



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

CARLOS EDUARDO SOUSA LIMA

**EVOLUÇÃO DO USO E COBERTURA NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO E
SEUS IMPACTOS NAS VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS**

FORTALEZA

2022

Carlos Eduardo Sousa Lima

EVOLUÇÃO DO USO E COBERTURA NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO E
SEUS IMPACTOS NAS VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Ceará como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos hídricos

Orientador: Prof. Dr. Cleiton da Silva
Silveira

Fortaleza

2022

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)

L697e Lima, Carlos Eduardo Sousa.

Evolução do uso e cobertura na Bacia do rio São Francisco e seus impactos nas variáveis hidrológicas / Carlos Eduardo Sousa Lima. – 2022.

122 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil: Recursos Hídricos, Fortaleza, 2022.

Orientação: Prof. Dr. Cleiton da Silva Silveira.

1. Uso e Cobertura do Solo. 2. Budyko. 3. Elasticidade. 4. SMAP. 5. DREAM. I. Título.

CDD 627

Carlos Eduardo Sousa Lima

EVOLUÇÃO DO USO E COBERTURA NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO E
SEUS IMPACTOS NAS VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Ceará como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos hídricos

Aprovada em: 18/02/2022.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Cleiton da Silva Silveira (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Profa. Dra. Samiria Maria Oliveira da Silva (Examinadora Interna)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Dr. Samuellson Lopes Cabral (Examinador Externo)
Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN)

Ao meu estimado pai Raimundo Gonzaga de Lima (*in memoriam*), que além de pai foi um grande amigo.

Agradecimentos

A Deus, pela minha vida e saúde.

Aos meus pais, Raimundo Gonzaga e Maria de Lourdes, por todos os conselhos, ensinamentos, suporte, carinho e amor que recebi durante minha vida, essa caminhada seria inviável sem vocês, obrigado.

Ao meu irmão, Fernando Henrique, pela convivência ao longo de todos esses anos. Nossas conversas e reflexões ainda são motivações para seguir aprendendo, obrigado. A minha cunhada, Soraya Vasconcelos, por ter sido uma pessoa sempre positiva e motivadora.

Ao meu amor, Marília de Brito, pelo companheirismo, paciência, orientações e por ser um dos pilares ao longo desse processo. Ao seu lado, os momentos difíceis são mais leves, o dia a dia é mais feliz e sempre tenho uma motivação a mais para lutar pelo futuro, obrigado.

Ao Prof. Dr. Cleiton da Silva Silveira, que, além de orientador, tornou-se um caro amigo. Agradeço pelos ensinamentos, conselhos e pela constante disposição em ajudar seus orientandos.

Aos meus amigos, Diego Martins e Ismael Lima, pelos frequentes aconselhamentos e por sempre me motivarem, mostrando que os objetivos são alcançáveis.

Aos meus colegas do PÓS-DEHA: Marx da Silva, Greicy Kelly e Mauro Nobrega e aos meus colegas de turma do mestrado em recursos hídricos.

Aos meus colegas de graduação: Samuel Batista, Syllas Ferreira, Fernando Freires, José Paulo, Tiago Victor, Saulo Costa, Isabelly Maciel e Elias Ferreira. Apesar de seguirmos caminhos distintos, mantivemos nossa amizade.

Aos professores participantes da banca examinadora: Prof. Dra. Samiria Maria Oliveira da Silva e Dr. Samuellson Lopes Cabral, obrigado pela disponibilidade, pelo tempo empregado na leitura desse trabalho e pelas sugestões de melhoria.

Aos demais professores do PÓS-DEHA, por todo o conhecimento repassado. Também agradeço aos demais professores que tive em minha vida, em especial a profa. Dra. Vanda Tereza Costa Malveira.

A todos os meus familiares e amigos, que me ajudaram direta ou indiretamente.

À FUNCAP, pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa durante o período de mestrado.

“A ciência explica a natureza e cria novos mundos que não percebemos com nossos sentidos.”

Marcelo Gleiser

RESUMO

O crescente impacto das atividades antrópicas no meio ambiente aumentou a influência dessas nos ciclos naturais do planeta. Quanto ao ciclo hidrológico, tais atividades passaram a impactá-lo de forma mais representativa, influenciando a disponibilidade hídrica e as vazões superficiais. Em uma bacia hidrográfica, essas atividades impactam o seu ciclo hidrológico, modificando processos fundamentais para os balanços hídrico e energético da bacia. Nesse contexto, o presente trabalho buscou avaliar os impactos das modificações antrópicas no ciclo hidrológico da Bacia Hidrográfica do rio São Francisco (BHSF) entre 1985 e 2015. A área de estudo compreendeu toda a BHSF, para uma análise mais geral, e 10 sub-bacias que a compõem para análises mais específicas. Os dados utilizados abrangeram dados de Uso e Cobertura do Solo (UCS) e de precipitação, vazão e temperatura. A metodologia incorporou: i) a avaliação da dinâmica do UCS; ii) a análise de tendência com o método Mann-Kendall e declividade Sen; iii) a decomposição da variação total da vazão via hipótese de Budyko e via elasticidade climática da vazão e iv) a modelagem hidrológica com o modelo *Soil Moisture Accounting Procedure* (SMAP), utilizando o método *Differential Evolution Adaptive Metropolis* (DREAM) para calibração do modelo sob incerteza paramétrica. Com isso, possível detectar uma clara modificação antrópica da BHSF, liderada pela expansão da agropecuária. A análise de tendência exibiu tendências positivas da evapotranspiração potencial ao longo de toda a bacia, tendências negativas para as vazões e, em geral, ausência de tendência para as séries de precipitação. A decomposição da variação total da vazão, em ambas as abordagens utilizadas, apontou para uma maior contribuição da componente antrópica na maioria das sub-bacias avaliadas. Os coeficientes de elasticidade climática da vazão apontaram para um aumento da sensibilidade às variações do clima no período considerado. A evolução da distribuição de frequência dos parâmetros do SMAP ao longo do período avaliado indicou alterações em diversos processos do ciclo hidrológico da bacia, tais como: diminuição da recarga dos aquíferos, diminuição do escoamento de base, aumento da geração de escoamento superficial e redução da infiltração. Os resultados permitiram identificar e quantificar os impactos das modificações antrópicas no ciclo hidrológico da BHSF.

Palavras-chave: uso e cobertura do solo; Budyko; elasticidade; SMAP; DREAM.

ABSTRACT

The growing impact of human activities on the environment has increased their influence on the planet's natural cycles. As for the hydrological cycle, these activities started to impact it in a more representative way, influencing the availability of water and surface water flows. In a watershed, these activities impact its hydrological cycle, modifying fundamental processes for the watershed's water and energy balances. In this context, the present work sought to evaluate the impacts of anthropogenic modifications on the hydrological cycle of the São Francisco River Basin (SFRB) between 1985 and 2015. The study area comprised the entire SFRB, for a more general analysis, and 10 sub-basins that comprise it, for more specific analyses. The data used covered Land Use and Land Cover (LULC) data and precipitation, flow, and temperature data. The methodology incorporated: i) the assessment of LULC dynamics; ii) the trend analysis with the Mann-Kendall method and slope Sen; iii) the decomposition of the total streamflow variation with Budyko's hypothesis and with the concept of climatic elasticity of streamflow and iv) hydrological modeling with the Soil Moisture Accounting Procedure (SMAP) model, using the Differential Evolution Adaptive Metropolis (DREAM) method for model calibration under parametric uncertainty. With this, it is possible to detect a clear anthropic modification of the SFRB, led by the expansion of agriculture and cattle ranching. Trend analysis exhibited positive trends for potential evapotranspiration throughout the basin, negative trends for streamflow rates, and generally no trend for the precipitation series. The decomposition of the total variation in streamflow, in both approaches used, pointed to a greater contribution of the anthropic component in most of the sub-basins evaluated. The coefficients of climatic elasticity of streamflow pointed to an increased sensitivity to climate variations in the period considered. The evolution of the frequency distribution of SMAP parameters over the evaluated period indicated changes in several processes of the hydrological cycle, such as: decrease in aquifer recharge, decrease in baseflow, increase in runoff generation and reduction in infiltration. The results allowed to identify and quantify the impacts of anthropic modifications on the hydrological cycle of the SFRB.

Keywords: land use and land cover; Budyko; elasticity; SMAP; DREAM.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Área de estudo	37
Figura 2 – Fluxograma resumo da metodologia.....	40
Figura 3 – Razão Er/P em função do índice de aridez ETP/P para diferentes valores de w	52
Figura 4 – Conceito da decomposição via curva tipo de Budyko.	54
Figura 5 – Esquema da versão mensal do modelo SMAP.....	58
Figura 6 – UCS da BHSF no ano inicial (1985) e final (2015) do período considerado.	66
Figura 7 – Evolução da área percentual das classes de UCS entre 1985 e 2015 para as quatro regiões de gestão e planejamento da BHSF. a) ASF; b) MSF; c) SSF e d) BSF.....	67
Figura 8 – Variação da área percentual das classes de UCS consideradas das 10 sub-bacias avaliadas em relação a 1985.....	68
Figura 9 – Média e desvio padrão das séries anuais de: a) precipitação acumulada; b) ETP acumulada; c) vazão mensal média; d) vazão mensal mínima e e) vazão mensal máxima.....	70
Figura 10 – Tendência espacializada das estações pluviométricas e fluviométricas e dos pontos de grade do CRU contidos na BHSF para as séries de: a) precipitação anual padronizada; b) ETP anual padronizada; c) vazão média anual padronizada; d) vazão mensal mínima anual padronizada e e) vazão mensal máxima anual padronizada	73
Figura 11 – Tendência das variáveis hidrológicas analisadas em cada uma das sub-bacias consideradas.....	75
Figura 12 – Curvas-tipo de Budyko determinadas com a equação de Fu para os três períodos avaliados, a variação total da vazão dos períodos P2 e P3 em relação ao período base e suas componentes climática e antrópica para cada sub-bacia avaliada.	80
Figura 13 – Gráfico de dispersão do NSE médio e desvio padrão das simulações dos 100 conjuntos de parâmetros do SMAP amostrados com o DREAM para cada sub-bacia avaliada nos três períodos considerados.	85

Figura 14 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH1 nos três períodos avaliados.	86
Figura 15 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH2 nos três períodos avaliados.	87
Figura 16 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH3 nos três períodos avaliados.	88
Figura 17 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH4 nos três períodos avaliados.	90
Figura 18 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH5 nos três períodos avaliados.	91
Figura 19 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH6 nos três períodos avaliados.	92
Figura 20 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH7 nos três períodos avaliados.	93
Figura 21 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH8 nos três períodos avaliados.	94
Figura 22 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH9 nos três períodos avaliados.	95
Figura 23 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH10 nos três períodos avaliados.	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Sistema de classificação adotado na coleção 6 da série de mapas anuais do UCS brasileiro do projeto MAPBIOMAS.	23
Tabela 2 – <i>Tuin</i> , <i>Ebin</i> e <i>NSE</i> obtidos na calibração determinística das 10 sub-bacias consideradas em cada um dos três períodos.	63
Tabela 3 – Coeficientes de elasticidade climática da vazão das 10 sub-bacias avaliadas nos três períodos considerados.	83
Tabela 4 – Variação total da vazão e suas componentes antrópica e climática determinadas com a abordagem analítica para as 10 sub-bacias avaliadas	83

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
AMO	Oscilação Multidecadal do Atlântico
BHSF	Bacia Hidrográfica do rio São Francisco
CMIP6	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 6</i>
CRU	<i>Climate Research Unit</i>
DRAM	<i>Delayed Rejection Adaptive Metropolis</i>
DREAM	<i>DiffeRential Evolution Adaptive Metropolis</i>
ETP	Evapotranspiração Potencial
FAO	<i>Food and Agriculture Organization</i>
GLUE	<i>Generalized Likelihood Uncertainty Estimation</i>
GPCC	<i>Global Precipitation Climatology Centre</i>
HIDROWEB	Sistema de Informações Hidrológicas
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
MCMC	<i>Markov Chain Monte Carlo</i>
NSE	Coeficiente de Nash-Sutcliffe
PDO	Oscilação Decadal do Pacífico
SIN	Sistema Interligado Nacional
SMAP	<i>Soil Moisture Accounting Procedure</i>
SRES	<i>Special Report on Emission Scenarios</i>
SWAT	<i>Soil and Water Assessment Tool</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UCS	Uso e Cobertura do Solo

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Objetivo	17
1.2	Escopo	18
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
2.1	Alterações antrópicas do Uso e Cobertura do Solo e seus impactos no ciclo hidrológico	19
2.2	Mapbiomas	22
2.2.1	<i>Decomposição da variação da vazão média de longo prazo</i>	24
2.3	Modelagem Hidrológica	29
2.3.1	<i>Incerteza Paramétrica</i>	33
3	ÁREA DE ESTUDO	37
3.1.1	<i>Sub-Bacias consideradas</i>	39
4	METODOLOGIA	40
4.1	Estratégia Metodológica	40
4.2	Dados Utilizados	41
4.2.1	<i>Dados Hidrológicos</i>	42
4.2.1.1	<i>Evapotranspiração Potencial</i>	43
4.2.2	<i>Uso e Cobertura do Solo</i>	44
4.3	Análise de Tendência	45
4.4	Impacto das alterações antrópicas no escoamento superficial	48
4.4.1	<i>Abordagem Conceitual</i>	49
4.4.1.1	<i>Hipótese de Budyko</i>	49
4.4.1.2	<i>Equação de Fu</i>	51
4.4.1.3	<i>Separação dos impactos via curva tipo de Budyko</i>	52
4.4.2	<i>Abordagem Analítica</i>	54
4.4.2.1	<i>Elasticidade Climática da vazão</i>	55
4.4.2.2	<i>Separação dos impactos via elasticidade climática da vazão</i>	56
4.4.3	<i>Modelagem Hidrológica</i>	58
4.4.3.1	<i>Differential Evolution Adaptive Metropolis</i>	61
5	RESULTADOS	65
5.1	Dinâmica do Uso e Cobertura do Solo	65
5.2	Análise de Tendência das variáveis hidrológicas	70
5.3	Impacto das modificações antrópicas nas vazões	79
5.3.1	<i>Abordagem Conceitual</i>	79

5.3.2	<i>Abordagem Analítica</i>	82
5.3.3	<i>Análise via Modelagem Hidrológica</i>	84
5.3.3.1	<i>Desempenho da calibração</i>	85
5.3.3.2	<i>Evolução dos parâmetros</i>	86
6	DISCUSSÕES	97
6.1	Evolução do UCS na BHSF	97
6.2	Tendência das variáveis hidrológicas	99
6.3	Impacto das modificações antrópicas nas vazões	101
6.4	Evolução dos parâmetros do modelo SMAP	103
7	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	106
	REFERÊNCIAS	110

1 INTRODUÇÃO

O acelerado crescimento da população mundial gera um acelerado crescimento das demandas por água, energia, alimentos, entre outras necessidades básicas para o funcionamento da sociedade moderna. Nesse cenário, as alterações antrópicas do Uso e Cobertura do Solo (UCS) e, por consequência, as demandas consuntivas de água para esses usos, podem ter sido intensificadas ao longo das últimas décadas para atender essas necessidades.

Em um contexto global de crescente modificação antrópica do meio ambiente, a disponibilidade hídrica e as vazões superficiais se tornaram dependentes tanto de fatores naturais quanto antrópicos. Os impactos desses últimos no ciclo hidrológico global podem ser diretos ou indiretos. Dentre os indiretos, pode-se citar as mudanças climáticas associadas a emissão de gases do efeito estufa. Os diretos, por sua vez, compreendem o aumento das demandas consuntivas de água, modificações nas condições naturais do UCS, estruturas de regularização de vazão, entre outras. (BOSMANS *et al.*, 2017; VAN LOON; VAN LANEN, 2013; VAN LOON *et al.*, 2016).

Em uma bacia hidrográfica, as alterações antrópicas podem afetar o seu ciclo hidrológico. Essas modificações influenciam a relação da precipitação-vazão, alterando a geração do escoamento superficial e a resposta da bacia a eventos extremos como secas ou cheias, intensificando-as ou aliviando-as, dependendo das modificações antrópicas realizadas (RANGECROFT *et al.*, 2019; XU *et al.*, 2019). Além disso, essas alterações podem alterar os padrões de evapotranspiração, interferindo no balanço energético e hídrico da bacia (HAN; XU; YANG, 2017; LU; KUEPPERS, 2015).

Atrelado às modificações antrópicas de uma bacia, em geral, há um aumento das demandas consuntivas para atender as atividades humanas que serão desempenhadas na região modificada. Dessa forma, além da influência da relação precipitação-vazão, o aumento das demandas consuntivas, conforme Wada *et al.* (2013), pode desequilibrar a relação entre oferta e demanda hídrica, gerando uma situação de escassez hídrica.

No Brasil, como aponta o Mapbiomas (2021), houve uma redução de 15,7% em sua superfície de água entre 1991 e 2020, equivalente a 3,1 milhões de hectares, sendo observadas tendências de decréscimo na maioria das suas regiões

hidrográficas. Esse comportamento sugere uma diminuição da disponibilidade hídrica brasileira, podendo afetar os múltiplos usuários que dependem desse recurso.

A redução da superfície de água ocorre em paralelo a significativas mudanças no UCS do Brasil. Como aponta Souza *et al.* (2020), entre 1985 e 2017, cerca de 38% do território brasileiro foi modificado por atividades de agropecuária e, de forma menos expressiva, pela expansão da infraestrutura urbana, alterando as formações florestais e naturais não florestais em todos os seus 6 biomas.

O rio São Francisco possui importância singular para o Brasil e principalmente para a árida região do Nordeste brasileiro (NEB). Em sua bacia hidrográfica, a Bacia Hidrográfica do rio São Francisco (BHSF), múltiplos usos consuntivos e não consuntivos são atendidos, por exemplo: irrigação, uso industrial, uso humano, geração de energia, pesca, navegação, entre outros (CBHSF, 2016).

A BHSF, ao longo de 30 anos (1991-2020), apresentou uma diminuição de 15% em sua superfície de água (MAPBIOMAS, 2021). Uma disponibilidade hídrica insuficiente nessa bacia desperta grandes preocupações nos gestores, pois gera impactos em múltiplos setores sociais e econômicos que dependem, direta ou indiretamente, dos recursos hídricos da BHSF.

Neste contexto, Silva *et al.* (2021) destacam que o crescente aumento das demandas hídricas para os múltiplos usos instalados na BHSF tem imposto situações conflitantes na alocação de água entre os múltiplos usuários.

Esses conflitos foram intensificados por secas prolongadas que incidiram sobre o NEB, como a de 2012 a 2018, que contribuíram significativamente para a redução da disponibilidade hídrica nessa bacia (CUNHA *et al.*, 2019; SILVA *et al.*, 2021; PONTES FILHO *et al.*, 2020).

A redução da disponibilidade hídrica na BHSF também foi observada por Costa *et al.* (2022) e Silva *et al.* (2021). Avaliando as séries temporais de vazão naturalizada dos principais reservatórios dessa bacia entre 1931 e 2019, esses autores evidenciaram tendências de decréscimo nos três principais reservatórios instalados na calha principal do rio São Francisco.

A influência conjunta dos fatores climáticos e antrópicos nas vazões superficiais e, por consequência, na disponibilidade hídrica de uma bacia hidrográfica fazem com que as análises do comportamento das séries temporais dessas variáveis precisem considerá-los.

A influência de fatores climáticos nas vazões observadas da BHSF, tais como as oscilações de baixa frequência da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos Oceanos Pacífico e Atlântico, foi constatada em diversos estudos. (COSTA *et al.*, 2022; LIMA *et al.*, 2021; ROCHA; SOUZA FILHO, 2020).

No tocante aos fatores antrópicos, estudos que avaliem os impactos desses fatores no comportamento das vazões da BHSF como temática central ainda são escassos, sendo esse tema geralmente tratado de forma secundária. Todavia, estudos recentes como os de Santos, Calijuri e Assis (2022) e Dorneles (2021) trouxeram esses impactos na BHSF para o centro das discussões.

Tendo em vista os possíveis impactos das modificações antrópicas em uma bacia hidrográfica, o monitoramento e a compreensão desses impactos são indispensáveis para uma gestão e exploração sustentáveis dos recursos naturais (AWOTWI *et al.*, 2018). Na BHSF, onde conflitos na alocação de água já são constatados, as modificações antrópicas e seus impactos devem receber uma atenção especial, visto a importância dessa bacia para diversos segmentos sociais e econômicos brasileiros.

Portanto, o presente trabalho objetiva analisar os impactos das modificações antrópicas nas vazões superficiais da BHSF entre 1985 e 2015, estabelecendo relações entre a dinâmica do UCS observada e o comportamento das variáveis hidrológicas analisadas.

1.1 Objetivo

O objetivo geral desta dissertação de mestrado é avaliar os impactos das modificações antrópicas no ciclo hidrológico da BHSF, com enfoque no escoamento superficial desta bacia, buscando estabelecer relações entre essas modificações e o comportamento observado de componentes do ciclo hidrológico.

Como objetivos específicos, pretende-se:

- Avaliar a dinâmica do UCS da BHSF entre 1985 e 2015;
- Avaliar as tendências das séries de vazão, precipitação e evapotranspiração contidas na BHSF;
- Aplicar uma metodologia baseada na Hipótese de Budyko para decomposição da variação total da vazão em componentes climáticas e antrópicas;

- Avaliar a sensibilidade da vazão à variação do clima utilizando o conceito de elasticidade climática;
- Utilizar o conceito de elasticidade climática da vazão para decompor a variação total da vazão em componentes climáticas e antrópicas;
- Analisar a evolução da distribuição estatística dos parâmetros do modelo SMAP ao longo do período avaliado, associando os comportamentos observados a possíveis mudanças nos processos do ciclo hidrológico da BHSF.

1.2 Escopo

O presente trabalho é composto de 7 capítulos, organizados da seguinte forma:

- Capítulo 1: apresenta-se uma breve introdução sobre a temática abordada neste trabalho, definindo a problemática explorada, a justificativa para sua realização e os objetivos almejados.
- Capítulo 2: apresenta-se a revisão bibliográfica sobre os principais temas abordado nesta dissertação, contextualizando com a problemática explorada e apresentando conceitos essenciais para sua compreensão, discorrendo sobre conceitos fundamentais para aplicação da metodologia proposta, citando trabalhos relevantes para a temática abordada e articulando as ideias desses autores.
- Capítulo 3: discorre-se sobre a área de estudo em que será aplicada essa metodologia, destacando algumas considerações realizadas
- Capítulo 4: descreve-se a metodologia aplicada neste trabalho, detalhando sobre os dados utilizados e os procedimentos para obtenção dos objetivos específicos.
- Capítulo 5: exibe-se os resultados os resultados obtidos com a metodologia proposta, comentando-os
- Capítulo 6: apresenta-se as discussões realizadas sobre a problemática explorada com base nos resultados obtidos.
- Capítulo 7: Neste último capítulo, expõe-se as conclusões obtidas com a realização deste trabalho.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Alterações antrópicas do Uso e Cobertura do Solo e seus impactos no ciclo hidrológico

O crescente impacto das atividades antrópicas nos sistemas naturais levou, apesar de alguns debates sobre sua definição, ao reconhecimento de uma nova era geológica denominada de Antropoceno. Nesta era, essas atividades desempenham uma função fundamental nos ciclos da água, da energia e nos ciclos biogeoquímicos, rivalizando com grandes forças naturais em relação ao impacto no funcionamento do meio ambiente em escala global. No tocante aos recursos hídricos, essa nova era é marcada pela influência direta das atividades humanas na disponibilidade hídrica, atribuindo uma importância fundamental às inter-relações dos aspectos físicos e sociais, principalmente em períodos de déficit hídrico (STEFFEN *et al.*, 2011; VAN LOON, Anne F. *et al.*, 2016).

As atividades antrópicas, em geral, promovem alterações nas condições naturais de UCS para serem desempenhadas. Tais modificações no UCS podem ser entendidas como a mudança nas características físicas e biológicas da terra, por exemplo, a conversão de florestas em terras agrícolas, poluição ou degradação do solo, remoção da vegetação nativa para usos não agrícolas, entre outras. Essas alterações afetam o clima, a biodiversidade e os serviços ecossistêmicos, impondo problemas para a gestão dos recursos naturais (AWOTWI *et al.*, 2018; MESHESHA; TRIPATHI; KHARE, 2016).

Em uma bacia hidrográfica, as atividades antrópicas que afetam seu ciclo hidrológico podem ser divididas em dois grupos: i) alterações antrópicas no UCS e ii) utilização dos recursos hídricos, por exemplo, demandas hídricas consuntivas, estruturas de regularização, exploração de aquífero, entre outras (WANG, Xiujie *et al.*, 2019). Apesar da distinção em dois grupos, entende-se que, em geral, a ocorrência do primeiro grupo condiciona a ocorrência do segundo. Por exemplo, alguns tipos de UCS antrópicos, como a agropecuária, atrelam mudanças nos padrões de utilização dos recursos hídricos à prática da atividade proposta.

Bosmans *et al.* (2017) destaca que o impacto das mudanças antrópicas do UCS no ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica é tão significativo quanto o impacto da utilização dos recursos hídricos. Na primeira, algumas alterações, como o aumento

da infraestrutura urbana, podem reduzir a evapotranspiração e aumentar o escoamento superficial. Na segunda, pode haver uma redução nas vazões da bacia atrelada, por exemplo, ao aumento da evapotranspiração sobre áreas irrigadas e reservatórios e/ou aumento das demandas consuntivas de água.

