MAMEDE *et al.*, 2012; MEDEIROS, 2013; PETER *et al.*, 2014; DE ARAÚJO; BRONSTERT, 2016).

Embora a adoção desses açudes e de outras medidas de armazenamento de água tenha o objetivo de aumentar a confiabilidade do abastecimento de água, pode provocar o efeito contrário devido ao excesso de barragens, sendo capaz de impactar significativamente o regime de fluxo na bacia hidrográfica, repercutindo na qualidade da água, na biota, no volume hídrico, entre outros.

Os reservatórios servem ainda como bacias de detenção de sedimentos, retendo uma quantidade considerável do sedimento gerado dentro de bacias hidrográficas e estendendo a vida útil dos açudes maiores localizados a jusante (KROL *et al.*, 2011; SALINAS *et al.*, 2019). Apesar disso, a retenção de sedimentos pode afetar a quantidade de água disponível, diminuindo sua capacidade de armazenamento e sua qualidade por causa dos poluentes adsorvidos. O assoreamento do reservatório pode aumentar os riscos de estresse hídrico nessas áreas devido às altas taxas de evaporação e perdas de água por transbordamento (DE ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006; MAMEDE *et al.*, 2012).

A presença excessiva de reservatórios acarreta a diminuição do fluxo de água dos rios devido às barragens de montante, uma vez que o barramento gerado para recarga dos reservatórios limita por certo período a continuidade do escoamento dos rios. Além disso, os sedimentos podem não ser liberados aos rios de forma distribuída, gerando o assoreamento,

diminuindo a profundidade da calha, assim, a área de drenagem da bacia fica sujeita em parte aos reservatórios.

Di Baldassarre *et al.* (2018) dizem que a construção de reservatórios costuma trazer muitos benefícios a curto prazo, pois aumenta o suprimento de água e permite o crescimento urbano, agrícola e econômico, buscando beneficiar igualmente todos os grupos sociais (BOELENS; SHAH; BRUINS, 2019). Apesar disso, muitos autores concordam que a criação de barragens, sobretudo as grandes, causa problemas sociais, já que elas tendem a atender à demanda de grandes indústrias, prevalecendo a vulnerabilidade econômica e financeira entre as classes sociais (CROW-MILLER; WEBBER; MOLLE, 2017; MOLLE, 2017; FOX; SNEDDON, 2019).

Com o passar do tempo e com a ocorrência de novas secas, a tendência é que haja ações para aumentar a oferta de água (gestão da oferta). Essas atividades, entretanto, podem gerar um efeito reverso e aumentar o déficit hídrico (GOHARI *et al.*, 2013; DI BALDASSARRE *et al.*, 2019).

Captação de água

A captação de água é um fator que influencia diretamente a vazão dos rios, que diminui à medida que ocorre a retirada de água (KROL *et al.*, 2011). O abastecimento humano é um uso prioritário dos recursos hídricos, porém deve ser realizado com critérios para que não ocorra captação excessiva. O acesso à água para as populações rurais é um problema significativo, já que sua distribuição não ocorre em todas as localidades, por isso, há a necessidade de buscar alternativas que atendam à subsistência populacional (GÜNTNER, 2002a). Dessa forma, a captação dessa água permite o uso para consumo humano, produção de alimentos, criação de animais, entre outros (COSTA *et al.*, 2013a).

O rebaixamento da água dos rios por captação pode ocorrer de diferentes formas, por exemplo, por meio de aduções feitas com o auxílio de bomba ou com a ação da gravidade, de barramentos durante o percurso do rio e de poços ou cacimbas. Assim, quando ocorre o rebaixamento da lâmina de água no rio, a energia solar atinge camadas mais profundas, favorecendo ainda mais a diminuição do volume por meio da evaporação (TILLMAN; LEAKE, 2010).

2.3 Métricas de intermitência dos rios

Métricas hidrológicas são índices ou indicadores calculados a partir de séries temporais, usados para caracterizar propriedades estatísticas de componentes de regimes de rios (COSTIGAN *et al.*, 2017). O regime de fluxo natural refere-se ao padrão característico de magnitude, duração, momento, fluxo, frequência e taxa de variação. Assim, para auxiliar na caracterização do fluxo intermitente dos rios, alguns autores utilizam como principais métricas o número de dias de fluxo zero, o número de períodos de fluxo zero, a duração média de período com fluxo zero, a porcentagem de permanência de fluxo zero no período de um ano e a porcentagem de permanência do fluxo por estação (SNELDER *et al.*, 2013; COSTIGAN; DANIELS; DODDS, 2015; SCHRIEVER *et al.*, 2015).

Estudos de regimes de fluxos intermitentes utilizam como principais métricas o número ou a frequência de dias com fluxo zero, ou seja, vazão zero, para definir ou distinguir classes de intermitência. Algumas destas pesquisas foram realizadas nos Estados Unidos (ENG; WOLOCK; DETTINGER, 2016), na França (SNELDER *et al.*, 2013), na África do Sul (SMAKHTIN; TOULOUSE, 1998), no Brasil (FELIX; DA PAZ, 2016), na Austrália (YU *et al.*, 2018) e na Espanha (GALLART *et al.*, 2016). Diante do exposto, é justificável a utilização de tais métricas, pois estes métodos estão sendo amplamente aplicados e favorecem as aferições dos resultados.

Costigan *et al.* (2017), em seu trabalho de revisão, elaboraram uma tabela com as principais métricas hidrológicas para rios com fluxo intermitente, apresentadas na Tabela 1 junto às suas respectivas definições.

Tabela 1 – Métricas hidrológicas para avaliação da intermitência

Métrica Hidrológica	Definição
Frequência dos eventos – condição de fluxo zero	
Contagem de fluxo zero ^a	Número médio de ocorrências anuais, sazonais ou mensais durante as quais a magnitude do fluxo permanece igual ou abaixo de algum limite definido como fluxo zero.
Contagem de fluxo zero no Coeficiente de variação ^a	Coeficiente de ocorrências anuais, sazonais ou mensais durante as quais a magnitude do fluxo permanece igual ou abaixo de algum limite definido como fluxo zero.
Duração dos fluxos dos eventos – condição de fluxo zero	
Duração do fluxo zero ^a	Duração média das ocorrências anuais, sazonais ou mensais durante as quais a magnitude do fluxo permanece igual ou abaixo de algum limite (<i>fluxo zero</i>).

Duração do CV de fluxo zero ^a	Coeficiente de variação na duração anual, sazonal ou ocorrências mensais durante as quais a magnitude do fluxo permanece igual ou inferior a algum limite definido como fluxo zero.
Número de dias de fluxo zero	Número médio anual de dias com magnitude de fluxo igual ou inferior a algum limite definido como fluxo zero.
Número do CV de dias de fluxo zero	Coeficiente de variação no número anual de dias com magnitude de fluxo igual ou inferior a algum limite definido como fluxo zero.

Momento e sazonalidade dos eventos de fluxo – condições de fluxo zero

Data Juliana do fluxo zero anual	A data juliana média do fluxo zero anual de um dia em todos os anos.
Data Juliana do CV do fluxo zero anual	Coeficiente de variação na data juliana do fluxo zero anual de um dia ao longo de todos os anos.
Possibilidade sazonal de seis meses para períodos de fluxo zero	Frequências plurianuais de meses de fluxo zero para os seis contíguos mais úmidos meses do ano divididos pelas frequências plurianuais de meses de fluxo zero pelos seis meses mais secos restantes. Períodos de seis meses úmidos e secos são aqueles com menores e maiores frequências de fluxo zero, respectivamente.
Previsibilidade (P) de dias de fluxo zero ^b	Previsibilidade (P) de Colwell (1974) de dias de fluxo zero.
Sazonalidade (M/P) de dias de fluxo zero ^b	Sazonalidade de Colwell (1974) (M / P) de dias de fluxo zero.

Taxa de variação nos eventos de fluxo – antes/depois do período de fluxo zero

Taxa de aumento	Taxa média de elevação na magnitude do fluxo (aumento do membro do hidrograma) durante um determinado período de tempo.
Taxa de aumento do CV	Coeficiente de variação na taxa de aumentos na magnitude do fluxo durante um determinado período de tempo.
Taxa de queda	Taxa média de reduções na magnitude do fluxo (queda do membro do hidrograma) durante um determinado período de tempo
Taxa de queda do CV	Coeficiente de variação na taxa de reduções na magnitude do fluxo ao longo de um determinado período de tempo
Número de reversões	O número de aumentos que diminui num determinado período de tempo
Reversões do CV	Coeficiente de variação no número de elevações e depois diminui o fluxo magnitude durante um determinado período de tempo

CV – Coeficiente de Variação

^a – Critério independente para fluxo zero, intervalos de frequência e duração precisam ser especificadas (por exemplo, pelo menos sete dias entre os intervalos).

^b – Previsibilidade (P) do fluxo de Colwell (1974) é composta por dois componentes aditivos independentes: Constância (C - uma medida de invariância temporal) e Contingência (M - uma medida de periodicidade).

Compilado ou adaptado de Olden, J.D., Poff, N.L., 2003. Redundância e a escolha de índices hidrológicos para caracterização regimes de fluxo. *River Res. Appl.* 19, 101-121; Kennard, M.J., Mackay, S.J., Pusey, B.J., Olden, J.D., Marsh, N., 2010b.

Quantificando a incerteza na estimativa de métricas hidrológicas para estudos ecohidrológicos. *River Res. Appl.* 26, 137-156; e Gallart, F., Prat, N., García-Roger, E.M., Latrón, J., Rieradevall, M., Llorens, P., *et al.*, 2012. Uma nova abordagem para analisar os regimes de fluxos temporários em relação aos seus controles sobre a composição e estrutura da biota aquática. *Hydrol. Earth System Sci.* 163165-3182 e complementado com algumas métricas propostas associadas a taxas de aumento e queda no fluxo.

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

Além de métricas de duração de eventos com fluxo zero (GALLART *et al.*, 2016; COSTIGAN *et al.*, 2017), outras métricas podem ser utilizadas para a intermitência dos rios, como a conectividade de fluxo lento, o comprimento médio dos cursos d'água (DATRY *et al.*, 2016), a densidade de drenagem (GODSEY; KIRCHNER, 2014) e a redução da rede de drenagem (GOULSBRA; EVANS; LINDSAY, 2014).

2.4 Modelos hidrológicos

Modelos hidrológicos têm sido desenvolvidos para simplificar o entendimento e prever cenários na área das bacias hidrográficas. Modelos são representações simplificadas da realidade (AL-QURASHI *et al.*, 2008; ALMEIDA *et al.*, 2009). A partir da década de 1960, desde o lançamento do *Stanford Watershed Model*, observa-se uma intensa evolução na modelagem computacional destinada a compreender a dinâmica hidrológica de bacias hidrográficas, intitulada de modelagem hidrológica (SINGH; WOOLHISER, 2003).

A modelagem hidrológica representa a aplicação de modelos visando a obtenção de resultados pertinentes à realidade, contribuindo para a representação hidrológica de locais sobre os quais há informações limitadas. Segundo Costigan *et al.* (2017), quando os medidores de vazão não possuem dados suficientes acerca de um local de interesse, realiza-se a modelagem para estimar dados a partir dos quais métricas podem ser calculadas. Além disso, são empregados para simular fluxos sob condições ambientais variáveis, como mudanças globais e extração de água para uso humano.

Muitos modelos hidrológicos são utilizados para simular regimes de vazão, entretanto, a maioria deles foi desenvolvida para rios perenes. Por isso, há dificuldade em representar extremos hidrológicos por modelagem, principalmente quando os fluxos dos eventos chegam a zero. Existem várias razões para essa dificuldade na simulação de fluxo zero. Por exemplo, a maior parte dos modelos de escoamento de chuva concentra-se nas águas superficiais e falha em capturar os efeitos das interações com as águas subterrâneas ou em considerar as peculiaridades geológicas. Falta também com frequência a compreensão dos diferentes processos que conduzem à intermitência (PILGRIM; CHAPMAN; DORAN, 1988; YE *et al.*, 1997; LEGATES; MCCABE, 1999; SNELDER *et al.*, 2013).

Realizar a modelagem de fluxo zero é essencial para compreender a intermitência e a efemeridade dos rios. A região semiárida brasileira apresenta muitos rios com essa característica, e uma simulação eficiente poderia auxiliar no planejamento e manejo dos recursos hídricos. Alguns modelos já foram utilizados para modelar a estiagem dos rios, como

em pesquisa realizada por Yu *et al.* (2018), por exemplo, na qual eles utilizaram dados de escoamento espacialmente contíguos; em pesquisa de Felix e da Paz (2016), foi utilizado o Modelo Hidrológico distribuído para Grandes Bacias (MGB-IPH); já na pesquisa de Tzoraki *et al.* (2016), foi utilizado o modelo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*). Os valores de coeficientes de Nash e Sutcliffe (NASH; SUTCLIFFE, 1970) dos modelos citados variaram de 0,60 a 0,80. Esses resultados indicam a validade dos modelos, pois, quanto mais próximo de 1 for o coeficiente, maior é a eficiência do modelo.

2.5 Modelo hidrológico WASA

Espera-se que a modelagem da intermitência dos rios torne-se cada vez mais representativa, que os atuais modelos avancem e que outros modelos sejam aplicados a fim de obter melhores desempenhos. O modelo de Disponibilidade de Água em Ambientes Semiáridos (WASA – do inglês, *Model of Water Availability in Semi-Arid Environments*), por exemplo, não foi utilizado para modelar a estiagem dos rios, por isso considera-se importante utilizá-lo para verificar sua performance. Este modelo foi desenvolvido no final da década de 1990 por pesquisadores alemães e tem a capacidade de simular a geração do escoamento em regiões secas, distribuído ao longo da paisagem (GÜNTNER, 2002a; GÜNTNER; BRONSTERT, 2004). As bacias em ambientes secos apresentam frequentemente muitos reservatórios de superfície, fato que foi inserido no modelo, conforme explicam os autores (GÜNTNER *et al.*, 2004).

O Modelo WASA é um modelo determinístico para simulação contínua do escoamento em áreas secas e não necessita de calibração, já que os parâmetros podem ser estimados a partir de dados fisiográficos (GÜNTNER; BRONSTERT, 2004). A modelagem pode ser realizada para passos diários, bem como, para pequenas áreas, uma resolução horária pode ser aplicada. O modelo apresenta ainda a capacidade de simular a geração do escoamento e como este é distribuído ao longo da paisagem, possibilitando a quantificação de disponibilidade hídrica. A rede de drenagem, os reservatórios superficiais e as vertentes são as principais estruturas espaciais do modelo (DE ARAÚJO; MEDEIROS, 2013). Os processos hidrológicos são simulados de forma isolada em cada elemento, assim como são calculadas as transferências de água dentro e entre eles (MEDEIROS, 2009). É um modelo chuva-vazão de simulações quase contínuas (passo diário, permitindo ajuste para passos horários). A resolução espacial é considerada como semidistribuída, ou seja, a região de estudo pode ser segmentada em áreas de menor extensão, possibilitando que a variabilidade dos processos hidrológicos seja

captada, produzindo resultados de maior compatibilidade com a realidade observada. Porém, áreas com reduzidas escalas podem não ser retratadas.

As características das áreas estudadas, como a geologia, a topografia, o uso do solo e a vegetação, são componentes da paisagem que exibem uma variabilidade espacial que influencia diretamente a forma como a precipitação incidente em uma determinada zona será convertida em escoamento e evapotranspiração, além de determinar o padrão de distribuição da umidade do solo na região em análise. A umidade é muito importante no estudo de bacias hidrográficas, pois influenciará na geração de escoamento e na resposta hidrológica da bacia (GÜNTNER; BRONSTERT, 2004). Portanto, é essencial compreender a resolução espacial do WASA. O modelo baseia-se em processos, seus parâmetros podem ser provenientes de características físicas medidas na área de estudo, dessa forma, também pode ser considerado um modelo físico (GÜNTNER, 2002b). A estrutura das unidades espaciais de modelagem é definida através de um esquema hierárquico de desagregação que parte da unidade mais abrangente para uma específica. O objetivo dessa abordagem é compreender a variabilidade das propriedades da bacia, tais como topografia, tipo de solo e cobertura vegetal, e como estes impactam os padrões de umidade do solo e de geração de escoamento na vertente (MEDEIROS, 2009).

A maior escala da hierarquia, sub-bacia, é definida considerando-se a localização das estações de medição das vazões dos rios e dos reservatórios estratégicos, que serão investigados explicitamente pelo modelo, e das confluências dos rios principais. Municípios ou unidades de área definidas poderão ser utilizados para substituir as sub-bacias, assim, será representada a estrutura de maior hierarquia. Quando estas últimas apresentarem tamanho inferior ao das sub-bacias, o escoamento produzido por cada unidade que compõe a sub-bacia deverá ser considerado para produzir a resposta da sub-bacia como um todo. Nesta escala, são simulados os processos de transporte na rede de drenagem e o balanço hídrico nos reservatórios (MÜLLER *et al.*, 2008).

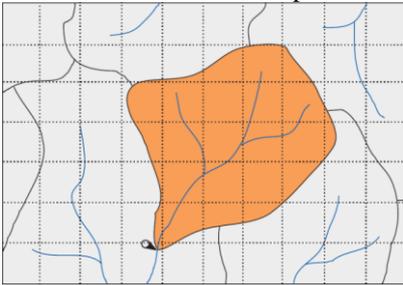
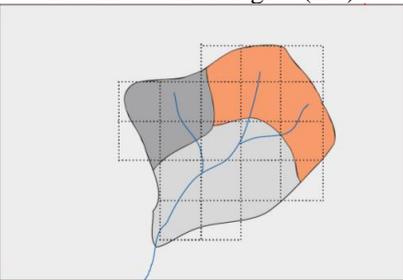
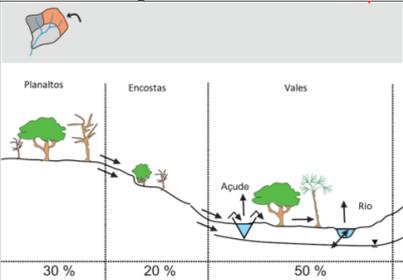
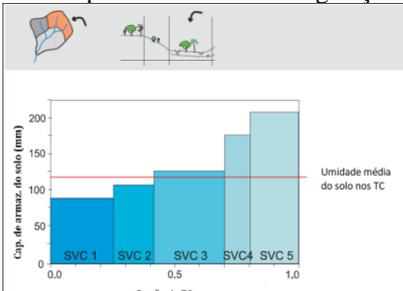
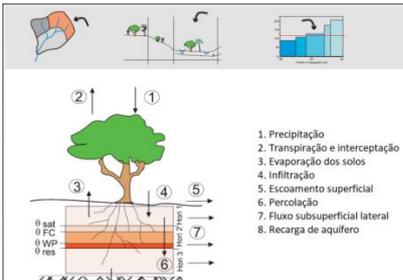
A estrutura posterior do modelo, unidade hidrológica (LU – do inglês, *landscape unit*), representa a associação de vertentes demarcadas com base na aplicação do conceito de SOTER (*soil and terrain digital database* – FAO, 1993). As características geológicas, topográficas e pedológicas são os elementos básicos para a estruturação da bacia segundo o conceito de SOTER (MAMEDE, 2008). As unidades hidrológicas compartilham características semelhantes às observadas no primeiro nível de hierarquia, especialmente nos processos laterais e na variabilidade vertical dos processos. O volume gerado nas sub-bacias representa o somatório dos volumes produzidos nas unidades hidrológicas inseridas na sub-bacia. As unidades hidrológicas são compostas por até três componentes de terreno, que representam o

terceiro nível da hierarquia. Áreas elevadas (planaltos), regiões de declive (encostas) e vales ou depressões são os componentes de terreno que buscam representar as diferentes zonas da vertente. Posteriormente, executa-se uma caracterização da declividade média das unidades de terreno. Quando não são observadas diferenças topográficas significativas na unidade hidrológica, é atribuído o máximo de duas de unidades de terreno na paisagem (LOPES, 2013). O modelo WASA não apresenta a exata localização geográfica dos componentes do terreno, assim, deve ser determinada a fração que cada componente do terreno ocupará na unidade de paisagem. A transferência lateral de fluxo superficial e subsuperficial será simulada entre os diferentes componentes do terreno ao longo da vertente.

A fim de apresentar a heterogeneidade da unidade do solo nos compartimentos do terreno, é proposta a divisão desses compartimentos em associações de solo-vegetação (quarto nível hierárquico). Nesta escala, é considerada uma redistribuição lateral de escoamento superficial e subsuperficial. Representam unidades de modelagem sendo caracterizadas por uma associação específica entre um tipo de solo e a cobertura do terreno. A distribuição espacial dos componentes de solo e vegetação é aleatória dentro do componente de terreno.

O último nível hierárquico, a menor escala considerada, é representado pelo perfil de solo que apresentará um número de horizontes que irá variar de acordo com os componentes da associação solo-vegetação estabelecida no modelo WASA. Perfis representativos de solo em cada componente de solo e vegetação serão apresentados. Os fluxos verticais e horizontais são considerados para o cálculo do balanço hídrico nos diferentes horizontes do solo. Ao término das simulações, que seguem nas demais hierarquias considerando escoamento superficial e subterrâneo, além de redistribuição e transferência lateral, tem-se o fluxo de água gerado na sub-bacia. O esquema hierárquico de discretização está representado na Figura 3.

Figura 3 – Esquema hierárquico para a estruturação de bacias hidrográficas em unidades de modelagem no WASA

Nível	Tipo e critério de delimitação	Função
<p>1. Sub-bacia/município</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Polígonos com localização geograficamente referenciada - Fonte de dados das bacias: análise de terreno de 30 - USGS-DEM e mapas topográficos digitalizados - Municípios: limites administrativos 	<ul style="list-style-type: none"> - Rotear escoamento, incluindo retenção e retiradas em reservatórios. - Se as células da grade forem menores que a sub-bacia ou que os municípios: respostas de escoamento de todas as células da grade pertencentes a uma sub-bacia são adicionadas para fornecer a resposta da bacia. Subdivisões adicionais (níveis 2-5) começam no nível da célula da grade.
<p>2. Unidade hidrológica (LU)</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Polígonos com localização referenciada geograficamente - Semelhança de: <ul style="list-style-type: none"> • relevo; • litologia geral; • associações de solo; • topossequências. 	<ul style="list-style-type: none"> - Unidade de modelagem com características semelhantes referentes a processos laterais e similaridade de variabilidade de subescala em processos verticais - Composto por um a três componentes do terreno. - Respostas de escoamento superficial de todas as unidades da paisagem são somadas para fornecer resposta total da célula da sub-bacia / do município / da grade.
<p>3. Componente de Terreno</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Fração da área da unidade paisagística (sem referência geográfica) - Semelhança de: <ul style="list-style-type: none"> • declividade do terreno; • posição dentro da topossequência; • associações de solos. 	<ul style="list-style-type: none"> - Transferência lateral de escoamento superficial e subsuperficial entre componentes do terreno de diferentes posições topográficas por relações entre terras altas e terras baixas. - Reinfiltração (fluxo de retorno) em componente com posição topográfica mais baixa.
<p>4. Componentes de solo e vegetação</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Fração da área do componente do terreno - Caracterizado por combinação específica de: <ul style="list-style-type: none"> • tipo de solo; • classe de vegetação / cobertura do solo. 	<ul style="list-style-type: none"> - Variabilidade da umidade do solo dentro do componente do terreno - Redistribuição lateral do escoamento superficial e subterrâneo entre componentes do solo-vegetação. - Variabilidade da capacidade de armazenamento de umidade do solo - Componente da vegetação (abordagem de área parcial para saturação-escoamento superficial excessivo).
<p>5. Perfil do solo</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Perfil representativo do solo - componente de vegetação - vários horizontes do solo de profundidade variável - limite inferior por profundidade da zona raiz ou da rocha 	<ul style="list-style-type: none"> - Cálculo do balanço hídrico no perfil de cada componente solo-vegetação. - Determinação de fluxos de água verticais e laterais para horizontes individuais.