Diversos estudos relacionam essas alterações antrópicas com impactos no regime hidrológico de uma bacia hidrográfica, alterando: a dinâmica dos sedimentos, o escoamento e a disponibilidade superficial e subterrânea, intensidade, frequência e duração das secas, entre outros impactos negativos à gestão e a exploração sustentável desses recursos hídricos, principalmente na região tropical do planeta. Essas inúmeras consequências listadas evidenciam a complexa relação existente entre a dinâmica do UCS e o ciclo hidrológico das bacias hidrográficas (BOSMANS *et al.*, 2017; CHEN *et al.*, 2015; CREECH *et al.*, 2015; GEBREHIWOT *et al.*, 2019; LUCAS *et al.*, 2020; TULADHAR *et al.*, 2019; WANG, Xiujie *et al.*, 2019; XIONG; HUANG; YANG, 2020; XU *et al.*, 2019).

Bosmans *et al.* (2017) aferiram os impactos das alterações do UCS e da utilização dos recursos hídricos no ciclo hidrológico em escala global entre 1850 e 2000, provendo análises detalhadas das mudanças no balanço hídrico das principais zonas climáticas do planeta. Considerando apenas as alterações do UCS, em termos de média global, houve um aumento da vazão e redução da evapotranspiração. Os efeitos dessas modificações apresentaram uma alta variabilidade espacial, tanto em magnitude quanto em sentido da variação, sendo os maiores impactos observados nas regiões tropicais e temperadas quentes, com a conversão das áreas de vegetação alta em áreas agrícolas. Ao se considerar a utilização da água para irrigação, retiradas d'água e acúmulo em reservatórios, a média global da vazão e da evapotranspiração diminuiu e aumentou, respectivamente.

A redução da vazão média global encontrada por Bosmans *et al.* (2017) ao se ponderar a utilização da água é condizente com o exposto por Wada *et al.* (2013). Avaliando o período entre 1960 e 2010, esses concluíram que o acelerado crescimento do consumo humano de água, principalmente devido ao aumento da demanda de água para irrigação, é um dos fatores mais importantes na intensificação das secas hidrológicas e provavelmente permanecerá como um dos principais fatores que modulam a intensidade e frequência dessas secas nas próximas décadas.

Wang *et al.* (2019), avaliando os impactos das atividades antrópicas nas componentes hidrológicas na bacia hidrográfica do rio Yiluo, localizado na China,

entre 1976 e 2015, constataram que o acréscimo das áreas urbanas em detrimento das áreas de vegetação terrestre resulta no decréscimo das águas subterrâneas e evapotranspiração, porém aumentam o escoamento superficial, sendo a recíproca verdadeira. No tocante à exploração dos recursos hídricos, observaram que há uma maior influência desta no escoamento do que das alterações antrópicas do UCS nessa região, sendo constatada uma acentuada redução do escoamento natural pós conclusão de um importante reservatório da bacia.

Rápalo *et al.* (2021) conduziram um estudo na bacia hidrográfica do rio das Mortes, no estado brasileiro de Minas Gerais. O Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (MGB-IPH) foi utilizado para avaliar os impactos hidrológicos de três cenários de alterações do UCS. Nos cenários de aumento das áreas de pastagem (C2) e das áreas de agricultura (C3), constataram um aumento das vazões de pico e, por consequência, um aumento no risco de inundação, todavia observaram uma diminuição das vazões mínimas. No cenário C1, onde se considerou a recuperação da vegetação nativa e a conversão de áreas de agricultura para pastagem, verificaram uma redução nas vazões máximas e um acréscimo das vazões médias e mínimas.

Resultados semelhantes aos obtidos por Rápalo *et al.* (2021) foram encontrados por Oliveira *et al.* (2018) em seu estudo sobre os impactos das alterações antrópicas na hidrologia da sub-bacia do Alto rio Grande, também no estado de Minas Gerais. Nesse estudo, utilizando quatro cenários de alteração do UCS e o modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT), observaram um aumento da vazão de pico e uma diminuição do escoamento de base e da evapotranspiração nos dois cenários de conversão das áreas de floresta natural em áreas de pastagem. Nos dois cenários onde houve uma conversão das áreas de pastagem em floresta natural, evidenciaram efeitos opostos. Os autores ainda afirmam que pode haver um aumento da infiltração e da capacidade de retenção de água no solo nesses dois últimos cenários.

Na BHSF, alguns estudos também avaliaram o impacto das alterações antrópicas da bacia no seu ciclo hidrológico. Creech *et al.* (2015), buscando avaliar os efeitos das mudanças antropogênicas na dinâmica dos sedimentos da BHSF constataram que, para as condições atuais em relação as condições naturais da bacia (desconsiderando atividades antrópicas), houve um aumento dos processos erosivos de 158% na calha do rio, 342% nas margens e 332% devido ao escoamento superficial e pequenos afluentes. Em relação à disposição desses sedimentos, ocorreu um

aumento de 187% nas margens dos rios e uma diminuição de 27% nas planícies de inundação. Os autores destacam que tal bacia sofreu diversos impactos das mudanças antropogênicas nas últimas décadas, por atividades como: agricultura, irrigação, mineração e construção de grandes barragens.

Nesse cenário de maior erosão do solo e conseqüente carreamento de sedimentos, os reservatórios construídos na BHSF retêm boa parte desses. Isso é confirmado por Creech *et al.* (2015) os quais destacam que cerca de 62% dos sedimentos carreados na BHSF são retidos pelos principais reservatórios da bacia, além disso, determinaram uma taxa de redução de -0,03% ao ano do volume total desses reservatórios.

Creech *et al.* (2015) ainda cita que em um estudo conduzido pela Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e do Paranaíba (CODEVASF), dividindo o Médio São Francisco em 73 riachos, constatou que 78% desses tem experimentado agregação de sedimentos desde 1950, sendo associada tal alteração morfológica do rio com o desenvolvimento agrícola da região.

Em outro estudo realizado por Lucas *et al.* (2020), identificaram um decréscimo nas vazões de vários fluviômetros localizados na calha principal do rio São Francisco. As causas dessas diminuições foram atribuídas à redução do armazenamento superficial de água e à redução do escoamento de base pela exploração de águas subterrâneas, ambas associadas a grande expansão da agricultura irrigada na BHSF.

2.2 Mapbiomas

O projeto Mapbiomas é composto por uma equipe multidisciplinar, tendo gerado uma série histórica de mapas anuais com a classificação do UCS brasileiro, que compreende o período de 1985 até 2020 (MAPBIOMAS, 2021a). Tais mapas, são fornecidos gratuitamente (<https://mapbiomas.org/>) em formato matricial (*raster*) com resolução latitudinal e longitudinal de 30 metros.

A metodologia de classificação utilizada para produção desses mapas de UCS segue um sistema hierárquico, atualmente (Col. 6), com quatro níveis de classificação em determinadas classes. É possível estabelecer uma correlação entre o sistema de classificação adotado pelo projeto Mapbiomas e os sistemas de classificação do *Food and Agriculture Organization* (FAO) e do Instituto Brasileiro de

Geografia e Estatística (IBGE). Além disso, as classes do Mapbiomas estão organizadas em três grandes grupos, referentes ao tipo de UCS: antrópico, natural e mosaico, esse último abrange classes em que não é possível distinguir entre antrópico e natural (SOUZA JUNIOR *et al.*, 2020; MAPBIOMAS, 2021b). A Tabela X1 apresenta o sistema hierárquico de classificação adotado pelo projeto Mapbiomas na Col. 6, destacando os diferentes níveis desse sistema e o tipo de uso.

TABELA 1 - Sistema de classificação adotado na coleção 6 da série de mapas anuais do UCS brasileiro do projeto MAPBIOMAS.

Nível 1	Nível 2	Nível 3	Nível 4	Tipo de Uso
Floresta	Formação Florestal			Natural
	Formação Savânica			Natural
	Mangue			Natural
	Restinga Arborizada			Natural
Formação Natural não Florestal	Campo Alagado e Área Pantanosa			Natural
	Formação Campestre			Natural
	Apicum			Natural
	Afloramento Rochoso			Natural
	Outras Formações não Florestais			Natural
Agropecuária	Pastagem			Antrópico
	Agricultura	Lavoura Temporária	Soja	Antrópico
			Cana	Antrópico
			Arroz	Antrópico
			Outras Lavouras Temporárias	Antrópico
		Lavoura Perene	Café	Antrópico
			Citrus	Antrópico
			Outras Lavouras Perenes	Antrópico
	Silvicultura			Antrópico
	Mosaico de Agricultura e Pastagem			Antrópico
Área não vegetada	Praia, Duna e Areal			Natural
	Área Urbanizada			Antrópico
	Mineração			Antrópico
	Outras áreas não vegetadas			Antrópico

Corpo d'água	Rio, Lago e Oceano		Natural
	Aquicultura		Antrópico
Não Observado			-

Fonte: Adaptado de Mapbiomas (2021b)

A acurácia global da Col. 6 em sua classificação do UCS é de 90,8% para as classes de nível 1, 87,4% para as classes de nível 2 e 87,4% para as classes de nível 3, não sendo disponibilizado informações, até o momento, sobre a acurácia global das classes de nível 4 (MAPBIOMAS, 2021c).

2.2.1 Decomposição da variação da vazão média de longo prazo

As alterações climáticas e as atividades antrópicas são dois dos principais componentes de modificação do ciclo hidrológico, trazendo significantes implicações aos recursos hídricos em escala global. As mudanças climáticas podem promover redistribuições na precipitação e mudanças na temperatura, afetando diretamente o escoamento superficial. A atividade antrópica, na mesma linha da primeira, pode alterar os processos hidrológicos de geração do escoamento, afetando-os diretamente, todavia, também podem apresentar um efeito indireto através da alteração das variáveis climáticas importantes para esse processo (LI, *et al.*, 2016; TERRIER *et al.*, 2021; TULADHAR *et al.*, 2019; WANG, Dingbao; HEJAZI, 2011; XIONG; HUANG; YANG, 2020).

As variáveis hidrológicas apresentam uma não-estacionariedade em suas séries temporais, ou seja, as estatísticas da série se alteram com o tempo. Essa não estacionariedade é causada por ações combinadas e isoladas da variação do clima e da modificação das características físicas da bacia, seja por causas antrópicas ou naturais (LIMA, *et al.*, 2021; ROCHA; DE SOUZA FILHO, 2020; TUCCI, 2005).

As mudanças no clima são expressas na variação das componentes hidrológicas que possuem influência direta na geração de escoamento superficial de uma bacia hidrográfica, como: precipitação, temperatura, vento, radiação, umidade. A variabilidade climática pode ser por causas naturais, influenciada, por exemplo, por modos climáticos associados às oscilações na TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico, ou por causas antrópicas, associadas a fenômenos de escala global, como o efeito

estufa, ou, ainda, as alterações no microclima (LIMA, *et al.*, 2021; ROCHA; DE SOUZA FILHO, 2020; TUCCI, 2005).

As alterações das características físicas, por sua vez, trazem impactos significativos ao escoamento superficial, alterando o comportamento das vazões máximas, mínimas e médias. O desmatamento de florestas e outros tipos de vegetação natural, por exemplo, gera modificações no ciclo hidrológico da bacia, todavia, esse impacto depende da cobertura que irá substituir a área desmatada. Em geral, o desmatamento aumenta as vazões médias e máximas, diminui a evapotranspiração e, a depender do novo uso estabelecido na área em questão, aumenta ou diminui a infiltração e as vazões mínimas (TUCCI, 2005).

No tocante ao processo de urbanização, pode-se listar os principais impactos ao ciclo hidrológico natural nas seguintes alterações do balanço hídrico: i) redução da infiltração e, por consequência, diminuição do nível do lençol freático e do escoamento subterrâneo; ii) aumento do escoamento superficial, uma vez que há a redução da infiltração, favorecendo, em especial as vazões máximas, aumentando o risco de enchentes e iii) redução da evapotranspiração, já que o solo impermeabilizado não retém água como a cobertura vegetal (TUCCI, 2005).

Compreender as implicações da variabilidade climática e das alterações antrópicas no ciclo hidrológico da bacia, principalmente em relação ao seu balanço hídrico, é indispensável para o desenvolvimento sustentável da sociedade moderna. Nesse sentido, vários estudos avaliaram os impactos dessas duas componentes responsáveis pela variabilidade das vazões.

St. Jacques, Sauchyn e Zhao (2010), avaliando dados observados de estações fluviométricas regularizadas e não regularizadas e de séries de vazão naturalizada na região Sul de Alberta no Canadá, constataram uma tendência de decréscimo na maioria das estações avaliadas, atribuindo essa tendência às mudanças no clima e a alguns impactos antrópicos, os quais foram de mesma magnitude, quiçá maiores, que os impactos das mudanças no clima.

Tuladhar *et al.* (2019) analisaram a influência da precipitação e das mudanças no UCS na variabilidade da vazão do rio Bagmati, localizado no Nepal, entre 1970 e 2017. Com a análise dos resultados, concluíram que, em regiões com acentuado crescimento de áreas urbanas, apesar dessas áreas favorecerem a geração de escoamento superficial, houve um decréscimo das vazões mais acentuado que o decréscimo da precipitação, sugerindo que a ação conjunta das

atividades humanas e as mudanças no clima contribuíram para as mudanças nas vazões dessa bacia. Esse comportamento, evidenciado na região que concentrou a expansão da infraestrutura urbana na bacia, é justificado pelo aumento da demanda consuntiva de água na região e pelo aumento da temperatura reportado em diversas regiões da bacia, contribuindo para o aumento das taxas de evaporação.

Li *et al.* (2016), avaliando a série de vazão da bacia hidrográfica do rio Weihe, localizado na China, estimaram quantitativamente a contribuição da variabilidade do clima e das atividades antrópicas na variação da vazão. Os resultados apontaram para uma ação conjunta dessas duas componentes, havendo a predominância da componente climática na região com a redução da precipitação e acréscimo da evapotranspiração. Os autores ainda destacam que, apesar da contribuição climática ter predominado, a componente antrópica da variação da vazão pode contribuir mais para as reduções de longo prazo da vazão.

Diversos estudos avaliaram os efeitos da variabilidade climática nas vazões de bacias hidrográficas brasileiras. Rocha e Souza Filho (2020), detectaram uma forte coerência entre as mudanças nos padrões médios das vazões das estações do Sistema Interligado Nacional (SIN) e as mudanças de fase de dois padrões de oscilação de baixa frequência da Temperatura da Superfície do Mar (TSM): a Oscilação Multidecal do Atlântico (AMO - *Atlantic Multidecadal Oscillation*) e a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO - *Pacific Decal Oscillation*).

Lima *et al.* (2021) analisaram os modos de variabilidade de quatro importantes reservatórios do SIN, sendo cada um deles associado a um subsistema. Corroborando com Rocha e Souza Filho (2020), constataram que as séries de vazão média anual dessas estações apresentavam traços de variabilidade interanual e decadal, os quais puderam ser associados com padrões de oscilação da TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico. Os modos de baixa e média frequência apresentaram relação com modos climáticos PDO e AMO.

Outros estudos buscaram isolar o impacto das alterações antrópicas na variação da vazão. Andrade e Ribeiro (2020) avaliaram os impactos das modificações antrópicas no UCS da bacia hidrográfica o rio Paraíba do Sul, situada na região Sudeste do Brasil, entre 1986 e 2015. Em suas análises utilizando o modelo SWAT, os autores fixaram as variáveis climáticas de entrada, alterando apenas o UCS entre os cenários considerados: UCS em 1986 e UCS em 2015. Os resultados apresentaram uma variabilidade espacial da contribuição antrópica na bacia. Em

sub-bacias onde houve aumento da área de floresta devido a criação de áreas de conservação, observaram um aumento das vazões mínimas, que garantiu uma melhoria das condições de seca entre 1986 e 2015. Nas sub-bacias onde se observou a redução das florestas e crescimento de UCS antrópicos, constataram uma redução da disponibilidade hídrica em todas as análises consideradas no mesmo período. Para toda a bacia, o comportamento de diminuição da disponibilidade hídrica prevaleceu.

Tendo em vista que as vazões observadas nas bacias hidrográficas resultam de processos naturais (ex. climáticos) e de atividades humanas, uma importante questão é levantada em relação à variação das vazões: como diferenciar e quantificar os impactos individuais das alterações climáticas e antrópicas, tais como a modificação do UCS? (TERRIER *et al.*, 2021; XIONG; HUANG; YANG, 2020).

A decomposição da variação da vazão em componentes climáticas e antrópicas representa um grande desafio para as ciências hidrológicas, pois tais componentes podem interagir entre si, intensificando o sinal da variação, quando possuem o mesmo sentido, ou amortecendo os seus impactos, quando possuem sentidos contrários. Ademais, como apontado por Van Loon *et al.* (2016), a interação entre os processos hidroclimatológicos naturais e as modificações antrópicas compreende *feedbacks* complexos e dinâmicos, resultando em uma resposta não linear do sistema hidrológico.

A despeito do desafio, nas últimas décadas, diversas metodologias foram desenvolvidas para estimar a variação da vazão decorrente de suas duas componentes: a componente climática e a componente antrópica. Esses métodos podem ser agrupados em três categorias: i) conceituais, ii) analíticos e iii) modelagem hidrológica (DEY; MISHRA, 2017; LI, Shuai *et al.*, 2016; XIONG; HUANG; YANG, 2020).

Dentre as abordagens conceituais, destaca-se a hipótese de Budyko (BUDYKO, 1974) e as equações derivadas dessa. Nessa hipótese, o balanço hídrico de longo prazo pode ser expresso em função da energia e da água disponível na bacia (DEY; MISHRA, 2017; LIU *et al.*, 2017).

No balanço hídrico, uma das maiores dificuldades é a obtenção da evapotranspiração, modulada pela evapotranspiração potencial, condições atmosféricas e mudanças no UCS. Como solução, Budyko (1974) assumiu que, no longo prazo, a razão da evapotranspiração e precipitação médias anuais é função da razão da evapotranspiração potencial e precipitação média e das características

físicas da bacia que interferem no seu balanço hídrico (DEY; MISHRA, 2017; KRAJEWSKI *et al.*, 2021; YEH; TSAO, 2020).

Algumas equações baseadas na hipótese de Budyko foram desenvolvidas, como a de Fu (FU, 1981) e a deduzida por Yang *et al.* (2008). Uma das grandes vantagens das equações baseadas nessa hipótese é a possibilidade, em análises de longo prazo, da obtenção da evapotranspiração média anual em função de variáveis climáticas de mais fácil obtenção, como a precipitação e evapotranspiração potencial observada.

Além disso, como as análises são de longo prazo, simplificações no balanço hídrico podem ser feitas, como a consideração do armazenamento inteiro da bacia igual a zero, simplificando o balanço hídrico em três componentes: precipitação, evapotranspiração e vazão. Dessa forma, baseado na evapotranspiração potencial e precipitação observada, pode-se determinar tanto a evapotranspiração quanto a vazão.

A possibilidade de decomposição da variação total em suas componentes climática e antrópica com a hipótese de Budyko reside na relação do balanço hídrico de longo prazo com variáveis climáticas e características físicas da bacia. Dessa forma, comparando um período modificado com um período base (natural), pode-se fixar as variáveis climáticas e alterar as características física da bacia, viabilizando a determinação da componente antrópica da variação da vazão. De forma contrária, pode-se fixar as características físicas da bacia e modificar apenas as variáveis climáticas, possibilitando o cálculo da componente climática da variação da vazão. (DEY; MISHRA, 2017; KRAJEWSKI *et al.*, 2021; XIONG; HUANG; YANG, 2020; YEH; TSAO, 2020)

Diversos estudos utilizam a hipótese de Budyko para avaliar as componentes antrópica e climática da variação da vazão: Krajewski *et al.* (2021); Li *et al.* (2020); Wang; Lv e Zhang (2021); Xiong e Huang e Yang (2020); Yan, Lai e Ji (2020); Yeh e Tsao (2020), e no entendimento das relações entre a evapotranspiração e as mudanças na cobertura vegetal e a variação climática He *et al.* (2019).

Em relação às abordagens analíticas, destaca-se as baseadas no conceito de elasticidade climática das vazões. Esse conceito, introduzido por Schaake e Waggoner (1990), define a sensibilidade da vazão média de longo prazo em relação à variação do clima, essa última podendo ser expressa na alteração da precipitação e evapotranspiração, de acordo com as simplificações do balanço hídrico de longo

prazo da hipótese de Budyko (ANDRÉASSIAN *et al.*, 2016; DEY; MISHRA, 2017; KRAJEWSKI *et al.*, 2021).

O conceito de elasticidade climática da vazão pode ser sintetizado da seguinte forma: a taxa de variação da vazão de longo prazo devido a uma taxa de variação das variáveis climáticas consideradas.

Andréassian *et al.* (2016), destacam que o conceito de elasticidade climática pode ser derivado analiticamente de métodos conceituais, como a hipótese de Budyko, ou através de abordagens empíricas, que utilizam dados observados de diferentes subperíodos para avaliar a elasticidade climática das vazões.

Vários estudos utilizaram o conceito de elasticidade climática da vazão para avaliar a sensibilidade da vazão frente às mudanças climáticas Barrera *et al.* (2020), Junior *et al.* (2013) e Wang e He (2017); enquanto outros utilizaram esse conceito para aferir as componentes climáticas e antrópicas na variação total da vazão: Krajewski *et al.* (2021) e Sinha *et al.* (2018).

Apesar do conceito de elasticidade climática da vazão definir apenas a sensibilidade à variação do clima, ela viabiliza a determinação da componente antrópica da variação da vazão.

Como descrito por Krajewski *et al.* (2021) e Sinha *et al.* (2018), como a variação total da vazão é igual à soma das variações da vazão decorrentes das componentes climáticas e antrópicas. Então, pode-se determinar a variação da vazão decorrente da componente antrópica através da simples subtração da variação da vazão total e a variação decorrente da componente climática, sendo essa última definida no conceito de elasticidade climática da vazão.

As abordagens empíricas e analíticas mencionadas serão aprofundadas na seção de metodologia deste trabalho, apresentando todo o desenvolvimento matemático e hipóteses simplificadoras consideradas. Sobre o terceiro grupo, referente à modelagem hidrológica, será apresentada uma revisão bibliográfica em um subtópico separado.

2.3 Modelagem Hidrológica

Modelos hidrológicos são ferramentas utilizadas para entender e representar os processos inerentes ao ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica, permitindo a simulação de cenários diferentes dos observados. Esses modelos têm

se tornado ferramentas indispensáveis no estudo dos processos hidrológicos e dos impactos da variabilidade natural e das alterações antrópicas no sistema hidrológico (DEVI; GANASRI; DWARAKISH, 2015; TUCCI, 2005; YU, 2015)

As limitações desses modelos na representação dos complexos processos hidrológicos da bacia hidrográfica instigaram o desenvolvimento de um grande número de modelos que se diferenciam pelas suas hipóteses simplificadoras, a representação dos processos hidrológicos, discretização espacial e temporal, dados utilizados, entre outros aspectos (TUCCI, 2005)

Baseado em suas características, os modelos hidrológicos podem ser classificados em diferentes categorias. No tocante a sua discretização espacial, os modelos hidrológicos podem ser classificados em três tipos: i) concentrados, quando não se leva em conta a variabilidade espacial, sintetizando a heterogeneidade da bacia em valores médios; ii) semidistribuídos, quando a bacia hidrográfica é dividida em sub-bacias, as quais possuem características médias independentes e iii) distribuídos, quando a bacia hidrográfica é discretizada em uma grade regular, tendo cada quadrícula características independentes, representando de forma mais precisa a heterogeneidade da bacia. (TUCCI, 2005)

No que diz respeito a representação dos processos físicos, Tucci (2005) classifica os modelos em três tipos: i) modelos empíricos, também conhecidos como modelos caixa-preta, nos quais os valores modelados são ajustados aos valores observados através de funções sem relações diretas com os processos físicos; ii) semiconceituais, quando as funções envolvidas na modelagem, apesar do empirismo em alguns de seus parâmetros, descrevem os processos físicos do sistema hidrológico e iii) físicos, descrevem os processos físicos da bacia e os parâmetros do modelo através de equações diferenciais, descrevendo-os de forma mais precisa.

Dentre todos os processos contidos no ciclo hidrológico, a representação precisa dos processos de transformação da chuva em vazão (chuva-vazão) é de grande interesse para os hidrólogos (CIRILO *et al.*, 2020). Para isso, diversos modelos do tipo chuva-vazão foram desenvolvidos para representar essa parte do ciclo hidrológico, descrevendo todos os processos envolvidos na transformação da precipitação em escoamento superficial.

Dentre os modelos do tipo chuva-vazão, destaca-se o modelo *Soil Moisture Accounting Procedure* (SMAP). Apesar de seus quase 40 anos de criação, é um modelo amplamente utilizado devido ao seu bom desempenho e, principalmente,

devido ao pequeno número de parâmetros, a pequena quantidade de dados observados necessários e a baixa demanda computacional para sua simulação (SILVA *et al.*, 2021; ROCHA, 2018)

O SMAP, desenvolvido por Lopes, Braga e Canejo (1982), é um modelo concentrado, determinístico e de base conceitual do tipo chuva-vazão, possuindo versões para intervalos horários, diários e mensais. Esse modelo simula o balanço hídrico da bacia hidrográfica em três reservatórios hipotéticos: R_{sup} , R_{solo} e R_{sub} , representando, respectivamente, o armazenamento superficial, o armazenamento na zona de aeração e o armazenamento no aquífero. A cada iteração, os volumes armazenados nesses três reservatórios são atualizados. Uma simplificação é utilizada quando se trabalha em sua versão mensal, com a supressão do R_{sup} , desconsiderando o efeito de amortecimento, uma vez que ele ocorre em intervalos de tempo menores que o mês (SILVA *et al.*, 2021; ESTÁCIO, 2020; LIMA, José Pedro Rebés; ALVES, 2009; ROCHA, 2018; SILVEIRA; DE SOUZA FILHO; VASCONCELOS JÚNIOR, 2017).

Como já citado, o modelo SMAP apresenta bons desempenhos em suas simulações. Silva *et al.* (2021) aplicaram o modelo SMAP para projeção das vazões naturalizadas dos quatro principais reservatórios da BHSF utilizando os modelos climáticos do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 6* (CMIP6). Adotando o coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) como métrica do desempenho do modelo hidrológico, obteve excelentes valores desse coeficiente no período de calibração, exceto no reservatório de Itaparica, que apresentou um NSE aceitável; no período de calibração, esses valores diminuíram, porém, ainda permaneceram em um patamar elevado.

Silveira, Souza Filho e Vasconcelos Júnior (2017) utilizaram o modelo SMAP para projeção das vazões em 24 sub-bacias integrantes do Sistema Interligado Nacional (SIN) utilizando dados dos modelos climáticos do IPCC-AR5, considerando os cenários RCP4.5 e RCP8.5. Poucas informações foram dadas sobre o desempenho do modelo na calibração e validação, apenas que se exigiu um valor de $NSE > 0,8$ nessa última, limitando a utilização das projeções apenas para bacias onde o modelo apresentou um desempenho excelente na validação. Apesar desse nível de exigência elevado, foi possível realizar as análises das projeções de vazão para os principais reservatórios de cada subsistema do SIN.

Dorneles (2021), por sua vez, investigando os impactos das alterações antrópicas nas vazões médias da BHSF, aplicou o modelo SMAP na sua versão mensal para 32 estações contidas nessa bacia, obtendo valores de $NSE \geq 0,51$ para todas as estações avaliadas no período de calibração, refletindo o bom desempenho do modelo em simular os processos hidrológicos na geração do escoamento superficial

O modelo SMAP, apesar de conceitual, permite um certo paralelismo entre seus quatro parâmetros e as características físicas da bacia que influenciam o processo de geração de escoamento superficial. Mais informações sobre os parâmetros do modelo SMAP e as funções de transferência utilizadas para atualização dos reservatórios e geração do escoamento superficial serão dadas na seção de metodologia.

O paralelismo supracitado dos parâmetros do modelo SMAP permite conjecturar sobre estratégias para avaliação dos impactos das alterações antrópicas no ciclo hidrológico da bacia.

Os procedimentos geralmente aplicados para avaliação desses impactos nas vazões de uma bacia hidrográfica via modelagem hidrológica, como apresentado por Dey e Mishra (2017) e aplicado por Dorneles (2021) com o SMAP, consistem na calibração do modelo hidrológico para o período base e simulação da vazão para o período impactado utilizando os dados climáticos observados nele, sendo a diferença entre a vazão simulada e a vazão observada no período impactado a alteração da vazão devido as alterações antrópicas.

Problemas inerentes à modelagem hidrológica, as incertezas associadas a esse processo, podem comprometer análises como a supramencionada. Como apontado por Gupta e Govindaraju (2019), as incertezas estruturais, paramétricas e métricas são inerentes à modelagem hidrológica e se propagam durante o processo de modelagem, interagindo entre si.

Assim, para análises dos impactos das alterações antrópicas nas vazões de uma bacia hidrográfica, essas incertezas podem minimizar os impactos nas vazões da bacia ou até mesmo inverter o sentido desses impactos.

No tocante à incerteza paramétrica, como apontado por Zhang *et al.* (2016), sem uma análise realista dessa incerteza na modelagem hidrológica, pode-se encontrar dificuldades para descrever processos hidrológicos de forma precisa e para avaliar a relação entre os parâmetros do modelo e as características da bacia.

2.3.1 Incerteza Paramétrica

Os modelos hidrológicos, como o SMAP, geralmente possuem parâmetros impossíveis de serem determinados por observações diretas, condicionando sua obtenção à calibração do modelo com base em dados observados de entrada e saída. Inevitavelmente, esse processo agrega incertezas à estimativa desses parâmetros, pois há um número limitado de observações e, a depender da Função Objetivo (F.O) utilizada para aferir a calibração, seu valor pode divergir entre calibrações com diferentes F.O. Ademais, a correlação entre os parâmetros e a heterogeneidade espaço-temporal destes também agregam incertezas em suas estimativas. A identificação incerta desses parâmetros leva a incertezas nas saídas do modelo hidrológico, podendo fornecer informações imprecisas sobre o escoamento superficial ou descargas pontuais (ESTÁCIO, 2020; JOSEPH; GUILLAUME, 2013; RAJE; KRISHNAN, 2012; ZHANG, Junlong *et al.*, 2016).

ESTÁCIO (2020) cita que algumas metodologias são capazes de incorporar as incertezas paramétricas durante o processo de calibração do modelo, por exemplo: a calibração multiobjetivo e os algoritmos baseadas em inferências Bayesianas. A calibração multiobjetivo considera mais que uma F.O para aferir o ajuste do modelo aos dados observados. Os algoritmos baseados em inferências Bayesianas consideram que os parâmetros são variáveis aleatórias, na qual sua distribuição pode ser aproximada através da assimilação com os dados observados.

A abordagem Bayesiana para avaliação das incertezas paramétricas supõe que as informações subjetivas sobre os parâmetros do modelo antes de sua calibração, ou seja, antes de qualquer dado observado ser ponderado, podem ser consideradas como uma distribuição *a priori* desses, refinando-a durante o processo de calibração, quando se pondera os dados observados, até a obtenção da distribuição *a posteriori* dos parâmetros (RAJE; KRISHNAN, 2012).

Devido a não-linearidade dos modelos hidrológicos, o processo de obtenção da distribuição *a posteriori* dos parâmetros partindo de sua distribuição *a priori* e dos dados observados se torna analiticamente inviável, recorrendo-se a amostradores que realizam gradualmente a convergência dessa distribuição inicial (*a priori*) para a distribuição alvo (*a posteriori*) (AHMED, 2014; VRUGT, 2016). Dentre esses, pode-se citar o *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE) e os métodos que utilizam amostradores do tipo *Markov Chain Monte Carlo* (MCMC)

(ESTÁCIO, 2020; JOSEPH; GUILLAUME, 2013; NOTT; MARSHALL; BROWN, 2012; RAJE; KRISHNAN, 2012; VRUGT, 2016; VRUGT; DIKS; CLARK, 2008; ZHANG, Junlong *et al.*, 2016).

O GLUE, proposto por Beven e Binley (1992), busca regiões no espaço amostral dos parâmetros onde as previsões do modelo são consistentes com as observações. Esse método utiliza o conceito de máxima verossimilhança para determinar a distribuição *a posteriori* dos parâmetros. Em resumo, a partir de n conjuntos de parâmetros amostrados de suas distribuições *a priori*, calcula-se a verossimilhança generalizada de cada um desses conjuntos, utilizando a variável observada e a calculada com o conjunto de parâmetros avaliado. Por fim, a distribuição *a posteriori* dos parâmetros pode ser estimada com as verossimilhanças generalizadas de cada um desses conjuntos amostrados (NOTT; MARSHALL; BROWN, 2012).

Algumas críticas relevantes são realizadas ao GLUE. Raje e Krishnan (2012) citam que, devido o GLUE não ser formalmente Bayesiano, pode resultar em parâmetros não confiáveis e distribuições preditivas. Vrugt (2016), da mesma forma, menciona que métodos que dependem de etapas com amostragens de rejeição, como o GLUE, podem produzir resultados insatisfatórios se a distribuição *a posteriori* for um tanto complexa e/ou compreender apenas uma parte pequena da distribuição *a priori*.

O amostrador do tipo MCMC, baseado no método de integração de Monte Carlo, viabiliza uma maneira eficiente e prática para amostragem de distribuições estatísticas complexas e de alta dimensão (AHMED, 2014). Como o nome sugere, esse amostrador mescla os conceitos de simulação de Monte Carlo e Cadeia de Markov. Os métodos de Monte Carlo compreendem uma vasta classe de algoritmos computacionais que, na sua forma mais simples, viabilizam a aproximação de distribuições de probabilidade através de amostragens aleatórias repetidas de uma distribuição *a priori* (BLITZSTEIN, J. K.; HWANG, 2015; VRUGT, 2016).

A definição de Cadeia de Markov, por sua vez, pode ser entendida como um processo estocástico que possui a propriedade de Markov, ou seja, um processo Markoviano. Essa propriedade define que a probabilidade condicional de um estado futuro depende apenas do estado presente, sendo independente dos estados passados. Essas probabilidades condicionais são conhecidas como probabilidades de transição, representando a probabilidade de a cadeia apresentar um estado futuro (x_{t+1}) dado a ocorrência de um determinado estado presente (x_t). Outra propriedade

importante para a Cadeia de Markov é a convergência para uma distribuição estacionária. Essa propriedade exprime que, se o processo Markoviano for simulado por um tempo suficiente, ele convergirá para uma distribuição estacionária independente do estado inicial da Cadeia de Markov (BLITZSTEIN, J. K.; HWANG, 2015).

A ideia base do MCMC é uma Cadeia de Markov que, com trajetos aleatórios (*Random Walk*) pelo espaço de busca e aferindo critérios de convergência a cada movimento, converge para uma distribuição estacionária (*a posteriori*), ajustando a escala e a orientação da distribuição proposta (*a priori*) durante sua simulação. Em outras palavras, para explorar a distribuição alvo (estacionária), o método MCMC gera movimentos teste de um estado inicial da cadeia de Markov (x_t) para um novo estado (x_{t+1}). Esses movimentos são gerados, por exemplo, com o método *Random Walk Metropolis* (METROPOLIS *et al.*, 1953) ou o método Metropolis-Hastings (HASTINGS, 1970), sendo cada movimento aferido por uma regra de seleção, determinando se o movimento será aceito (movimento ocorre) ou recusado (estado inicial é mantido) (RAJE; KRISHNAN, 2012; VRUGT, 2016; VRUGT; DIKS; CLARK, 2008; ZHANG, Junlong *et al.*, 2016).

Dessa forma, observa-se que o MCMC realiza o processo inverso ao realizado na simulação de uma Cadeia de Markov, tendo em vista que ela parte de um estado inicial com uma matriz de transição (probabilidades de transição) especificada, buscando a determinação da distribuição estacionária da cadeia. No MCMC, propõe-se a distribuição estacionária e se busca projetar uma Cadeia de Markov que possua tal distribuição, ou seja, se a cadeia projetada for simulada por tempo suficiente, a distribuição estacionária dessa cadeia se aproximará da distribuição estacionária proposta (BLITZSTEIN, J. K.; HWANG, 2015).

Diversas novas abordagens foram propostas para aprimorar a eficiência dos amostradores MCMC, podendo ser classificadas em dois grupos: métodos de cadeia única e métodos de cadeias múltiplas. No primeiro grupo, destaca-se o algoritmo *Delayed Rejection Adaptive Metropolis* (DRAM), proposto por Haario *et al.* (2006). Esse método de cadeia singular apresenta uma única trajetória de busca no espaço amostral dos parâmetros e, continuamente, adapta a covariância de uma distribuição Gaussiana proposta com as amostras aceitas da simulação da Cadeia de Markov. No segundo grupo, destaca-se o *Differential Evolution Adaptive Metropolis* (DREAM), desenvolvido por Vrugt *et al.* (2009), que trouxe melhorias significativas em

relação aos algoritmos de MCMC tradicionais. Nesse método, múltiplas Cadeias de Markov são simuladas paralelamente, viabilizando múltiplas trajetórias de busca no espaço amostral dos parâmetros, as quais garantem uma maior velocidade de convergência da distribuição inicial proposta em relação aos métodos tradicionais de MCMC e aos de cadeia única (JOSEPH; GUILLAUME, 2013; VRUGT, 2016).

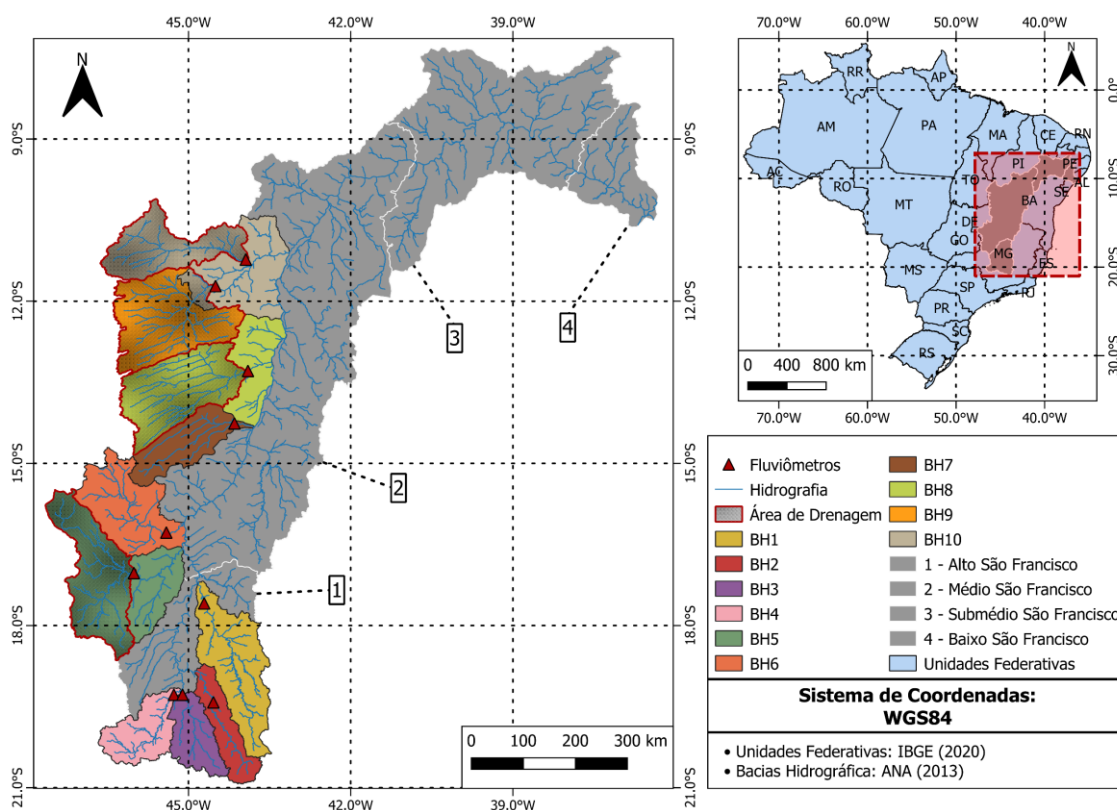
O DREAM se tornou bem popular em diversas áreas do conhecimento nas últimas décadas, pois conferiu maior rapidez e precisão a um método já consolidado na análise de incertezas paramétricas: o MCMC (VRUGT, 2016). Nas ciências hidrológicas, diversos estudos que aplicaram o DREAM para análise de incertezas paramétricas de modelos hidrológicos podem ser citados, tais como: Estácio (2020); Jin *et al.* (2010); Liu *et al.* (2017); Shafii, Tolson e Matott (2014); Vrugt (2016); Zahmatkesh, Karamouz e Nazif (2015)

3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo considerada foi a BHSF (Figura 1). O rio São Francisco possui importância estratégica para o Brasil, pois atende múltiplas demandas consuntivas e não consuntivas de água, com os benefícios oriundos desse uso transcendendo, em alguns casos, os limites de sua bacia hidrográfica, por exemplo, a geração de energia no Sistema Interligado Nacional (SIN) e as transposições de águas.

Como apresentado na Figura 1, além da delimitação da BHSF como área de estudo principal, também se delimitou 10 sub-bacias contidas nela para a realização de análises mais robustas sobre os impactos das alterações antrópicas no seu ciclo hidrológico. Os fluviômetros destacados representam o exutório das sub-bacias. Em algumas situações, em que o fluviômetro se encontrava distante do exutório, delimitou-se a área de drenagem dessa estação, utilizando-a para representar a região avaliada.

FIGURA 1 – Área de estudo



Fonte: Elaborado pelo autor.

A BHSF possui uma área de drenagem de 639.129 km² e uma extensão de 2863 km. Ao longo de sua extensão, ela conecta duas macrorregiões brasileiras: a região Sudeste e a região Nordeste, atravessando parcialmente o distrito federal e seis estados: Minas Gerais (com sua nascente na serra da Canastra), Goiás, Bahia, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, desaguardo no Oceano Atlântico na divisa desses dois últimos. Em toda sua área de drenagem, observa-se uma diversidade climática: semiárido, tropical úmido, entre outros; e ambiental: Caatinga, Cerrado, resquícios da Mata Atlântica e ecossistema estuário (CBHSF, 2016). Toda essa variedade climática e ambiental, dão ao rio São Francisco seu popular nome: o rio da integração Nacional.

A BHSF atende a múltiplos usos consuntivos e não consuntivos, tais como: geração de energia, irrigação, abastecimento humano, navegação, transposições de água, entre outros, possuindo, assim, importância estratégica para o Brasil. Apresenta uma disponibilidade hídrica, estimada com base na Q95 das vazões nos lagos de reservatórios e das vazões liberadas a jusante desses, de 821 m³/s e uma vazão média anual de 2057 m³/s (ANA, 2020)

Segundo (CBHSF, 2016), pode-se dividir a BHSF em quatro unidades de gestão e planejamento dos recursos hídricos: Alto São Francisco (ASF), Médio São Francisco (MSF), Submédio São Francisco (SSF) e Baixo São Francisco (BSF), as quais encontram-se destacadas na Figura 1. Há aproximadamente, 18 milhões de habitantes nessas quatro unidades de gestão, sendo a maior densidade demográfica no ASF, onde engloba parte da região metropolitana de Belo Horizonte.

Dentre as demandas não consuntivas de água na BHSF, destaca-se a geração hidrelétrica, que desempenha importante papel no suprimento energético do SIN, com uma potência hidrelétrica instalada que corresponde a cerca de 11% da potência hidrelétrica instalada do SIN. Salienta-se, dentre os principais reservatórios, os reservatórios de: Sobradinho, Três Marias e Itaparica (CEMIG, 2021; CHESF, 2016; ONS, 2020).

Além das demandas de água já instaladas na BHSF, novas demandas foram recentemente adicionadas e outras já são previstas, por exemplo, o projeto de transposição do rio São Francisco entre os reservatórios de Sobradinho e Itaparica. Essa transposição, na qual algumas etapas já se encontram em funcionamento, busca beneficiar as bacias hidrográficas do rio Jaguaribe (CE), Piranhas-Açu (RN e PB), Apodi (RN), Paraíba (PB), Moxotó (PE), Terra Nova (PE) e Brígida (PE), visando a

redução da vulnerabilidade hídrica dos municípios contidos no semiárido nordestino, agreste pernambucano e da Região Metropolitana de Fortaleza (BRASIL, 2004).

3.1.1 Sub-Bacias consideradas

A partir de uma divisão da BHSF em 34 sub-bacias apresentada no Plano Nacional de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do rio São Francisco (PRHSF), as 10 sub-bacias consideradas foram extraídas (CBHSF, 2019). Tais sub-bacias equivalem a divisão de nível 3 das bacias hidrográficas brasileiras considerada pela Agência Nacional de Águas (ANA).

A escolha das 10 sub-bacias para avaliar de forma mais robusta os impactos das alterações antrópicas na BHSF se deu por três motivos: i) como afirma Li *et al.* (2016), em uma escala regional, a variabilidade climática e fatores antropogênicos interagem entre si, combinando seus efeitos; para uma escala de bacia, ou sub-bacia, esses dois agentes de alterações no ciclo hidrológico podem ser considerados independentes; ii) as sub-bacias escolhidas não possuem estrutura de regularização significativa, pois em bacias que possuem tais estruturas, principalmente através de reservatórios de acumulação, os sinais das modificações antrópicas no regime hidrológico da bacia podem ser suavizados ou até mesmo encobertos pela regularização da vazão e iii) as sub-bacias escolhidas são de cabeceira, não drenando bacias a montante, evitando que as alterações sofridas a montante interfiram nas análises da sub-bacia em questão.

A vazão no exutório de cada uma das sub-bacias foi igual a vazão da estação fluviométrica mais próxima do seu exutório, segundo a hidrografia apresentada na Figura 1. Em alguns casos, onde a distância entre a estação mais próxima do exutório e o exutório da bacia ainda era significativa, por exemplo: BH5, BH8, BH9 e BH10, foi delimitada uma nova área de drenagem com base nessa estação e utilizando o Modelo Digital de Elevação (MDE) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) disponibilizado pelo projeto TOPODATA do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

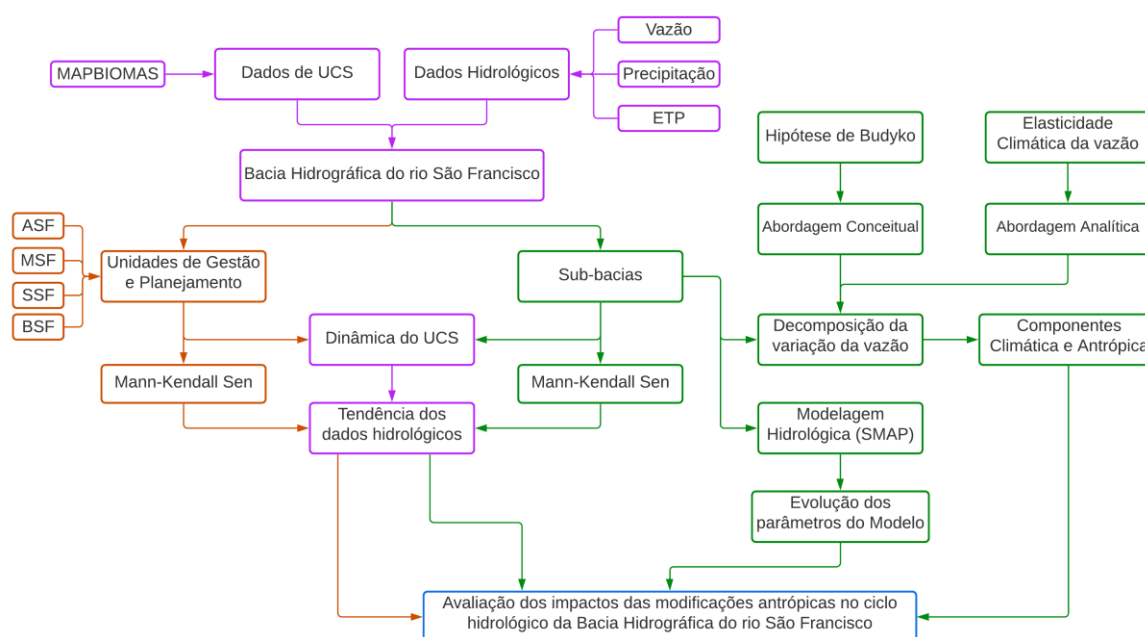
4 METODOLOGIA

4.1 Estratégia Metodológica

A Figura 2 apresenta o fluxograma da metodologia, sendo possível identificar se o método é aplicado a nível de unidades de gestão e planejamento, a nível de sub-bacia ou comum a esses dois níveis. Como apresentado nessa Figura, os procedimentos propostos para avaliação dos impactos das modificações antrópicas nas vazões da BHSF compreendem:

- Avaliação da dinâmica do UCS;
- Tendência dos dados hidrológicos;
- Decomposição da variação total da vazão em componentes climáticas e antrópicas;
- Modelagem hidrológica com o SMAP para avaliar a evolução dos parâmetros do modelo no período considerado.

FIGURA 2 – Fluxograma resumo da metodologia



Fonte: Elaborado pelo autor. Os blocos e setas das cores laranja escuro e verde representam, respectivamente, processos e informações inerentes às análises realizadas: i) a nível de unidade de gestão e planejamento da BHSF e ii) a nível de sub-bacia, utilizando as 10 sub-bacias destacadas na Figura 1. Os blocos e setas roxas representam processos e informações comuns a ambas as análises. O bloco azul é o objetivo geral deste trabalho.

A análise da dinâmica do UCS buscou identificar a ocorrência e magnitude das modificações antrópicas na BHSF, tendo sido aplicada a nível de unidade de gestão e planejamento e a nível de sub-bacias.

A análise de tendência das séries temporais foi realizada para avaliar as séries hidrológicas da BHSF, sendo utilizado o método de Mann-Kendall e a declividade Sen para tal. Buscou-se, com essa análise, trazer uma visão geral do comportamento das vazões, da precipitação e da evapotranspiração potencial (*ETP*) ao longo dessa bacia, permitindo que associações entre o comportamento desses três importantes componentes do ciclo hidrológico fossem realizadas. Da mesma forma que para a dinâmica do UCS, essa análise foi aplicada para as unidades de gestão e planejamento e para as sub-bacias.