Fonte: adaptada de Güntner (2002b).

Em pesquisa realizada por De Araújo e Medeiros (2013), foi utilizado o Modelo de Disponibilidade de Água em Ambientes Semiáridos com Dinâmica de Sedimentos (WASA-SED), que permite simular a quantidade de água, bem como a geração e o transporte de sedimentos na bacia. O modelo funciona em intervalos diários ou horários, simulando: interceptação; evaporação e transpiração; infiltração; escoamento subsuperficial; redistribuição lateral do escoamento; entre componentes de solo-vegetação e terreno. O modelo também já foi utilizado para avaliar o aporte de sedimentos (MUELLER *et al.*, 2010; DE ARAÚJO; MEDEIROS, 2013; LOPES, 2013) e a disponibilidade hídrica nos reservatórios (GÜNTNER, 2002a; KROL *et al.*, 2011).

Segundo Güntner e Bronstert (2004), o modelo WASA simula o balanço hídrico dos solos e reservatórios de água, geração de escoamento e fluxo fluvial, utilizando dados de topografia, vegetação, geomorfologia, clima, solo, entre outros. Além disso, o modelo passa por um período de ‘aquecimento’, que consiste no período em que as condições iniciais ainda têm forte repercussão nos resultados. Após o ‘aquecimento’, o modelo representa de forma mais realista a natureza. Com isso, a resposta do modelo se torna mais realista (estável) e as variáveis hidrológicas correspondem melhor às observadas (SECK *et al.*, 2015).

Este trabalho busca aplicar o modelo WASA para representar tanto o aporte dos reservatórios ao longo do período de análise, quanto os dias com escoamento em três diferentes bacias. Entre as pesquisas realizadas, observou-se que no Brasil há carência de dados sobre a dinâmica da intermitência e efemeridades dos rios. Dessa forma, busca-se compreender o comportamento da dinâmica hídrica e os fatores responsáveis para essa ocorrência através de dados medidos com a possibilidade de aplicação de diferentes cenários através de modelagem hidrológica.

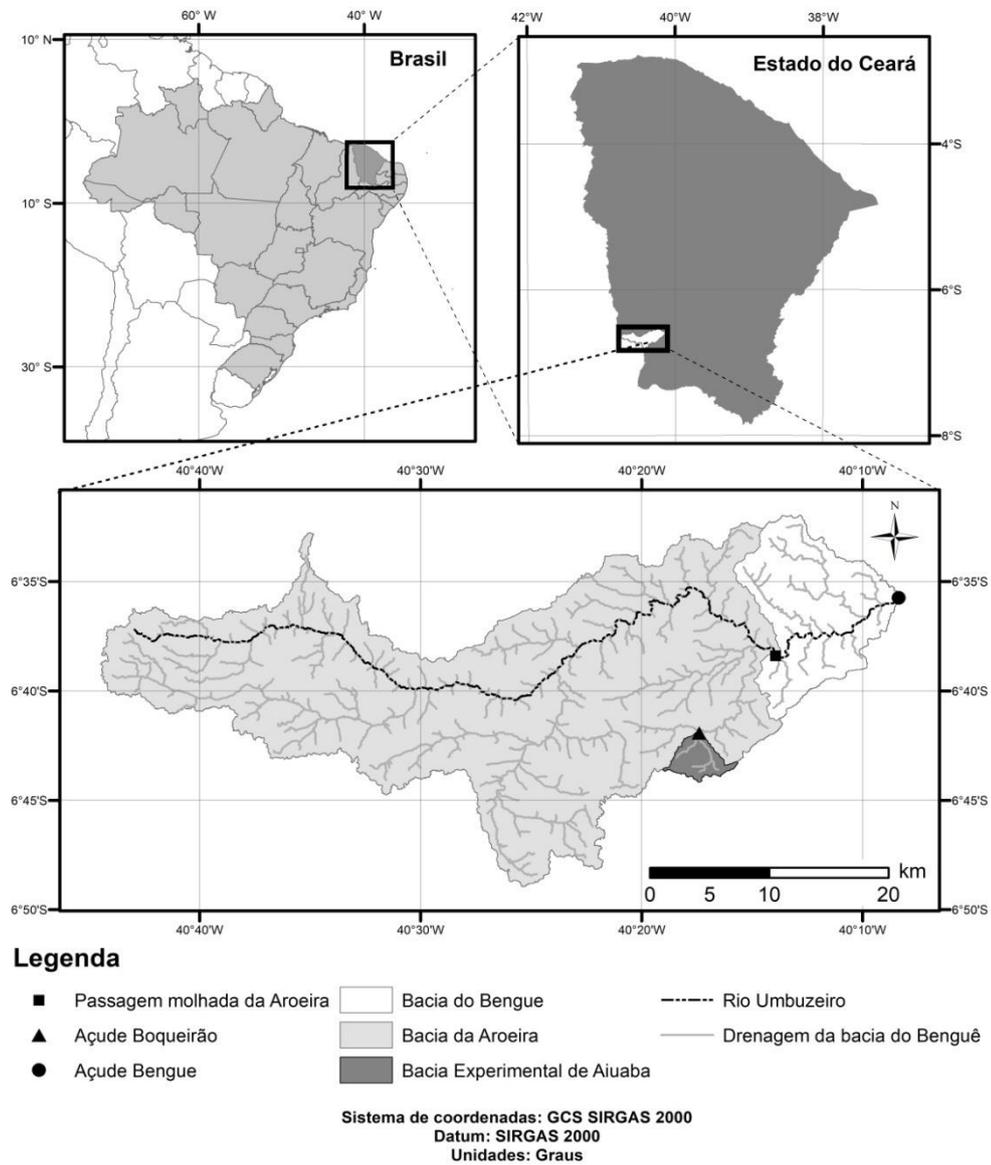
3 METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

Esta pesquisa foi realizada em três bacias aninhadas. A maior delas, a Bacia do Benguê, tem uma área de 933 km², onde estão contidas a Bacia de Aroeira, com área de 800 km², e a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), com área de 12 km². As três bacias compõem a bacia hidrográfica do Rio Umbuzeiro, localizado no município de Aiuaba, sudoeste

do Ceará. O Rio Umbuzeiro tem comprimento de 78 km. A Figura 4 representa a localização das três bacias aninhadas do Benguê, assim como a do Rio Umbuzeiro.

Figura 4 – Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Umbuzeiro, que contém as três bacias aninhadas, objetos da presente pesquisa: a Bacia Experimental de Aiuaba, a Bacia da Aroeira e a Bacia do Açude Benguê



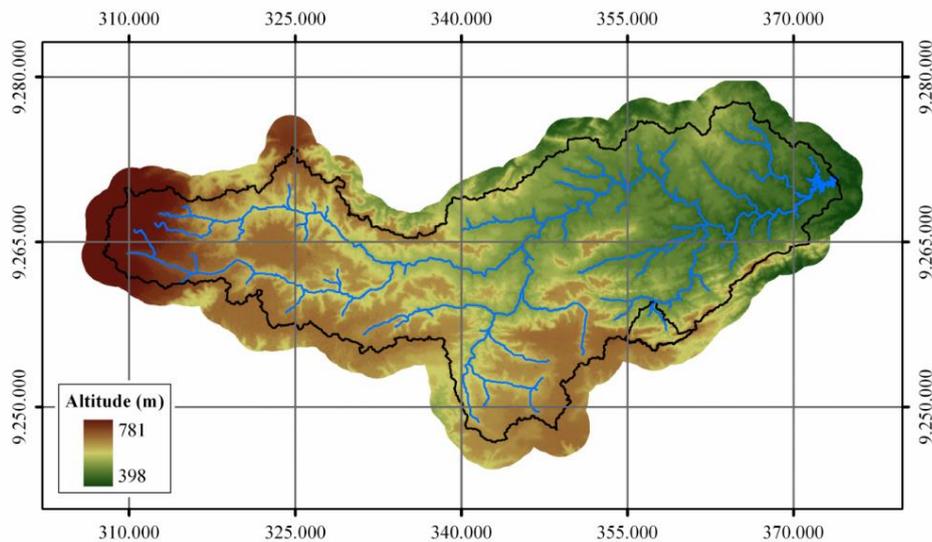
Fonte: elaborada pela autora.

A bacia hidrográfica do Rio Umbuzeiro está inserida na Bacia do Alto Jaguaribe. O Açude Benguê, que barra o Rio Umbuzeiro, foi construído no ano 2000 para abastecimento da sede do município de Aiuaba, onde toda a bacia está inserida. A Bacia de Aroeira também tem como exutório uma seção do Rio Umbuzeiro, localizado a três quilômetros a montante do Açude Benguê. A Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) vem sendo monitorada pelo Grupo de

Estudos Hidrossedimentológico do Semiárido do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará (HIDROSED) desde janeiro de 2003 com relação às variáveis hidrológicas e sedimentológicas. Está situada integralmente na Estação Ecológica (ESEC) de Aiuaba, sob administração do Ibama, e é controlada pelo Açude Boqueirão (DE ARAÚJO; PIEDRA, 2009; MEDEIROS, 2009; PINHEIRO, 2013).

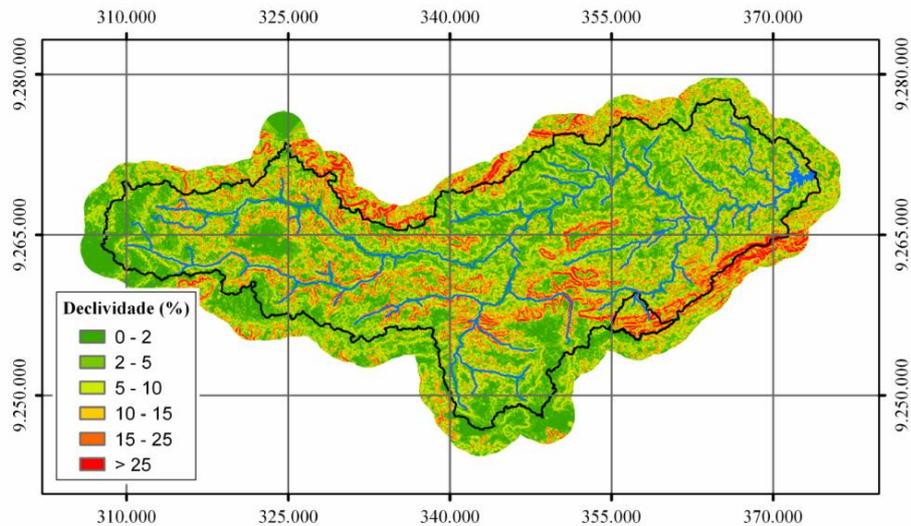
Creutzfeldt (2006) realizou a caracterização da área da Bacia do Rio Umbuzeiro e observou que sua elevação altimétrica varia entre aproximadamente 400 e 800 metros acima do nível do mar, sendo as maiores altitudes verificadas nos planaltos situados na borda oeste da bacia, onde se localiza a nascente do rio. A Figura 5 apresenta o modelo de elevação digital da bacia, enquanto a Figura 6 ilustra a declividade da área. As imagens têm resolução de 15 m e foram geradas com base em imagens de satélite ASTER, obtidas no ano 2000.

Figura 5 – Modelo de elevação digital da Bacia do Rio Umbuzeiro, controlada no exutório pelo Açude Benguê



Fonte: Medeiros (2009).

Figura 6 – Declividade da Bacia do Rio Umbuzeiro, controlada no exutório pelo Açude Benguê



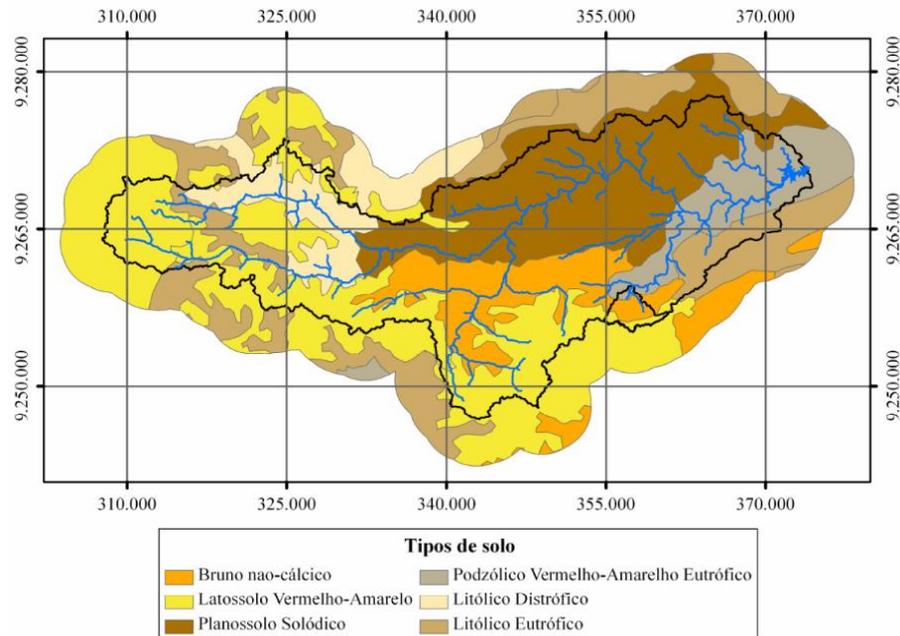
Fonte: Medeiros (2009).

A região tem clima tropical semiárido, do tipo BS de acordo com a classificação de Köppen, sua precipitação média anual é de 550 mm e sua evaporação potencial é de aproximadamente 2500 mm.ano⁻¹. O regime pluviométrico apresenta forte variabilidade intra e interanual, com um período chuvoso bem definido (entre os meses de janeiro e maio), correspondendo a 80% da precipitação anual. A temperatura mensal média varia de 24 a 28°C (PINHEIRO *et al.*, 2016). O escoamento superficial ocorre principalmente por processo Hortoniano – no qual a intensidade da chuva supera a capacidade de infiltração do solo –, em decorrência principalmente da alta intensidade das chuvas e da escassa cobertura vegetal, característica comum nas regiões semiáridas (WOOLHISER; SMITH; GIRALDEZ, 1996; GÜNTNER, 2002a; DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016).

O solo da bacia tende a ter uma saturação nas camadas superficiais do solo de forma descontínua no espaço e no tempo, permitindo reinfiltração do escoamento e limitando o fluxo para a rede de drenagem, de forma que o coeficiente de escoamento se torna baixo (MEDEIROS, 2009). Em pesquisa realizada na BEA entre os anos de 2003 e 2006, estimou-se que foi convertida em escoamento 6% da precipitação, cuja maior parte foi perdida por infiltração (COSTA, 2007). A região é coberta por uma densa vegetação nativa (Caatinga), apresentando vegetação de Carrasco e Caatinga com diferentes fisionomias relacionadas à heterogeneidade fisiográfica, com diferentes classes de solo e variações no relevo. A área compreende diferentes solos, sendo estes: Latossolo Vermelho-Amarelo, Bruno não-cálcico, Podzólico Vermelho-Amarelo Eutrófico, Planossolo Solódico, Litólicos Distróficos e Litólicos

Eutróficos (CREUTZFELDT, 2006; MAMEDE, 2008), cuja distribuição na bacia é observada na Figura 7.

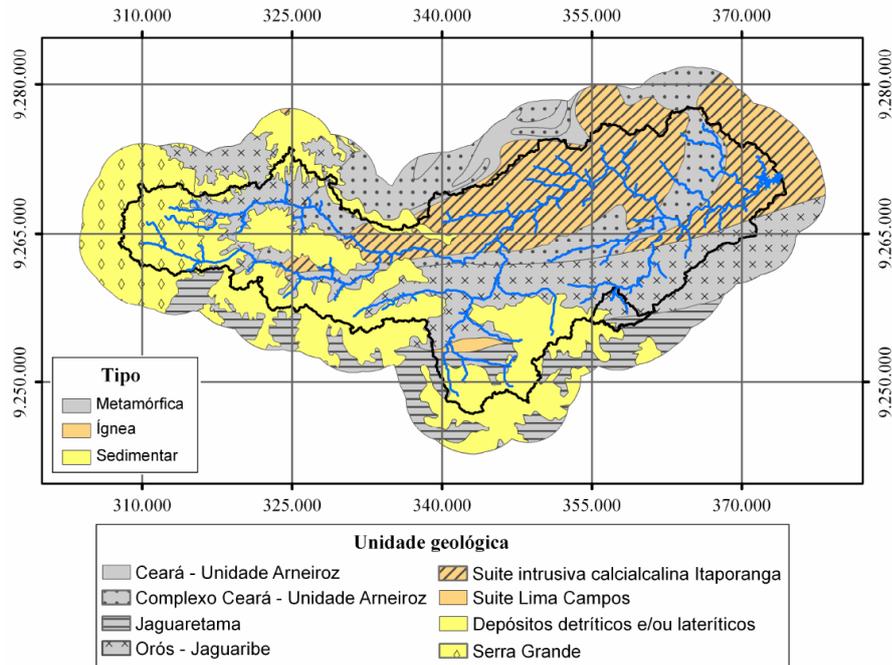
Figura 7 – Solos da Bacia do Rio Umbuzeiro, controlada no exutório pelo Açude Benguê



Fonte: Medeiros (2009).

A geologia da bacia é caracterizada pela transição de um complexo cristalino a uma formação sedimentar, influenciando o escoamento superficial na bacia, com maiores escoamentos na área cristalina e maiores infiltrações na área sedimentar. A Figura 8 representa o mapa geológico da Bacia do Rio Umbuzeiro.

Figura 8 – Geologia da Bacia do Rio Umbuzeiro, controlada no exutório pelo Açude Benguê



Fonte: Medeiros (2009).

3.2 Métrica da intermitência dos rios

Neste trabalho, será considerada como principal métrica da intermitência dos rios o número de dias com fluxo maior que zero (OLDEN; POFF, 2003; COSTIGAN *et al.*, 2017). Esse método foi escolhido porque no semiárido Cearense há maior número de dias com fluxo zero, então, identificar os dias com fluxo será essencial para compreender o funcionamento da intermitência e da efemeridade dos rios.

Entre os dados de saída do modelo WASA, estão as vazões escoadas diariamente nas seções previamente estabelecidas. Em trabalho realizado por Costigan *et al.* (2017), foi admitido que a intermitência do rio ocorria quando a vazão zero ultrapassava 15 dias/ano. Como os rios do semiárido brasileiro passam meses sem escoar, espera-se que o intervalo temporal sem escoamento seja superior aos 15 dias, como advogado por Costigan *et al.* (2017). A métrica escolhida será usada para analisar a intermitência na bacia em estudo e para verificar se o modelo WASA é capaz de representá-la. Para validar o modelo, serão analisadas duas variáveis: a dinâmica do volume dos açudes Benguê e Boqueirão; e a intermitência dos rios nas três seções eleitas.

Os dados de nível d'água do Açude Benguê são fornecidos diariamente pela Companhia de Gestão de Recursos Hídricos (COGERH). Com base nesses dados e no balanço

hídrico do reservatório, calcula-se a vazão afluente ao Benguê e, portanto, a intermitência do Rio Umbuzeiro na entrada do açude. O HIDROSED vem realizando medidas de escoamento diário no Rio Umbuzeiro, na seção de Aroeira, de modo que a intermitência pode ser avaliada diretamente por meio dos dados disponíveis. O HIDROSED também monitora a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), incluindo o Açude Boqueirão, localizado no exutório da BEA. Com base no balanço hídrico do Açude Boqueirão, pode-se avaliar a intermitência do Riacho da BEA.

3.3 Modelagem

Parametrização

A parametrização do modelo WASA para a Bacia do Rio Umbuzeiro baseia-se na busca de valores que melhor representam o ambiente e seus processos. A área de estudo é composta por sub-bacias que são fragmentadas em unidades espaciais inferiores, com isso, é possível identificar as características pedológicas, topográficas e vegetais das áreas mais semelhantes entre si. Os Manuais de Parametrização do modelo WASA-SED e WASA discutem esses parâmetros (MÜLLER *et al.*, 2008).

Há dados úteis à parametrização da área: Güntner (2002) realizou parametrização da bacia e de toda a região do Ceará; Creutzfeldt (2006) elaborou um banco de dados geográficos espaciais para toda a Bacia do Benguê, incluindo a BEA e a Bacia de Aroeira; o grupo HIDROSED monitora a seção de Aroeira (desde 2011) e o Açude Boqueirão (desde 2003); e a COGERH monitora o Açude Benguê desde 2000. Na Tabela 2, encontra-se uma lista de parâmetros do modelo WASA (MÜLLER *et al.*, 2008).

Tabela 2 – Parâmetros de entrada do modelo WASA: arquivos de entrada para uso geral, rotinas de encosta, rio e reservatório

Tipo	Parâmetro de entrada do modelo
Clima	Séries temporais diárias (mm/d); séries temporais diárias para radiação (W/m ²); séries temporais diárias para umidade (%); séries temporais diárias para temperatura (°C).
Vegetação	Resistência dos estômatos (s/m); sucção mínima e máxima (hPa); profundidade da raiz (m); índice de área foliar; albedo; rugosidade de Manning da encosta.
Solo	Número de horizontes; água residual (vol%); conteúdo de água no ponto de murcha permanente (vol%); capacidade de campo (vol%); conteúdo de água saturada (vol%); condutividade hidráulica saturada (mm/h); espessura (mm); índice do tamanho dos poros.
Terreno e rio	Condutividade hidráulica do leito rochoso (mm/d); profundidade máxima e média da zona do solo (mm); profundidade do leito do rio abaixo do componente do terreno (mm); profundidade inicial da água subterrânea abaixo da superfície (mm); coeficiente de armazenamento para vazão de água subterrânea (dia); profundidade do rio (m); largura do rio (m); razão entre as margens do rio; declive do rio (m/m); comprimento do rio (km); rugosidade de Manning para o leito do rio e planícies aluviais.
Reservatório	Perfil longitudinal do reservatório (m); perfis de seção transversal do reservatório (m); capacidade de armazenamento de água (m ³); curvas de volume do estágio inicial; área do reservatório (ha); escoamento máximo na saída do reservatório (m ³ /s); rugosidade de Manning para o leito do reservatório.

Fonte: Müller *et al.* (2008).

Segundo Güntner (2002), o modelo WASA deveria ser baseado em processos e, caso não fosse possível eliminar os parâmetros de calibração, um número mínimo deveria ser utilizado. A aplicação do modelo ocorre em uma extensa área geográfica, abrangendo um expressivo número de sub-bacias, exigindo uma calibração automática, o que compromete a precisão do processo de calibração.

Os valores dos parâmetros empregados derivam de dados climáticos e fisiográficos disponíveis acerca da área de estudo (Bacia Hidrográfica do Açude Benguê). Será considerada a classificação do solo elaborada por Creutzfeldt (2006) na bacia. Além disso, Medeiros (2009) e Mamede (2008) realizaram diferentes parametrizações na bacia para obter coeficientes que melhorassem a eficiência do modelo, assim, foram capazes de representar os processos hidrológicos de forma mais próxima da realidade, por isso, suas parametrizações também serão levadas em consideração neste trabalho. Igualmente, o trabalho feito na BEA por De Figueiredo *et al.* (2016) será considerado nas parametrizações, uma vez que os autores

analisaram a condutividade hidráulica saturada na bacia com 179 medições de campo ao longo do rio.

A condutividade hidráulica saturada apresenta elevada sensibilidade no modelo WASA-SED, por isso, devido à escassez de dados, Güntner (2002) utilizou funções de pedotransferência (*pedo-transfer functions*) para caracterizar fisicamente os solos nos Estados do Ceará e Piauí. Assim, o autor empregou uma equação proposta por Tomasella e Hodnett (1997) para obter a condutividade hidráulica saturada (mm.h^{-1}). Os valores obtidos foram excessivamente elevados para os solos da Bacia do Benguê, então, para compensar o efeito, Güntner (2002) variou o parâmetro de escala denominado de SF. Buscando excluir parâmetros de ajuste, Medeiros (2009) usou o modelo Rosetta, que foi proposto por Schaap (1999) e que estima as propriedades hidráulicas do solo.

A parametrização inicialmente estabelecida foi a proposta por Medeiros (2009). Posteriormente foram realizadas modificações na condutividade hidráulica saturada do solo no leito do rio (k_{sat1}), desnível entre as vertentes e a rede de drenagem (*riverbed* - H_s), condutividade hidráulica saturada do solo (k_{sat2}), condutividade hidráulica do embasamento cristalino (K_{sfu}) e no k_{fkorrr} , que é componente do parâmetro SF. Para compensar o efeito da atenuação da intensidade da chuva pelo passo diário da simulação, Güntner (2002) propôs o parâmetro de escala SF, que atua corrigindo a relação entre a intensidade da chuva e a capacidade de infiltração do solo, permitindo um cálculo mais preciso do escoamento do tipo Hortoniano na escala diária. A proposta inicial foi manter o SF constante, mas, visando separar os efeitos da precipitação, Mamede (2008) dividiu o parâmetro em duas componentes, passando a ser calculado diariamente em função da precipitação diária:

$$SF = k_{\text{fkorrr}_{\text{inf}}} k_{\text{fkorrr}_R} \quad (1)$$

Na Equação 1, $k_{\text{fkorrr}_{\text{inf}}}$ corresponde à correção da capacidade de infiltração do solo, sendo expresso por uma constante e igual a um, eliminando as calibrações consideradas nas rotinas de infiltração de água no solo. Já o termo k_{fkorrr_R} é utilizado para compensar a atenuação da precipitação em simulações com passo diário, calculando da seguinte forma:

$$k_{\text{fkorrr}_R} = \left[a \cdot \frac{1}{R} + b \right] \quad (2)$$

Na Equação 2, a e b são os parâmetros a ajustar, enquanto R é a precipitação diária. Em princípio, essa pesquisa foi realizada com os mesmos ajustes de k_{fkorrr_R} efetuados por

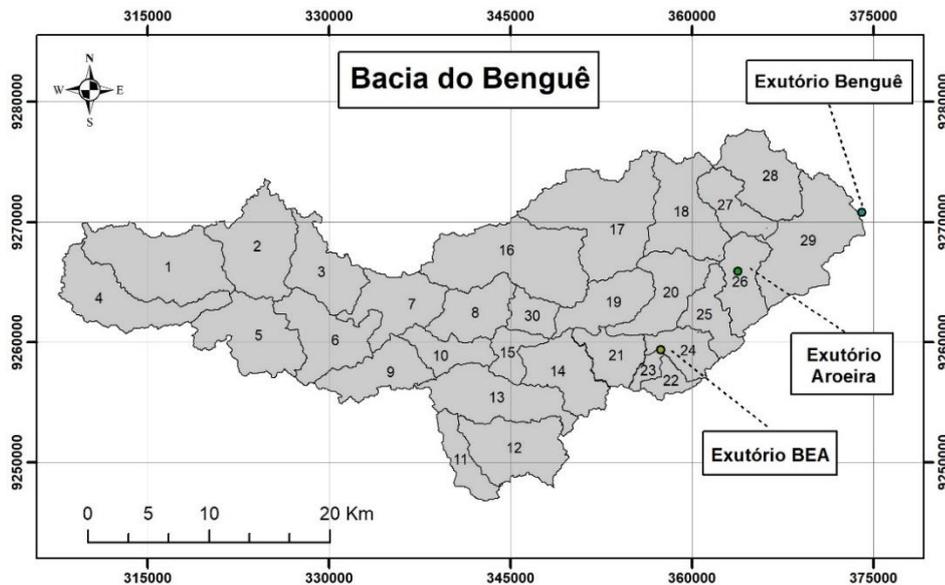
Mamede (2008), nos quais o autor obteve os valores medidos de kf_{korrr} através de registros pluviográficos da EP1 (ver Figura 10), em intervalos de cinco minutos. Conhecendo as distribuições temporais dos eventos chuvosos, o autor estabeleceu, para cada evento, a relação entre a intensidade média ($I_{med.}$) e a intensidade média diária ($I_{dia.}$). Os valores obtidos de $I_{med.}/I_{dia.}$ correspondem ao kf_{korrr} , a partir do qual a equação que compensa a atenuação da chuva elaborada por Mamede (2008) ficou da seguinte forma:

$$kf_{korrr} = \left(122.6 \cdot \frac{1}{R} + 1 \right) \quad (3)$$

Análise por sub-bacias

A Bacia do Benguê foi subdividida em trinta sub-bacias, das quais onze foram definidas pela presença de reservatórios e as demais dezenove foram definidas na tentativa de obter áreas com semelhantes tamanhos (MAMEDE *et al.*, 2018). Na Figura 9, é possível visualizar as trinta sub-bacias e as localizações dos exutórios de BEA, Aroeira e Benguê. As saídas de vazão (*river flow*) do modelo ocorrem por sub-bacia, assim, é possível analisar as vazões simuladas e as medidas.

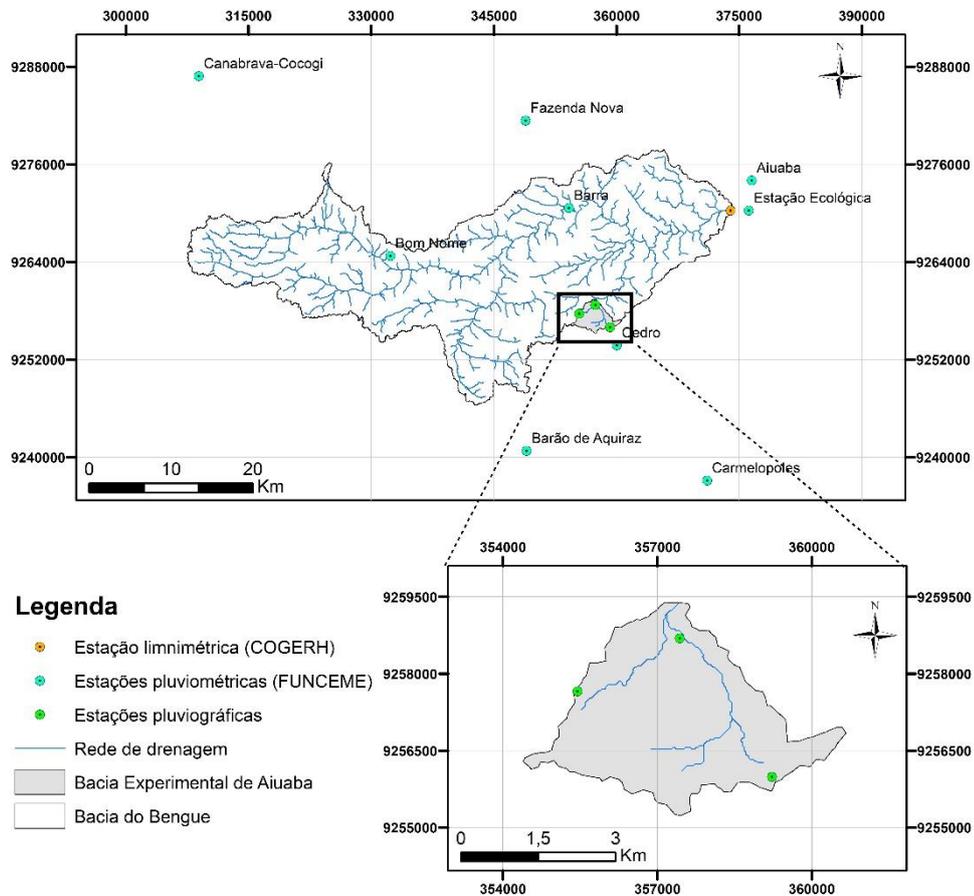
Figura 9 – Divisão da Bacia do Benguê em trinta sub-bacias com destaque nos exutórios das sub-bacias BEA, Aroeira e Açude Benguê



Fonte: elaborada pela autora.

Os dados secundários, como os climatológicos, foram obtidos através da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) para os anos de 2004 a 2020, já o monitoramento do volume de água no reservatório do Benguê foi disponibilizado pela COGERH, também para o período entre 2004 e 2020. Os dados primários utilizados, monitorados pelo HIDROSED na BEA, foram os dados pluviométricos e os de volume do Açude Boqueirão 2005-2014; na Bacia da Aroeira foram usados os dados de escoamento na passagem molhada 2011-2020. A Figura 10 apresenta os postos pluviométricos empregados, e, para selecioná-los, foram consideradas a proximidade da Bacia do Benguê e a disponibilidade de dados entre os anos de 2004 a 2020.

Figura 10 – Estações de monitoramento na Bacia do Benguê



Fonte: elaborada pela autora.

No modelo WASA, a intensidade da chuva é estimada a partir do seu total diário, aferindo-se a duração pelo coeficiente k_{korrr} . Assim, calcular a precipitação média na área das sub-bacias por métodos como o dos Polígonos de Thiessen, por exemplo, poderia gerar graves distorções na estimativa do escoamento. Como as chuvas na região são muito concentradas

temporalmente, postos vizinhos podem registrar totais semelhantes, porém em dias diferentes. Dessa forma, os dados pluviométricos das sub-bacias são representados pelo posto com centroide mais próximo de cada sub-bacia. (MAMEDE, 2008; MEDEIROS, 2009). Na Tabela 3, está descrita a distribuição dos postos para as sub-bacias.

Tabela 3 – Postos pluviométricos da Bacia do Benguê

Estação pluviométrica		Estado	Município	Localização		Série de dados	
Código	Nome			Lat. (°)	Long. (°)	Início	Fim
00640006	Carmelópolis	CE	Campos Sales	-6.90	-40.17	1998	2020
00640012	Fazenda Nova	CE	Aiuaba	-6.50	-40.37	2000	2020
00640014	Barra	CE	Aiuaba	-6.60	-40.32	1988	2020
00640019	Aiuaba	CE	Aiuaba	-6.57	-40.12	1978	2020
00640028	Cedro	CE	Aiuaba	-6.75	-40.27	2000	2020
00640029	Bom Nome	CE	Aiuaba	-6.65	-40.52	2000	2020
00640032	Barão de Aquiraz	CE	Campos Sales	-6.87	-40.37	2000	2020
00640039	Canabrava-Cocogi	CE	Parambu	-6.43	-40.72	2000	2020

Fonte: elaborada pela autora.

No anexo A, é possível observar os dados pluviométricos mais detalhadamente, sua distribuição e seu total anual. Na Bacia de Aroeira, ocorre o monitoramento do nível de água na passagem molhada do exutório, então esses dados serão convertidos em vazão, bem como serão realizadas a validação e a calibração do modelo. O nível é medido através de régua por moradores da localidade, quando ocorre escoamento no exutório do açude. Pinheiro (2013) elaborou uma curva chave de vazão líquida na seção da Aroeira (Equação 4).

$$Q = 150 \cdot H^{1.5} \quad (4)$$

Na Equação 4, Q é a vazão ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e H é o nível da água na seção (m).

3.4 Parametrização do modelo WASA

O fluxo hídrico foi simulado para toda a Bacia do Benguê durante 6.149 dias entre os anos de 2004 e 2020. O período de análise para a BEA foi de 2005 a 2014, enquanto para a

Bacia da Aroeira, foi entre os anos de 2011 e 2020 (nos anos em que há dados medidos). Os parâmetros analisados foram os denominados como $ksat1$ (condutividade hidráulica saturada do solo no leito do rio), $kfkorr_R$ (parâmetro de calibração, para compensar a atenuação da precipitação em simulações com passo diário), *riverbed* - H_s (profundidade do solo que contribui para o escoamento subsuperficial), $ksat2$ (condutividade hidráulica saturada do solo das encostas) e $kfsu$ (condutividade hidráulica saturada do embasamento cristalino). Nas simulações, os dados de precipitação foram de chuvas diárias. Os valores de $ksat1$ sempre foram aplicados em toda a Bacia do Benguê; já a aplicação dos de $ksat2$ ocorreram de duas maneiras, a saber, a modificação de todos os solos superficiais da Bacia do Benguê (Simulação 6) e de apenas dois tipos de solos da bacia (Simulação 7), cujos valores estão demonstrados no anexo B. Foram destacadas onze simulações, cujas descrições das parametrizações estão apresentadas na Tabela 4, nela é possível observar o dado aplicado em cada parâmetro nas simulações realizadas.

Tabela 4 – Parametrizações realizadas nas simulações com variação dos cinco parâmetros. O termo “ $Kfkorr_R$ a” corresponde ao parâmetro “a” da Equação 3.

n	Parâmetros				
	$Ksat1$	$Kfkorr_R$ ”a”	H_s	$Ksat2$	$kfsu$
1	1000	122.6	100	Rosetta	10.0
2	7	122.6	100	Rosetta	10.0
3	7	1.0	100	Rosetta	10.0
4	7	1.0	1000	Rosetta	10.0
5	7	1.0	10	Rosetta	10.0
6	7	1.0	100	Amoozímetro	10.0
7	7	1.0	100	Amoozímetro	10.0
8	7	1.0	100	Rosetta	0.1
9	7	1.0	100	Rosetta	0.01
10	7	40.0	100	Rosetta	10.0
11	7	70.0	100	Rosetta	10.0

Parametrização 1

A simulação inicial foi aproximada à Parametrização 7.2 proposta por Medeiros (2009) para a Bacia do Benguê. O autor avaliou a dinâmica do volume armazenado no reservatório do Benguê e do Boqueirão, além da descarga sedimentológica nesses reservatórios.

A parametrização 7.2 de Medeiros (2009) difere das outras porque o autor avalia o impacto da condutividade hidráulica saturada (k_{sat}) dos solos sobre a modelagem, aplicando o modelo Rosetta, proposto por Schaap (1999), que usa dados básicos do solo para estimar suas propriedades hidráulicas. Anteriormente, era utilizada a equação proposta por Tomasella e Hodnett (1997) para solos brasileiros (GÜNTNER, 2002), que proporcionava valores elevados de condutividade hidráulica saturada dos solos. Dessa forma, a Parametrização 1 foi efetuada com as seguintes características:

- a) condutividade hidráulica saturada do rio (k_{sat1}) igual a 1000 mm.h^{-1} ;
- b) parâmetro de escala (k_{fkorrr}^a) igual a 122,6 para compensar a atenuação da precipitação em simulações com passo diário;
- c) desnível entre vertentes e rede de drenagem (H_s) igual a 100 mm;
- d) condutividade hidráulica saturada do solo (k_{sat2}): arquivo de solo mantido igual à parametrização 7.2 de Medeiros (2009), com valor de k_{sat2} do solo utilizando o método Rosetta; e
- e) condutividade hidráulica do embasamento cristalino (k_{fsu}) igual a 10 mm.d^{-1} .

Parametrização 2 (mudança de condutividade hidráulica saturada do solo do rio - k_{sat1})

Na segunda parametrização, modificou-se a condutividade hidráulica saturada no leito do rio com base em experimentos no campo nos quais os autores realizaram análises de condutividade hidráulica saturada ao longo de rios na BEA (DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016). O valor médio de k_{sat1} nas profundidades 0-0,2 m e 0,2-0,4 m foi de 7 mm.h^{-1} . O parâmetro modificado, portanto, foi o seguinte:

- a) condutividade hidráulica saturada do rio (k_{sat1}) igual a 7 mm.h^{-1} .

Parametrização 3 - Efeito do componente de correção da capacidade de atenuação da precipitação (K_{fkorrr}^a)

Para manter o parâmetro de k_{sat1} conforme medido em campo, foi realizada a modificação de outros parâmetros sensíveis do modelo, pois se observou que a simples redução de condutividade hidráulica saturada do solo no leito do rio superestima o aporte hídrico (e, portanto, o volume médio) dos reservatórios. O parâmetro calibrado k_{fkorrr}^a foi igual a um, para verificar como seria a resposta do modelo sem parâmetro “a” de correção de chuva. Com isso, a Parametrização 3 admitiu a modificação dos seguintes parâmetros:

- a) condutividade hidráulica saturada do rio (k_{sat1}) igual a 7 mm.h^{-1} ;
- b) parâmetro de escala ($k_{fkorrr_{a^*}}$) igual a um, correspondendo a uma chuva igual à calculada pelas rotinas do modelo, sem correção do passo diário;

Parametrização 4 - Efeito do aumento da profundidade do solo que contribui para o escoamento superficial (riverbed - Hs)

Através de pesquisa na BEA, Costa (2007) concluiu que a contribuição do escoamento subsuperficial na rede de drenagem deve ocorrer a uma profundidade menor que 150 mm. Buscando avaliar o efeito da camada de solo que contribui para a formação do escoamento subsuperficial, o modelo foi simulado para maior profundidade do solo, passando de 100 mm para 1000 mm, ou seja, a camada capaz de contribuir com o escoamento subsuperficial passa de 0,1 m para 1 m. Em trabalhos elaborados por Lima (2020) e Medeiros (2009) com o modelo WASA, os autores variaram os valores de Hs para analisar as respostas do modelo aos volumes de reservatórios, mas observaram uma reduzida sensibilidade do modelo ao parâmetro. Nesta parametrização, o propósito é avaliar como o aumento de Hs influencia o escoamento superficial. A partir dessa parametrização, foram fixados os dados dos parâmetros da Parametrização 3, com isso o parâmetro modificado foi o seguinte:

- a) desnível entre vertentes e rede de drenagem (Hs) igual a 1000 mm;

Parametrização 5 - Efeito da diminuição da profundidade do solo que contribui para o escoamento subsuperficial (riverbed - Hs)

Para compreender a influência do parâmetro Hs, também foi implementada a diminuição de seu valor, assumindo Hs igual a 10 mm. Dessa forma, é possível observar se o modelo mostra sensibilidade ao parâmetro em relação ao número de dias com escoamento. A Parametrização 5 teve o seguinte parâmetro modificado:

- a) desnível entre vertentes e rede de drenagem (Hs) igual a 10 mm;

Parametrização 6 - Efeito da aplicação do valor médio de condutividade hidráulica saturada na superfície de todo o solo da bacia (k_{sat2})

Nesta parametrização, os dados de condutividade hidráulica superficial do solo para toda a Bacia do Benguê foram alterados para valores médios medidos. De Figueiredo *et al.* (2016) efetivaram inúmeras análises na BEA à profundidade de 0-0,2 m e observaram que k_{sat2} superficial médio do solo foi de 6 mm.h^{-1} , ou 144 mm.d^{-1} . Este valor foi aplicado para as camadas superficiais de toda a bacia para observar a resposta do modelo ao número de dias com escoamento. Com isso, o parâmetro modificado comparado à Parametrização 3 foi o seguinte:

- a) condutividade hidráulica saturada do solo (k_{sat2}): camada superficial de todos os solos da bacia com valor igual a 144 mm.d^{-1} e demais camadas dos solos com valor de k_{sat2} igual ao da parametrização 7.2 de Medeiros (2009), utilizando o método Rosetta;

Parametrização 7 – Efeito da aplicação do valor médio de condutividade hidráulica saturada na superfície de dois solos da bacia (k_{sat2})

Essa parametrização também considerou os dados medidos na BEA por De Figueiredo *et al.* (2016). O valor de k_{sat2} superficial 144 mm.d^{-1} foi adotado para os solos Luvissole (T) e Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutófico (PVAbe), pois são os tipos de solo em que o k_{sat} foi medido. Essa parametrização busca avaliar como o modelo responde à aplicação de dados de k_{sat2} medidos na BEA. Logo, a parametrização modificada ficou da seguinte forma:

- a) condutividade hidráulica saturada do solo (k_{sat2}): camada superficial dos solos Luvissole (T) e Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutófico (PVAbe) com valor igual a 144 mm.d^{-1} na camada superficial; demais solos e camadas dos solos com valor de k_{sat2} igual ao da parametrização 7.2 de Medeiros (2009), utilizando o método Rosetta;

Parametrização 8 - Efeito da condutividade hidráulica do embasamento cristalino (k_{fsu})

Para compreender a influência da condutividade hidráulica do embasamento cristalino (k_{fsu}), os valores foram modificados considerando a pesquisa de Güntner (2002). Nela, o autor fez o levantamento hidrogeológico no Ceará e observou condições próximas à impermeabilidade, ou seja, valores muito baixos de k_{fsu} (na ordem de $0,1 \text{ mm.d}^{-1}$). A presente parametrização adota esse valor como referência, substituindo os valores de 10 mm.d^{-1} considerado por Medeiros (2009). A partir disso, a parametrização foi modificado:

e) condutividade hidráulica do embasamento cristalino (k_{fsu}) igual a $0,1 \text{ mm.d}^{-1}$.

Parametrização 9 - Efeito da condutividade hidráulica do embasamento cristalino (k_{fsu})

Para a Bacia do Benguê, Güntner (2002) admitiu uma condutividade do embasamento cristalino variando entre $0,001$ e $1,2 \text{ mm.d}^{-1}$, faixa de valor também adotada por Medeiros (2009) em algumas simulações. Sabendo que a redução da condutividade hidráulica gera maior possibilidade de escoamento, essa parametrização considera k_{fsu} dez vezes menor que a realizada na Parametrização 8, ou seja, k_{fsu} igual a $0,01 \text{ mm.d}^{-1}$, configurando-se o parâmetro da seguinte maneira:

e) condutividade hidráulica do embasamento cristalino (k_{fsu}) igual a $0,01 \text{ mm.d}^{-1}$.

Parametrização 10 - Efeito do componente de correção da capacidade de atenuação da precipitação ($K_{k_{corrR}^a}$)

O parâmetro $k_{k_{corrR}^a}$ (ou seja, o parâmetro “a” da Equação 3, que permite o cálculo de k_{corrR}) tem função de corrigir a relação entre intensidade da chuva, permitindo cálculo mais preciso de escoamento do tipo Hortoniano na escala diária. Na presente parametrização, o valor de $k_{k_{corrR}^a}$ é igual a 40. Esse valor foi calibrado, mantidos os demais parâmetros, sendo aquele que simulou mais precisamente o número de dias com escoamento na Bacia do Benguê. No processo de calibração, o valor de $k_{k_{corrR}}$ variou entre 1 e 150, inclusive considerando-se o valor 122,6 (Parametrização 2), conforme recomendação de Mamede (2008). Os melhores resultados indicam $k_{k_{corrR}^a}$ na faixa entre 40 e 70. Desse modo, forai admitida a seguinte característica na Parametrização 10:

a) parâmetro de escala ($k_{k_{corrR}^a}$) igual a 40, correspondendo a uma correção da intensidade da chuva na bacia;

Parametrização 11 - Efeito do componente de correção da capacidade de infiltração e atenuação da precipitação ($K_{k_{corrR}^a}$)

Testou-se também o parâmetro $k_{k_{corrR}^a}$ igual a 70, valor incluído na faixa ótima de calibração (ver Parametrização 10). Esse destaque dá-se porque foi o que apresentou um meio termo entre número de dias com escoamento para o Benguê durante os anos de análise e

aproximou-se do número de dias com escoamento da Aroeira. A seguir está indicado o valor do parâmetro empregado na Parametrização 11.