A decomposição da variação total da vazão buscou avaliar a influência das componentes climáticas e antrópicas nas sub-bacias avaliadas, trazendo a ideia de quantificação do impacto antrópico nas vazões da BHSF. Para isso, duas abordagens foram utilizadas: i) uma abordagem conceitual, baseada na hipótese de Budyko e ii) uma abordagem analítica, baseada no conceito de elasticidade climática das vazões. Essa análise, por sua vez, foi aplicada apenas a nível de sub-bacia.

A modelagem hidrológica das sub-bacias foi realizada para avaliar evolução da distribuição estatística dos parâmetros do modelo SMAP ao longo do período avaliado, buscando relacionar o comportamento desses parâmetros a possíveis mudanças nos processos do ciclo hidrológico da BHSF. Da mesma forma que para a decomposição da variação total da vazão, essa avaliação foi aplicada apenas a nível de sub-bacia.

4.2 Dados Utilizados

Neste subtópico, é apresentada uma descrição dos dados hidrológicos e dos dados UCS utilizados nesse trabalho, descrevendo os procedimentos para obtenção e considerações sobre sua utilização.

O período de todas as séries de dados compreendeu os anos de 1985 até 2015. O limite inferior foi delimitado pelos dados de UCS, que possui o ano de 1985 como ano inicial de sua série. O limite superior foi delimitado pelos dados hidrológicos, pois, a partir de 2015, muitas estações eram descartadas na análise de falhas.

4.2.1 Dados Hidrológicos

Os dados hidrológicos utilizados são referentes à precipitação, vazão e temperatura. Os dados de precipitação e vazão foram obtidos da base de dados do HIDROWEB da Agência Nacional de Águas (ANA), enquanto os dados de temperatura foram obtidos da base de dados do *Climate Research Unit* (CRU). Os dados de precipitação oriundos do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) também foram utilizados para correção de eventuais inconsistências ou falhas nas séries mensais de precipitação.

A obtenção das séries de precipitação e vazão foram automatizadas com a utilização de ferramentas de geoprocessamento e algoritmos desenvolvidos na linguagem Python, viabilizando a obtenção das séries diárias de precipitação e vazão das estações pluviométricas e fluviométricas contidas na BHSF com base no seu código de identificação.

Após a obtenção dessas séries, procedeu-se com a análise de falhas na série temporal. O critério adotado nessa análise foi a aprovação de estações que apresentassem mais de 300 dias de medições em cada um dos anos do período considerado, em outras palavras, cerca de 82% de cada um dos anos deveria apresentar medições.

Com as estações aprovadas, seguiu-se com a montagem das séries mensais de precipitação com base nos dados diários. Nesse ponto, priorizou-se a utilização dos dados consistidos, pois estes já passaram por uma análise e correção de possíveis falhas. Na ausência de dados consistidos para um determinado período, adotou-se os dados brutos. Ambos procedimentos supracitados foram automatizados com a linguagem Python de programação.

Como a análise de falhas aceita até 65 ausências de medição em um determinado ano, eventualmente, uma estação pode apresentar falha ao longo de todo o mês, ou até mesmo 2 meses. Essa última situação não foi observada com os dados do presente estudo.

Outra situação possível é a presença de meses com poucos dias de medição, gerando uma inconsistência na série temporal, pois o mês não é interpretado como uma falha, já que há medições, todavia o seu valor mensal desvia bastante da climatologia e de medições de estações próximas.

No caso de falhas ou inconsistências mensais em uma estação, utilizou-se os dados de precipitação mensal do ponto de grade do GPCC mais próximo da estação para preenchimento desse mês faltante. Cabe destacar que, em todas as situações em que se fez necessário utilizar os dados do GPCC, aferiu-se a correlação linear da série de precipitação mensal da estação e do ponto de grade do GPCC mais próximo, tendo apresentado uma forte correlação linear em todos os casos.

O GPCC é um centro de pesquisa climática operado pelo *National Meteorological Service of Germany*, sendo a contribuição alemã para o *World Climate Research Programme* (WCRP). Sua principal função é a análise global da precipitação diária e mensal sobre a superfície terrestre baseada em dados de precipitação observada *in situ*. O produto final dessas observações é um grid de precipitações da superfície terrestre de todo o globo com resoluções de 0,25°, 0,5°, 1,0° e 2,5° para latitude e longitude (SCHNEIDER *et al.*, 2018). No presente estudo, utilizou-se o grid de precipitações mensais com 1° de resolução para latitude e longitude.

Os dados de temperatura foram obtidos da base de dados do CRU. Como apontado por Harris *et al.* (2020), a base de dados do CRU fornece um *grid* de alta resolução (0,5° x 0,5°) de observações *in situ* para dez variáveis observadas e derivadas desde 1901. No presente trabalho, utilizou-se as variáveis derivadas de temperatura máxima e mínima a 2 metros da superfície. Para cada um dos pontos de grade contidos na BHSF, determinou-se a evapotranspiração potencial (*ETP*) via método Hargreaves-Samani.

O método de Thiessen foi utilizado para determinação da precipitação e *ETP* média em cada uma das 10 sub-bacias destacadas na Figura 1.

4.2.1.1 Evapotranspiração Potencial

O método de Hargreaves-Samani (HARGREAVES; SAMANI, 1985), como supracitado, foi utilizado para determinação da *ETP*. Esta pode ser entendida como a demanda evaporativa do ambiente baseado em condições climáticas específicas, frequentemente estimada considerando uma situação hipotética de uma extensa superfície cultivada com grama. Muitos métodos foram desenvolvidos para estimá-la baseado em dados climáticos, como é o caso da Equação de Hargreaves-Samani (FISHER; PRINGLE III, 2013).

Ainda conforme Fisher e Pringle III (2013) o método de Hargreaves-Samani possibilita a determinação da *ETP* baseado na temperatura máxima e mínima do ar, sendo determinada de acordo com a Equação 1.

$$ETP = 0,023(0,408R_a)(T_{med} + 17,8)(T_{máx} - T_{mín})^{0,5} \quad (1)$$

em que: T_{med} , $T_{máx}$ e $T_{mín}$ são as temperaturas máximas, médias e mínimas em Celsius; R_a é a radiação solar extraterrestre (MJ/m^2) e 0,408 é o fator de conversão de MJ/m^2 para mm. R_a pode ser estimado na latitude e no dia do ano.

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_s d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (2)$$

onde: G_s é a constante solar ($0,0820 MJ/m^2$); φ é a latitude (radiano); $24(60)$ é um fator de conversão de minutos para dias. Baseado no dia do ano (J), os demais fatores da Equação 2 podem ser determinados:

$$d_r = 1 + 0,33 \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad (3)$$

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1,39\right) \quad (4)$$

$$\omega_s = \arccos(-\tan(\varphi) \tan(\delta)) \quad (5)$$

sendo: d_r a distância relativa inversa entre a terra e o sol (radiano); δ a declinação solar (radiano) e ω_s ângulo horário ao nascer do sol (radiano).

4.2.2 Uso e Cobertura do Solo

A classificação do UCS da BHSF foi obtida da série histórica de mapas anuais do UCS brasileiro da Coleção 6 (Col. 6) do projeto Mapbiomas. Dessa forma, essa classificação seguiu o sistema hierárquico apresentado na Tabela 1.

Duas análises foram realizadas com os dados de UCS em formato matricial disponibilizados pelo projeto Mapbiomas: i) uma análise da evolução da área percentual de cada classe de UCS considerada entre os anos de 1985 e 2020 e ii) uma análise espacial da dinâmica do UCS no mesmo período.

Na primeira análise, a utilização da área percentual se deve a discrepância na ordem de grandeza dos valores absolutos das áreas entre algumas classes. Em ambas as análises, considerou-se apenas as classes de nível 1 do sistema de classificação do Mapbiomas (Tabela 1), com algumas diferenças pontuais. Na primeira, a classe de Silvicultura (Floresta Plantada) (nível 2) foi separada da classe agropecuária (nível 1) e a classe de infraestrutura urbana (nível 2) foi separada da classe de área não vegetada (nível 1), sendo avaliadas separadamente em ambos os casos. Na segunda análise, a classe de Floresta (Nível 1) foi desmembrada em suas classes de nível 2: formação florestal, formação savânica, mangue e restinga arborizada, e a classe de Silvicultura (nível 2) foi separada de agropecuária (nível 1), sendo apresentada separadamente.

Em relação a análise da dinâmica do UCS nas sub-bacias consideradas, adotou-se uma estratégia diferente para a análise i). A evolução da área percentual foi representada pela diferença da área percentual de determinado ano em relação ao ano inicial (1985), sendo considerado intervalos de 5 anos entre 1985 e 2015.

4.3 Análise de Tendência

A análise de tendência das séries anuais de precipitação, vazão e *ETP* consistiu na aplicação do teste não paramétrico de Mann-Kendall e na determinação da declividade Sen para avaliar a magnitude dessa tendência.

O método de Mann-Kendall é amplamente utilizado para aferição de tendências de crescimento ou decréscimo em série temporal de dados. A ampla utilização desse método se deve a não obrigatoriedade de presunção inicial da distribuição estatística dos dados e pela menor sensibilidade a *outliers* (HAMED, 2008)

Como apontado por Yue, Pilon e Cavadias (2002) a variável estatística do teste de Mann-Kendall para uma série temporal composta por uma amostra de n variáveis aleatórias identicamente distribuídas (y_1, y_2, \dots, y_n) é dado pela Equação 6.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(y_j - y_i) \quad (6)$$

Em que: S é a variável estatística do método de Mann-Kendall; n é o tamanho da série temporal de dados. A função sinal expressa na Equação 6 é dada pela Equação 7:

$$\text{sinal}(y_j - y_i) = \begin{cases} +1 \rightarrow \text{se } y_j - y_i > 0 \\ 0 \rightarrow \text{se } y_j - y_i = 0 \\ -1 \rightarrow \text{se } y_j - y_i < 0 \end{cases} \quad (7)$$

A determinação da estatística S através da comparação dos pares de valores da série temporal, atribuindo o valor resultante dessa comparação através da função sinal (Eq. 7), concede ao teste de Mann-Kendall a resistência a outliers supracitada.

Segundo Salviano, Groppo e Pellegrino (2016), quando $n \geq 10$, a variável estatística S se assemelha a uma distribuição normal, tendo sua variância calculada pela Equação 8.

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i(i)(i-1)(2i+5)}{18} \quad (8)$$

Em que: $\text{Var}(S)$ é a variância da estatística S do teste de Mann-Kendall; t_i é a quantidade de repetições em uma extensão i da série temporal, por exemplo, uma série com dois valores iguais teria 1 repetição com extensão igual a 2 ($t_i = 1$ e $i = 2$).

Determinado a variância da variável estatística S , o índice padronizado Z_{MK} , que segue uma distribuição normal com média igual a zero e desvio padrão igual a um, pode ser determinado pela Equação 9.

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \rightarrow \text{se } S > 0 \\ 0 \rightarrow \text{se } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \rightarrow \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (9)$$

Como apontado por Moreira e Naghettini (2016) o teste de Mann-Kendall considera que a hipótese nula (H_0) do teste indica uma ausência de tendência. Dessa forma, por se tratar de um teste bi-caudal, considerando um nível de significância α ,

rejeita-se essa hipótese caso $|Z_{MK}| > \frac{Z_\alpha}{2}$, sendo $\frac{Z_\alpha}{2}$ o valor que possui a probabilidade de excedência igual a metade do nível de significância adotado em uma distribuição normal. Ademais, o índice Z_{MK} permite diferenciar uma tendência de crescimento ($Z_{MK} > 0$) e uma de decrescimento ($Z_{MK} < 0$).

Ainda conforme Moreira e Naghettini (2016), devido a semelhança supracitada da variável estatística S à uma distribuição normal, pode-se determinar o p-valor (p) para os dados da amostra com a probabilidade acumulada de uma distribuição normal. Assim, H_0 pode ser testado utilizando o p-valor, considerando que caso $p \leq \alpha$ há evidências para rejeição de H_0 , logo há indicativo de tendência na série temporal analisada.

Uma das deficiências do teste de Mann-Kendall é a incapacidade de indicar a magnitude das tendências detectadas por ele. Todavia, métodos externos ao teste podem determinar essa magnitude, como é o caso do método de estimativa da declividade Sen, proposto por Sen (1968).

Como apontado por Tao *et al.* (2014), a declividade Sen é determinada através do cálculo da declividade entre todos os pares possíveis dos elementos do conjunto de dados, sendo calculada a mediana dessas declividades para representar a declividade geral desse conjunto. A declividade Sen fornece uma medida realista da tendência da série temporal, não sendo sensível a *outliers* e permite ausência de dados ao longo da série.

Na determinação da declividade Sen, calcula-se a declividade entre todos os pares de elementos do conjunto de dados utilizando a Equação 9.

$$s_i = \frac{y_j - y_k}{j - k} \quad (9)$$

Em que: s_i é a declividade do i -ésimo par de dados; y_j e y_k são os j -ésimos e k -ésimos valores do conjunto de dados; j e k são os índices dos elementos que formam os pares, sendo sempre $j > k$.

Como a declividade é determinada por pares de valores, então haverá $N = n \frac{(n-1)}{2}$ declividades calculadas. Como supracitado, a mediana dessas N declividades é utilizada como a declividade geral do conjunto de dados.

No presente trabalho, adotou-se um nível de significância de 0,05 ($\alpha = 0,05$). As séries temporais avaliadas foram padronizadas, resultando em um conjunto de dados com média igual a zero e desvio padrão igual a 1. Essa padronização foi realizada para possibilitar a comparação da intensidade da tendência entre estações ou pontos de grade (CRU) que apresentaram medições com diferentes magnitudes.

A análise de tendência foi realizada para todas as estações aprovadas na análise de falha e em todos os pontos de grade do CRU, considerando as séries anuais de precipitação acumulada, *ETP* acumulada e vazão mensal média, mínima e máxima. Além disso, procedeu-se uma análise de tendência para as 10 sub-bacias consideradas, avaliando a tendência das séries anuais de vazão mensal média, precipitação acumulada e *ETP* acumulada.

4.4 Impacto das alterações antrópicas no escoamento superficial

A análise do impacto das alterações antrópicas no escoamento superficial da BHSF foi aplicada nas 10 sub-bacias analisadas. Para realizar essa análise, foram aplicadas três diferentes abordagens, estabelecendo relações entre os resultados encontrados em cada uma delas:

- i) uma conceitual;
- ii) uma analítica;
- iii) uma via modelagem hidrológica.

Para aplicação das abordagens conceitual e analítica para quantificação dos impactos das alterações antrópicas no escoamento superficial, faz-se necessário a transformação da vazão de m^3/s para $mm/mês$ através da Equação 10

$$Q(mm/mês) = \frac{Q(m^3/s) \left(\frac{\text{segundos no mês}}{86400 \times 30,4} \right) 1000}{A} \quad (10)$$

em que: $Q(mm/mês)$ e $Q(m^3/s)$ são as vazões em $mm/mês$ e m^3/s ; A é a área da bacia (m^2).

Para as três abordagens, optou-se pela divisão do período total das séries temporais (1985-2015) em três subperíodos: P1 (1985 - 1995), P2 (1996 - 2005) e P3 (2006 - 2015). A divisão em subperíodos foi necessária para a atribuição de um

período base (P1), onde se buscou remeter às condições mais naturais da bacia que os dados permitiam explorar, e um período alterado (P2 e P3), onde se representou o estado modificado da bacia. Dessa forma, foi possível avaliar as alterações nas vazões das sub-bacias analisadas em relação a um período base.

A escolha dos períodos foi arbitrária, todavia, buscou-se dividir as séries temporais de 31 anos em intervalos de mesmo tamanho. Ademais, o tamanho dos subperíodos considerados garantiu um período suficientemente longo para calibração do modelo hidrológico e para a consideração de médias de longo-prazo, que embasam a abordagem conceitual e analítica.

4.4.1 Abordagem Conceitual

A abordagem conceitual consistiu na aplicação da hipótese de Budyko e de equações derivadas dessa hipótese para a decomposição das componentes antrópicas e climáticas da variação total da vazão. Nesta subtópico, são apresentadas: as principais considerações da hipótese de Budyko, as formulações matemáticas e hipóteses simplificadoras dessa hipótese e das equações derivadas dela e a estratégia de decomposição das componentes da variação total da vazão.

4.4.1.1 Hipótese de Budyko

A evapotranspiração (E_r) é um dos principais componentes do ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica, desempenhando uma função vital em seu balanço hídrico e energético (DEY; MISHRA, 2017). Dessa forma, Budyko buscou relacioná-la com variáveis hidrológicas de mais fácil obtenção, como a *ETP* e a precipitação.

Conforme Budyko (1974) o balanço hídrico de uma bacia é função de diversos parâmetros que remetem às características superficiais e subterrâneas da bacia e à fatores climáticos, todavia, pode-se sintetizar as principais contribuições para esse balanço na E_r (energia) e na precipitação (água disponível), sendo os demais fatores pouco significativos. Dessa forma, pode-se simplificar o balanço hídrico como na Equação 11 (DORNELES, 2021).

$$P - E_r - Q = \Delta S \quad (11)$$

Em que: P é a precipitação (mm), E_r é a evapotranspiração (mm), Q é a vazão (mm) e ΔS é a variação do armazenamento interno da bacia.

Para análise de longo prazo, pode-se considerar a variação do armazenamento interno igual a zero ($\Delta S = 0$) na Equação 11, pois essa variação ocorre principalmente dentro do ano hidrológico e as análises de longo prazo, por exemplo, em intervalos de décadas, são realizadas, geralmente, utilizando médias anuais (DEY; MISHRA, 2017; DORNELES, 2021; KRAJEWSKI *et al.*, 2021; REIS JUNIOR *et al.*, 2013).

O balanço energético na hipótese de Budyko, por sua vez, pode ser resumido em dois fatores: evapotranspiração e fluxo de calor sensível (H), ou seja, a radiação líquida próxima a superfície (R_n) equivale a soma dos fluxos de calor latente ($L_e E_r$) e sensível, conforme a Equação 12, onde L_e é o calor de vaporização da água

$$R_n = L_e E_r + H \quad (12)$$

A hipótese de Budyko, portanto, estrutura-se em duas condições limites (Equação 13): i) quando o índice de aridez ($R_n / L_e P$) tende ao infinito (extremo seco) a E_r tende à precipitação total, ou seja, limita-se a água disponível e ii) quando o índice de aridez ($R_n / L_e P$) tende a zero (extremo úmido), a E_r diminui em relação à precipitação, limitando-se a quantidade de energia disponível (REIS JUNIOR *et al.*, 2013)

$$\left\{ \begin{array}{l} \lim_{R_n / L_e P \rightarrow \infty} \frac{E_r}{P} = 1 \\ \lim_{R_n / L_e P \rightarrow 0} \frac{E_r}{P} = \frac{R_n}{L_e P} \end{array} \right. \quad (13)$$

Com base nos dois limites da Equação 13 e nas considerações apresentadas para os balanços hídrico e energético, Budyko (1974) propôs que a razão entre a evapotranspiração média anual e precipitação média anual (E_r / P) é função da razão entre a evapotranspiração potencial média anual e precipitação média anual (ETP / P) e das características da bacia (φ), como apresentado na

Equação 14. Cabe ressaltar que a evapotranspiração potencial representa a máxima radiação líquida próxima a superfície que pode ser usada para evaporação da água. (DEY; MISHRA, 2017; DORNELES, 2021; KRAJEWSKI *et al.*, 2021; REIS JUNIOR *et al.*, 2013)

$$\frac{E_r}{P} = f\left(\frac{ETP}{P}, \varphi\right) \quad (14)$$

A função f precisa ser definida para cada bacia analisada, uma vez que depende de suas características e pode possuir diferentes formatos de acordo com a área estudada. Como apresentado por Reis Junior *et al.* (2013) a equação final proposta por Budyko baseada em dados de rios Europeus é apresentada na Equação 15.

$$\frac{E_r}{P} = \left\{ \frac{ETP}{P} \left[1 - e^{-\frac{ETP}{P}} \right] \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \right\}^{1/2} \quad (15)$$

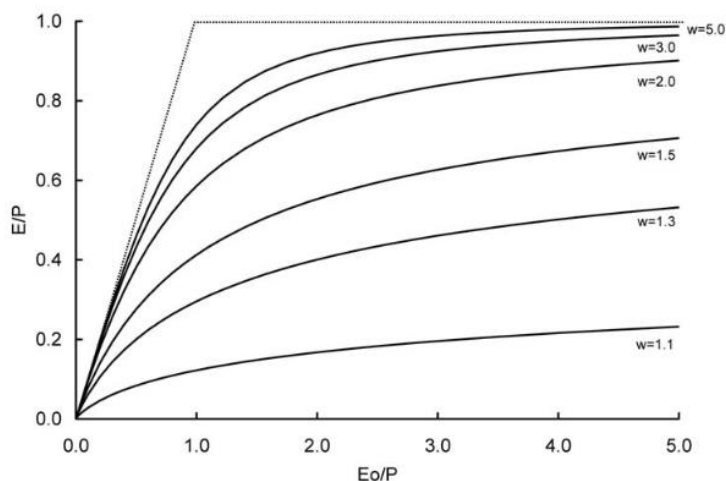
4.4.1.2 Equação de Fu

Algumas outras equações que relacionam a razão E_r/P com a razão ETP/P foram desenvolvidas baseadas na hipótese de Budyko, podendo-se citar a Equação de Fu (FU, 1981), derivada analiticamente em Zhang *et al.* (2004).

Na Equação de Fu (Equação 16), a razão (E_r/P) é função da razão (ETP/P) e de um parâmetro (w) que remete às características físicas da bacia que afetam como a precipitação é transformada em evaporação e escoamento superficial, por exemplo, a dinâmica da relação entre o tipo de vegetação, propriedades do solo e topografia. Como apontado por Zhang *et al.* (2004) altos valores de w sugerem características favoráveis a evapotranspiração e baixos valores características desfavoráveis (DEY; MISHRA, 2017; REIS JUNIOR *et al.*, 2013). A Figura 3 apresenta a valores médios anuais da razão (E_r/P) em função do índice de aridez (ETP/P) para diferentes valores de w .

$$\frac{E_r}{P} = 1 + \frac{ETP}{P} - \left[1 + \left(\frac{ETP}{P}\right)^w \right]^{1/w} \quad (16)$$

FIGURA 3 – Razão (E_r/P) em função do índice de aridez (ETP/P) para diferentes valores de w .



Fonte: Zhang *et al.* (2004).

Como apontado por Dorneles (2021), para obter a evapotranspiração real utilizando a Equação de Fu (Eq. 16), é necessário que se tenha valores médios anuais de ETP e P e uma estimativa de w . Como as premissas de Budyko são válidas para a Equação de Fu, podemos utilizar o balanço hídrico para determinação da evapotranspiração média anual de longo prazo através da Equação 11, viabilizando uma estimativa de w para o período analisado.