- a) parâmetro de escala ($k_{\text{fkorrr}}^{\text{a}}$) igual a 70, correspondendo a uma correção da intensidade da chuva na bacia;

3.5 Análise

As simulações, em intervalos diários, compreendem o período de janeiro de 2004 (dados do açude disponíveis no Portal Hidrológico) a outubro de 2020, totalizando 6.149 dias. As análises de dados medidos serão de 2004 a 2020 para a Bacia do Benguê; de 2011 a 2020 para a Bacia de Aroeira; e de 2005 a 2014 para a Bacia Experimental de Aiuaba, pois estes são, respectivamente, os anos em que os dados foram medidos nessas bacias.

Com a utilização da parametrização de Mamede (2008) e Medeiros (2009), o modelo foi executado e validado para cada bacia. Os procedimentos de validação foram aplicados nas sub-bacias, comparando os dias em que houve escoamentos observados com os dias de escoamentos simulados pelo modelo WASA. A intermitência e a efemeridade simuladas pelo modelo foram obtidas por meio do arquivo de saída *river_flow.out*, no qual a descarga do rio é dada em $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$.

Para avaliar a validade do modelo, foi utilizado, como função objetivo, o coeficiente estatístico de Nash e Sutcliffe (NSE) - Equação 5, dado que indica que, quanto mais próximo de um estiver o valor de NSE, maior é a eficiência do modelo (NASH; SUTCLIFFE, 1970).

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum(Q_{\text{obs}}(t) - Q_{\text{calc}}(t))^2}{\sum(Q_{\text{obs}}(t) - Q_{\text{obs}})^2} \quad (5)$$

Na Equação 5, $Q_{\text{obs}}(t)$ e $Q_{\text{calc}}(t)$ são vazões observadas e calculadas no instante de tempo t , enquanto Q_{obs} é a vazão média observada. A medida de desempenho NSE é amplamente utilizada para avaliar ajustes de modelos hidrológicos (LEGATES; MCCABE, 1999; GÜNTNER *et al.*, 2004; FELIX; DA PAZ, 2016; PINHEIRO *et al.*, 2016; YU *et al.*, 2018; MAMEDE *et al.*, 2018).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Medição de intermitência e de dinâmica dos volumes acumulados em reservatórios

A Tabela 5 apresenta dados medidos durante o período de análise. Entre eles, estão os dados anuais de volumes mínimos e máximos dos reservatórios do Benguê e Boqueirão (BEA), além da ocorrência – número de dias com escoamento por ano – para as bacias de Benguê, Aroeira e BEA.

Tabela 5 – Dados anuais medidos – volumes mínimos e máximos dos reservatórios e número de dias acumulados com escoamento nas bacias do Benguê, Aroeira e BEA para os períodos analisados. Na tabela, o traço indica que não há dado medido enquanto NC significa há dado medido, mas não foi considerado na análise.

Ano	Volume mínimo do reservatório (1000 m ³)		Volume máximo do reservatório (1000 m ³)		Número de dias com escoamento		
	Benguê	Boqueirão	Benguê	Boqueirão	Benguê	Aroeira	BEA
2004	1330	—	18000	59,7	42	—	NC
2005	9510	6,71	12800	49,29	13	—	5
2006	7110	0	9510	15,10	27	—	3
2007	7000	2,18	11980	28,04	33	—	8
2008	8080	1,67	17800	37,77	29	—	6
2009	12430	0	18000	10,70	98	—	5
2010	10670	0	14100	59,7	31	—	4
2011	10650	0,89	18000	59,7	100	99	4
2012	9100	0	13510	20,90	16	19	1
2013	5310	0	9120	2,82	17	—	4
2014	3050	0	5930	21,86	21	—	2
2015	2790	—	5530	—	14	29	—
2016	2680	—	5460	—	21	13	—
2017	2510	NC	4370	NC	7	—	NC
2018	1340	—	2590	—	17	41	—
2019	1020	NC	2650	—	27	33	—
2020	1620	NC	10280	NC	47	43	NC

Fonte: elaborada pela autora.

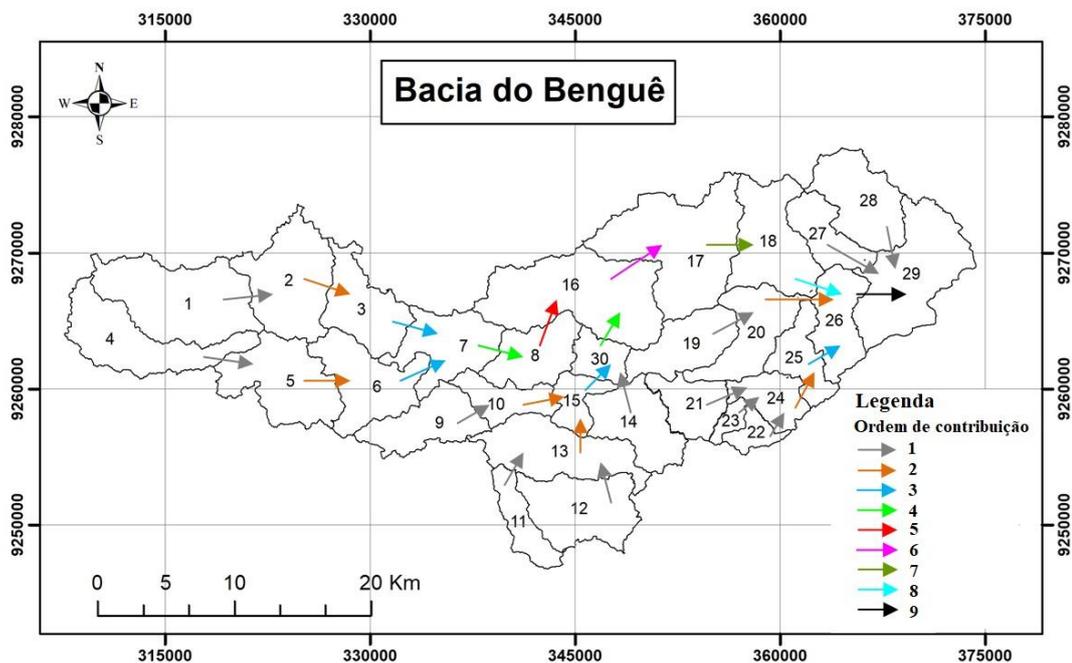
Os exutórios das bacias do Benguê e da Aroeira são próximos. Dessa forma, espera-se que o número de dias com escoamento na seção de Aroeira seja da mesma ordem de grandeza

do observado no Açude Benguê. É importante registrar que, na Aroeira, a avaliação dos dias com escoamento se dá por medidas diretas em campo, enquanto no Benguê se dá mediante balanço hídrico do reservatório. Observa-se, com base nos dados medidos, que, em anos mais secos, há relativa disparidade no número de dias com escoamento nas duas bacias, enquanto que, em anos chuvosos, os dias com escoamento são mais semelhantes.

4.2 Simulação da intermitência e do aporte hídrico aos reservatórios

A Bacia do Açude Benguê foi discretizada em trinta unidades hidrológicas (sub-bacias), por isso, o modelo apresenta as saídas de fluxo de cada sub-bacia, permitindo a avaliação por unidade hidrológica. Os fluxos de água originados em sub-bacias mais elevadas seguem a declividade do terreno, fluindo para aquelas com menores altitudes, representando o que acontece naturalmente. Assim, a tendência é que o maior número de eventos de escoamento ocorra em sub-bacias com menores elevações. A Figura 11 representa a rota dos fluxos das sub-bacias através da rotina do modelo, que é responsável por indicar quais sub-bacias a montante contribuem com as bacias localizadas a jusante.

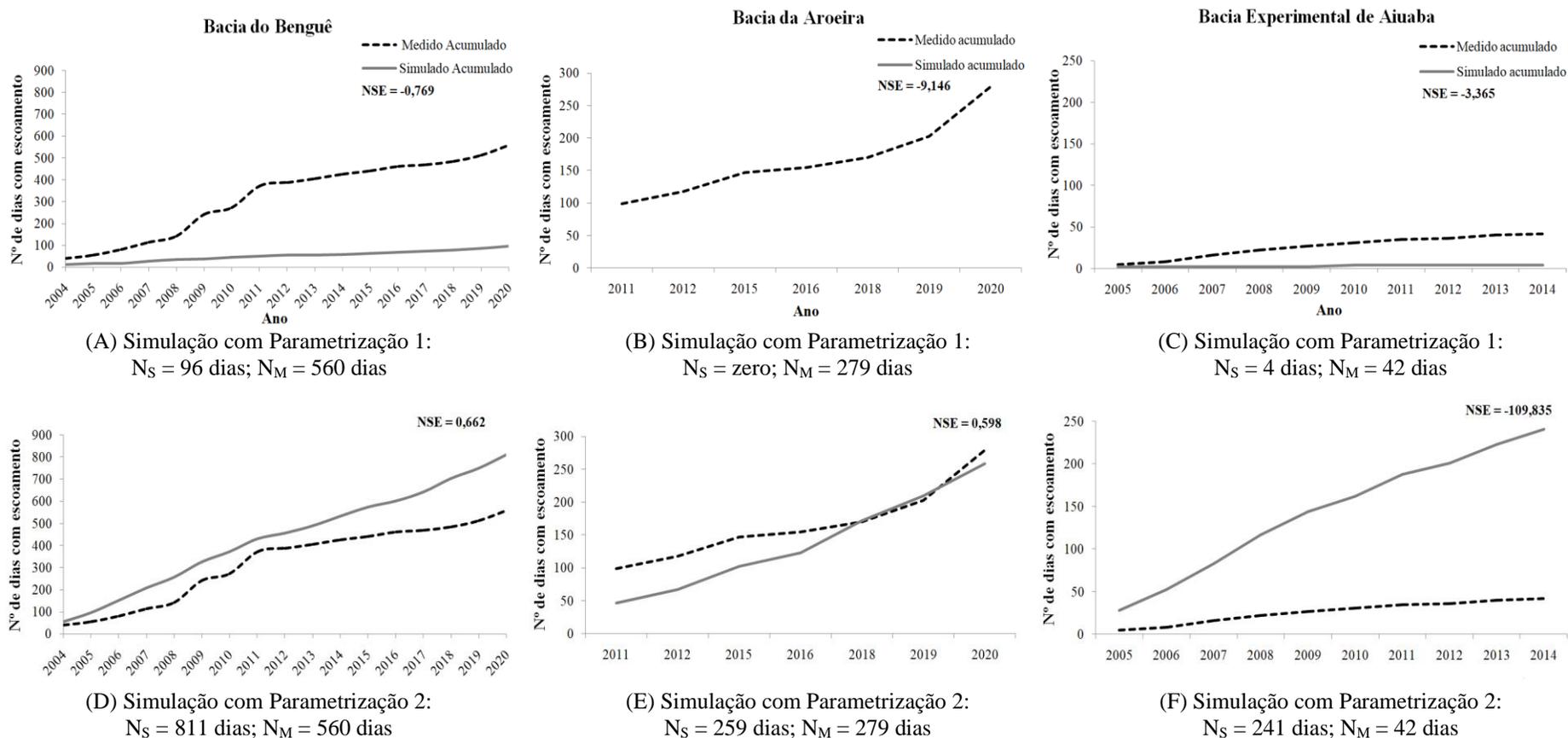
Figura 11 – Rota de contribuição do fluxo de água entre as sub-bacias na Bacia do Açude Benguê

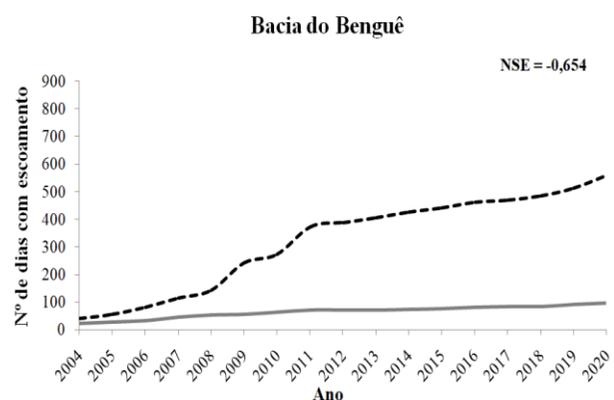


Fonte: elaborada pela autora.

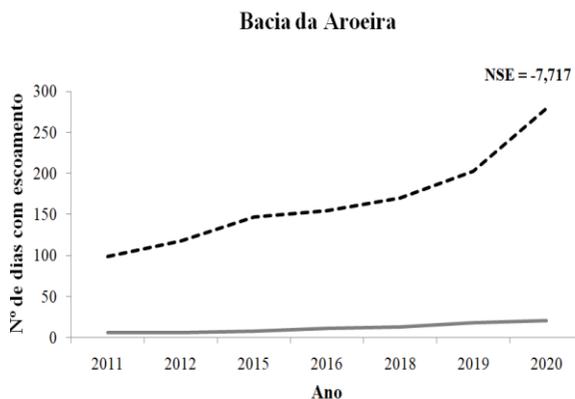
A BEA é representada pelas sub-bacias 22 e 23, a Aroeira, pela sub-bacia 26 e a do Benguê corresponde à sub-bacia 29. As simulações foram realizadas com o objetivo de representar o valor anual de número de dias com escoamento e os volumes dos reservatórios nas três escalas de bacia. Na Figura 12, estão destacados os gráficos de número de dias acumulados com escoamento medidos e modelados nas três bacias.

Figura 12 – Número de dias medidos (acumulados) de escoamento para os períodos de análise nas bacias do Açude Benguê (2004-2020); na Bacia da Aroeira (2011-2020, exceto 2013, 2014 e 2017); e na Bacia Experimental de Aiuaba – BEA (2005-2014). Apresentam-se os coeficientes estatísticos de Nash-Sutcliffe (NSE, Equação 5) nas simulações. N_S = número de dias com escoamento segundo as simulações. N_M = número de dias com escoamento segundo as medidas.

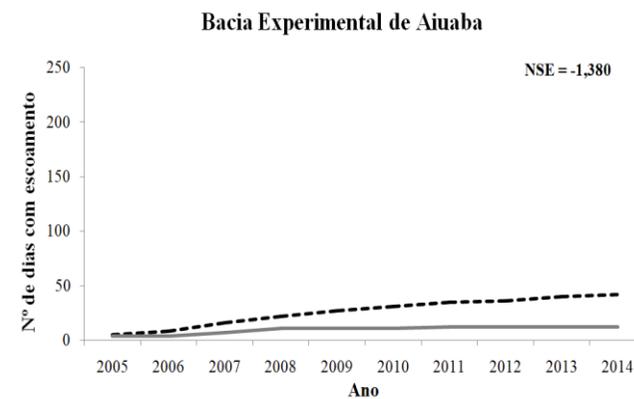




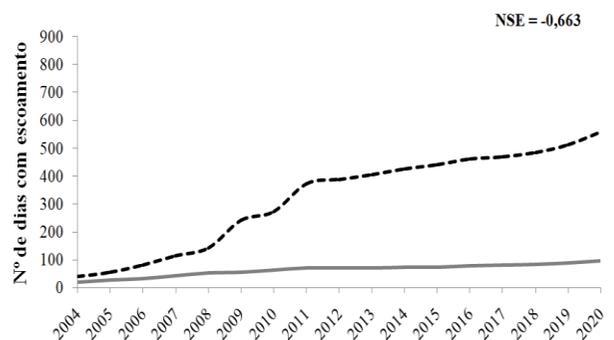
(G) Simulação com Parametrização 3:
 $N_S = 98$ dias; $N_M = 560$ dias



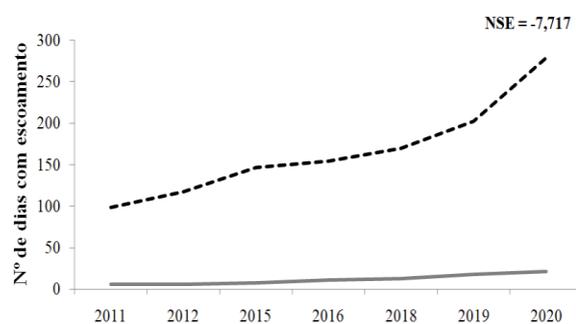
(H) Simulação com Parametrização 3:
 $N_S = 21$ dias; $N_M = 279$ dias



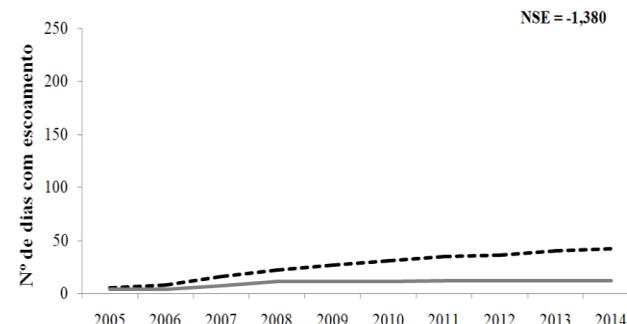
(I) Simulação com Parametrização 3:
 $N_S = 12$ dias; $N_M = 42$ dias



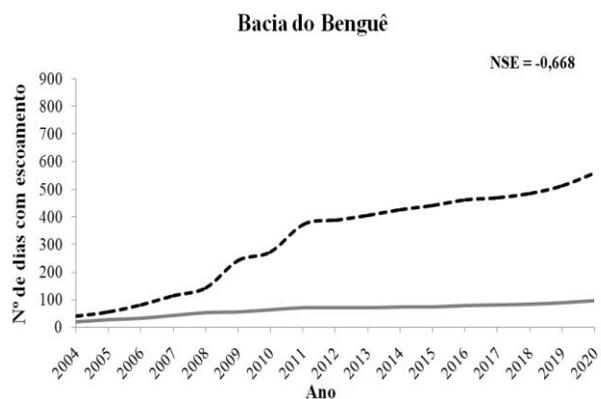
(J) Simulação com Parametrização 4:
 $N_S = 97$ dias; $N_M = 560$ dias



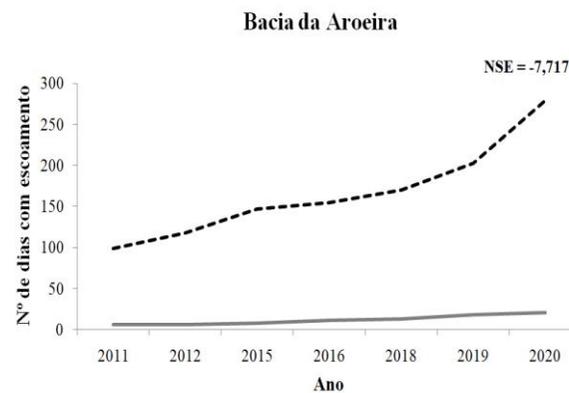
(K) Simulação com Parametrização 4:
 $N_S = 21$ dias; $N_M = 279$ dias



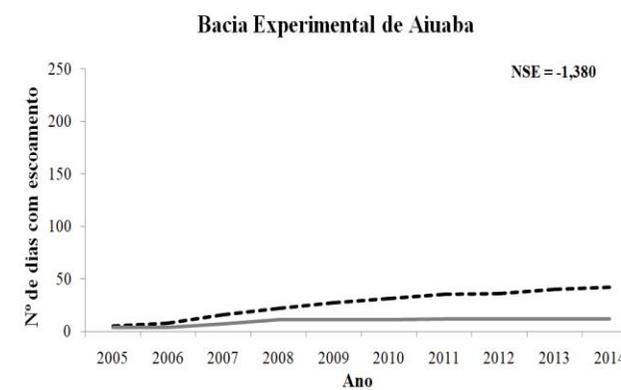
(L) Simulação com Parametrização 4:
 $N_S = 12$ dias; $N_M = 42$ dias



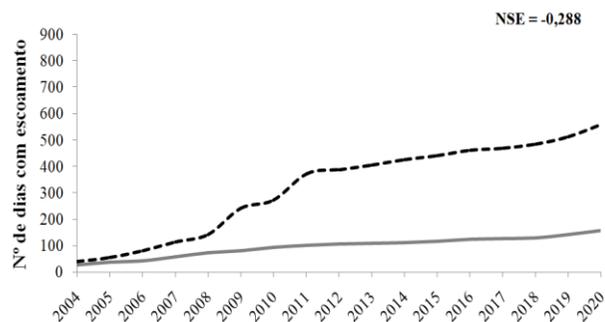
(M) Simulação com Parametrização 5:
 $N_S = 96$ dias; $N_M = 560$ dias



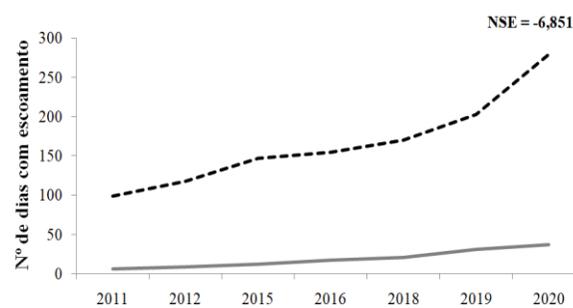
(N) Simulação com Parametrização 5:
 $N_S = 21$ dias; $N_M = 279$ dias



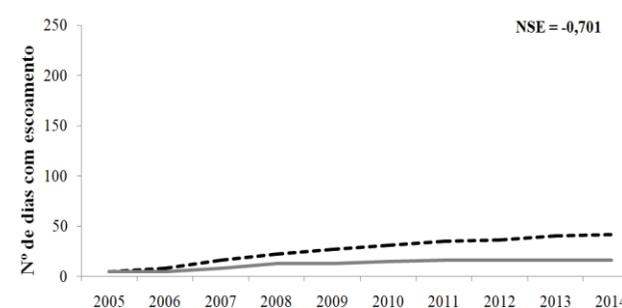
(O) Simulação com Parametrização 5:
 $N_S = 12$ dias; $N_M = 42$ dias



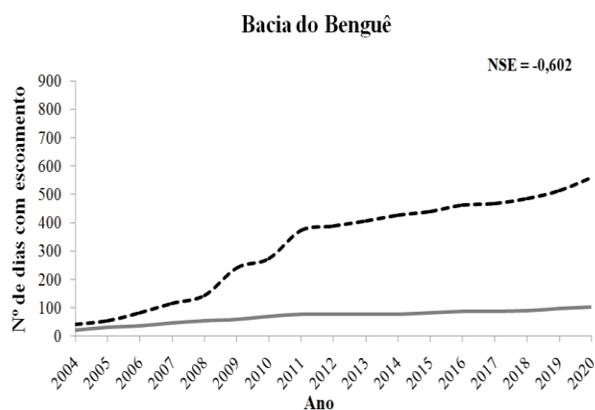
(P) Simulação com Parametrização 6:
 $N_S = 157$ dias; $N_M = 560$ dias



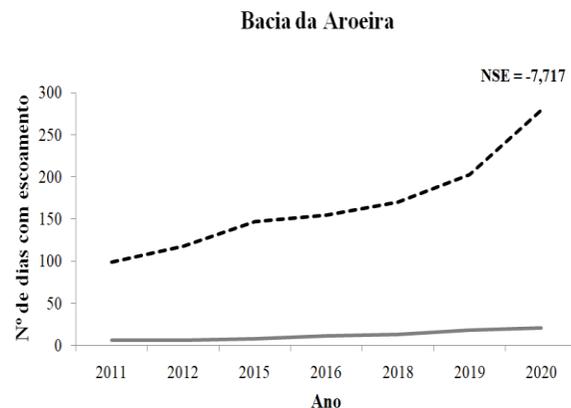
(Q) Simulação com Parametrização 6:
 $N_S = 37$ dias; $N_M = 279$ dias