4.4.1.3 Separação dos impactos via curva tipo de Budyko

A decomposição via curva tipo de Budyko viabiliza a separação das contribuições climáticas e antrópicas na variação total da vazão média de longo prazo. Em análises de longo prazo, é válida a simplificação da variação do armazenamento interno da bacia ser igual à zero ($\Delta S = 0$) no balanço hídrico da hipótese de Budyko (Eq. 11), portanto, pode-se expressar a vazão em função de E_r e P .

$$\begin{aligned}
 P - Q - E_r &= 0 \\
 \frac{Q}{P} &= 1 - \frac{E_r}{P}
 \end{aligned}
 \tag{17}$$

Tomando a Equação de Fu como exemplo:

$$\begin{aligned}\frac{Q}{P} &= 1 - f\left(\frac{ETP}{P}, w\right) \\ Q &= P \left[1 - f\left(\frac{ETP}{P}, w\right)\right]\end{aligned}\quad (18)$$

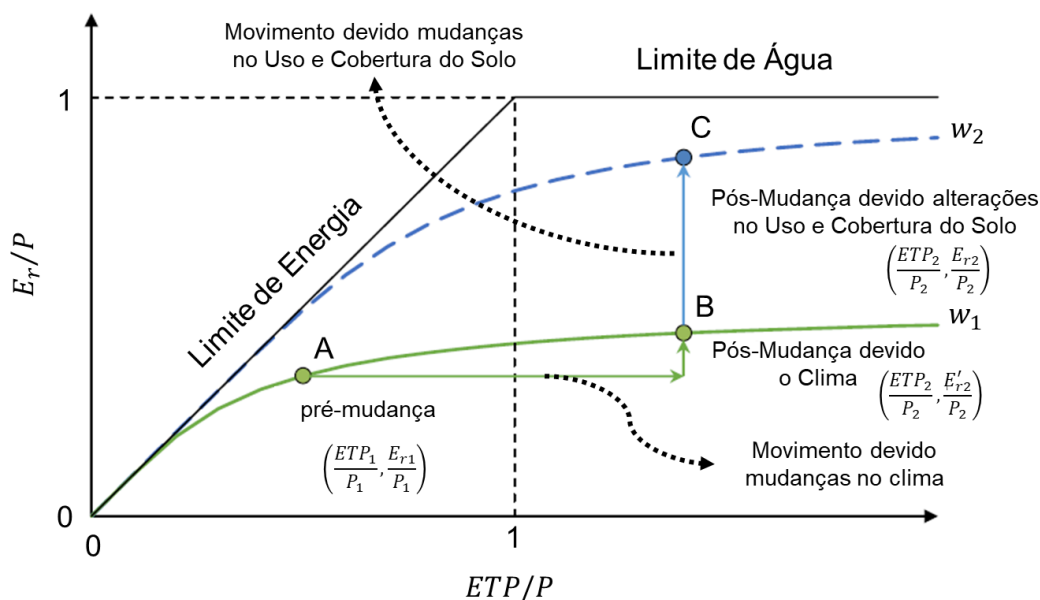
Em que: f é a equação de Fu; w parâmetro da Equação de Fu; Q é a vazão média anual de longo prazo (mm); P é a precipitação média anual de longo prazo (mm) e ETP é a evapotranspiração potencial média anual de longo prazo (mm) e E_r é a evapotranspiração média anual de longo prazo e

Como apontado por Dey e Mishra (2017); Dorneles (2021) e Krajewski *et al.* (2021), a decomposição via curva tipo de Budyko, utilizando a Equação de Fu, consiste na determinação de dois parâmetros w : um para o período pré-mudança (w_1) e o outro para o período pós-mudança (w_2). A ideia base dessa decomposição pode ser resumida em três pontos:

- A variação total da vazão (contribuição climática + antrópica) entre o período pré e pós-mudança equivale a diferença de vazão entre C e A, pois entre esses dois pontos altera-se tanto as variáveis climáticas: $C(ETP_2/P_2, E_{r_2}/P_2)$ e $A(ETP_1/P_1, E_{r_1}/P_1)$, quanto o parâmetro referente às propriedades da bacia: $C(w_2)$ e $A(w_1)$.
- A variação da vazão decorrente apenas das alterações climáticas corresponde a diferença de vazão entre B e A, já que há apenas alterações nas variáveis climáticas: $B(ETP_2/P_2, E_{r_2}/P_2)$ e $A(ETP_1/P_1, E_{r_1}/P_1)$, enquanto o parâmetro referente às propriedades da bacia permanece o mesmo: $B(w_1)$ e $A(w_1)$
- A variação da vazão decorrente apenas das alterações antrópicas corresponde a diferença de vazão entre C e B, visto que há apenas alteração no parâmetro referente às propriedades da bacia: $C(w_2)$ e $B(w_1)$, enquanto as variáveis climáticas permanecem a mesma: $C(ETP_2/P_2, E_{r_2}/P_2)$ e $B(ETP_2/P_2, E_{r_2}/P_2)$.

A Figura 4 ilustra o conceito da decomposição via curva tipo de Budyko.

FIGURA 4 – Conceito da decomposição via curva tipo de Budyko.



Fonte: Adaptado de Dey e Mishra (2017) e Krajewski *et al.* (2021)

Utilizando a Equação 18, pode-se expressar matematicamente a decomposição supracitada:

$$\begin{cases} \Delta Q = Q_c - Q_A = P_2 \left[1 - f \left(\frac{ETP_2}{P_2}, w_2 \right) \right] - P_1 \left[1 - f \left(\frac{ETP_1}{P_1}, w_1 \right) \right] \\ \Delta Q_c = Q_B - Q_A = P_2 \left[1 - f \left(\frac{ETP_2}{P_2}, w_1 \right) \right] - P_1 \left[1 - f \left(\frac{ETP_1}{P_1}, w_1 \right) \right] \\ \Delta Q_h = Q_c - Q_B = P_2 \left[1 - f \left(\frac{ETP_2}{P_2}, w_2 \right) \right] - P_2 \left[1 - f \left(\frac{ETP_2}{P_2}, w_1 \right) \right] \end{cases} \quad (19)$$

sendo: ΔQ a variação total da vazão; ΔQ_c a variação da vazão decorrente de alterações climáticas e ΔQ_h a variação da vazão decorrente de alterações antrópicas.

4.4.2 Abordagem Analítica

A abordagem analítica consistiu na aplicação do conceito de elasticidade climática, viabilizando a avaliação da sensibilidade das vazões à variação do clima em cada um dos períodos considerados e a decomposição da variação total da vazão em contribuições climáticas e antrópicas. Neste subtópico é apresentado a definição de

elasticidade climática, a sua dedução analítica partindo da equação de Fu (Equação 16) e as hipóteses simplificadoras consideradas nesse processo de dedução.

4.4.2.1 Elasticidade Climática da vazão

Como apontado por Dey e Mishra (2017) e Reis Junior *et al.* (2013) a elasticidade climática das vazões pode ser determinada com diferentes metodologias, por exemplo: modelos hidrológicos de base conceitual ou física, ajustando um modelo multivariado ou empregando equações analíticas ou empíricas baseadas em princípios hidrológicos.

A equação de Fu (Eq. 16) pode ser utilizada para determinação da elasticidade climática das vazões. Como apresentado nessa equação, a E_r é função da ETP , P e w , ou seja, $E_r = f(ETP, P, w)$, em que f é a equação de Fu. Dessa forma, a variação total de E_r (dE_r) pode ser aproximada através da expansão de primeira ordem da série de Taylor, como apresentado na Equação 20 (DORNELES, 2021; REIS JUNIOR *et al.*, 2013)

$$dE_r = \frac{\partial f}{\partial P} dP + \frac{\partial f}{\partial ETP} dETP + \frac{\partial f}{\partial w} dw \quad (20)$$

Sabendo que o balanço hídrico na hipótese de Budyko (Eq. 11) pode ser simplificado em uma análise de longo prazo ($\Delta S = 0$), pode-se expressar a vazão média anual como a diferença entre a média anual da precipitação e evapotranspiração. O mesmo vale para a variação total dessas três variáveis.

$$Q = P - E_r \rightarrow dQ = dP - dE_r \quad (21)$$

Dessa forma, pode-se escrever a variação total da vazão em função da variação total da precipitação (dP) e da evapotranspiração ($dETP$), substituindo a Equação 21 na Equação 20.

$$dQ = \left(1 - \frac{\partial f}{\partial P}\right) dP - \frac{\partial f}{\partial ETP} dETP - \frac{\partial f}{\partial w} dw \quad (22)$$

Assumindo que as características da bacia não se alterem ao longo do período tomado para determinação das médias anuais das variáveis hidrológicas, então $dw = 0$. Com essa hipótese simplificadora, dividindo a Equação 22 por Q , lembrando que $Q = P - E_r$ (Eq. 21), e realizando os desenvolvimentos necessários, obtém-se:

$$\frac{dQ}{Q} = \underbrace{\left(1 - \frac{\partial f}{\partial P}\right) \left(\frac{P}{P - E_r}\right) \frac{dP}{P}}_{\varepsilon_1} - \underbrace{\frac{\partial f}{\partial ETP} \left(\frac{ETP}{P - E_r}\right) \frac{dETP}{ETP}}_{\varepsilon_2} \quad (23)$$

Sendo:

$$\begin{aligned} \varepsilon_1 &= \left(1 - \frac{\partial f}{\partial P}\right) \left(\frac{P}{P - E_r}\right) \\ \varepsilon_2 &= \frac{\partial f}{\partial ETP} \left(\frac{ETP}{P - E_r}\right) \\ \frac{\partial f}{\partial P} &= 1 - \left[1 + \left(\frac{ETP}{P}\right)^w\right]^{\frac{1}{w}} + \left[1 + \left(\frac{ETP}{P}\right)^w\right]^{\frac{1-w}{w}} \left(\frac{ETP}{P}\right)^w \\ \frac{\partial f}{\partial ETP} &= 1 - \left[1 + \left(\frac{ETP}{P}\right)^w\right]^{\frac{1-w}{w}} \left(\frac{ETP}{P}\right)^{w-1} \end{aligned} \quad (24)$$

Define-se, portanto, ε_1 e ε_2 como coeficiente de elasticidade da vazão em relação à precipitação e evapotranspiração potencial, respectivamente. Reescrevendo a Equação 23, tem-se:

$$\frac{dQ}{Q} = \varepsilon_1 \frac{dP}{P} - \varepsilon_2 \frac{dETP}{ETP} \quad (25)$$

A interpretação desse coeficiente permite uma quantificação da sensibilidade das vazões médias de longo prazo à variação da precipitação e evapotranspiração. Exemplificando, uma redução de 1% na precipitação equivale a uma redução de $\varepsilon_1\%$ na vazão, enquanto que um acréscimo de 1% na evapotranspiração potencial resulta em um decréscimo de $\varepsilon_2\%$ na vazão.

4.4.2.2 Separação dos impactos via elasticidade climática da vazão

Como apresentado em Darvini e Memmola (2020), Krajewski *et al.* (2021) e Zheng *et al.* (2009), o conceito de elasticidade climática da vazão viabiliza a separação da variação total da vazão em uma componente climática e outra antrópica. Assumindo que essas duas componentes são independentes, ou seja, os fatores relacionados ao UCS são independentes dos fatores climáticos, pode-se expressar a vazão total da vazão segundo a Equação 26.

$$\Delta Q = \Delta Q_c + \Delta Q_h \quad (26)$$

Partindo do pressuposto que se pretende avaliar a variação da vazão média de um período de interesse em relação a um período base, a Equação 26 pode ser expressa em termos de variação percentual, dividindo-a pela vazão média do período base (Q_1)

$$\frac{\Delta Q}{Q_1} = \frac{\Delta Q_c}{Q_1} + \frac{\Delta Q_h}{Q_1} \quad (27)$$

Por definição da elasticidade climática, a Equação 25 representa a variação da vazão decorrente de alterações climáticas (ΔQ_c). Transformando os diferenciais dessa equação em taxas de variação entre o período de interesse e o período base, pode-se reescrever a Equação 27.

$$\frac{\Delta Q}{Q_1} = \left(\varepsilon_1 \frac{\Delta P}{P_1} - \varepsilon_2 \frac{\Delta ETP}{ETP_1} \right) + \frac{\Delta Q_h}{Q_1} \quad (28)$$

onde: ΔQ é a variação total da vazão em relação ao período base (mm); ΔQ_h é a variação da vazão em relação ao período base decorrente de alterações antrópicas (mm); ΔP e ΔETP são, respectivamente, as taxas de variação da precipitação média e da evapotranspiração potencial média entre o período avaliado e o período base (mm); Q_1 , P_1 e ETP_1 são, na devida ordem, a vazão, precipitação e evapotranspiração média do período base (mm).

Portanto, baseado na Equação 28, pode-se determinar, em termos percentuais, a variação da vazão decorrente de alterações antrópicas, uma vez que a variação total da vazão é conhecida devido os dados observados e a sua contribuição

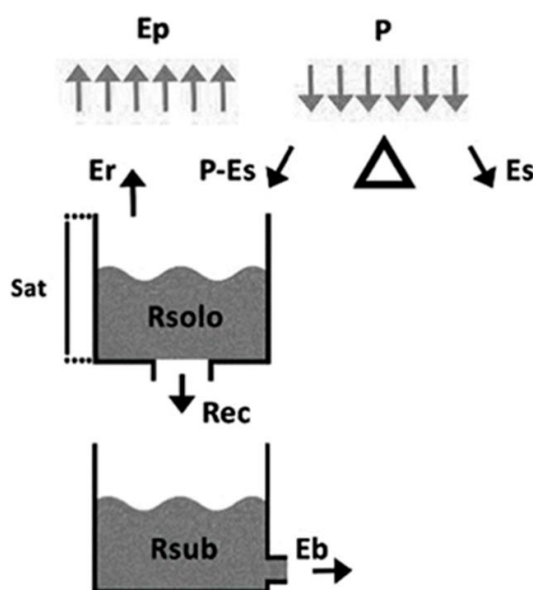
climática pode ser obtida com os coeficientes de elasticidade climática da vazão (ε_1 e ε_2) e os dados observados de precipitação e evapotranspiração potencial.

4.4.3 Modelagem Hidrológica

A análise do impacto das alterações antrópicas no escoamento superficial da BHSF via modelagem hidrológica utilizou o modelo SMAP. Nessa análise, buscou-se avaliar a evolução dos parâmetros do modelo calibrado para cada um dos períodos considerados.

No presente trabalho, utilizou-se a versão mensal do SMAP para simular a geração de escoamento nas 10 sub-bacias destacadas na Figura 1. Em sua versão mensal, o SMAP reproduz o balanço hídrico da bacia utilizando dois reservatórios hipotéticos, como demonstrado na Figura 4, os quais representam o armazenamento no solo (R_{solo}) e o armazenamento subterrâneo (R_{sub}). Aplicando o princípio da conservação de massa considerando esses dois reservatórios, obtém-se a formulação do balanço hídrico do SMAP na versão mensal (SILVA *et al.*, 2021; ESTÁCIO, 2020; LOPES; BRAGA; CANEJO, 1982; SILVEIRA; SOUZA FILHO; VASCONCELOS JÚNIOR, 2017).

FIGURA 5 – Esquema da versão mensal do modelo SMAP.



Fonte: Silveira, Souza Filho e Vasconcelos Júnior (2017).

$$\frac{dR_{solo}}{dt} = P - E_s - E_r - REC \quad (29)$$

$$\frac{dR_{sub}}{dt} = REC - E_b \quad (30)$$

sendo: P a precipitação; E_s o escoamento superficial; E_r a evapotranspiração real; REC a recarga do aquífero e E_b o escoamento de base.

A cada iteração do modelo, os componentes do balanço hídrico do modelo SMAP, apresentados nas Equações 29 e 30, são atualizados através de funções de transferência que utilizam os parâmetros do modelo, os quais buscam reproduzir características físicas da bacia que interferem no processo de geração de escoamento superficial.

$$E_{r(t)} = T_{u(t)} ETP(t) \quad (31)$$

$$E_{s(t)} = P(t) \left(T_{u(t)} \right)^{PES} \quad (32)$$

$$REC(t) = CREC \left(T_{u(t)} \right)^4 R_{solo(t-1)} \quad (33)$$

$$E_{b(t)} = R_{sub(t-1)} \left(1 - 0,5^{(1/k)} \right) \quad (34)$$

em que: SAT , PES , $CREC$ e k são os quatro parâmetros do modelo SMAP que precisam ser calibrados com base nos dados observados de precipitação, evapotranspiração potencial e vazão; T_u representa a umidade relativa do solo, sendo expressa por R_{solo}/SAT .

Ao final de cada atualização, considerando que o escoamento observado é oriundo do escoamento superficial e do escoamento de base, pode-se calcular a vazão média mensal, em (m^3/s), através da Equação 35

$$Q_{calc(t)} = \frac{\left(E_{s(t)} + E_{b(t)} \right) A}{2630} \quad (35)$$

Apesar do SMAP ser um modelo conceitual, os parâmetros do modelo buscam reproduzir características físicas que interferem no processo de geração de escoamento da bacia hidrográfica. De acordo com Alexandre *et al.* (2005) e Estácio (2020) esses parâmetros podem ser relacionados com características físicas da bacia, por exemplo: SAT representa a altura máxima do reservatório do solo (R_{solo}), podendo

ser interpretado como a capacidade de saturação do solo; PES e $CREC$ norteiam, respectivamente, a divisão da precipitação em escoamento superficial e infiltração e a percolação da água infiltrada até o aquífero e K reflete a vazão do aquífero, responsável pela geração do escoamento de base.

Além da calibração dos parâmetros supramencionados, ainda se faz necessário informar a umidade relativa inicial do solo (T_{uin}), representando a nível inicial do R_{solo} , e o escoamento de base inicial (E_{bin}), simbolizando o nível inicial do R_{sub} , para simulação do modelo SMAP. Esses dois parâmetros adicionais representam as condições de inicialização do modelo, havendo um grau de incerteza em suas determinações.

Uma das formas de reduzir a incerteza nas condições de inicialização do modelo é a adoção de um período de aquecimento, uma vez que a cada iteração as variáveis de estado R_{solo} e R_{sub} são atualizadas com o balanço hídrico realizado pelo modelo, convergindo para valores mais realistas à medida que as iterações se procedem.

Além disso, como realizado por Estácio (2020) inicializar o modelo em meses secos, por exemplo, no último mês do período seco, garante que as condições de inicialização de ambos os reservatórios girem em torno de valores pequenos, contribuindo para redução da incerteza na inicialização do modelo. Tal suposição é válida para regiões com a sazonalidade bem definida, onde é possível distinguir os meses úmidos e secos com clareza.

No presente trabalho, para calibração do modelo SMAP em cada um dos períodos considerados, visando a redução das incertezas na inicialização do modelo, utilizou-se um período de aquecimento de 24 meses e se adotou o início das simulações no último mês do período seco, que, para todas as sub-bacias, correspondeu ao mês de outubro.

Além das incertezas nas condições de inicialização do modelo SMAP, a incerteza paramétrica também foi considerada na modelagem hidrológica deste trabalho. Para isso, no presente trabalho, optou-se por adotar um método de calibração sob incerteza paramétrica baseado em inferência Bayesiana para calibração do modelo SMAP, sendo escolhido o método DREAM para tal.

4.4.3.1 Differential Evolution Adaptive Metropolis

O DREAM, através de um amostrador do tipo Cadeia de Markov Monte Carlo (MCMC - Markov Chain Monte Carlo), realiza a convergência gradual de uma distribuição inicial proposta para uma distribuição estacionária dos parâmetros através da assimilação de dados observados. Essa distribuição estacionária também pode ser denominada de distribuição *a posteriori*, visto que está condicionada a ocorrência dos dados observados assimilados.

Pela definição do teorema de Bayes, a distribuição *a posteriori* dos parâmetros do modelo pode ser obtida com a utilização de dados de saída observados, como apresentado na Equação 36.

$$p(\alpha|Y) = \frac{p(Y|\alpha)p(\alpha)}{p(Y)} \quad (36)$$

sendo: α os parâmetros do modelo, tendo as informações sobre seu valor e incerteza sintetizados em sua distribuição de probabilidades; Y são os dados observados; $p(\alpha)$ e $p(\alpha|Y)$ são, respectivamente, as distribuições *a priori* e *a posteriori* dos parâmetros; $p(Y|\alpha)$ representa a probabilidade de ocorrer os dados observados (Y) dado a ocorrência dos parâmetros (α), sendo equivalente a verossimilhança $L(\alpha|Y)$ que é utilizada para atualizar $p(\alpha|Y)$; $p(Y)$ representa uma constante de normalização, sendo irrelevante para qualquer inferência estatística sobre $p(\alpha|Y)$ (BLITZSTEIN; HWANG, 2015; ESTÁCIO, 2020; VRUGT, 2016).

No presente trabalho, assim como em Estácio (2020), considerou-se que as diferenças entre os valores modelados e observados (erro do modelo) eram independentes e seguiam uma distribuição Gaussiana, portanto a verossimilhança $L(\alpha|Y)$ pode ser determinada segundo a Equação 37.

$$L(\alpha|Y) = \prod_{t=1}^n \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_e^2}} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{e_t}{\sigma_e}\right)^2\right) \quad (37)$$

em que: e_t é o erro do modelo e σ_e seu desvio padrão.

Uma vez definida a distribuição a priori e a função de verossimilhança, o que resta no escopo da análise Bayesiana é determinar a distribuição *a posteriori* dos parâmetros. Todavia, devido a não-linearidade dos modelos, essa determinação não pode ser realizada por métodos ou aproximações analíticas, tendo que se recorrer a amostradores para determinar essa distribuição (BLITZSTEIN; HWANG, 2015; ESTÁCIO, 2020; VRUGT, 2016)

O método DREAM fornece um amostrador para determinação da distribuição *a posteriori*. Como já citado, esse método utiliza um amostrador do tipo MCMC, simulando múltiplas cadeias de Markov simultaneamente e ajustando a escala e a orientação da distribuição proposta enquanto ela converge para a distribuição *a posteriori* (VRUGT; DIKS; CLARK, 2008).

No presente trabalho, a calibração do modelo SMAP com o DREAM foi performada utilizando o pacote SPOTPY desenvolvido em Python (HOUSKA *et al.*, 2015). Em todas as sub-bacias avaliadas, considerou-se um número de cadeias simuladas paralelamente pelo DREAM igual a 10.

Após a convergência de todas essas cadeias, simulou-se mais 100 vezes as cadeias convergidas, resultando em 100 conjuntos de parâmetros amostrados dessas cadeias (10 conjuntos para cada cadeia). Por definição, esses conjuntos de parâmetros são amostrados de suas distribuições *a posteriori*, pois são oriundos de cadeias que atingiram a convergência, permitindo que a incerteza paramétrica na calibração seja aferida.

Os 100 conjuntos de parâmetros oriundos das 10 cadeias consideradas foram simuladas no modelo SMAP. A performance das 100 vazões simuladas foi analisada com o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (*NSE*), apresentado na Equação 38. Em suma, esse coeficiente mede a eficiência da predição da vazão observada (Q_{obs}) pela vazão calculada (Q_{calc}) em comparação com a média das vazões observadas ($\overline{Q_{obs}}$). Se $NSE > 0$ a vazão calculada é uma melhor preditora que a média dos dados observados, caso $NSE < 0$ a recíproca ocorre (NASH; SUTCLIFFE, 1970).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{obs_t} - Q_{calc_t})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{obs_t} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (38)$$

Os valores de referência adotados para avaliação do desempenho da calibração do SMAP consideram como desempenho aceitável um NSE entre 0,36 e 0,75 e um desempenho excelente quando acima de 0,8 (SILVA *et al.*, 2021; LIMA, José Pedro Rebés; ALVES, 2009). O NSE médio das 100 simulações supracitadas foi utilizado na avaliação do desempenho da calibração segundo os valores de referência supramencionados.

Uma última consideração referente a modelagem hidrológica diz respeito a inicialização do modelo (T_{uin} e E_{bin}). Além das considerações de se iniciar a simulação pelo último mês do período seco e de se utilizar um período de aquecimento de 2 anos para reduzir as incertezas de sua inicialização, adicionalmente, realizou-se uma calibração determinística do modelo SMAP para cada sub-bacia e período considerado para obter o valor de T_{uin} e E_{bin} que maximizasse o NSE em cada uma das simulações.

Como o DREAM atua nos parâmetros do modelo SMAP no processo de convergência das cadeias, os valores de inicialização do modelo permanecem constantes durante esse processo. Dessa forma, observou-se uma melhoria do NSE médio dos conjuntos de parâmetros simulados quando se atribuía o valor de T_{uin} e E_{bin} obtido na calibração determinística ao invés de valores arbitrários, como os baixos valores supracitados para redução da incerteza na inicialização. Além disso, observou-se uma convergência mais rápida das cadeias com esses valores de T_{uin} e E_{bin} , todavia não se pode confirmar que essa maior rapidez se deva a essa estratégia.

A Tabela 2 apresenta a área de cada sub-bacia e o T_{uin} , E_{bin} e NSE obtido na calibração determinística das 10 sub-bacias consideradas em cada um dos períodos considerados. Os valores de T_{uin} e E_{bin} apresentados nesta tabela foram utilizados como entrada para o DREAM

TABELA 2 – T_{uin} , E_{bin} e NSE obtidos na calibração determinística das 10 sub-bacias consideradas em cada um dos três períodos.

	Área (Km ²)	P1			P2			P3		
		T_{uin}	E_{bin}	NSE	T_{uin}	E_{bin}	NSE	T_{uin}	E_{bin}	NSE
BH1	28092	50	0	0,893	75	0	0,920	90	0	0,877
BH2	12091,6	30	0	0,777	45	0	0,706	60	0	0,445
BH3	12262,4	63	0	0,800	56,5	0	0,731	41	0	0,893

BH4	14203,9	35	400	0,672	23	0	0,774	13	0	0,803
BH5	30111,06	30	0	0,872	62	0	0,880	62	0	0,778
BH6	26046,7	75	800	0,778	75	800	0,844	44	1600	0,700
BH7	16856,2	78	0	0,497	52,5	982	0,774	35	1215	0,695
BH8	30932,46	75,8	0	0,742	50,72	1250	0,754	54,62	1900	0,579
BH9	36315,99	62	1210	0,508	62	713,72	0,715	50	1189,48	0,490
BH10	23219,618	55	0	0,564	75	435	0,492	72	0	0,429

Fonte: Elaborado pelo autor.