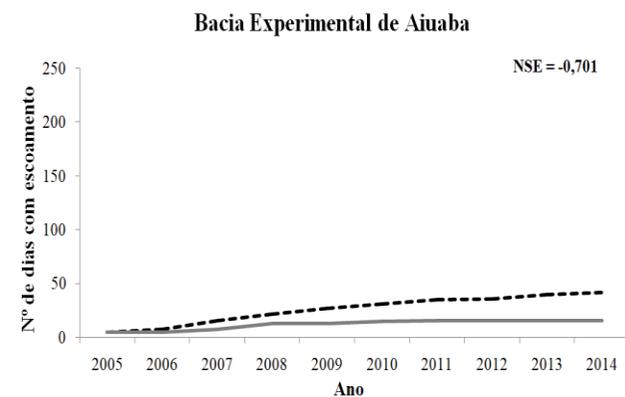
(R) Simulação com Parametrização 6:
 $N_S = 16$ dias; $N_M = 42$ dias



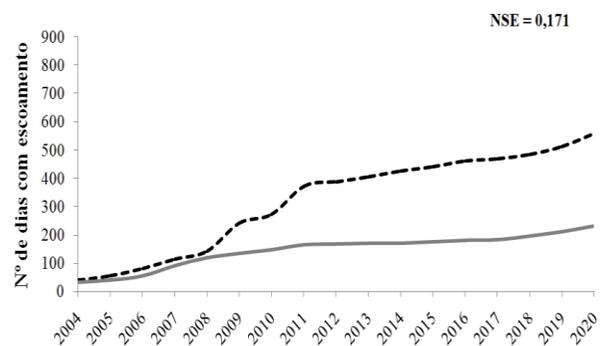
(S) Simulação com Parametrização 7:
 $N_S = 104$ dias; $N_M = 560$ dias



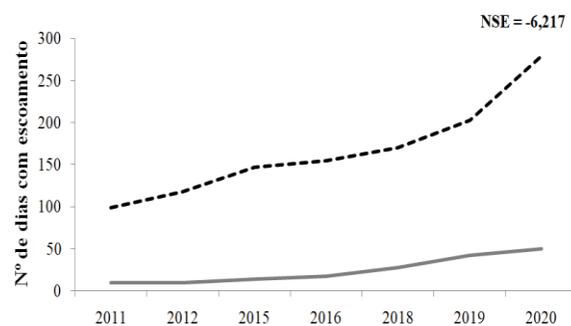
(T) Simulação com Parametrização 7:
 $N_S = 21$ dias; $N_M = 279$ dias



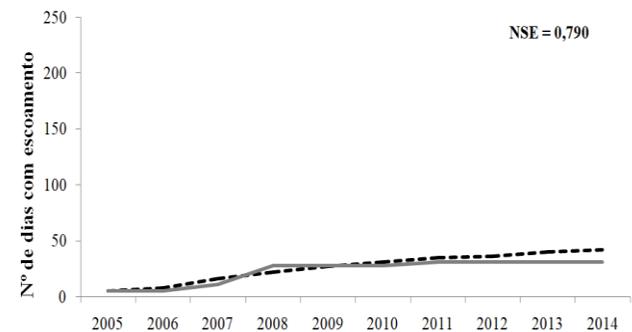
(U) Simulação com Parametrização 7:
 $N_S = 16$ dias; $N_M = 42$ dias



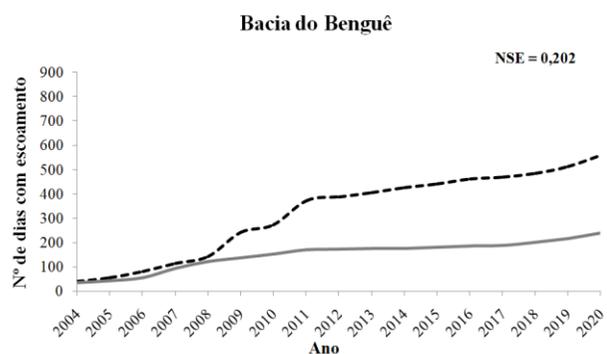
(V) Simulação com Parametrização 8:
 $N_S = 332$ dias; $N_M = 560$ dias



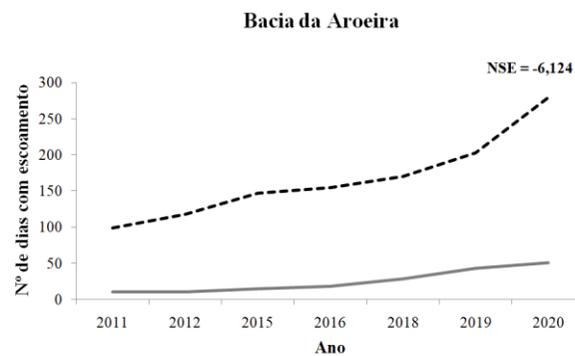
(W) Simulação com Parametrização 8:
 $N_S = 50$; $N_M = 279$ dias



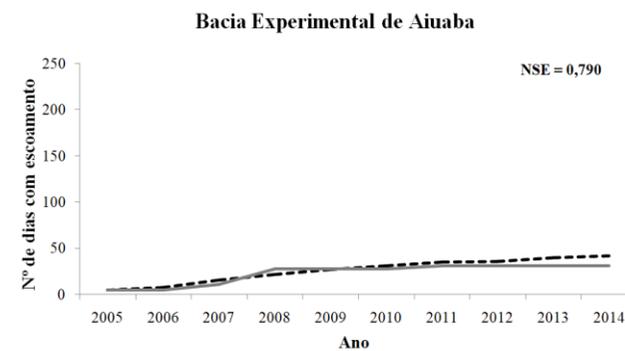
(X) Simulação com Parametrização 8:
 $N_S = 31$ dias; $N_M = 42$ dias



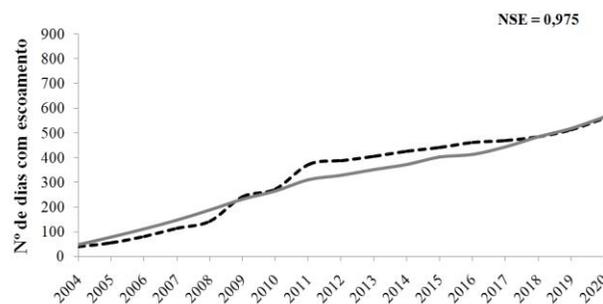
(Y) Simulação com Parametrização 9:
 $N_S = 339$ dias; $N_M = 560$ dias



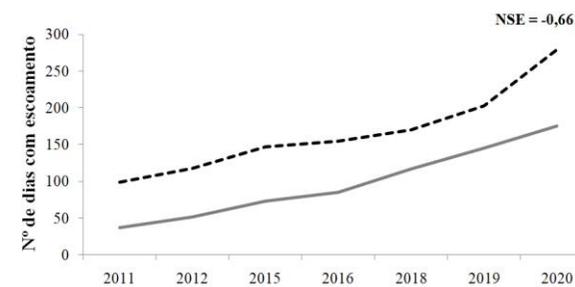
(Z) Simulação com Parametrização 9:
 $N_S = 51$ dias; $N_M = 279$ dias



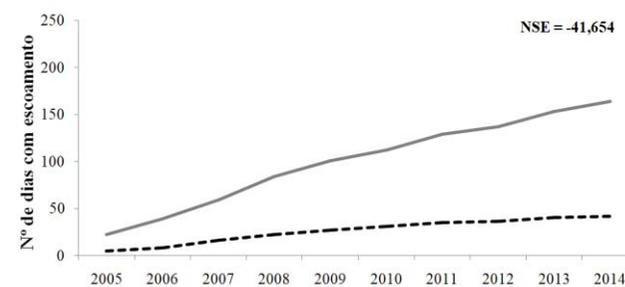
(AA) Simulação com Parametrização 9:
 $N_S = 31$ dias; $N_M = 42$ dias



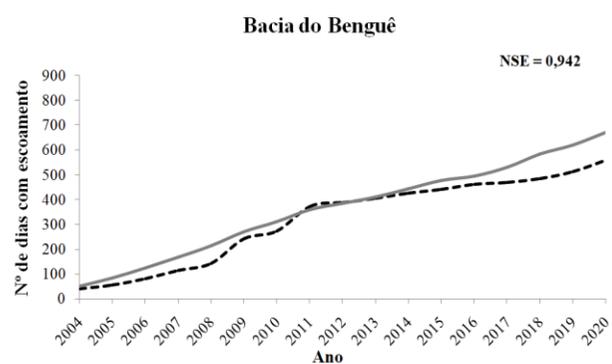
(AB) Simulação com Parametrização 10:
 $N_S = 563$ dias; $N_M = 560$ dias



(AC) Simulação com Parametrização 10:
 $N_S = 175$; $N_M = 279$ dias

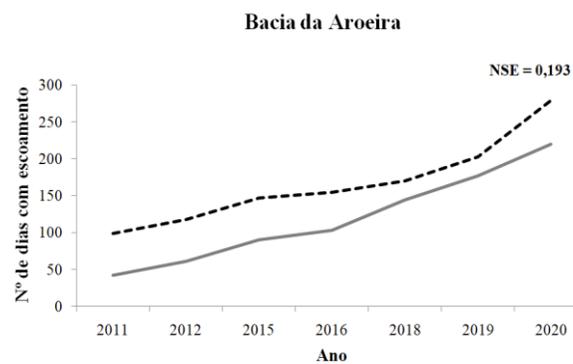


(AD) Simulação com Parametrização 10:
 $N_S = 164$ dias; $N_M = 42$ dias

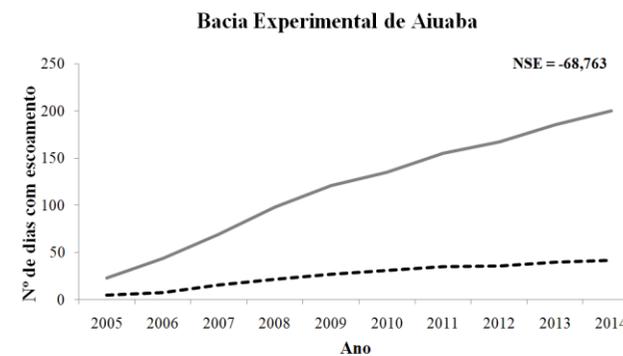


(AE) Simulação com Parametrização 11:
 $N_S = 670$ dias; $N_M = 560$ dias

Fonte: elaborada pela autora.



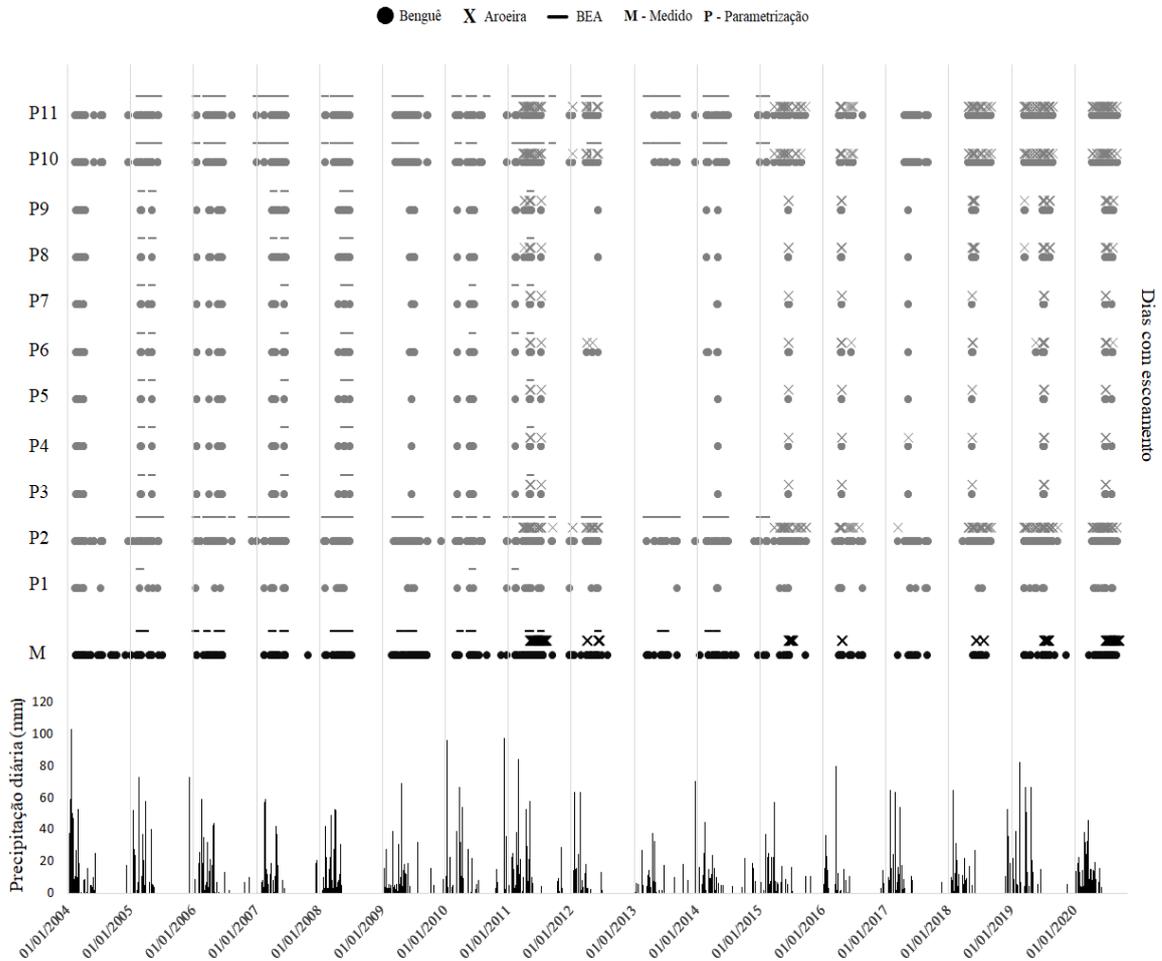
(AF) Simulação com Parametrização 11:
 $N_S = 220$ dias; $N_M = 279$ dias



(AG) Simulação com Parametrização 11:
 $N_S = 200$ dias; $N_M = 42$ dias

A Figura 12 indica a dificuldade em representar adequadamente o número de dias com escoamentos nas três escalas espaciais simultaneamente. Nenhuma parametrização, entre as onze simuladas, foi capaz de se aproximar no número de dias com escoamento nas três escalas de bacia. A simulação da BEA (menor bacia), por exemplo, obteve parâmetro estatístico (NSE) positivo para apenas duas parametrizações. Nas Parametrizações 8 e 9, que apresentaram desempenho estatístico satisfatório para a BEA, o número de dias acumulados com escoamento foi de 31 dias para o período de análise (ver Figura 12-X e 12-AA) comparados aos 42 medidos. A simulação da Bacia de Aroeira obteve número de dias com escoamento simulado aproximado aos medidos em apenas uma parametrização, gerando 259 dias com escoamento simulados em comparação aos 279 medidos (Figura 12-E). Para isso, foi necessário ajustar um parâmetro calibrável (Parametrização 2). As simulações para a Bacia do Benguê geraram melhores desempenhos em comparação às outras duas bacias. Os melhores desempenhos também ocorreram quando se ajustou o parâmetro calibrável; na Parametrização 10, por exemplo, foram simulados 563 dias com escoamento, valor próximo comparado aos 560 dias com escoamento medidos. Na Figura 13 é possível observar os dias com escoamento medidos e das onze simulações ao decorrer do período de análise nas três bacias, podemos observar também a precipitação diária distribuída na bacia.

Figura 13 – Precipitação diária e escoamentos diários medidos e modelados nas bacias do Benguê (2004-2020); na Bacia da Aroeira (2011-2020, exceto 2013, 2014, 2017); e na Bacia Experimental de Aiuaba – BEA (2005-2014).



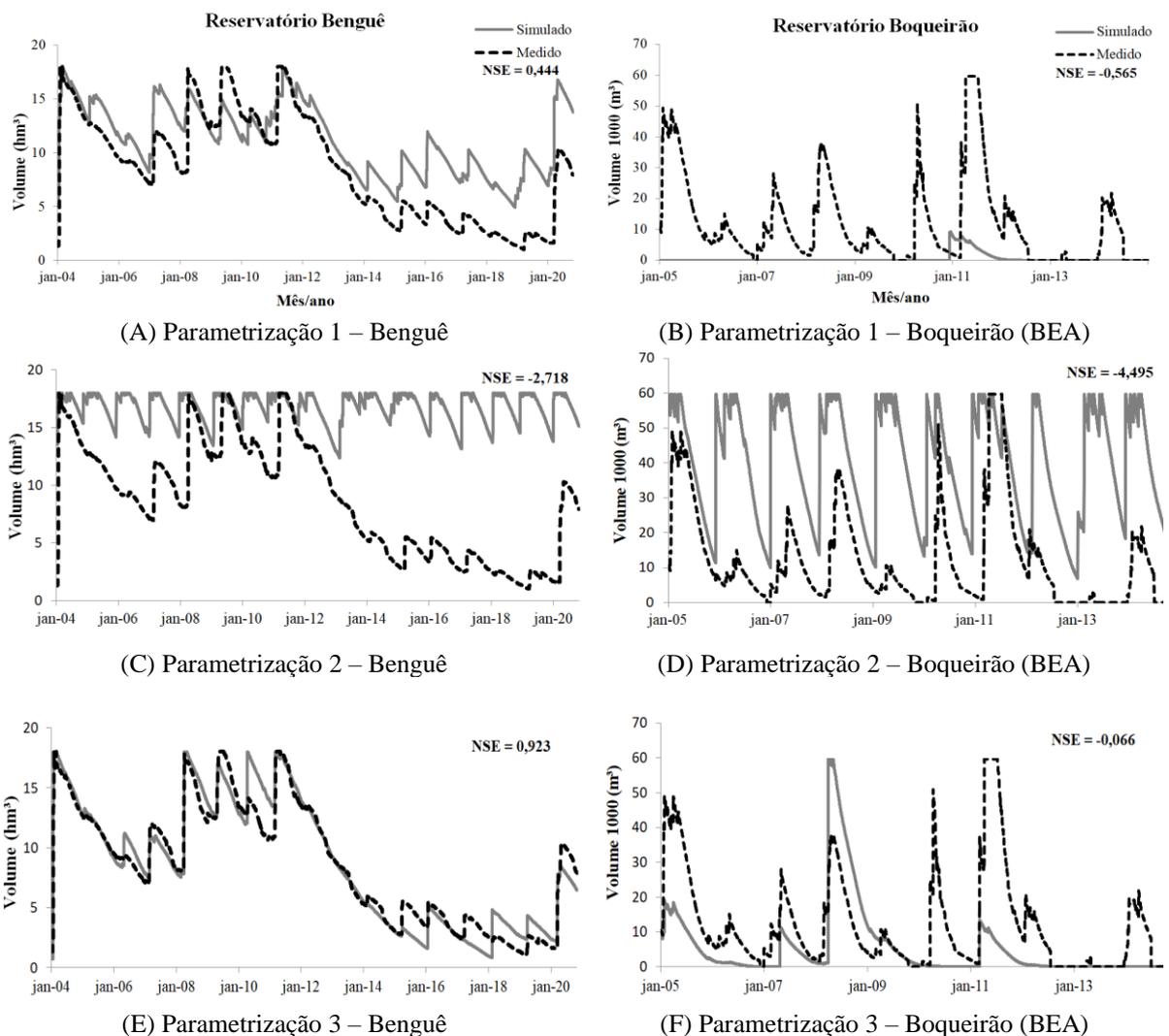
Fonte: elaborada pela autora.

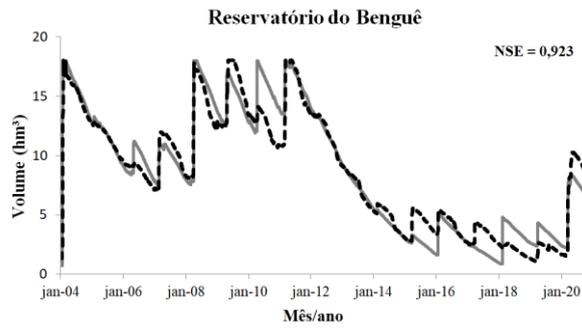
A partir da Figura 13 observamos que a chuva está diretamente associada ao escoamento simulado. Foi observado que para a bacia do Benguê, as melhores representações de escoamento medidos ocorreram apenas nas parametrizações que utilizam o parâmetro de ajuste de chuva – k_{fkorra} (P2, P10 e P11). Também é possível observar no Benguê que nas demais parametrizações não há muita representatividade de escoamento a partir de 2012, isso porque foram anos secos. Na sub-bacia de Aroeira podemos notar que os dados medidos apresentam escoamentos em dias mais próximos entre si, enquanto que nos simulados observamos uma maior distribuição no tempo. Na BEA observamos que não houve boa distribuição dos dias com escoamento nas simulações realizadas. Os anos que apresentaram maior distribuição de escoamento foram os que apresentaram elevados dias com escoamento na bacia, enquanto que as simulações 8 e 9 que foram as que se aproximaram mais em número

de dias com escoamento medidos, entretanto, os eventos com escoamento distribuem-se em apenas 4 anos.

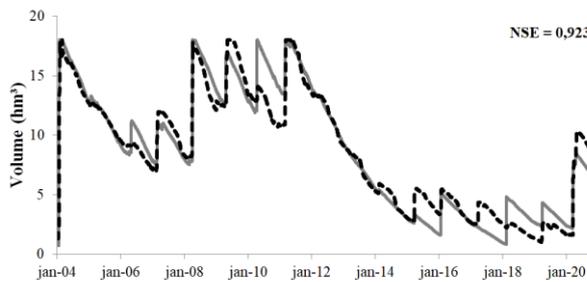
Além do número de dias com escoamento, nas onze parametrizações, foi avaliada a dinâmica dos volumes dos reservatórios Benguê e Boqueirão. Na Figura 14, é possível observar a resposta dos modelos em termos de dinâmica dos volumes dos reservatórios.