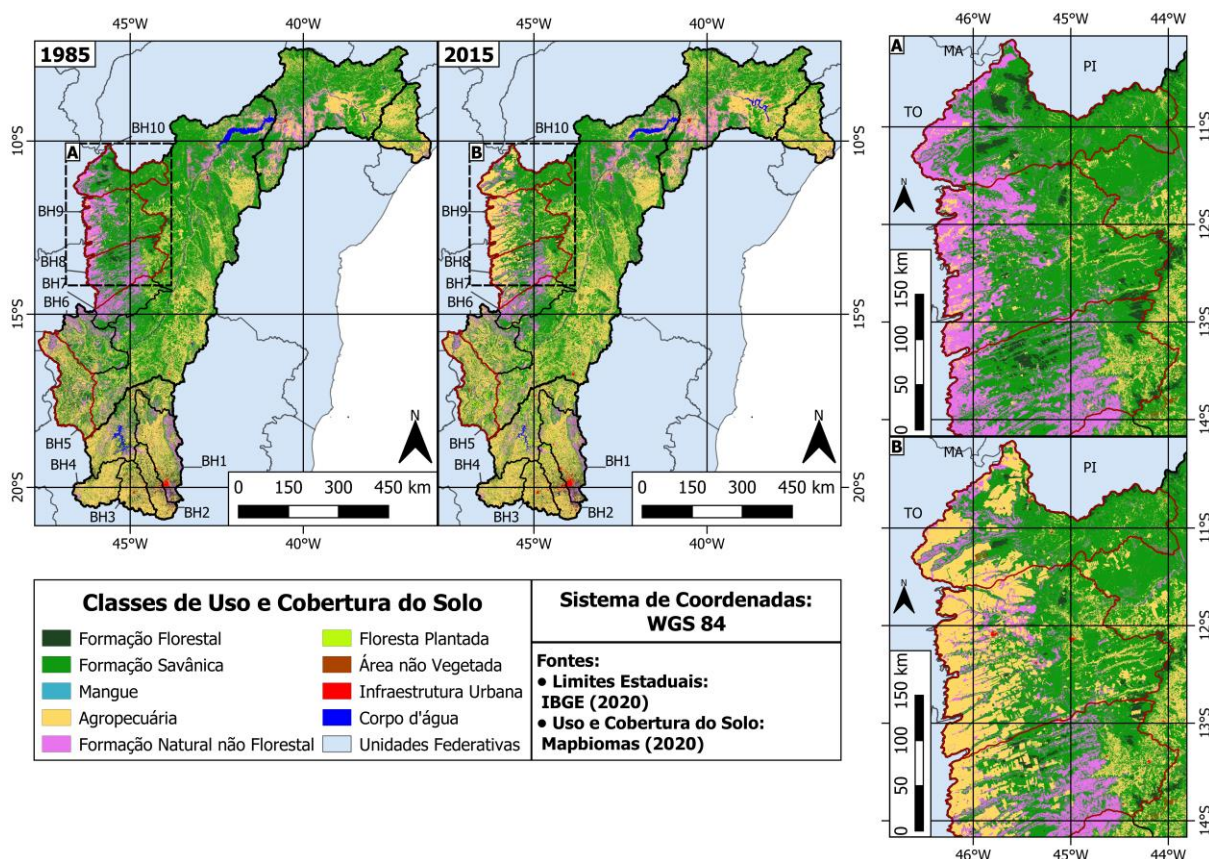
5 RESULTADOS

Nesta seção estão apresentados os resultados obtidos com a utilização da metodologia proposta. Eles foram organizados de forma a: i) apresentar as modificações antrópicas realizadas na BHSF e nas sub-bacias avaliadas, identificando as principais causas e as regiões mais alteradas; ii) exibir os resultados da análise de tendência das variáveis hidrológicas utilizadas, fornecendo uma visão geral do comportamento hidrológico da bacia e sub-bacias avaliadas, iii) quantificar os impactos das alterações nas vazões superficiais e iv) identificar os processos do ciclo hidrológico afetados ao longo do período avaliado. Os pontos iii) e iv) consideram apenas as sub-bacias.

5.1 Dinâmica do Uso e Cobertura do Solo

A Figura 6 apresenta a evolução do UCS da BHSF entre os anos de 1985 e 2015, destacando a região onde se observou a maior transição de classes do tipo natural para classes do tipo antrópico entre os anos avaliados.

FIGURA 6 – UCS da BHSF no ano inicial (1985) e final (2015) do período considerado.

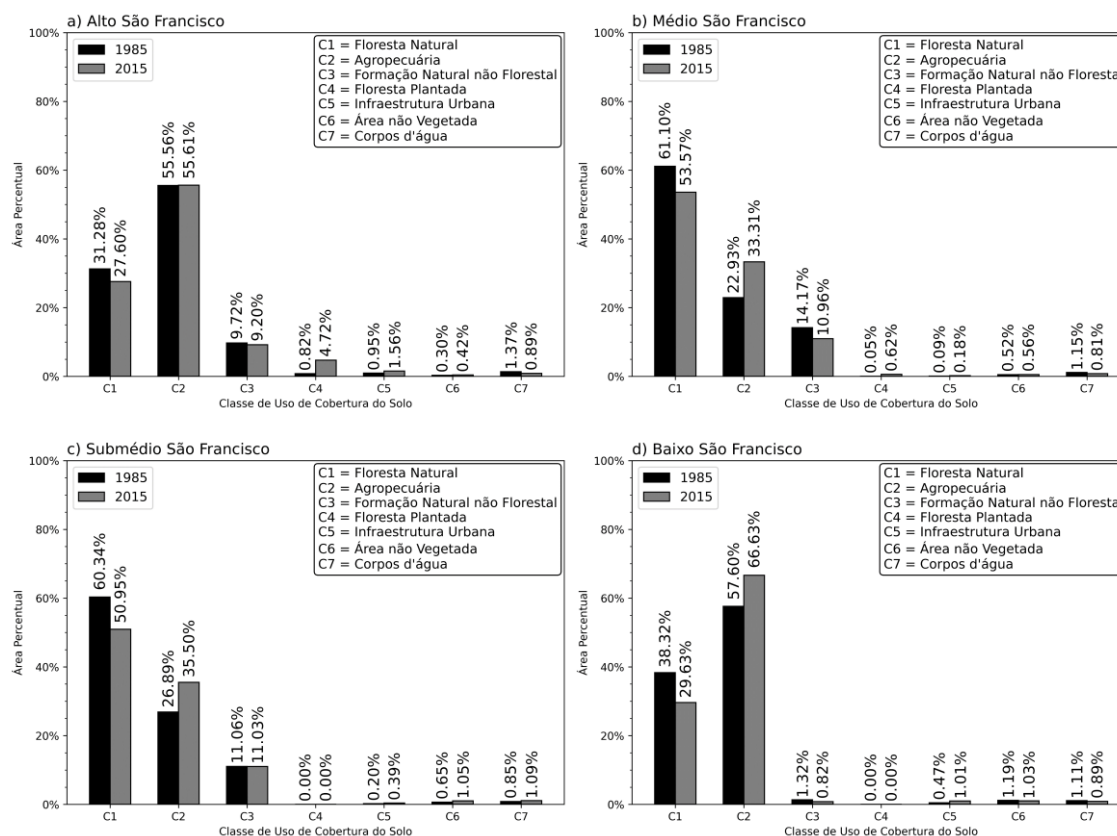


Fonte: Elaborado pelo autor. A classe de Silvicultura equivale à classe de floresta plantada. Os contornos pretos representam as sub-bacias extraídas da divisão da BHSF em 34 sub-bacias. Os contornos em vermelho representam as áreas de drenagem de estações fluviométricas contidas em algumas dessas sub-bacias, as quais não possuíam medições de vazão próxima o suficiente de seu exutório. Portanto, as áreas de drenagem dessas estações representam a sub-bacias em que estão contidas.

Ao longo de toda a bacia, observou-se uma expansão da agropecuária em detrimento das formações florestal, Savânica e natural não florestal, sendo mais nítida na região Oeste do MSF. Destaca-se também, a expansão da infraestrutura urbana no ASF, região de maior densidade demográfica onde se localiza a região metropolitana de Belo Horizonte.

A Figura 7 apresenta a evolução das áreas percentuais das classes de UCS consideradas entre 1985 e 2015 para o ASF, MSF, SSF e BSF. Salienta-se que se agrupou as classes de formação florestal, formação Savânica e mangue na classe floresta natural.

FIGURA 7 – Evolução da área percentual das classes de UCS entre 1985 e 2015 para as quatro regiões de gestão e planejamento da BHSF. a) ASF; b) MSF; c) SSF e d) BSF.

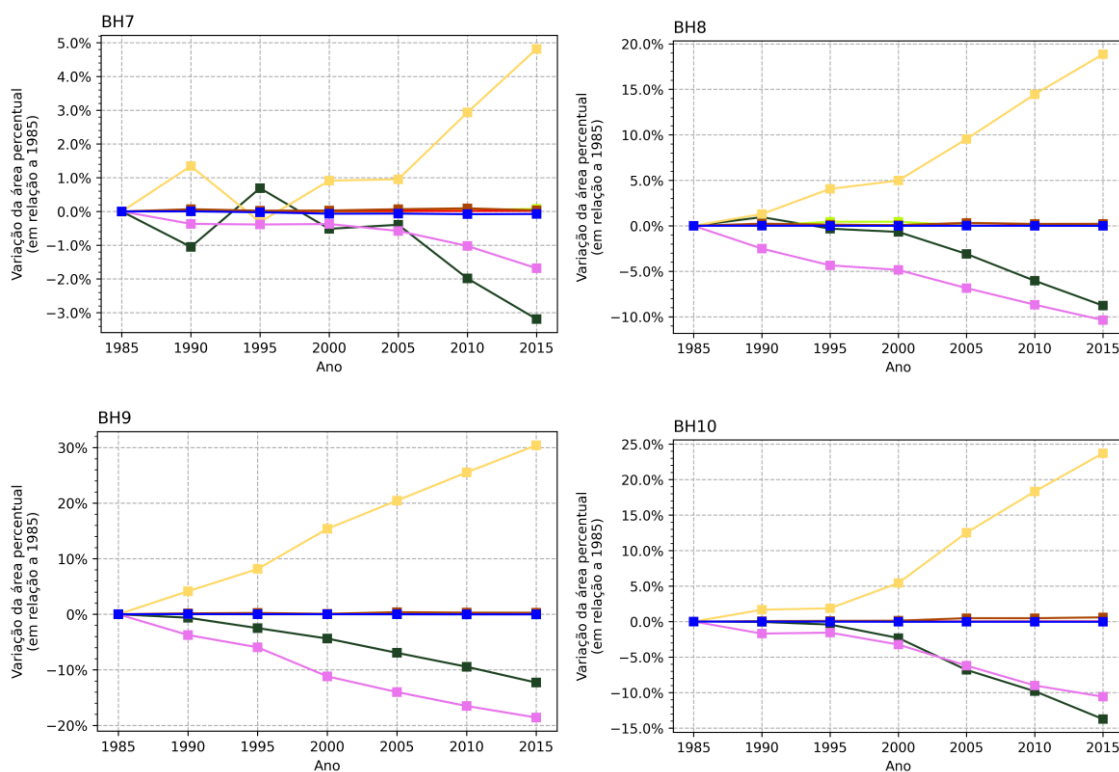


Fonte: Elaborado pelo autor.

Constatou-se um comportamento semelhante no MSF (Fig. 7b), SSF (Fig. 7c) e BSF (Fig. 7d), onde a classe de agropecuária liderou as variações positivas da área percentual com, respectivamente, +10,38%, +8,61% e +9,03%, enquanto a classe de floresta natural liderou as variações negativas com -7,73%, -9,39% e -8,69%, na devida ordem.

Na região do ASF (Fig. 7a), o crescimento foi liderado pela classe de floresta plantada (3,9%), ao passo que a classe de floresta natural liderou o decréscimo com uma variação de -3,68% de sua área percentual. A classe de agropecuária apresentou pouca variação, todavia grande representatividade nessa região com mais de 55% da área da ASF sendo classificada como agropecuária, tanto em 2015 quanto em 1985. Isso evidencia que essa região já se apresentava bastante modificada em 1985.

A Figura 8 exibe a dinâmica do UCS das 10 sub-bacias destacadas na Figura 1, sendo representada pela variação da área percentual de cada classe de UCS considerado em relação a 1985.



Fonte: Elaborado pelo autor. As siglas na legenda da Figura representam: C1 - Floresta Natural; C2 - Agropecuária; C3 - Formação Natural não Florestal; C4 - Floresta Plantada; C5 - Infraestrutura Urbana; C6 - Área não Vegetada e C7 - Corpos Hídricos.

Observou-se que, em exceção a BH4 e BH9, a classe floresta natural (C1) sempre liderou as variações negativas da área percentual no período avaliado, apresentando decréscimo de até 15% (BH10). Nas sub-bacias contidas no MSF, destaca-se também a redução da área percentual da classe de formação natural não florestal (C2), com variações próximas de -20% (BH9).

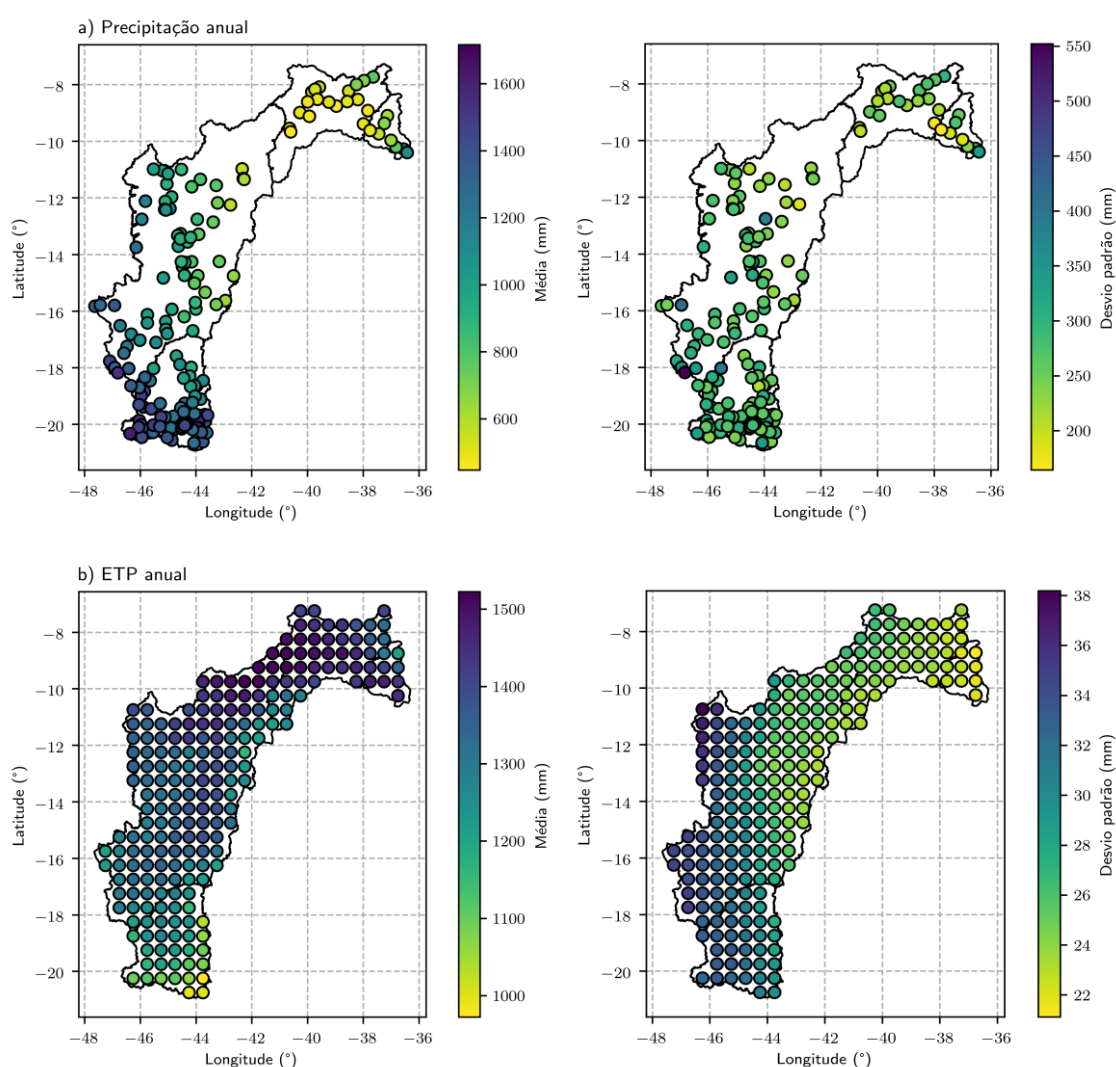
O crescimento da agropecuária foi predominante nas sub-bacias contidas no MSF (BH5 até BH10) entre 1985 e 2015, atingindo variações positivas da área percentual de até 30% (BH9).

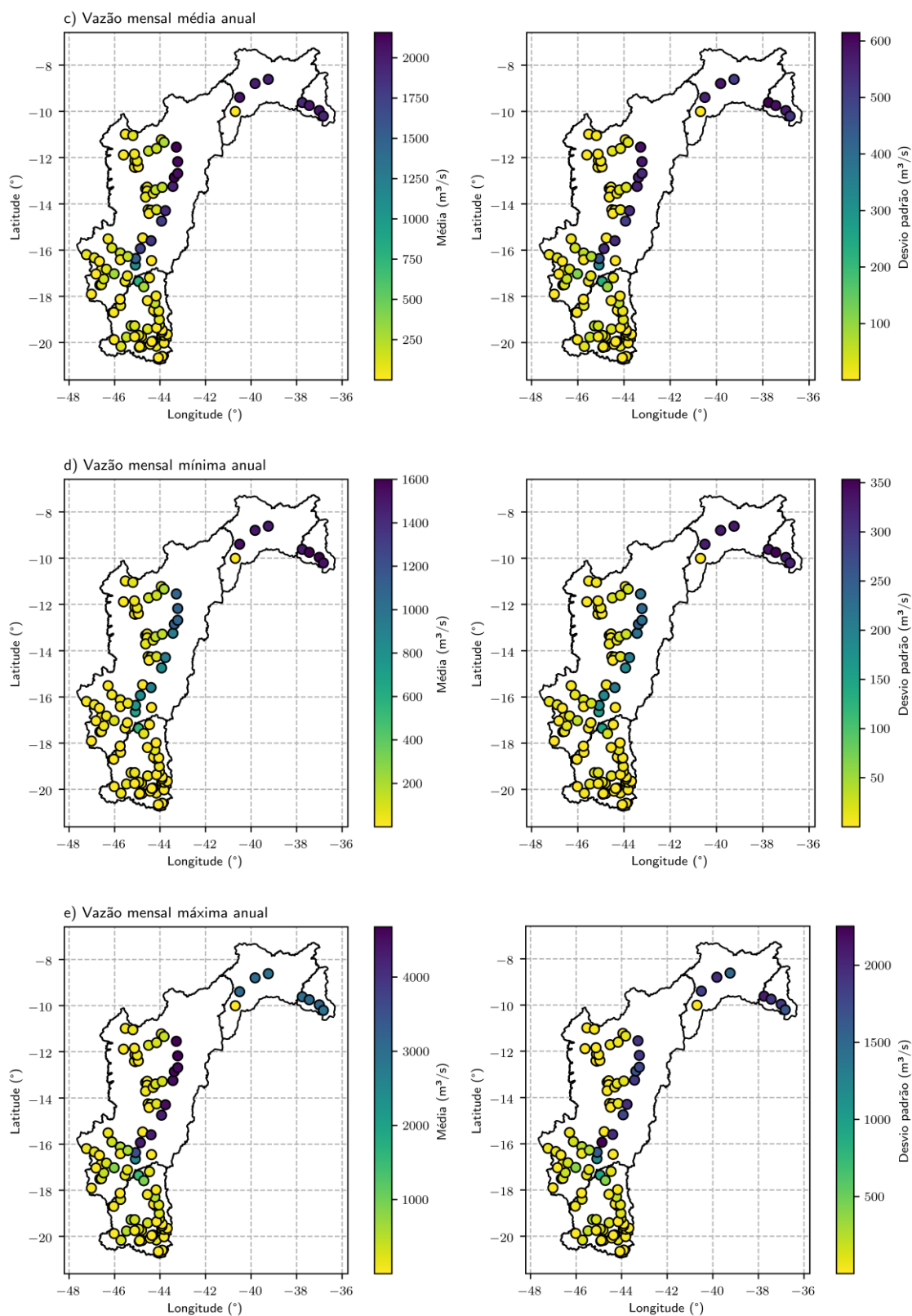
Nas sub-bacias contidas no ASF, constatou-se uma redução da agropecuária e um crescimento das áreas de floresta plantada nesse mesmo período, ademais, nessas sub-bacias, ocorreram os maiores crescimentos da classe de infraestrutura urbana, sendo observado o maior crescimento dessa classe na BH2 (aproximadamente +1,5%). As demais classes, área não vegetada (C6) e corpos d'água (C7) apresentaram variações insignificantes em todas as sub-bacias entre 1985 e 2015.

5.2 Análise de Tendência das variáveis hidrológicas

A Figura 9 apresenta o valor médio e o desvio padrão das estações contidas na BHSF e dos pontos de grande do CRU, de forma espacializada, para as séries anuais de precipitação acumulada, *ETP* acumulada e vazão mensal média, mínima e máxima.

FIGURA 9 – Média e desvio padrão das séries anuais de: a) precipitação acumulada; b) *ETP* acumulada; c) vazão mensal média; d) vazão mensal mínima e e) vazão mensal máxima.





Fonte: Elaborado pelo autor. Os mapas apresentados do lado esquerdo são referentes à média da série temporal e os do lado direito ao desvio padrão.

Na Figura 9a, pode-se observar a formação de um gradiente de precipitações acumuladas, atingindo valores médios próximos de 1600 mm na região do ASF, a mais úmida da bacia, com uma redução gradativa à medida que avança no sentido da região mais árida, o SSF, onde a média atinge valores menores que 600 mm. Em relação ao desvio padrão, os maiores valores se concentram também no ASF, variando entre 300 e 400 mm, enquanto no SSF e BSF esses valores reduzem, ficando compreendidos entre 200 e 300 mm.

Em relação a *ETP* anual (Figura 9b), também se constata a formação de um gradiente, todavia com variação contrária ao da precipitação. Os valores de *ETP* anual aumentam à medida que se avança no sentido do SSF, partindo de valores médios entre 1000 e 1300 mm, no ASF, e atingindo valores maiores que 1500 mm na parte mais árida da bacia. O desvio padrão da série de *ETP* anual foram bem menos expressivos que o da precipitação, variando entre 20 e 30 mm, no BSF, e entre 30 e 38 mm no ASF.

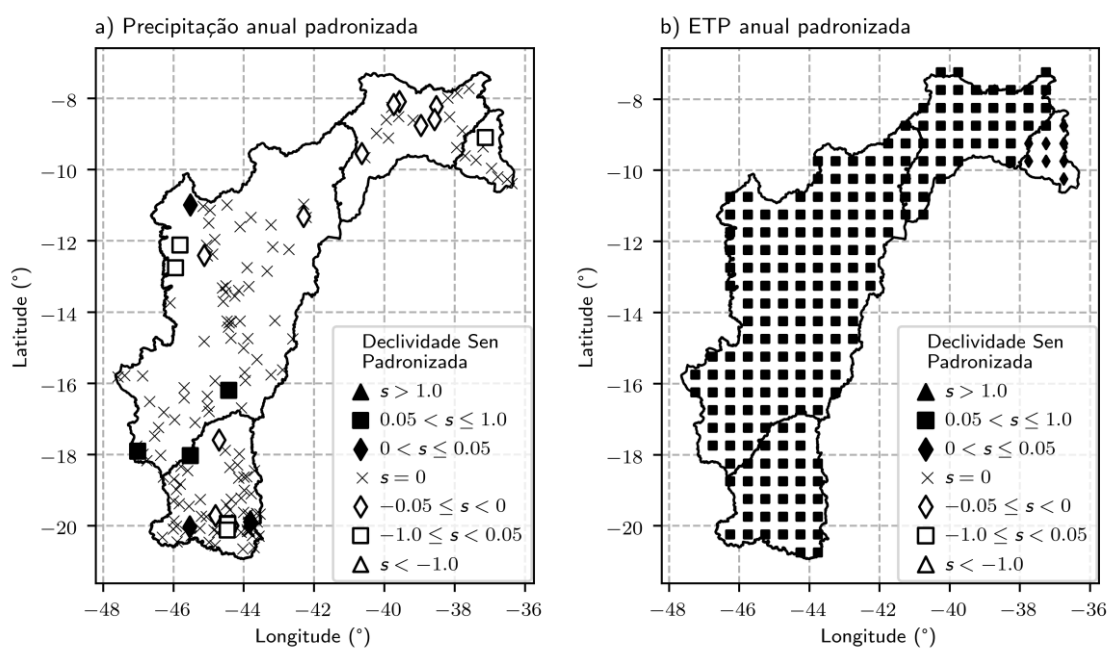
As vazões mensais médias da BHSF (Fig. 9c) entre 1985 e 2015 atingiram valores máximos acima de 2000 m³/s em sua calha principal. Nas regiões de cabeceira da bacia, esses valores ficaram abaixo de 400 m³/s. O desvio padrão também foi acentuado na calha principal, atingindo cerca de 600 m³/s, cerca de 30% das maiores médias observadas. Nas regiões de cabeceira os desvios foram abaixo de 100 m³/s.