Figura 14 – Volumes medidos e modelados para os períodos de simulação nos reservatórios Benguê (2004-2020) e Boqueirão (2005-2014). Apresentam-se os coeficientes estatísticos de Nash-Sutcliffe (NSE, Equação 5) para a dinâmica do volume armazenado nos reservatórios

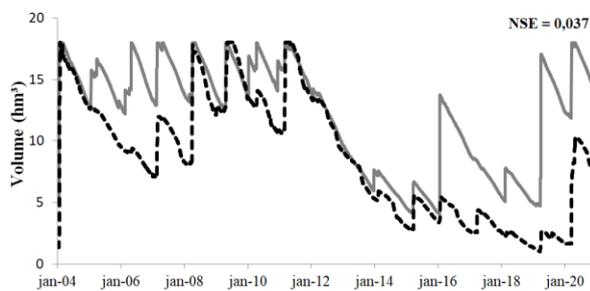




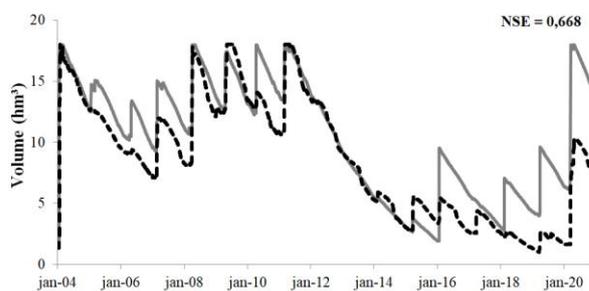
(G) Parametrização 4 – Benguê



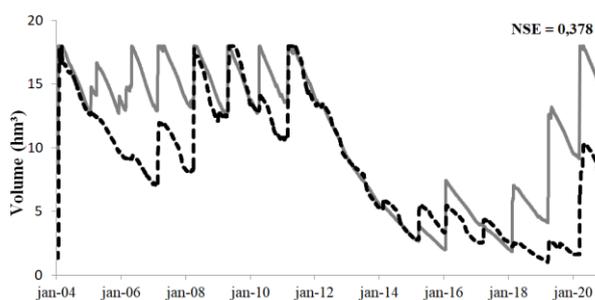
(I) Parametrização 5 – Benguê



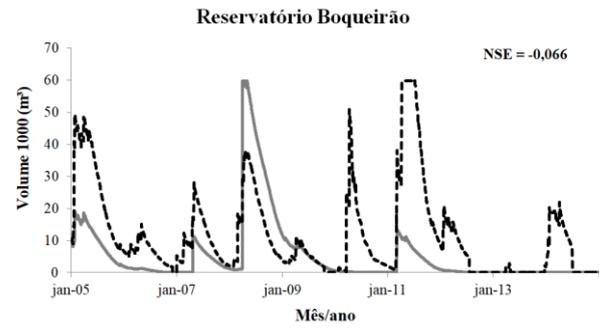
(K) Parametrização 6 – Benguê



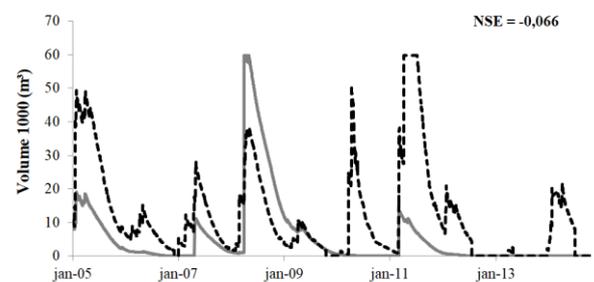
(M) Parametrização 7 – Benguê



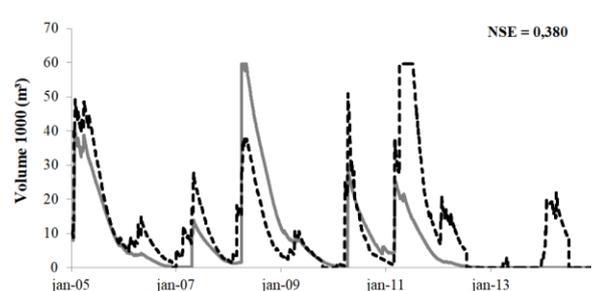
(O) Parametrização 8 – Benguê



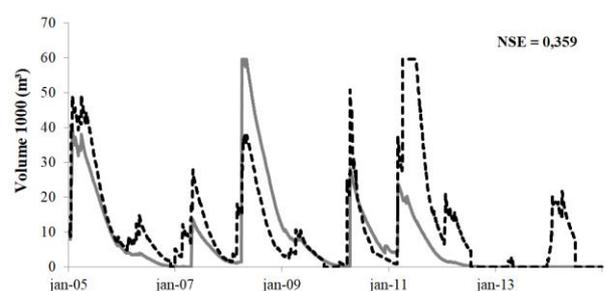
(H) Parametrização 4 – Boqueirão (BEA)



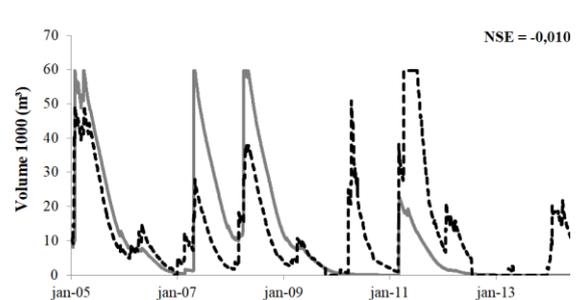
(J) Parametrização 5 – Boqueirão (BEA)



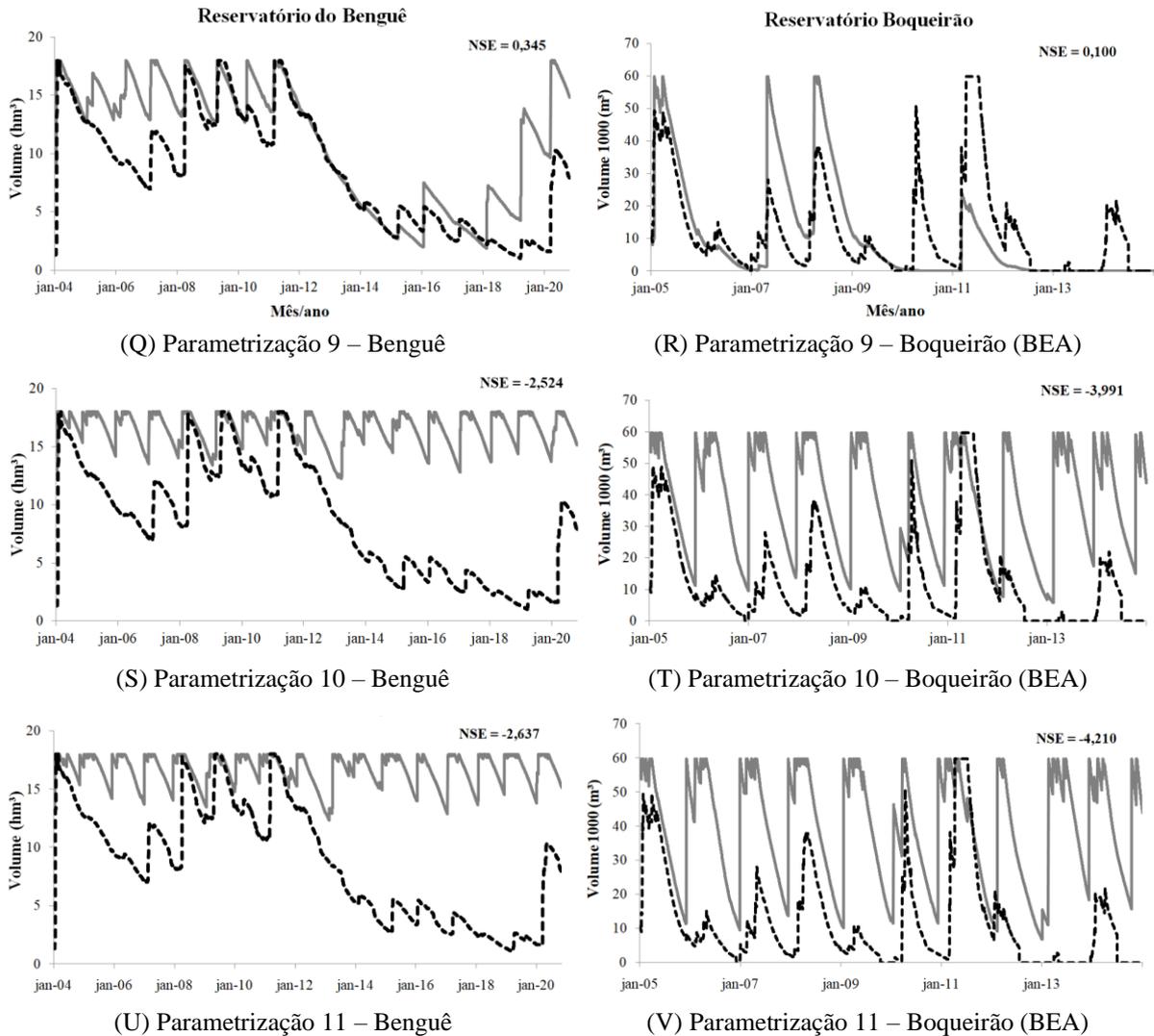
(L) Parametrização 6 – Boqueirão (BEA)



(N) Parametrização 7 – Boqueirão (BEA)



(P) Parametrização 8 – Boqueirão (BEA)



Fonte: elaborada pela autora.

A simulação com a Parametrização 1 evidenciou alta intermitência nas três bacias. Na Figura 12-B, é possível observar que a Bacia da Aroeira não apresentou qualquer escoamento simulado. Para a dinâmica de reservatório, o desempenho foi satisfatório para o açude do Benguê, enquanto no açude do Boqueirão, não houve boa representatividade, devido à reduzida presença de água no reservatório segundo a simulação (Figuras 14-A e 14-B). Para essa parametrização, Medeiros (2009) obteve bom desempenho estatístico na representação dos volumes de ambos os reservatórios. Entretanto, o período de análise do autor para o Açude Benguê foi de 2000-2008 e para o Boqueirão, 2003-2008. Além disso, os anos de 2012 a 2017 foram secos, cujas precipitações médias anuais variaram entre 350 e 424 mm no município de Aiuaba, mas, entre os anos de 2000 a 2008, não houve um período prolongado com pluviometria tão reduzida. Na Parametrização 1 (Figura 14-A), a representatividade da dinâmica do volume do Açude Benguê até o ano de 2011 é melhor quando comparada aos anos seguintes, de seca.

Para o Açude Boqueirão, o modelo apresentou recarga hídrica apenas em 2011, que foi o ano com maior precipitação média para o período de análise do reservatório (708 mm).

A simulação do WASA com a Parametrização 2 aumentou o número de dias com escoamento nas três escalas espaciais em relação à Parametrização 1. Nas Figuras 12-D e 12-E, é possível constatar que a intermitência simulada é parecida com a que foi medida nas bacias do Benguê e Aroeira, contribuindo para um resultado estatístico positivo. Na BEA, a Parametrização 2 resultou em elevado número de dias com escoamento, fazendo com que o parâmetro estatístico de Nash continuasse insatisfatório. Apesar da melhoria da simulação em relação ao número de dias com escoamento, a simulação gerou constantes aportes que não existiram (Figuras 14-C e 14-D), distanciando-se dos volumes medidos. Isso ocorreu devido à redução do valor de condutividade hidráulica saturada do solo no rio, que passou de 1000 mm.h^{-1} para 7 mm.h^{-1} , favorecendo a simulação do escoamento do aporte hídrico aos reservatórios.

A simulação com a Parametrização 3 demonstrou alta intermitência nas três escalas de bacia. No entanto, quando comparada com a Parametrização 1, verificou-se melhoria na representação dos dados medidos. A simulação da Bacia de Aroeira passou a apresentar escoamento e houve um aumento considerável de dias com escoamento na BEA. A simulação para a Bacia do Benguê revelou pouca diferença em relação à parametrização 1 (Figuras 12-G, 12-H e 12-I). Apesar da melhora, o desempenho da simulação da intermitência para as três bacias foi insatisfatório. O desempenho em relação ao volume dos reservatórios manifestou considerável melhoria quando comparado às Parametrizações 1 e 2. Apesar disso, a modelagem do volume do Açude Boqueirão continuou com desempenho insatisfatório. O Açude Benguê, por sua vez, obteve o melhor desempenho de volume de reservatório ($\text{NSE} > 0,9$). Logo, pode-se notar que é possível obter boa representatividade de volume de reservatório em uma bacia de maior escala, aplicando valor médio medido de condutividade hidráulica saturada do solo do rio (DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016), mesmo desconsiderando-se o parâmetro $K_{f\text{corrR}}$ de ajuste de chuva do modelo (MAMEDE, 2008).

A simulação referente à Parametrização 4 demonstrou que aumentar a altura do solo que contribui para o escoamento subsuperficial (H_s) da bacia não gera diferença significativa na simulação da intermitência em nenhuma das três bacias. Ao analisarmos as Parametrizações 3 e 4, é possível ver que os dias com escoamento se mantiveram inalterados, segundo a simulação. A simulação da dinâmica de volume de reservatório exibiu resultado semelhante, ou seja, o aumento da altura de solo que contribui para o escoamento na rede de drenagem tampouco mostrou sensibilidade no modelo para essa análise. Lima (2020) já havia constatado que modificar o valor de H_s não gerava sensibilidade na resposta do modelo para volume de

reservatório. Nessa simulação, percebeu-se que, além de não ser sensível à dinâmica do volume de reservatório, o parâmetro também não apresenta sensibilidade em relação ao número de dias com escoamento gerado na bacia.

A simulação com a Parametrização 5 evidenciou os mesmos resultados que os da Parametrização 4, na qual a simulação da intermitência nas três escalas de bacias permaneceu inalterada. Os volumes dos reservatórios também não diferiram dos volumes simulados das Parametrizações 3 e 4. Com isso, foi constatado que diminuir a altura do solo que contribui para o escoamento subsuperficial da bacia também não repercute significativamente na simulação de dias com escoamento ou do aporte hídrico. Costa (2007) observou que, na BEA, a camada contribuinte para o escoamento subsuperficial na rede de drenagem deve ocorrer a uma profundidade menor que 150 mm. Nas parametrizações realizadas, verificou-se que as profundidades aplicadas de 1000, 100 e 10 mm revelaram diferença de apenas um dia de escoamento para toda a Bacia do Benguê.

A simulação referente à Parametrização 6 mostrou que o modelo é sensível ao parâmetro de condutividade hidráulica saturada do solo. O desempenho da intermitência simulada, comparado à intermitência medida, melhorou nas três escalas de bacia, embora a melhora não tenha sido suficiente. A simulação foi a que melhor representou a dinâmica dos volumes no Açude Boqueirão, enquanto, para o Benguê, o desempenho não foi elevado por conta da baixa condutividade aplicada no solo de toda a bacia, gerando maior aporte ao seu reservatório. Ao examinar as Figuras 12-P, 12-Q e 12-R, é possível ver que a bacia que mais se aproxima em número de dias acumulados com escoamentos simulados e medidos é a BEA (Figura 12-R). O bom desempenho da simulação em relação à BEA ocorreu possivelmente devido aos dados de origem de condutividade hidráulica saturada do solo. De Figueiredo *et al.* (2016) realizaram as análises de condutividade nos solos superficiais da BEA e, desse modo, notaram que o modelo foi o que melhor representou a bacia na qual os dados foram coletados.

A simulação com a Parametrização 7 apresentou maior período de dias com intermitência nas bacias do Benguê e da Aroeira em comparação à Parametrização 6. A simulação da BEA indicou o mesmo número de dias com escoamento (Figura 12-U), dado que já não se esperava que os dias com escoamento aumentassem em comparação com a simulação da Parametrização 6, pois a condutividade hidráulica saturada superficial do solo ($ksat2$) obtida pelo método Rosetta é maior que aquela medida em campo (DE FIGUEIREDO *et al.*, 2016). Nessa parametrização, foi aplicado o valor de $ksat2$ médio apenas nos dois solos analisados, mas nos outros solos foi empregado o mesmo valor de $ksat2$ inicial (MEDEIROS, 2009). Além disso, na BEA, era esperado que: a) a simulação do período de intermitência e dos volumes do

reservatório se mantivessem, pois os solos em que foram aplicadas as condutividades medidas são os mais presentes na bacia; e b) o volume do reservatório do Benguê simulado fosse mais representativo devido não haver a ampliação do valor de condutividade medida na BEA para toda a Bacia do Benguê (como na Parametrização 6). O objetivo dessa simulação foi alcançado, visto que a simulação da dinâmica do volume dos reservatórios Bengue e Boqueirão demonstrou desempenho satisfatório (Figuras 14-M e 14-N). Com isso, pôde-se notar que aplicar o valor medido de condutividade hidráulica saturada superficial apenas dos solos que foram analisados foi eficiente. Portanto, percebe-se que o modelo responde bem à aplicação de dados medidos, o que indica que o modelo é de forte base física.

A simulação correspondente à Parametrização 8 mostrou que a representação do escoamento no modelo é sensível à condutividade hidráulica saturada do embasamento cristalino. O período de intermitência dos rios, segundo a simulação, diminuiu consideravelmente, mas não o suficiente para a obtenção de um bom desempenho na Bacia da Aroeira (Figura 12-W). Na Bacia do Benguê, o desempenho melhorou, ainda que insatisfatoriamente (Figura 12-V). Na BEA, essa parametrização foi a que manifestou melhor desempenho para dias com escoamento acumulado, em comparação às demais parametrizações. A simulação de aporte hídrico aos reservatórios também foi sensível ao parâmetro analisado. Como houve elevação dos dias com escoamento, também houve aumento no aporte aos reservatórios. No Benguê, o modelo indica muitos anos com vertimento nos anos iniciais de análise, o que não se verificou em campo (Figura 14-O). O modelo não conseguiu representar adequadamente a dinâmica do volume no Açude Boqueirão nos anos finais (Figura 14-P).

A simulação referente à Parametrização 9 para a intermitência mostrou resultados muito próximos àqueles gerados na Parametrização 8. A simulação do número de dias com escoamento da BEA manteve-se próxima ao valor medido. O período com intermitência no Benguê e na Aroeira, segundo a simulação, indicou leve diminuição (Figuras 12-Y, 12-Z e 12-AA). Para a simulação do volume de reservatório, também não houve muita diferença quando comparado à Parametrização 8. Para o Benguê, a simulação prevê muitos anos de vertimento nos anos iniciais, o que não condiz com as observações de campo. No Açude Boqueirão, a simulação indica redução do volume de estoque hídrico nos anos finais da simulação, em desacordo com os dados de campo. Nessa parametrização, pode-se notar que, para a quantidade de dias com escoamento e para a dinâmica de volume dos reservatórios, não há grande diferença quando aplicamos um valor de condutividade hidráulica saturada do embasamento cristalino de $0,1 \text{ mm.d}^{-1}$ ou $0,01 \text{ mm.d}^{-1}$, porque ambas já são bem reduzidas. Entretanto, em comparação ao valor aplicado inicialmente de 10 mm.d^{-1} , há bastante

diferença no desempenho da simulação. Em geral, nas simulações realizadas, os melhores desempenhos foram obtidos com as menores condutividades hidráulicas do embasamento cristalino ($0,1 \text{ mm.d}^{-1}$ e/ou $0,01 \text{ mm.d}^{-1}$).

O coeficiente NSE obtido para as Parametrizações 8 e 9 foi praticamente igual para intermitência das bacias do Benguê (0,20), da Aroeira (-6,20) e da BEA (0,79). Isso também se observou na simulação do aporte hídrico aos reservatórios Benguê (0,38) e Boqueirão (-0,01). A aplicação do valor de 10 mm.d^{-1} apresentou pior desempenho para a intermitência simulada: Benguê (NSE = -0,65), Aroeira (NSE = -7,72), BEA (NSE = -1,38), enquanto, para a dinâmica do volume do Açude Benguê, obteve bom desempenho (NSE = 0,92), embora não tão boa para o Açude Boqueirão (NSE = -0,06).

A simulação referente à Parametrização 10 apresentou ótimo desempenho para a intermitência na Bacia do Benguê: a diferença entre valores medidos e simulados foi de apenas três dias ao final da análise. Na Bacia da Aroeira, o número de dias com escoamento simulados não foi próximo ao medido – 175 dias simulados *versus* 279 dias medidos, entretanto, notamos um paralelismo entre as curvas de dias com escoamentos acumulados simulados e medidos (ver Figura 12-AC) o que nos permite observar que há uma boa representatividade dos dias com escoamento, havendo um distanciamento nos dias com escoamento no ano inicial de 2011, influenciando em todo o período simulado. Na BEA, o número de dias com escoamento simulados ultrapassou muito os dias com escoamento medidos – 164 dias, comparados aos 42 medidos (Figuras 12-AB, 12-AC e 12-AD). Os reservatórios também apresentaram elevados volumes (Figura 14-S e 14-T). Como, nessa parametrização, o valor do $k_{\text{fcorr}}^{\text{R}^{\text{a}}}$ foi elevado com o intuito de aproximar a intermitência simulada e medida, o aporte hídrico aos reservatórios simulado aumentou, ampliando a distorção em relação às medidas de campo. Para a Parametrização 10, o incremento de dias com escoamento implicou no incremento do aporte hídrico nos reservatórios.

A simulação do modelo WASA com a Parametrização 11 também apresentou ótimo desempenho para intermitência na Bacia do Benguê. Para a Bacia da Aroeira, os dias com escoamento aumentaram bastante, aproximando-se dos dias medidos. Na BEA, a simulação continuou superestimando o número de dias com escoamento. Os volumes dos reservatórios também continuaram superestimados, como já esperado, devido ao aumento do valor do parâmetro de ajuste $K_{\text{fcorr}}^{\text{R}^{\text{a}}}$.

É possível notar, através das Parametrizações 3, 10 e 11 que, quanto maior o parâmetro de ajuste $K_{\text{fcorr}}^{\text{R}^{\text{a}}}$, melhor foi a representação da intermitência. Para o conjunto de parametrização realizado, observou-se também que o aumento no número de dias com

escoamento implica no incremento do aporte de água aos reservatórios. Para as bacias do Benguê e da Aroeira, os eventos com escoamentos simulados aproximam-se dos medidos apenas quando há aumento do valor desse parâmetro. Em contrapartida, foi constatado que, nas parametrizações feitas, o desempenho do modelo na simulação dos volumes dos reservatórios é, na maior parte das vezes, monotonicamente decrescente com número de dias com escoamento.

Entre as parametrizações efetuadas, a que mais se aproximou na representação da intermitência na Bacia do Benguê foi a 10, aplicando valor de ajuste $k_{\text{fkorrr}}^{\text{a}}$ 40, com 563 dias simulados e 560 medidos. Para a Aroeira, a mais próxima foi a Parametrização 2, aplicando-se $k_{\text{fkorrr}}^{\text{a}} = 122,6$, com 259 dias simulados e 279 medidos. Para a BEA, as melhores parametrizações foram as de números 8 e 9, em que foram aplicados dados de condutividade hidráulica do embasamento cristalino próximo aos valores de referência para o estado, resultando em 31 dias de escoamento simulados em comparação aos 42 medidos.

A partir disso, é possível observar que, para as bacias de maior área de captação, o número de dias acumulados com escoamento só foi alcançado após a aplicação de um parâmetro de ajuste de chuva. Já para a bacia de menor porte, o número de dias com escoamento aproximou-se do valor verificado em campo após a aplicação da condutividade hidráulica do embasamento cristalino calculado para o Ceará (GÜNTNER, 2002). É importante, portanto, que sejam realizados estudos em campo das características de toda a Bacia do Benguê para aplicação de dados medidos no modelo com maior precisão. No geral, avaliando as três bacias nas onze simulações, considerou-se a simulação com a Parametrização 10 como a melhor para representar a intermitência, ou seja, o número de dias com escoamento, pois foi a que mais se aproximou dos valores medidos durante o período de análise.

Na Tabela 6, é possível observar um resumo das parametrizações e dos resultados obtidos nas simulações. Os dados destacados em negrito referem-se às simulações para as quais o coeficiente NSE tem valor positivo. O destaque em hachura cinza nas linhas concerne à melhor parametrização para simulação da dinâmica de volume de reservatório e da intermitência (número de dias com escoamento).

Tabela 6 – Parâmetros calibrados e desempenho do modelo WASA para dinâmica de volume dos reservatórios e para o número de dias anuais com escoamento

N	Parâmetros					NSE vol. reservatório		NSE dias com escoamento			Nº de dias com escoamento		
	Ksat1	Kfkorrr _a	Hs	Ksat2	Kfsu	Benguê	Boqueirão	Benguê	Aroeira	BEA	Benguê	Aroeira	BEA
1	1000	122.6	100	R	10.0	0,44	-0,56	-0,77	-9,15	-3,36	96	0	4
2	7	122.6	100	R	10.0	-2,72	-4,49	0,66	0,60	-109,83	811	259	241
3	7	1.0	100	R	10.0	0,92	-0,07	-0,65	-7,72	-1,38	98	21	12
4	7	1.0	1000	R	10.0	0,92	-0,07	-0,66	-7,72	-1,38	97	21	12
5	7	1.0	10	R	10.0	0,92	-0,07	-0,67	-7,72	-1,38	96	21	12
6	7	1.0	100	A	10.0	0,04	0,38	-0,29	-6,85	-0,70	157	37	16
7	7	1.0	100	A	10.0	0,67	0,36	-0,60	-7,72	-0,70	104	21	16
8	7	1.0	100	R	0.1	0,38	-0,01	0,17	-6,22	0,79	232	50	31
9	7	1.0	100	R	0.01	0,34	0,10	0,20	-6,12	0,79	239	51	31
10	7	40.0	100	R	10.0	-2,52	-3,99	0,97	-0,66	-41,65	563	175	164
11	7	70.0	100	R	10.0	-2,64	-4,21	0,94	0,19	-68,76	670	220	200

Ksat1 = Condutividade hidráulica do solo do rio (mm.h^{-1});

Kfkorrr_a = Parâmetro “a” da Equação 3 para correção da capacidade atenuação da precipitação (MAMEDE 2008);

Hs = Profundidade do solo que é capaz de contribuir com o fluxo subsuperficial para os rios (mm);

Ksat2 = Condutividade hidráulica saturada do solo (mm.d^{-1});

Kfsu = Condutividade hidráulica do embasamento cristalino (mm.d^{-1});

R = Modelo Rosetta para calcular a condutividade saturada do solo (SHAAP, 1999);

A = Instrumento de medida Amoozímetro para a obtenção da condutividade saturada do solo (AMOOZEGAR, 1989);

Valores de referência para número de dias com escoamento: Benguê (560); Aroeira (279); BEA (42).

Fonte: elaborada pela autora.

A partir da Tabela 6, pode-se observar com maior facilidade a desconexão entre os resultados simulados para representar a dinâmica do volume do reservatório e a intermitência. O desempenho estatístico apresenta-se, na maior parte das vezes, contrário quando comparamos esses dois componentes, isto é, novas parametrizações melhoram o desempenho de uma variável, mas pioram o da outra. Apenas quando foram modificados os valores de condutividade hidráulica do embasamento cristalino, o número de dias acumulados com escoamento para a BEA apresentou um desempenho estatístico de NSE positivo. A intermitência obteve bom desempenho estatístico simultâneo para as duas maiores bacias apenas na Parametrização 2, que considera o parâmetro de ajuste de chuva proposto por Mamede (2008). Nas três simulações em que foram obtidos $NSE > 0.5$ para as bacias do Benguê e da Aroeira, o parâmetro k_{fkorra} apresenta-se maior que 1. No geral, esperava-se que o desempenho do modelo fosse melhor na representação de intermitência das bacias analisadas.

O desempenho do modelo para o aporte hídrico ao Açude Benguê – e, portanto, para a dinâmica dos volumes acumulados – foi elevado em algumas parametrizações. A Parametrização 3 destaca-se devido ao ótimo desempenho do modelo, com condutividade hidráulica saturada do leito do rio igual à medida e parâmetro calibrável $k_{fkorra} = 1$. Vale salientar que a simulação com a Parametrização 7 apresentou desempenho satisfatório para volume do Boqueirão devido à aplicação de dados medidos em dois solos da bacia. A simulação com a Parametrização 10 foi a que mais se aproximou da intermitência da bacia do Benguê durante o período de análise, divergindo em apenas três dias.

Em pesquisas realizadas com o modelo WASA na modelagem de volume do reservatório do Benguê, foram obtidos bons desempenhos do modelo (MEDEIROS *et al.*, 2010a; MAMEDE *et al.*, 2018). Representar os volumes de reservatórios de diferentes escalas em uma única parametrização não é uma tarefa simples, o que indica a complexidade no trato da questão da escala na Hidrologia. Stehr *et al.* (2008), ao utilizarem o modelo SWAT para a modelagem de escoamento, perceberam que a presença de grandes diferenças topográficas diminuía o desempenho do modelo. Srinivasan *et al.* (2021) também afirmam que o tamanho, o uso do solo e a cobertura da superfície das bacias hidrográficas desempenham um papel significativo na geração de escoamento, influenciando nas respostas das bacias e nas simulações do modelo. Medeiros (2009) verificou que o desempenho do modelo WASA na representação da dinâmica dos volumes do Açude Benguê foi superior ao desempenho para o Açude Boqueirão, cuja área de captação é menor. Mendiondo e Tucci (1997) também constataram a dificuldade em representar os processos hidrológicos em diferentes escalas espaciais.

Neste trabalho, foi possível observar que, entre as simulações realizadas, gerar um melhor desempenho de volume simulado do Boqueirão proporcionou uma piora no desempenho do modelo em relação à dinâmica dos volumes do Benguê. Observou-se também que, na maior parte das simulações realizadas, houve pior desempenho na modelagem hídrica dos reservatórios em anos de seca, sugerindo que o modelo apresenta dificuldade em modelar o escoamento em situações de estio. Medeiros (2009) conseguiu representar bem o aporte hídrico e, portanto, a dinâmica dos volumes dos reservatórios Boqueirão e Benguê em algumas de suas parametrizações, no entanto, o autor usou um período menor de análise. Em aplicação do modelo WASA para a Bacia do Alto Jaguaribe, Lima (2020) obteve diferentes desempenhos para escalas espaciais distintas, sugerindo a possibilidade de que o modelo nem sempre representa bem o volume dos reservatórios em diferentes escalas.

Nas parametrizações realizadas, a intermitência (representada pelo número de dias acumulados com escoamento) nas três bacias mostrou que a condutividade hidráulica saturada foi o parâmetro mais sensível. O fator de ajuste de intensidade da chuva ($k_{fkorrr_{a^*}}$) precisou ser utilizado para que a simulação de intermitência simulada se aproximasse dos dados medidos nas maiores bacias. Utilizar o parâmetro de ajuste de chuva corrobora as propostas de Güntner (2002) e de Mamede (2008), que visam adequar o modelo à representação de um escoamento prioritariamente *Hortoniano* na bacia. Como o $k_{fkorrr_{a^*}}$ atua na correção da condutividade hidráulica, observa-se que os parâmetros que mais tiveram influência no número de dias com escoamento são os que estão diretamente envolvidos com a condutividade hidráulica saturada. De Figueiredo (2018) afirma que a condutividade hidráulica saturada representa um parâmetro chave para a análise da intensidade do deslocamento da água no solo, da infiltração e, conseqüentemente, na avaliação do escoamento superficial, corroborando as respostas obtidas no modelo.

Os dados anuais medidos nas três escalas de bacia mostram como os nossos rios são menos intermitentes e mais efêmeros, visto que apresentam números bem reduzidos de escoamento, predominando o fluxo zero de escoamento (COSTIGAN *et al.*, 2017). Buscando classificar o fluxo natural dos rios na Austrália, Kennard *et al.* (2010) analisaram o número de dias com fluxo zero em 2.686 medidores distribuídos pelo país durante um período superior a dez anos. Os autores observaram rios com fluxos contínuos o ano todo, incluindo aqueles que apresentaram secas superiores a 250 dias por ano, classificando-os como rios extremamente intermitentes. O que podemos perceber, nas três escalas de bacias analisadas neste trabalho, é que, para todos os anos medidos, o fluxo zero é maior que 250 dias, inclusive nos anos de maior

escoamento. Isso mostra que os fluxos de escoamento ocorrem basicamente no período chuvoso, como já observado por De Figueiredo *et al.* (2016).

Em estudo realizado na França, com a utilização de 628 estações de medição de fluxo distribuídos nos rios do país, Snelder *et al.* (2013) verificaram os padrões de comportamento do fluxo zero e a frequência dos eventos. Os autores avaliaram como intermitentes todos os rios com fluxo zero acima de cinco dias por ano, a partir do que é possível constatar como a classificação da intermitência é subjetiva, dependendo da localização e do regime natural dos rios. Os fluxos zeros dos rios analisados nessa pesquisa são muito superiores aos obtidos por Snelder *et al.* (2013) na França, aproximando-se mais dos obtidos por Kennard *et al.* (2010), com 250 dias por ano. Como não há uma definição específica para dias com fluxo zero de rios efêmeros e intermitentes, não foi realizada uma distinção das simulações com base na literatura, mas é possível observar o comportamento de fluxos com escoamentos anuais e notar que todas as bacias apresentam fluxo zero anual superior a 250 dias. O número de dias anual com escoamento está apresentado no ANEXO C para as três bacias.

Em trabalho realizado por Yu *et al.* (2018), também na Austrália, os eventos com escoamento foram obtidos através de um modelo de balanço hídrico em áreas de 5 km² com aplicação de dados da bacia em questão organizados hierarquicamente para simular o acúmulo de escoamento em toda a rede de rios de 1900 a 2016. Os autores avaliaram os dias de fluxo zero e observaram dados simulados próximos aos medidos, de modo que foram considerados rios perenes os que apresentaram de onze a doze meses de escoamento e como rios intermitentes aqueles com até quatro meses de escoamento. Espera-se que o modelo WASA também seja capaz de representar o escoamento dos rios em cenários de mudanças globais.

Dessa forma, sugere-se a realização de um amplo processo de calibração do modelo WASA, utilizando para isso técnicas de otimização multivariadas. Dada a complexidade do modelo WASA e o tempo de computação relativamente longo, tal programa deveria ser realizado em um ambiente computacional de alta eficiência. Almeja-se, assim, que o modelo WASA consiga representar tanto o aporte hídrico – e, portanto, a dinâmica de volume dos reservatórios – quanto a intermitência dos rios para diferentes escalas de bacia. Isso possibilitará a elaboração de futuros cenários e contribuirá para a compreensão de como rios e reservatórios se comportam no contexto da seca.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados obtidos na presente pesquisa permitiram responder aos objetivos traçados. Foi possível medir, nas três bacias aninhadas do Rio Umbuzeiro, quais sejam, a Bacia Experimental de Aiuaba (12 km²), a Bacia de Aroeira (800 km²) e a Bacia do Açude Benguê (933 km²), a intermitência do rio, calculando suas métricas. Essas informações estão expostas nas tabelas, nas figuras e nos anexos deste documento.

Com base nas onze parametrizações do modelo WASA realizadas nesta investigação, conclui-se que não logramos êxito na representação simultânea da intermitência e do aporte hídrico aos reservatórios do Rio Umbuzeiro nas três escalas espaciais. Apesar disso, foi possível representar bem as duas variáveis hidrológicas (intermitência e aporte hídrico aos reservatórios) nas três escalas, porém, não simultaneamente.

Outras conclusões mais específicas foram estabelecidas a partir da pesquisa, como se expõe a seguir. Foi possível representar, com ótimo desempenho ($NSE > 0.9$), a dinâmica de volumes armazenados no Açude Benguê (maior escala em questão), utilizando dados medidos de condutividade hidráulica saturada do solo, mesmo desconsiderando o ajuste do parâmetro k_{korra} . O modelo físico WASA apresenta elevada sensibilidade à condutividade hidráulica saturada, tanto na representação da intermitência quanto na representação do aporte hídrico aos reservatórios. O modelo WASA apresentou baixa sensibilidade à profundidade do leito do rio. O parâmetro de ajuste de chuva foi efetivo para calibrar o modelo WASA em relação à intermitência. As parametrizações que usaram dados de campo melhoraram os resultados simulados, indicando a robustez física do modelo WASA. A efemeridade dos rios foi obtida em todas as simulações, entretanto, a maioria delas superestimava o período seco – as simulações indicavam menos dias com escoamento que os valores medidos.

Sugere-se, para estudos a serem desenvolvidos a partir deste trabalho, a ampliação de medidas de parâmetros em campo, com foco na condutividade hidráulica saturada dos solos da bacia.

REFERÊNCIAS

- AL-QURASHI, A. *et al.* Application of the Kineros2 rainfall-runoff model to an arid catchment in Oman. **Journal of Hydrology**, v. 355, n. 1-4, p. 91-105, 2008.
- ALLEN, R. G. *et al.* Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. **Crop Evapotranspiration**, p. 1-15, 1998.
- ALMEIDA, C. N. *et al.* Novas Tecnologias de Informações em Recursos Hídricos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 2, p. 107-116, 2009.
- ALMEIDA, C. N.; ROEHRING, J.; WENDLAND, E. Development and integration of a groundwater simulation model to an open geographic information system. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 50, n. 1, p. 101-110, 2014.
- AMOOZEGAR, A. A Compact Constant-Head Permeameter for Measuring Saturated Hydraulic Conductivity of the Vadose Zone. **Soil Science Society of America Journal**, v. 53, n. 5, p. 1356-1361, 1989.
- BARBOSA, H. A.; HUETE, A. R.; BAETHGEN, W. E. A 20-year study of NDVI variability over the Northeast Region of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 67, n. 2, p. 288-307, 2006.
- BARBOSA, L. R. *et al.* Sub-hourly rainfall patterns by hyetograph type under distinct climate conditions in Northeast of Brazil: a comparative inference of their key properties. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 23, n. 0, p. 1-14, 2018.
- BOELEN, R.; SHAH, E.; BRUINS, B. Contested knowledges: Large dams and mega-hydraulic development. **Water (Switzerland)**, v. 11, n. 3, p. 1-27, 2019.
- COSTA, A. C. **Hidrologia de uma bacia experimental em caatinga conservada no semi-árido brasileiro**. 2007. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.
- COSTA, A. C. *et al.* Analysis of channel transmission losses in a dryland river reach in northeastern Brazil using streamflow series, groundwater level series and multi-temporal satellite data. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 7, p. 1046-1060, 2013a.
- COSTA, C. A. G. *et al.* Spatial behaviour of soil moisture in the root zone of the Caatinga biome. **Revista Ciencia Agronômica**, v. 44, n. 4, p. 685-694, 2013b.
- COSTIGAN, K. H. *et al.* Understanding controls on flow permanence in intermittent rivers to aid ecological research: integrating meteorology, geology and land cover. **Ecohydrology**, v. 9, n. 7, p. 1141-1153, 2016.
- COSTIGAN, K. H. *et al.* Flow regimes in intermittent rivers and ephemeral streams. *In: Intermittent rivers and ephemeral streams*. Academic Press, 2017. p. 51-78.
- COSTIGAN, K. H.; DANIELS, M. D.; DODDS, W. K. Fundamental spatial and temporal

disconnections in the hydrology of an intermittent prairie headwater network. **Journal of Hydrology**, v. 522, p. 305-316, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.031>. Acesso em: 12 maio 2019.

CREUTZFELDT, B. Remote sensing bases characterisation of land cover and terrain properties for hydrological modelling in the semi-arid Northeast of Brazil. **Institut für Geoökologie**, v. Diplom, n. Apr., 2006.

CROW-MILLER, B.; WEBBER, M.; MOLLE, F. The (Re)turn to infrastructure for water management? **Water Alternatives**, v. 10, n. 2, p. 195-207, 2017.

DA SILVA, J. E. **Água subterrânea na bacia experimental de Aiuaba-CE**. 2008. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2008.

DATRY, T. *et al.* A landscape approach to advance intermittent river ecology. **Freshwater Biology**, v. 61, n. 8, p. 1200-1213, 2016.

DATRY, T. *et al.* Flow intermittence and ecosystem services in rivers of the Anthropocene. **Journal of Applied Ecology**, v. 55, n. 1, p. 353-364, 2018.

DATRY, T.; LARNED, S. T.; TOCKNER, K. Intermittent rivers: a challenge for freshwater ecology. **BioScience**, v. 64, n. 3, p. 229-235, 2014.

DE ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. A method to assess hydrological drought in semi-arid environments and its application to the Jaguaribe River basin, Brazil. **Water International**, v. 41, n. 2, p. 213-230, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1080/02508060.2015.1113077>. Acesso em: 23 maio 2019.

DE ARAÚJO, J. C.; GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Loss of reservoir volume by sediment deposition and its impact on water availability in semiarid Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 51, n. 1, p. 157-170, 2006.

DE ARAÚJO, J. C.; GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Loss of reservoir volume by sediment deposition and its impact on water availability in semiarid Brazil. **Sciences**, New York, v. 51, p. 37-41, May 2010.

DE ARAÚJO, J. C.; MAMEDE, G. L.; DE LIMA, B. P. Hydrological guidelines for reservoir operation to enhance water governance: Application to the Brazilian Semiarid region. **Water (Switzerland)**, v. 10, n. 11, 2018.

DE ARAÚJO, J. C.; MEDEIROS, P. H. A. Impact of dense reservoir networks on water resources in semiarid environments. **Australian Journal of Water Resources**, v. 17, n. 1, p. 87-100, 2013.

DE ARAÚJO, J. C.; PIEDRA, J. I. G. The cold regions hydrological model : a platform for basing evidence. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 1169-1178, Jan. 2009.

DE FIGUEIREDO, J. V. *et al.* Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed, Northeastern Brazil. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 13, p. 2390-2400, 2016.

- DE FIGUEIREDO, J. V. **Iniciação do escoamento em microbacia hidrográfica e relações hídricas no sistema solo-planta-atmosfera no bioma caatinga**. 2018. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018.
- DE GIROLAMO, A. M. *et al.* Hydrology under climate change in a temporary river system: Potential impact on water balance and flow regime. **River Research and Applications**, v. 33, n. 7, p. 1219-1232, 2017.
- DE MORAIS, F. Infiltração: uma variável geomorfológica. **Caderno de Geografia**, v. 22, n. 38, p. 73-87, 2012.
- DI BALDASSARRE, G. *et al.* Water shortages worsened by reservoir effects. **Nature Sustainability**, v. 1, n. 11, p. 617-622, 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1038/s41893-018-0159-0>. Acesso em: 20 nov. 2020.
- DI BALDASSARRE, G. *et al.* Sociohydrology: scientific challenges in addressing the sustainable development goals. **Water Resources Research**, v. 55, n. 8, p. 6327-6355, 2019.
- DONG, W.; YU, Z.; WEBER, D. Simulations on soil water variation in arid regions. **Journal of Hydrology**, v. 275, n. 3-4, p. 162-181, 2003.
- ELSHAFEI, Y. *et al.* Water Resources Research. **Water Resources Management**, v. 52, p. 4944-4966, 2016.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA E AGROPECUÁRIA. **Sistema Brasileiro de classificação de Solos**. Brasília: Embrapa, 2018.
- ENG, K.; WOLOCK, D. M.; DETTINGER, M. D. Sensitivity of intermittent streams to climate variations in the USA. **Wiley Online Library**, v. 32, n. 5, p. 885-895, 2016.
- EVETT, S. R. *et al.* Overview of the Bushland Evapotranspiration and Agricultural Remote sensing EXperiment 2008 (BEAREX08): A field experiment evaluating methods for quantifying ET at multiple scales. **Advances in Water Resources**, v. 50, p. 4-19, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.010>. Acesso em: 13 jun. 2019.
- FELIX, V. S.; DA PAZ, A. R. Hydrological processes representation in a semiarid catchment located in Paraíba state with distributed hydrological modeling. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 3, p. 556-569, 2016.
- FOX, C. A.; SNEDDON, C. S. Political borders, epistemological boundaries, and contested knowledges: Constructing dams and narratives in the Mekong River Basin. **Water (Switzerland)**, v. 11, n. 3, 2019.
- FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS. **Calendários das chuvas do Estado do Ceará**. Fortaleza: Funceme, 2020. Disponível em: <http://www.funceme.br/hidro-ce-zend/app/pagina/show/168>. Acesso em: 22 out. 2020.
- GALLART, F. *et al.* Validating alternative methodologies to estimate the regime of temporary rivers when flow data are unavailable. **Science of the Total Environment**, v. 565,

p. 1001-1010, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.05.116>. Acesso em: 4 ago. 2019.

GHEYI, H. R. *et al.* **Recursos hídricos em regiões semiáridas: estudos e aplicações**. Campina Grande: INSA, 2012.

GODSEY, S. E.; KIRCHNER, J. W. Dynamic, discontinuous stream networks: hydrologically driven variations in active drainage density, flowing channels and stream order. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 23, p. 5791-5803, 2014.

GOHARI, A. *et al.* Water transfer as a solution to water shortage: a fix that can Backfire. **Journal of Hydrology**, v. 491, n. 1, p. 23-39, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.021>. Acesso em: 20 nov. 2020.

GOODRICH, D. C. *et al.* Southwestern intermittent and ephemeral stream connectivity. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 54, n. 2, p. 400-422, 2018.

GOULSBRA, C.; EVANS, M.; LINDSAY, J. Temporary streams in a peatland catchment: pattern, timing, and controls on stream network expansion and contraction. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 6, p. 790-803, 2014.

GÜNTNER, A. **Large-scale hydrological modelling in the semi-arid north-east of Brazil**. Postdam: Postdam Institute for Climate Impact Research (PIK), 2002a.

GÜNTNER, A. Large-scale hydrological modelling in the semi-arid North-East of Brazil. **PIK Report**, n. 77, p. 1-119, 2002b.

GÜNTNER, A. *et al.* Simple water balance modelling of surface reservoir systems in a large data-scarce semiarid region / Modélisation simple du bilan hydrologique de systèmes de réservoirs de surface dans une grande région semi-aride pauvre en données. **Hydrological Sciences Journal**, v. 49, n. 5, p. 901-918, 2004.

GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. **Journal of Hydrology**, v. 297, n. 1-4, p. 136-161, 2004.

HIRATA, R. C. A.; FERREIRA, L. M. R. Os aquíferos da bacia do Alto Tietê: disponibilidade hídrica e vulnerabilidade à poluição. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 43-50, mar. 2001.

KANDASAMY, J. *et al.* Socio-hydrologic drivers of the pendulum swing between agricultural development and environmental health: a case study from Murrumbidgee River basin, Australia. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 3, p. 1027-1041, 2014.

KATUL, G. G. *et al.* Evapotranspiration: a process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 3, 2012.

KENNARD, M. J. *et al.* Classification of natural flow regimes in Australia to support environmental flow management. **Freshwater Biology**, v. 55, n. 1, p. 171-193, 2010.