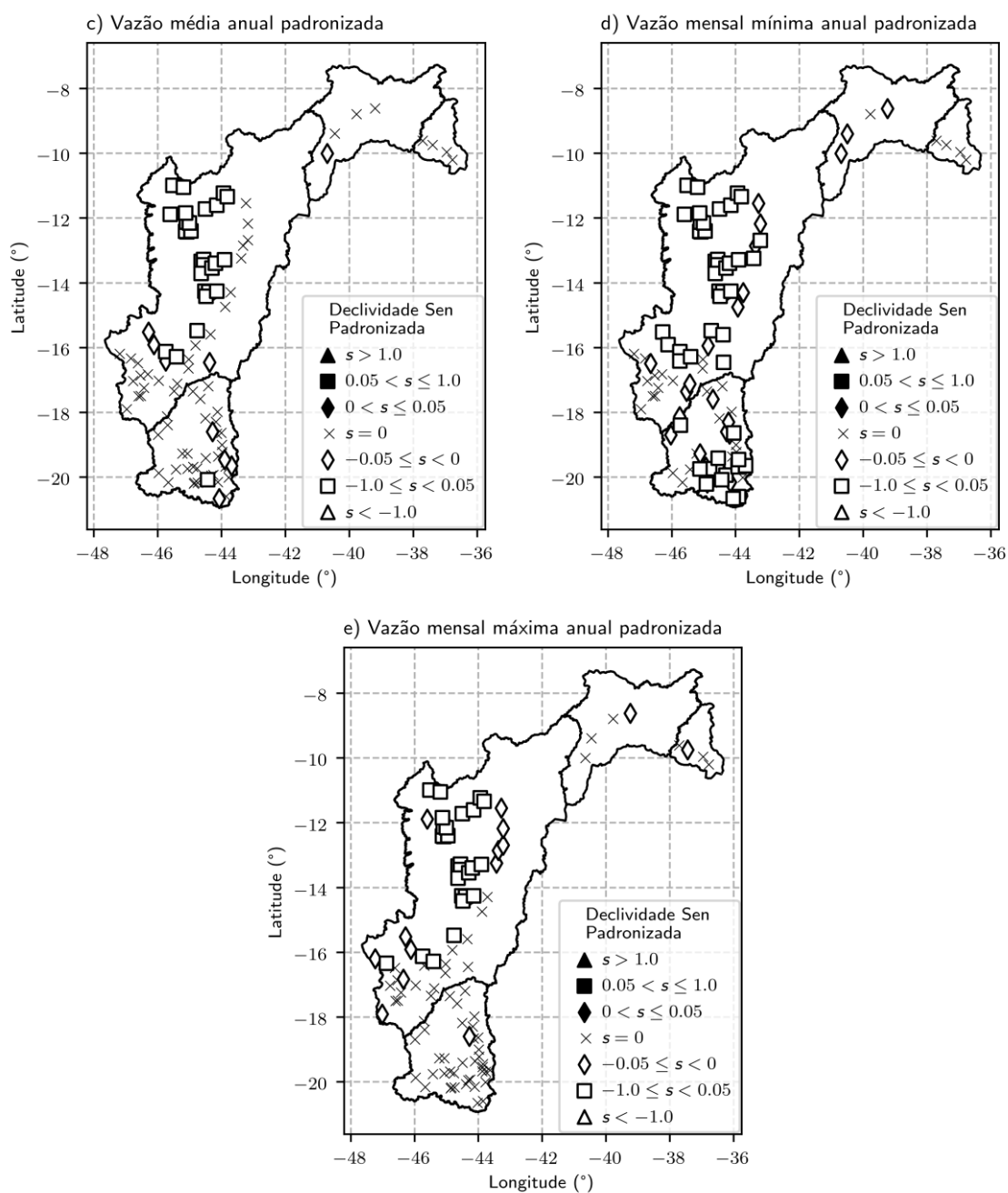
Na vazão mensal mínima (Fig. 9d), observou-se um decréscimo das vazões médias. Na região do MSF, a calha principal do rio apresentou valores médios por volta de 1000 m³/s. No SSF e BSF, essas vazões subiram, atingindo médias de 1600 m³/s, evidenciando a forte capacidade de regularização do reservatório de Sobradinho, situado a montante dessas regiões. O desvio padrão apresentou baixos valores nas regiões de cabeceira da bacia, por volta de 20 m³/s. Na calha principal, esses valores se elevaram, atingindo 350 m³/s nas estações de maiores médias.

Na Figura 9e, constata-se que as vazões mensais máximas atingem valores médios acima de 4000 m³/s na região da calha principal situada no MSF. Esses valores reduzem após Sobradinho, nas regiões do SSF e BSF, apresentando valores médios de aproximadamente 3000 m³/s, apontando para uma capacidade de amortecimento da cheia no reservatório de Sobradinho. Os desvios padrões foram bem acentuado, exibindo valores próximos de 2000 m³/s nas regiões de maiores médias.

A Figura 10 apresenta o resultado, de forma espacializada, da análise de tendência para todas as estações contidas na BHSF que foram aprovadas na aferição de falhas e dos pontos de grade do CRU, de onde foram obtidos os dados de temperatura para o cálculo da *ETP*. Os valores da média e desvio padrão exibidos na Figura 9, foram utilizados para padronização das séries temporais avaliadas nessa análise.

FIGURA 10 – Tendência espacializada das estações pluviométricas e fluviométricas e dos pontos de grade do CRU contidos na BHSF para as séries de: a) precipitação anual padronizada; b) *ETP* anual padronizada; c) vazão média anual padronizada; d) vazão mensal mínima anual padronizada e e) vazão mensal máxima anual padronizada





Fonte: Elaborado pelo autor.

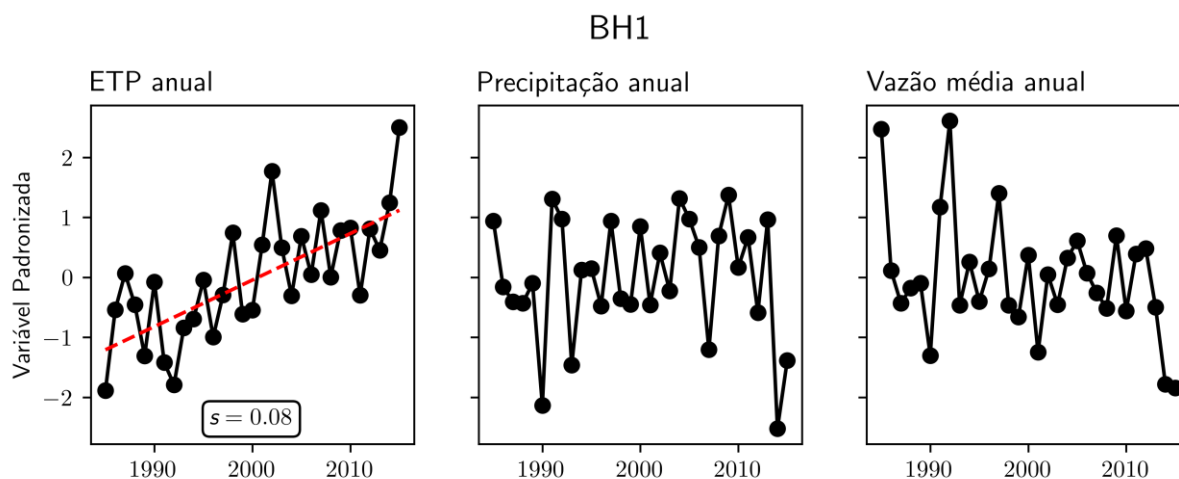
A Figura 10a apresenta os resultados da análise de tendência das estações pluviométricas da BHSF para a série de precipitação anual de 1985 até 2015. Observou-se que a maioria das estações avaliadas apresentaram uma ausência de tendência estatisticamente significativa. As estações pluviométricas que apresentaram tendência com significância estatística se dividiram em estações com tendência positiva e negativa, com prevalência nítida das estações com tendência negativa.

A Figura 10b exibe as tendências das séries de *ETP* anual de 1985 até 2015 para os pontos de grade do CRU contidos na BHSF. Ao contrário do observado na análise de tendência das séries de precipitação anual (Fig. 10a), verificou-se a presença de tendência com significância estatística em todos os pontos de grade do CRU, sendo positiva em todos os casos. A magnitude dessa tendência variou na região do BSF, reduzindo sua declividade.

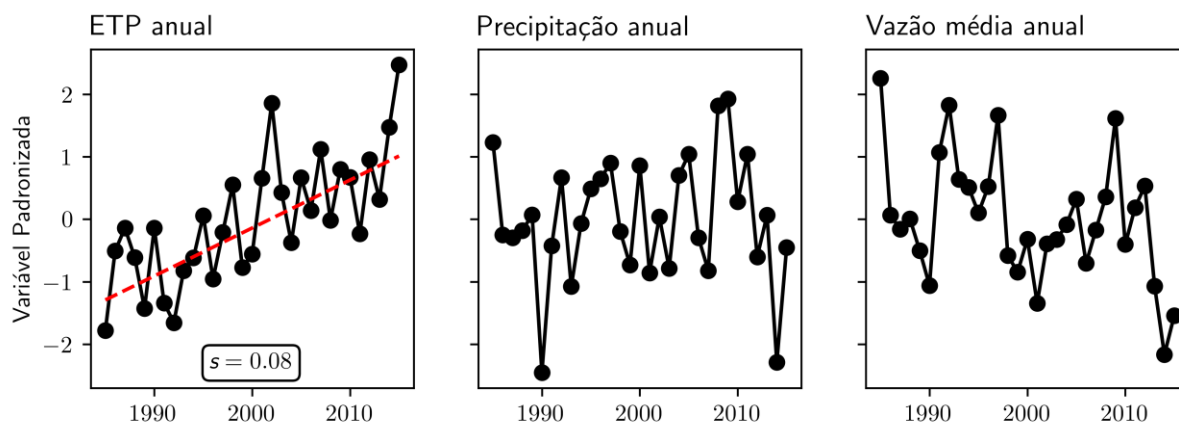
Nas Figuras 10c, 10d e 10e, é apresentado o resultado da análise de tendência das estações fluviométricas para as séries temporais de vazão mensal média, mínima e máxima anual entre os anos de 1985 e 2015. Constatou-se um comportamento semelhante das tendências de decrescimento em todas essas três séries, com a concentração dessas principalmente na região Oeste do MSF. Destaca-se que, nas séries de vazão mensal mínima anual (Fig. 10d), detectou-se tendência de decrescimento na maior parte das estações fluviométricas, aumentando o número de estações com esse comportamento no MSF e, principalmente, no ASF em relação as outras duas séries de vazão avaliadas.

A Figura 11 apresenta a tendência das variáveis hidrológicas consideradas para as sub-bacias avaliadas. Destaca-se que as séries temporais foram padronizadas para viabilizar um efeito comparativo entre as variáveis e, também, entre as diferentes sub-bacias, visto que há uma diferença de magnitude dos valores em ambos os casos.

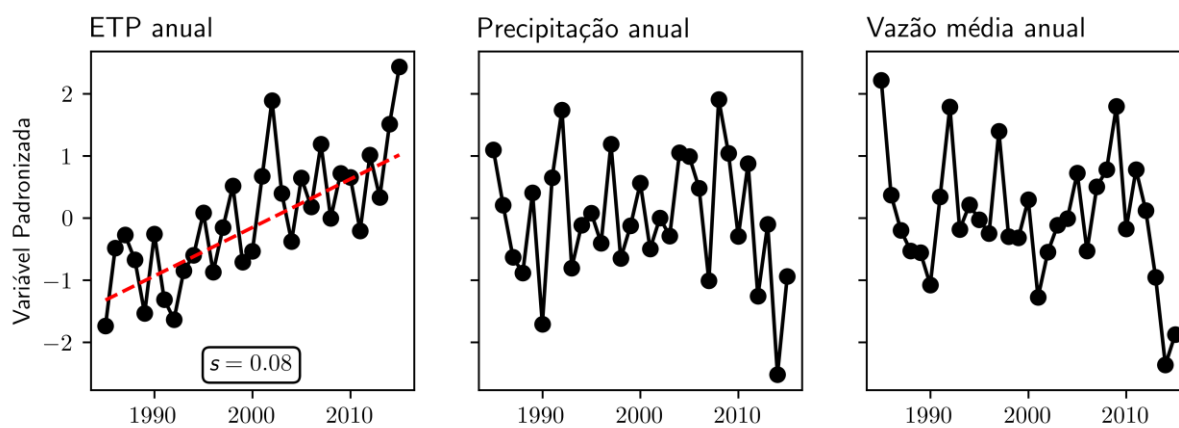
FIGURA 11 – Tendência das variáveis hidrológicas analisadas em cada uma das sub-bacias consideradas.



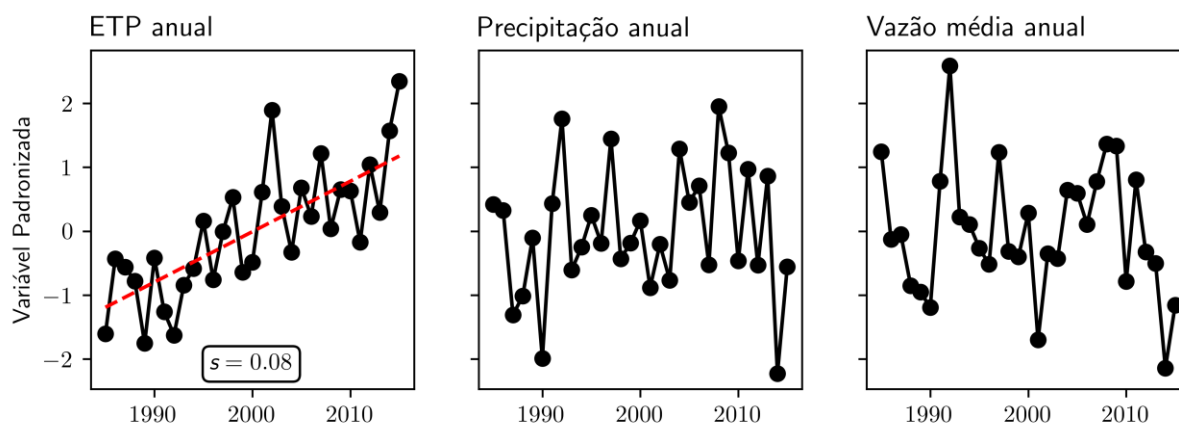
BH2



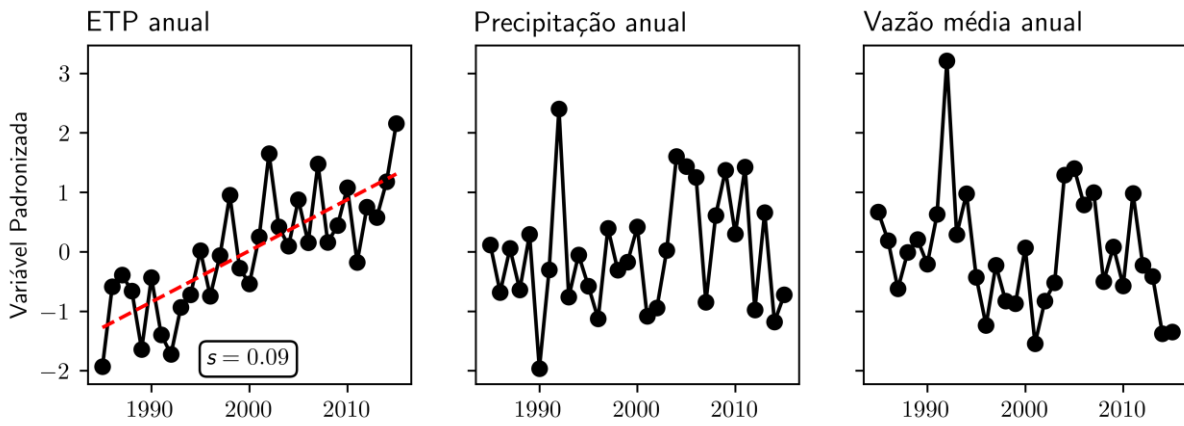
BH3



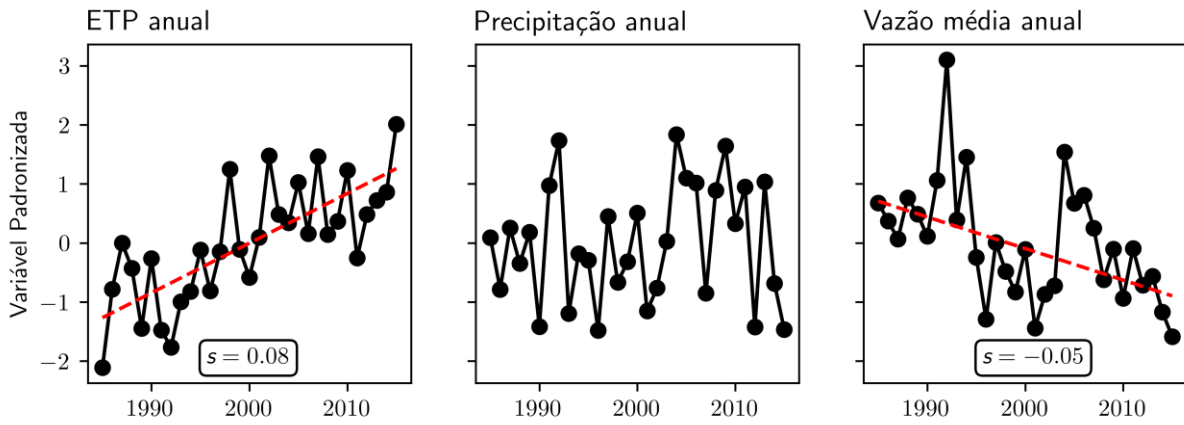
BH4



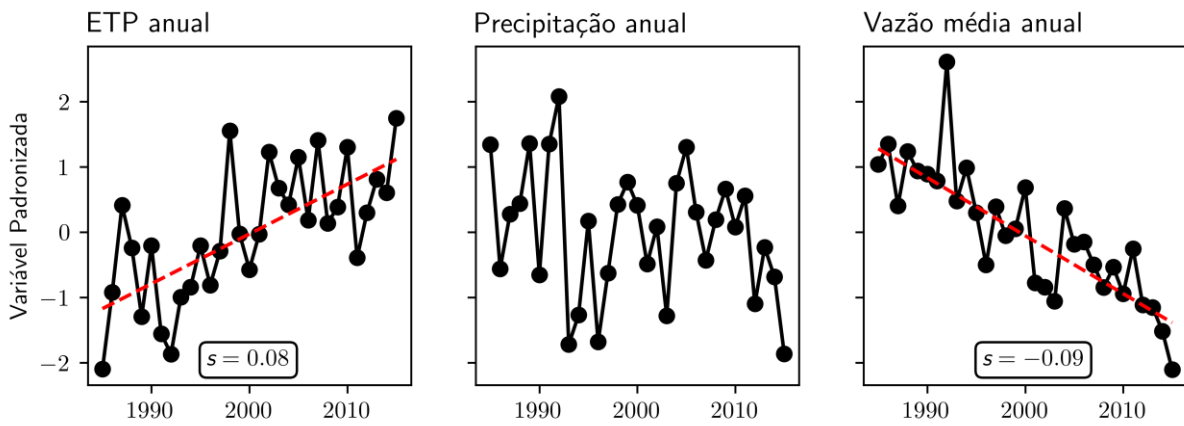
BH5

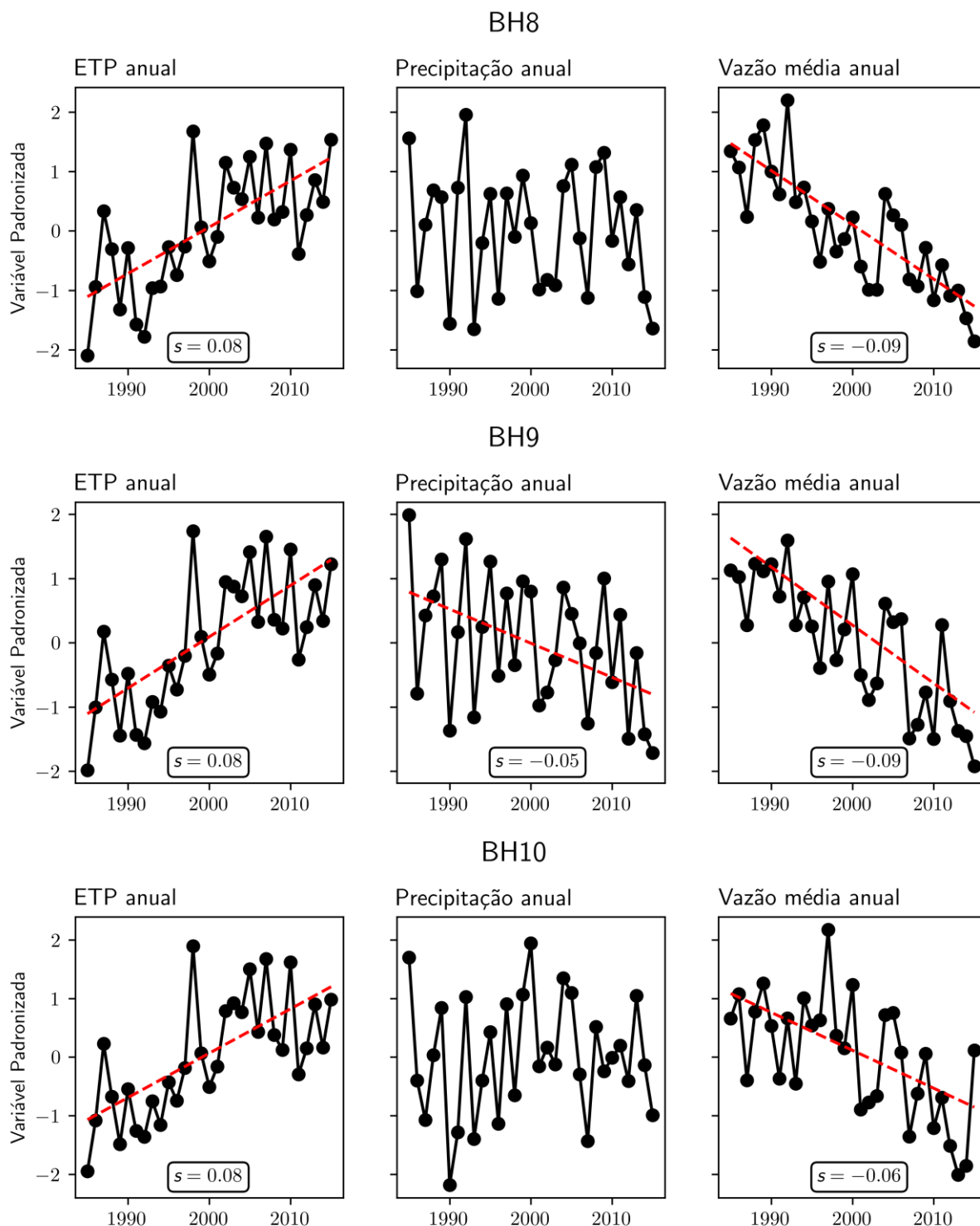


BH6



BH7





Fonte: Elaborado pelo autor. Os gráficos alinhados na horizontal apresentam o mesmo intervalo de variação do eixo y. A linha tracejada vermelha, que é apresentada em alguns gráficos, representa a linha de tendência determinada com o método de Mann-Kendall e a declividade de Sen. A variável s indicada é o valor da declividade de Sen

O resultado da análise de tendência das séries hidrológicas consideradas evidenciou comportamentos que puderam ser agrupados em dois conjuntos. O

primeiro conjunto compreende sub-bacias que apresentaram tendências de crescimento apenas na série de *ETP*, com ausência de tendência nas outras duas séries. Nesse grupo, inclui-se as sub-bacias localizadas no ASF: BH1, BH2, BH3 e BH4, e as que extremam essa região: BH5.

O segundo grupo engloba sub-bacias que apresentaram, além de tendência de crescimento na série de *ETP*, tendência de decrescimento na série de vazão, porém mantendo a ausência de tendência na série de precipitação. Nesse grupo, insere-se as sub-bacias localizadas na região Oeste do MSF, como: BH6, BH7, BH8 e BH10.

A sub-bacia BH9 é um caso particular, pois é a única que apresenta tendências com significância estatística nas três séries hidrológicas avaliadas. Nela, observou-se tendências de: crescimento na *ETP*, decrescimento na precipitação e decrescimento na vazão. Por fim, destaca-se a semelhança de valor das declividades *Sen* nas tendências detectadas.

Nota-se a semelhança na declividade *Sen* da série de *ETP* de todas as sub-bacias avaliadas, sugerindo uma taxa de crescimento anual semelhante em todas elas. Nas séries de vazões média anual, essa declividade variou mais entre as sub-bacias.