- KOCH, H. *et al.* Effects of model calibration on hydrological and water resources management simulations under climate change in a semi-arid watershed. **Climatic Change**, v. 163, n. 3, p. 1247-1266, 2020.
- KROL, M. S. *et al.* Sustainability of small reservoirs and large scale water availability under current conditions and climate change. **Water Resources Management**, v. 25, n. 12, p. 3017-3026, 2011.
- KUME, T. *et al.* Spatial variation in sap flow velocity in semiarid region trees: its impact on stand-scale transpiration estimates. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 8, p. 1161-1168, 2012.
- LEGATES, D. R.; MCCABE, G. J. Evaluating the use of "goodness-of-fit " measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, v. 35, p. 233-241, 1999.
- LIMA, T. B. R. **Resposta hidrológica de uma grande bacia hidrográfica no semiárido brasileiro diante de cenários de transposição hídrica e racionalização do uso de reservatórios não estratégicos**. 2020. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2020.
- LIU, D. *et al.* A conceptual socio-hydrological model of the co-evolution of humans and water: case study of the Tarim River basin, western China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 2, p. 1035-1054, 2015.
- LOPES, J. W. B. **Modelagem hidrossedimentológica em meso-bacia do semiárido**. 2013. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2013.
- MAHEU, A. *et al.* River evaporation and corresponding heat fluxes in forested catchments. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 23, p. 5725-5738, 2014.
- MAMEDE, G. L. **Reservoir sedimentation in dryland catchments: modelling and management**. 2008. Tese (Doutorado) - Instituto de Geocologia, Universität Potsdam, 2008. Disponível em: <http://nbn-resolving.de/urn/resolver.pl?urn=urn:nbn:de:kobv:517-opus-17047>. Acesso em: 8 abr. 2019.
- MAMEDE, G. L. *et al.* Overspill avalanching in a dense reservoir network. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 109, n. 19, p. 7191-7195, 2012.
- MAMEDE, G. L. *et al.* Modeling the Effect of Multiple Reservoirs on Water and Sediment Dynamics in a Semiarid Catchment in Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 23, n. 12, p. 05018020, dez. 2018.
- MARENGO, J. A. *et al.* Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**, v. 1, p. 385-422, 2011.
- MEDEIROS, P. H. A. **Processos hidrossedimentológicos e conectividade em bacia**

- semiárida:** modelagem distribuída e validação em diferentes escalas. 2009. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.
- MEDEIROS, P. H. A. *et al.* Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. **Hydrological Sciences Journal**, v. 55, n. 4, p. 636-648, 2010a.
- MEDEIROS, P. H. A. *et al.* Connectivity of sediment transport in a semiarid environment: a synthesis for the Upper Jaguaribe Basin, Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 12, p. 1938-1948, 2014.
- MEDEIROS, P. H. A.; DE ARAÚJO, J. C. Temporal variability of rainfall in a semiarid environment in Brazil and its effect on sediment transport processes. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 7, p. 1216-1223, 2014.
- MEDEIROS, P. H. A.; DE ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. Medidas de interceptação e avaliação do desempenho do modelo de Gash para uma região semi-árida. **Revista Ciencia Agronomica**, v. 40, n. 2, p. 165-174, 2009.
- MEDEIROS, P.; SIVAPALAN, M. From hard-path to soft-path solutions: slow-fast dynamics of human adaptation to droughts in a water scarce environment. **Hydrological Sciences Journal**, v. 65, n. 11, p. 1803-1814, 2020.
- MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M. Escalas hidrológicas: I conceitos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 2, p. 21-44, 1997.
- MELO, D. C. D. *et al.* The big picture of field hydrology studies in Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 65, n. 8, p. 1262-1280, 2020.
- MONTE-MOR, R. C. A. **Análise de processos hidrológicos em bacias de rios intermitentes no semiárido mineiro**. 2012. Tese (Doutorado) Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.
- MUELLER, E. N. *et al.* Modelling sediment export, retention and reservoir sedimentation in drylands with the WASA-SED model. **Geoscientific Model Development**, v. 3, n. 1, p. 275-291, 2010.
- MÜLLER, E. N. *et al.* **WASA-SED Parameterisation Manual**. p. 1-37, Aug. 2008.
- NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models Part I-A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 10, p. 282-290, 1970.
- OLDEN, J. D.; POFF, N. L. Redundancy and the choice of hydrologic indices for characterizing streamflow regimes. **River Research and Applications**, v. 19, n. 2, p. 101-121, 2003.
- PETER, S. J. *et al.* Flood avalanches in a semiarid basin with a dense reservoir network. **Journal of Hydrology**, v. 512, p. 408-420, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.03.001>. Acesso em: 19 nov. 2020.

PILGRIM, D. H.; CHAPMAN, T. G.; DORAN, D. G. Problèmes de la mise au point de modèles pluie-écoulement dans les régions arides et semi-arides. **Hydrological Sciences Journal**, v. 33, n. 4, p. 379-400, 1988.

PINHEIRO, E. *et al.* Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil. **Ecohydrology**, v. 9, n. 7, p. 1313-1327, 2016.

PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G.; DE ARAÚJO, J. C. Effective root depth of the Caatinga biome. **Journal of Arid Environments**, v. 89, p. 1-4, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaridenv.2012.10.003>. Acesso em: 11 dez. 2020.

PINHEIRO, E. A. R. **Produção de sedimentos em diferentes escalas espaciais**: o caso da bacia do rio Jaguaribe-CE. 2013. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2013.

RITCHIE, J. Soil water balance and plant water stress. **ResearchGate**, p. 15, Jan., 1998.

SALINAS, C. E. T. *et al.* Social impacts of a large-dam construction: the case of Castanhão, Brazil. **Water International**, v. 44, n. 8, p. 871-885, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02508060.2019.1677303>. Acesso em: 20 nov. 2020.

SCHAAP, M. G. **Rosetta Model**. Califórnia, 1999. Disponível em: <http://www.ars.usda.gov/Services/docs.htm?docid=8953>. Acesso em: 11 dez. 2020.

SCHRIEVER, T. A. *et al.* Hydrology shapes taxonomic and functional structure of desert stream invertebrate communities. **Freshwater Science**, v. 34, n. 2, p. 399-409, 2015.

SECK, A.; WELTY, C.; MAXWELL, R. M. Spin-up behavior and effects of initial conditions for an integrated hydrologic model. **Water Resources Research**, v. 51, n. 4, p. 2188-2210, 2015.

SENEVIRATNE, S. I. *et al.* Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: a review. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 3-4, p. 125-161, 2010. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>. Acesso em: 2 abr. 2019.

SINGH, V. P. Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph. **Hydrological Processes**, v. 11, n. 12, p. 1649-1669, 1997.

SINGH, V. P.; WOOLHISER, D. A. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. **Perspectives in Civil Engineering**: Commemorating the 150th Anniversary of the American Society of Civil Engineers, v. 7, n. 4, p. 345-367, 2003.

SIVAPALAN, M.; SAVENIJE, H. H. G.; BLÖSCHL, G. Socio-hydrology: a new science of people and water. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 8, p. 1270-1276, 2012.

SMAKHTIN, V. Y.; TOULOUSE, M. Relationships between low-flow characteristics of South African streams. **Water SA**, v. 24, n. 2, p. 107-112, 1998.

SNELDER, T. H. *et al.* Regionalization of patterns of flow intermittence from gauging station records. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 7, p. 2685-2699, 2013.

SRINIVASAN, V. S. *et al.* Monitoring and modeling of hydrological processes in the semiarid region of Brazil: The Cariri experimental basins. **Hydrological Processes**, v. 35, n. 5, p. e14194, 2021.

STEHR, A. *et al.* Hydrological modelling with SWAT under conditions of limited data availability: evaluation of results from a Chilean case study. **Hydrological sciences journal**, v. 53, n. 3, p. 588-601, 2008.

STEWART, A. L. *et al.* When the river runs dry: human and ecological values of dry riverbeds. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 10, n. 4, p. 202-209, 2012.

STROMBERG, J. C. *et al.* Importance of low-flow and high-flow characteristics to restoration of riparian vegetation along rivers in arid south-western United States. **Freshwater Biology**, v. 52, n. 4, p. 651-679, 2007.

SUDENE. Resolução nº 115, de 23 de novembro de 2017. Aprova a Proposição nº 113/2017, que acrescenta municípios a relação aprovada pela Resolução CONDEL no 107, e 27 de julho de 2017. **Diário Oficial da União**, Poder Executivo, Brasília, DF, 5 dez. 2017. Seção 1, p. 26.

TILLMAN, F. D.; LEAKE, S. A. Trends in groundwater levels in wells in the active management areas of Arizona, USA. **Hydrogeology Journal**, v. 18, n. 6, p. 1515-1524, 2010.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G. Estimating unsaturated hydraulic conductivity of Brazilian soils using soil-water retention data. **Soil Science**, v. 162, n. 10, p. 703-712, 1997.

TZORAKI, O. *et al.* Assessing the flow alteration of temporary streams under current conditions and changing climate by Soil and Water Assessment Tool model. **International Journal of River Basin Management**, v. 14, n. 1, p. 9-18, 2016.

VAN OEL, P. R. *et al.* The impact of upstream water abstractions on reservoir yield: the case of the Orós Reservoir in Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 53, n. 4, p. 857-867, 2008.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.

VON SCHILLER, D. *et al.* Contraction, fragmentation and expansion dynamics determine nutrient availability in a Mediterranean forest stream. **Aquatic Sciences**, v. 73, n. 4, p. 485-497, 2011.

WANG, X. P. *et al.* Canopy storage capacity of xerophytic shrubs in Northwestern China. **Journal of Hydrology**, v. 454-455, p. 152-159, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.003>. Acesso em: 27 out. 2020.

WOOLHISER, D. A.; SMITH, R. E.; GIRALDEZ, J. Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. **Water Resources Research**, v. 32, n. 3, p. 671-678, 1996.

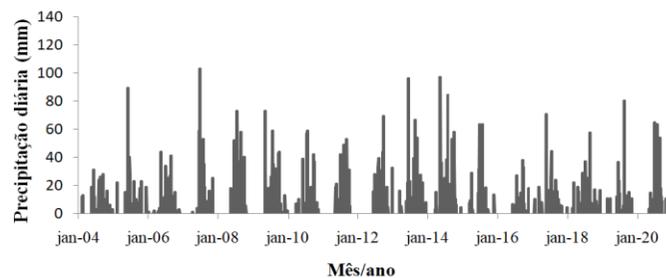
YE, W. *et al.* Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. **Water Resources Research**, v. 33, n. 1, p. 153-166, 1997.

YU, S. *et al.* Quantifying spatial and temporal patterns of flow intermittency using spatial contiguous runoff data. **Journal of Hydrology**, v. 559, n. march, p. 861-872, 2018.

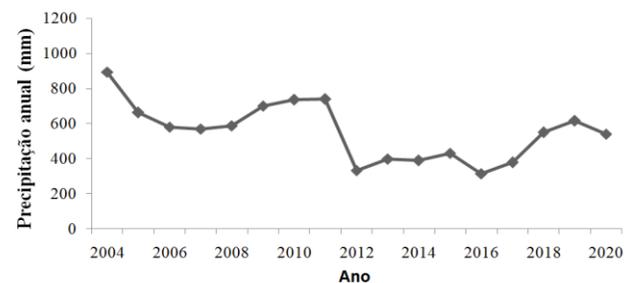
Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.03.009>. Acesso em: 14 dez. 2020.

ANEXO A – DADOS DE CHUVA POR POSTO PLUVIOMÉTRICO

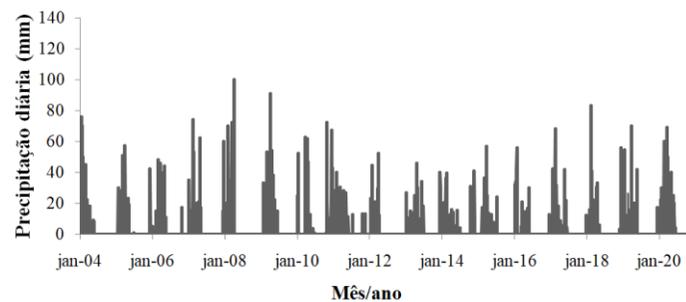
Sub-bacias do Posto Bom Nome



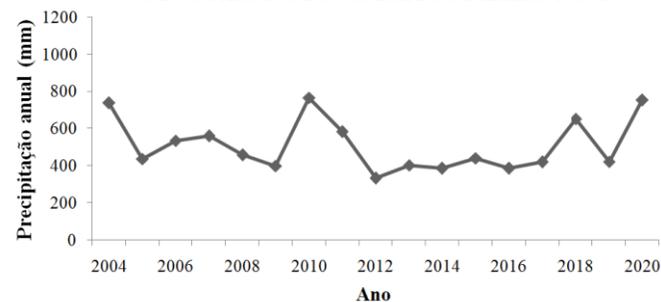
Sub-bacias do Posto Bom Nome



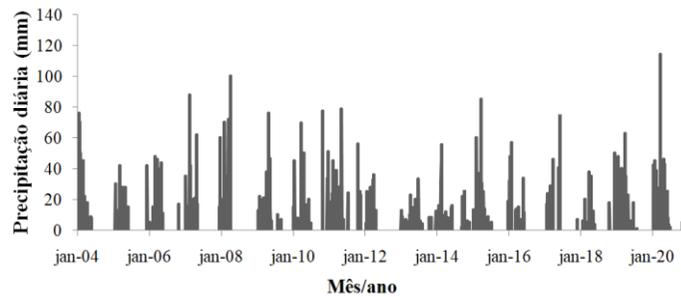
Sub-bacias dos Postos Barra e Fazenda Nova



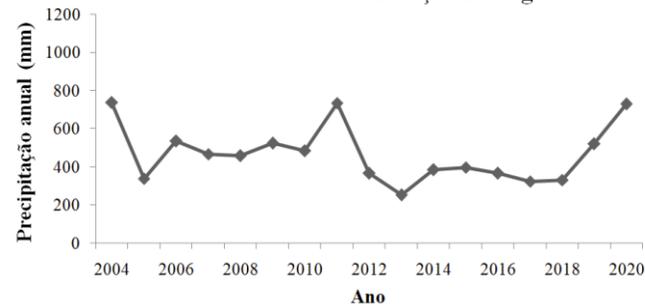
Sub-bacias dos Postos Barra e Fazenda Nova



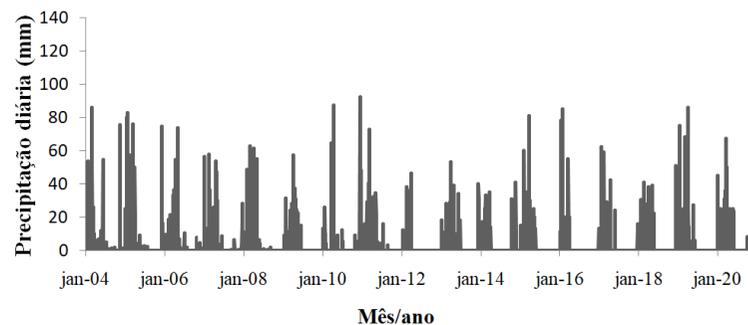
Sub Bacias do Posto Estação Ecológica



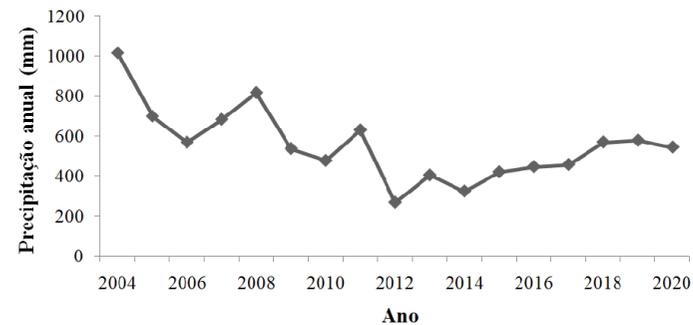
Sub-bacias do Posto Estação Ecológica



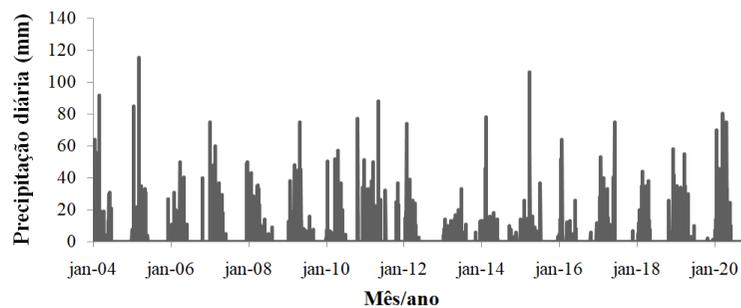
Sub-bacias dos Postos Cedro e EPI



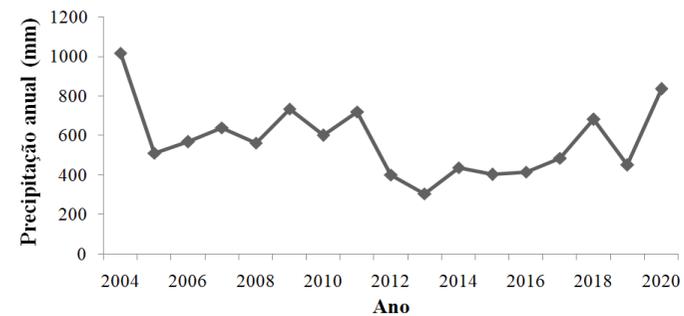
Sub-bacias dos Postos Cedro e EPI



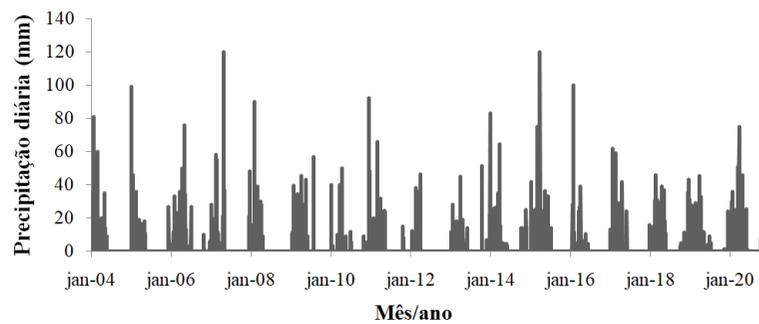
Sub-bacias do Posto Aiuaba



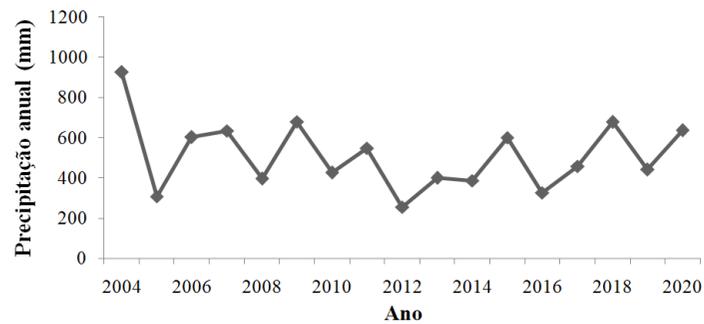
Sub-bacias do Posto Aiuaba



Sub-bacias do Posto Barão de Aquiraz



Sub-bacias do Posto Barão de Aquiraz



Fonte: elaborada pela autora.

ANEXO B – CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA DOS SOLOS NA REGIÃO EM ESTUDO

Identificação no modelo	Classificação dos solos segundo RADAMBRASIL (1981)	Solo		Horizonte					
		Nomenclatura atual dos solos EMBRAPA (2018)	H1	H2	H3	H4	H5	H6	
Condutividade hidráulica saturada (mm.d⁻¹) – Rosetta (Shaap, 1999). Aplicada por Medeiros (2009)									
26	Latossolo vermelho-amarelo álico	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (LVAd)	551	499	483	460	448	-	
27	Latossolo vermelho-amarelo álico	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (LVAd)	1588	1109	830	704	657	630	
35	Bruno não-cálcico	Luvissolo (T)	531	165	-	-	-	-	
52	Podzólico vermelho-amarelo eutrófico	Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutrófico (PVAb)	2301	1588	773	563	99	-	
64	Planossolo solódico	Planossolo Ta Eutrófico (Sve)	2951	42	-	-	-	-	
96	Solo litólico distrófico	Neossolo Litólico Distrófico (RLd)	3864	3864	-	-	-	-	
98	Solo litólico eutrófico	Neossolo Litólico Distrófico (RLd)	1448	-	-	-	-	-	
Condutividade hidráulica saturada média no solo superficial da bacia (mm.d⁻¹)									
26	Latossolo vermelho-amarelo álico	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (LVAd)	144	499	483	460	448	-	
27	Latossolo vermelho-amarelo álico	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (LVAd)	144	1109	830	704	657	630	
35	Bruno não-cálcico	Luvissolo (T)	144	165	-	-	-	-	
52	Podzólico vermelho-amarelo eutrófico	Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutrófico (PVAb)	144	1588	773	563	99	-	
64	Planossolo solódico	Planossolo Ta Eutrófico (Sve)	144	42	-	-	-	-	
96	Solo litólico distrófico	Neossolo Litólico Distrófico (RLd)	144	3864	-	-	-	-	
98	Solo litólico eutrófico	Neossolo Litólico Distrófico (RLd)	144	-	-	-	-	-	

**Condutividade hidráulica saturada média no solo superficial nos solos Bruno não-cálcico e Podzólico vermelho-amarelo
(mm.d⁻¹)**

26	Latossolo vermelho-amarelo álico	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (LVAd)	551	499	483	460	448	-
27	Latossolo vermelho-amarelo álico	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (LVAd)	1588	1109	830	704	657	630
35	Bruno não-cálcico	Luvissole (T)	144	165	-	-	-	-
52	Podzólico vermelho-amarelo eutrófico	Argissolo Vermelho-Amarelo Tb Eutrófico (PVAb)	144	1588	773	563	99	-
64	Planossolo solódico	Planossolo Ta Eutrófico (Sve)	2951	42	-	-	-	-
96	Solo litólico distrófico	Neossolo Litólico Distrófico (RLd)	3864	3864	-	-	-	-
98	Solo litólico eutrófico	Neossolo Litólico Distrófico (RLd)	1448	-	-	-	-	-

ANEXO C – NÚMERO DE DIAS ANUAIS COM ESCOAMENTO NAS BACIAS EM ESTUDO

Ano	Nº dias Medidos	Nº de dias com escoamentos simulados na Bacia do Benguê, simulações 1 a 11										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2004	42	12	57	22	21	21	27	21	34	35	49	51
2005	13	5	41	7	7	7	10	10	8	9	30	34
2006	27	2	56	5	5	5	6	5	13	13	34	40
2007	33	10	54	11	11	11	16	11	37	38	35	43
2008	29	6	50	9	9	9	15	9	27	27	41	46
2009	98	4	69	2	2	2	8	3	15	16	44	57
2010	31	6	46	9	9	9	12	12	15	15	32	40
2011	100	7	57	7	7	7	7	6	16	17	45	49
2012	16	3	27	0	0	0	5	0	3	3	18	25
2013	17	1	32	0	0	0	3	0	2	2	24	25
2014	21	3	43	2	2	2	3	2	2	2	21	33
2015	14	4	43	2	2	2	6	4	4	4	29	35
2016	21	7	27	5	5	4	7	4	6	5	12	18
2017	7	5	41	2	2	2	2	2	2	2	30	35
2018	17	4	61	2	2	2	4	2	13	13	41	52
2019	27	7	46	6	6	6	12	6	16	17	34	37
2020	47	10	61	7	7	7	14	7	19	21	44	50
Total	560	96	811	98	97	96	157	104	232	239	563	670

Ano	Nº dias medidos	Nº de dias com escoamentos simulados na BEA, simulações 1 a 11										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2005	5	2	28	4	4	4	5	5	5	5	22	23
2006	3	0	25	0	0	0	0	0	0	0	17	21
2007	8	0	30	3	3	3	3	3	6	6	20	25
2008	6	0	34	4	4	4	5	5	17	17	25	29
2009	5	0	27	0	0	0	0	0	0	0	17	23
2010	4	2	18	0	0	0	2	2	0	0	11	14
2011	4	0	26	1	1	1	1	1	3	3	17	20
2012	1	0	13	0	0	0	0	0	0	0	8	12
2013	4	0	22	0	0	0	0	0	0	0	16	18
2014	2	0	18	0	0	0	0	0	0	0	11	15
Total	42	4	241	12	12	12	16	16	31	31	164	200

Ano	Nº dias medidos	Nº de dias com escoamentos simulados na Bacia da Aroeira, simulações 1 a 11										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2011	99	0	47	6	6	6	6	6	10	11	37	42
2012	19	0	21	0	0	0	3	0	0	0	15	19
2015	29	0	35	2	2	2	3	2	4	4	21	29
2016	8	0	20	3	3	3	5	3	4	4	12	13
2018	15	0	49	2	2	2	4	2	10	10	32	41
2019	33	0	38	5	5	5	10	5	14	14	28	33
2020	76	0	49	3	3	3	6	3	8	8	30	43
Total	279	0	259	21	21	21	37	21	50	51	175	220