5.3 Impacto das modificações antrópicas nas vazões

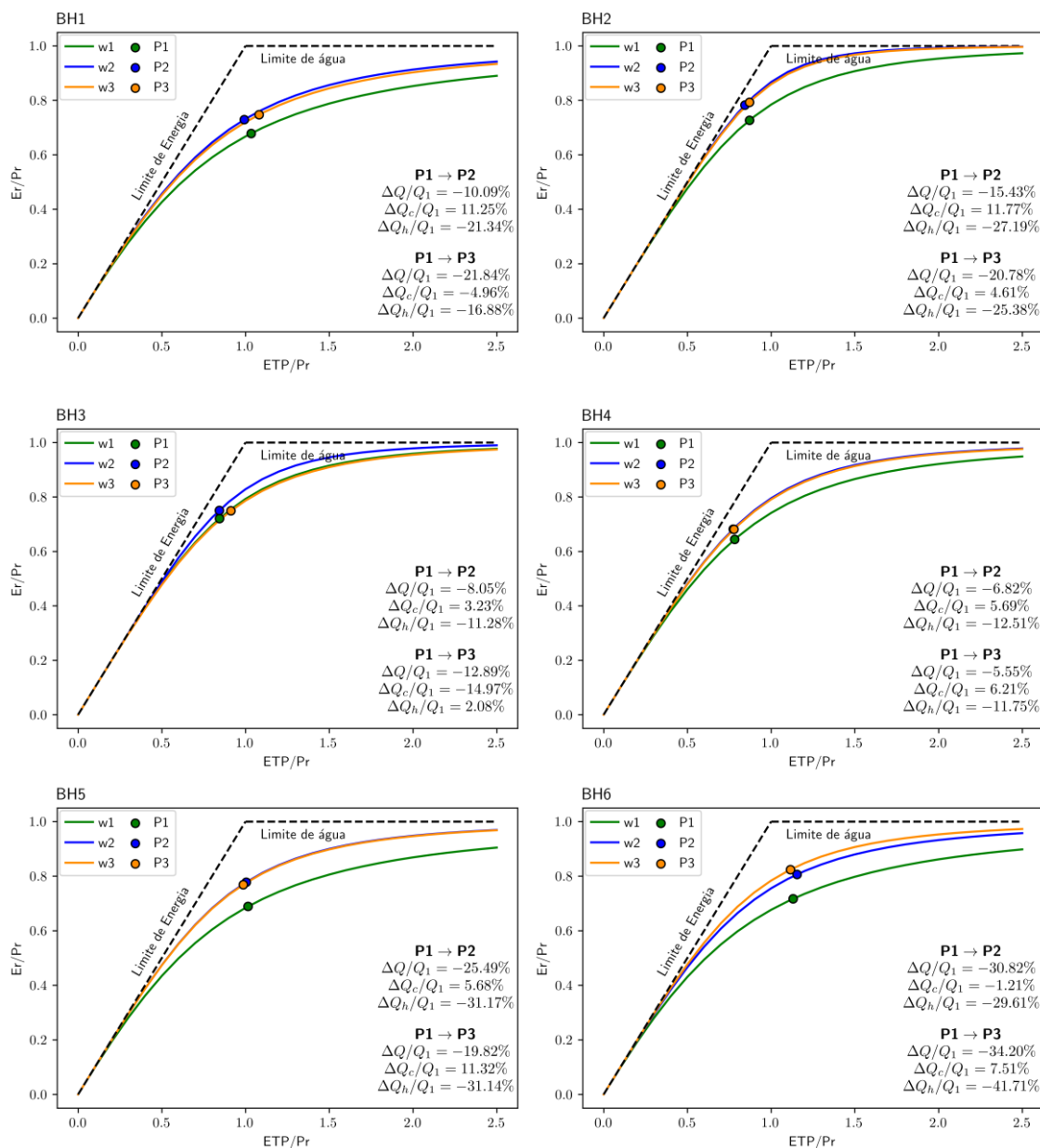
Como já citado, os procedimentos para análise dos impactos das modificações antrópicas nas vazões da BHSF se concentraram nas 10 sub-bacias destacadas na Figura 1. Os motivos para a escolha dessas sub-bacias, além da disponibilidade de dados, foram apresentados na descrição da área de estudo deste trabalho. Portanto, os resultados apresentados nos subtópicos desta seção se referem às sub-bacias avaliadas.

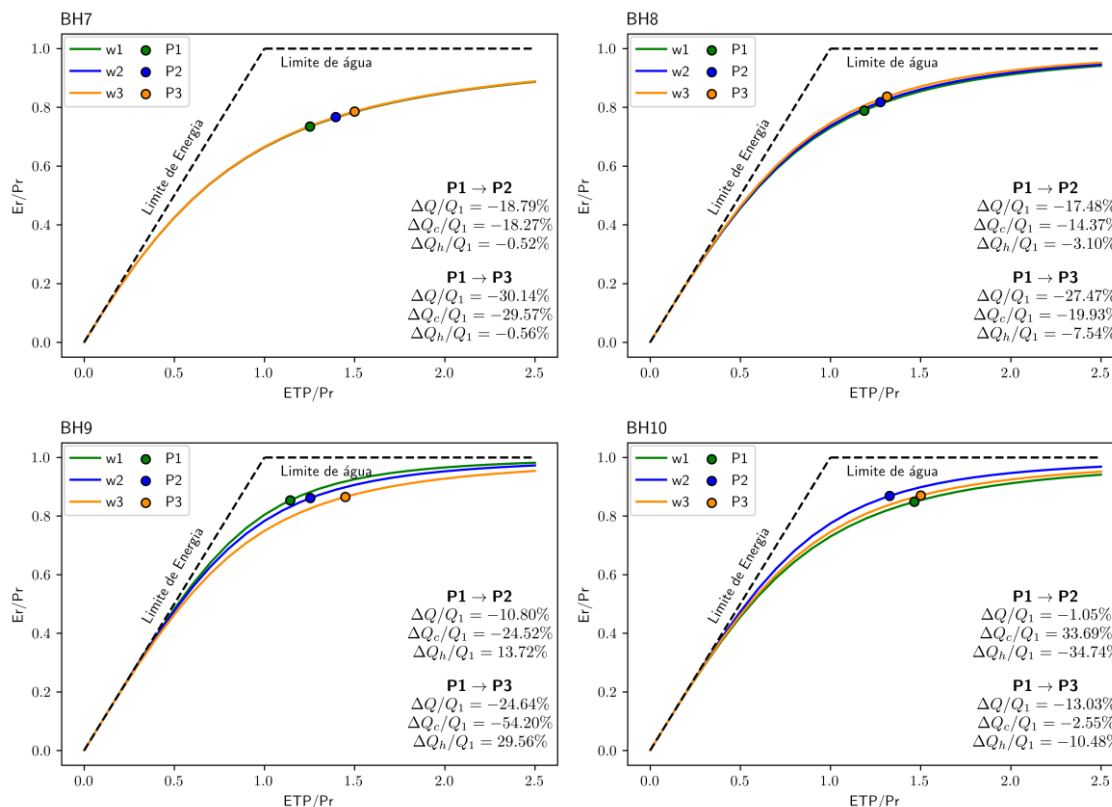
5.3.1 Abordagem Conceitual

A Figura 12 apresenta as curvas-tipo de Budyko determinadas com a equação de F_u utilizando os três parâmetros w estimados para cada um dos períodos considerados. Além disso, essa Figura apresenta, para os períodos P2 e P3 em relação ao período base (P1), a variação total da vazão ($\Delta Q/Q_1$) e as parcelas dessa

variação ocasionadas pelas alterações do clima ($\Delta Q_c/Q_1$) e pelas modificações antrópicas ($\Delta Q_h/Q_1$). Para todas as sub-bacias avaliadas, observou-se uma variação total negativa das vazões médias de P2 e P3 em relação ao período base.

FIGURA 12 – Curvas-tipo de Budyko determinadas com a equação de Fu para os três períodos avaliados, a variação total da vazão dos períodos P2 e P3 em relação ao período base e suas componentes climática e antrópica para cada sub-bacia avaliada.





Fonte: Elaborado pelo autor. As curvas-tipo de Budyko se diferenciam pelo parâmetro w da equação de Fu calculado para cada um dos três períodos considerados: w_1 , w_2 e w_3 . Os pontos P1, P2 e P3 em cada uma dessas curvas representam as razões ETP/P e E_r/P dos valores médios dessas variáveis em cada desses períodos.

A avaliação do P2 em relação ao período base apontou variações totais exclusivamente negativas, em um intervalo que vai de $-1,05\%$ (BH10) até $-30,82\%$ (BH6). As contribuições das alterações do clima e das modificações antrópicas para essas variações totais da vazão média alternaram de forma significativa entre as sub-bacias avaliadas.

As contribuições climáticas para a variação da vazão média no P2 em relação ao período base alternaram tanto no sentido da mudança quanto em sua magnitude entre as sub-bacias avaliadas. Das 10 sub-bacias avaliadas, 6 dessas (BH1, BH2, BH3, BH4, BH5 e BH10) apresentaram variações positivas da vazão devido as alterações climáticas, indo de $+3,23\%$ (BH3) até $+33,69\%$ (BH10). As 4 sub-bacias restantes (BH6, BH7, BH8, BH9) exibiram variações negativas da vazão devido as mudanças no clima, indo de $-1,21\%$ (BH6) até $-24,52\%$ (BH9).

No que se refere a variação da vazão decorrente das modificações antrópicas, o período P2 em relação a P1 apresentou, em exceção a BH9, variações

negativas indo de -0,52% (BH7) até -34,74% (BH10). No tocante a exceção, a sub-bacia BH9 apresentou uma variação positiva de 13,72%.

Na avaliação do P3 em relação ao período base, as variações totais da vazão média, da mesma forma que para P2, foram unicamente negativas, indo de -5,55% (BH4) até -34,20% (BH6). Em exceção as sub-bacias BH4 e BH5, as variações totais negativas nas demais sub-bacias foram maiores do que em relação ao P2.

No que tange a contribuição das alterações climáticas para a variação total das vazões no P3 em relação ao período base, observou-se que sub-bacias com contribuição climática negativa no P2 tiveram essa contribuição intensificada no P3, exceto BH6. Ademais, algumas bacias que apresentaram contribuições positivas em P2 tiveram o sentido e/ou magnitude dessas reduzidos, por exemplo: BH1, BH2, BH3, BH10, destacando BH10, a qual possuía +33,69% em P2 e -2,55% em P3. Três sub-bacias (BH4, BH5 e BH6) apresentaram aumento das contribuições climáticas positivas em relação a P2, destacando BH6, que possuía -1,21% em P2 e passou para +7,51% em P3.

Já na parcela da variação total das vazões médias em P3 decorrente das alterações antrópicas, a contribuição dessas foi majoritariamente negativa, com exceção de BH3 e BH9. Algumas intensificações das contribuições negativas foram constatadas, como em BH6 e BH8, todavia, nas demais sub-bacias, houve variações positivas ou uma pequena modificação desta em relação a P2. A sub-bacia BH3 apresentou uma inversão no sentido da contribuição devido alterações antrópicas, indo de -11,28% em P2 para 2,08% em P3. A sub-bacia BH9 apresentou uma contribuição antrópica positiva em P2 (+13,72%) que se intensificou positivamente em P3 (+29,56%).

5.3.2 Abordagem Analítica

A abordagem analítica para avaliação dos impactos das alterações antrópicas no escoamento superficial da BHSF consistiu na aplicação do conceito de elasticidade climática da vazão. A Tabela 3 apresenta os coeficientes de elasticidade climática das vazões em relação a precipitação (ε_1) e a evapotranspiração potencial (ε_2) determinados para as 10 sub-bacias avaliadas nos três períodos considerados.

TABELA 3 – Coeficientes de elasticidade climática da vazão das 10 sub-bacias avaliadas nos três períodos considerados.

Sub-bacia	P1		P2		P3	
	ε_1	ε_2	ε_1	ε_2	ε_1	ε_2
BH1	2.022	-1.022	2.358	-1.358	2.352	-1.352
BH2	2.598	-1.598	3.515	-2.515	3.512	-2.512
BH3	2.618	-1.618	2.973	-1.973	2.694	-1.694
BH4	2.164	-1.164	2.479	-1.479	2.458	-1.458
BH5	2.091	-1.091	2.742	-1.742	2.695	-1.695
BH6	2.120	-1.120	2.701	-1.701	2.968	-1.968
BH7	2.107	-1.107	2.164	-1.164	2.195	-1.195
BH8	2.504	-1.504	2.617	-1.617	2.730	-1.730
BH9	3.289	-2.289	3.111	-2.111	2.832	-1.832
BH10	2.651	-1.651	3.058	-2.058	2.815	-1.815

Fonte: Elaborado pelo autor.

Avaliando a evolução dos coeficientes de elasticidade climática da vazão entre os períodos considerados, observou-se, exceto em BH9, um aumento no valor absoluto dos coeficientes nos períodos P3 e P2 em relação a P1. Comparando os coeficientes do período P3 em relação a P2, constatou-se que algumas sub-bacias mantiveram o comportamento crescente do seu valor absoluto, como em BH6, BH7 e BH8, todavia, nas demais sub-bacias, os coeficientes pouco variaram ou apresentaram diminuição. A sub-bacia BH9, mencionada como exceção, apresentou um comportamento decrescente à medida que se avança nos períodos considerados.

O resultado da separação das componentes antrópicas e climáticas da variação total da vazão via elasticidade climática para os períodos P2 e P3 em relação ao período P1 é apresentado na Tabela 4, com as variações em termos percentuais.

TABELA 4 – Variação total da vazão e suas componentes antrópica e climática determinadas com a abordagem analítica para as 10 sub-bacias avaliadas

Sub-bacias	P2 → P1			P3 → P1		
	ΔQ	ΔQ_c	ΔQ_h	ΔQ	ΔQ_c	ΔQ_h
BH1	-10.09%	12.55%	-22.63%	-21.84%	-6.61%	-15.23%
BH2	-15.43%	14.78%	-30.20%	-20.78%	4.63%	-25.41%
BH3	-8.05%	3.28%	-11.33%	-12.89%	-16.32%	3.42%
BH4	-6.82%	6.04%	-12.86%	-5.55%	6.37%	-11.92%
BH5	-25.49%	6.40%	-31.89%	-19.82%	13.13%	-32.95%

BH6	-30.82%	-2.46%	-28.36%	-34.20%	8.79%	-42.99%
BH7	-18.79%	-19.89%	1.10%	-30.14%	-33.79%	3.66%
BH8	-17.48%	-15.96%	-1.51%	-27.47%	-23.65%	-3.82%
BH9	-10.80%	-25.36%	14.56%	-24.64%	-58.25%	33.61%
BH10	-1.05%	35.98%	-37.03%	-13.03%	-3.07%	-9.96%

Fonte: Elaborado pelo autor.

Avaliando o P2 em relação ao período base, da mesma forma que para a decomposição via curva-tipo de Budyko, observou-se uma predominância de variações antrópicas negativas, chegando próximo de -40% (BH10). Apenas em duas sub-bacias: BH7 e BH9, essa componente não predominou. A contribuição climática, por sua vez, variou em magnitude e sentido da variação entre as sub-bacias, com 4 delas sendo negativas (BH6, BH7, BH8 e BH9) e as 6 demais positivas.

No tocante a variação da vazão do P3 em relação ao período base, foram obtidos resultados semelhantes aos da decomposição via curva-tipo de Budyko. As contribuições antrópicas também foram predominantemente negativas, chegando a valores por volta de -40% de variação associada a essa componente (BH6). As duas sub-bacias com variações antrópicas positivas no P2 (BH7 e BH9) mantiveram contribuições positivas no P3 e a sub-bacia BH3 inverteu o sentido de sua contribuição em relação ao observado no P2.

No tocante às contribuições climáticas, elas também foram semelhantes às obtidas na decomposição via curva-tipo de Budyko, com sub-bacias alterando o sentido e/ou reduzindo magnitude de sua contribuição no P3 em relação ao observado no P2. As sub-bacias com componente climática negativa em P2 (BH6, BH7, BH8 e BH9), exceto BH6, tiveram essa componente intensificada em P3. As inversões no sentido da contribuição ocorreram nas sub-bacias BH1, BH3, BH6 e BH10, destacando essa última, que apresentou +35,98% em P2 e -3,07% em P3. As demais sub-bacias (BH2, BH4 e BH5) apresentaram apenas variação na magnitude dessa componente.

5.3.3 Análise via Modelagem Hidrológica

A análise do impacto das alterações antrópicas via modelagem hidrológica consistiu na avaliação da evolução dos parâmetros do modelo SMAP calibrado para

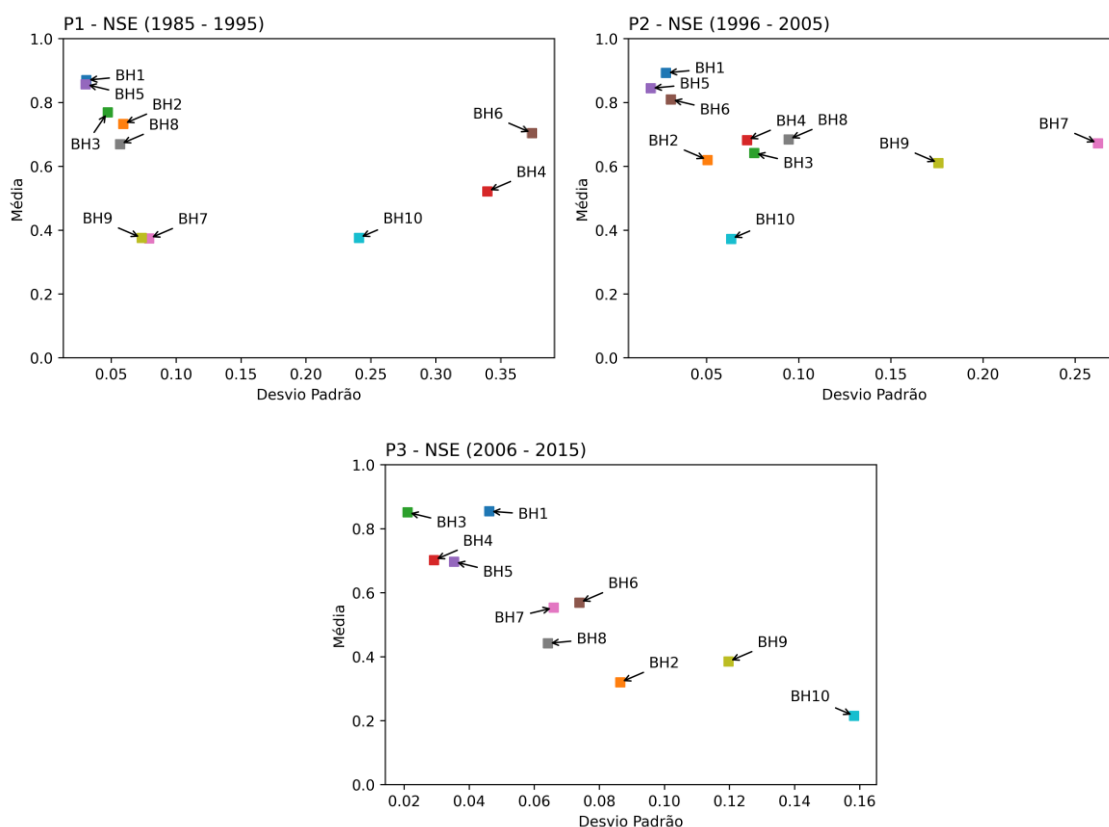
cada um dos períodos considerados, sendo realizada a calibração do modelo sob incerteza paramétrica com o método DREAM.

Vale ressaltar que os parâmetros e o desempenho da calibração, aferido com o *NSE*, são referentes às 100 amostragens da distribuição *a posteriori* desses após a convergência das cadeias de Markov ter sido atingida.

5.3.3.1 Desempenho da calibração

A Figura 13 apresenta o desempenho da calibração do SMAP para as 10 sub-bacias avaliadas nos 3 períodos considerados. Nessa Figura, é apresentado um gráfico de dispersão da média e desvio padrão do *NSE* das 100 simulações do modelo SMAP com os conjuntos de parâmetros amostrados pós convergência do DREAM.

FIGURA 13 – Gráfico de dispersão do *NSE* médio e desvio padrão das simulações dos 100 conjuntos de parâmetros do SMAP amostrados com o DREAM para cada sub-bacia avaliada nos três períodos considerados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Avaliando as calibrações apresentadas na Figura 12, observa-se uma tendência de diminuição do *NSE* médio à medida que as sub-bacias avançam do ASF

para o MSF, no sentido da região mais árida da BHSF. Em geral, as sub-bacias apresentaram bons valores de *NSE* médio para o período P1 e P2, indo de 0,40 até 0,85. No P3 ocorreu uma redução desses valores, variando de 0,24 até 0,82.

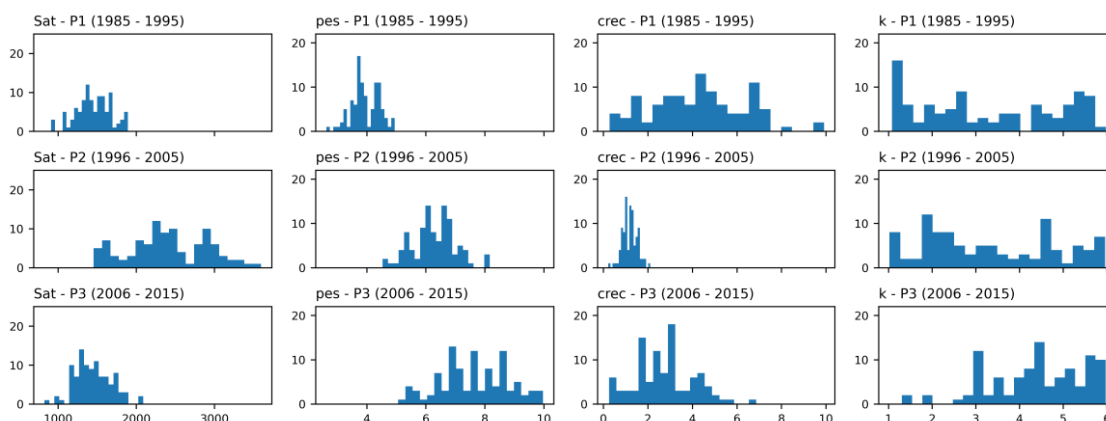
Dentre todas as sub-bacias, a BH10 apresentou o pior desempenho na calibração em todos os períodos considerados, ocorrendo um *NSE* médio de aproximadamente 0,20 com um desvio padrão de 0,16 no período P3. Destaca-se, também, os acentuados desvios padrões obtidos nas sub-bacias BH4, BH6, BH7, BH9 e BH10, principalmente nos períodos P1 e P2, salientando, também, os desvios do *NSE* na BH9 e BH10 no período P3.

Baseado nos valores de referência do *NSE*, considerou-se que sub-bacias com um *NSE* médio maior ou igual a 0,36 apresentaram uma calibração satisfatória. Assim, dentre todas as sub-bacias consideradas, apenas a BH10 no período P3 apresentou uma calibração insatisfatória, apesar de seu *NSE* médio somado com o desvio padrão atingir o limite inferior de aceitação.

5.3.3.2 Evolução dos parâmetros

As Figuras 14 até 24 apresentam as distribuições de frequência dos parâmetros do modelo SMAP amostrados de suas distribuições *a posteriori* para os três períodos considerados. Os histogramas foram construídos com os 100 conjuntos de parâmetros amostrados pós convergência do DREAM.

FIGURA 14 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH1 nos três períodos avaliados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na BH1 (Figura 14), observou-se histogramas multimodais e assimétricos com a posição dos picos e a dispersão dos dados alterando entre os períodos considerados.

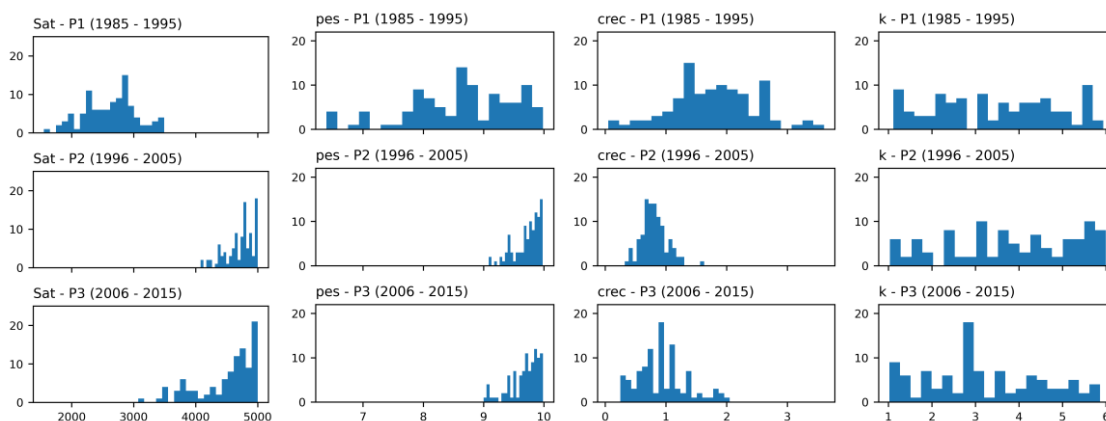
No tocante ao comportamento dos parâmetros do modelo SMAP calibrados para BH1, o parâmetro *Sat* apresentou distribuições de frequência com dispersões e os valores de ocorrência dos picos semelhantes entre o período P1 e P3, enquanto no período P2, há uma maior dispersão e os picos ocorrendo em valores maiores.

O parâmetro *pes* apresentou um aumento nos valores dos picos à medida que se avança nos períodos considerados, mais acentuada entre P1 e P2 do que entre P2 e P3. Ademais, também se constatou um aumento da dispersão dos dados, atingindo a maior dispersão no período P3.

O parâmetro *crec*, por sua vez, apresentou um movimento dos picos entre os períodos contrário ao constatado no parâmetro *pes*. A dispersão dos histogramas também diminuiu consideravelmente entre P1 e P2, todavia aumentou entre P2 e P3, porém manteve-se menor que em relação a P1.

O parâmetro *k* apresentou uma grande dispersão em todos os três períodos considerados, sendo um pouco menor no período P3, no qual também pode ser observado a formação de *outliers* à esquerda. Os valores dos picos aumentaram à medida que se avançava nos períodos, principalmente no período P3.

FIGURA 15 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH2 nos três períodos avaliados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 15 apresenta as distribuições de frequência dos parâmetros do SMAP para BH2 nos três períodos considerados. Os histogramas observados nessa

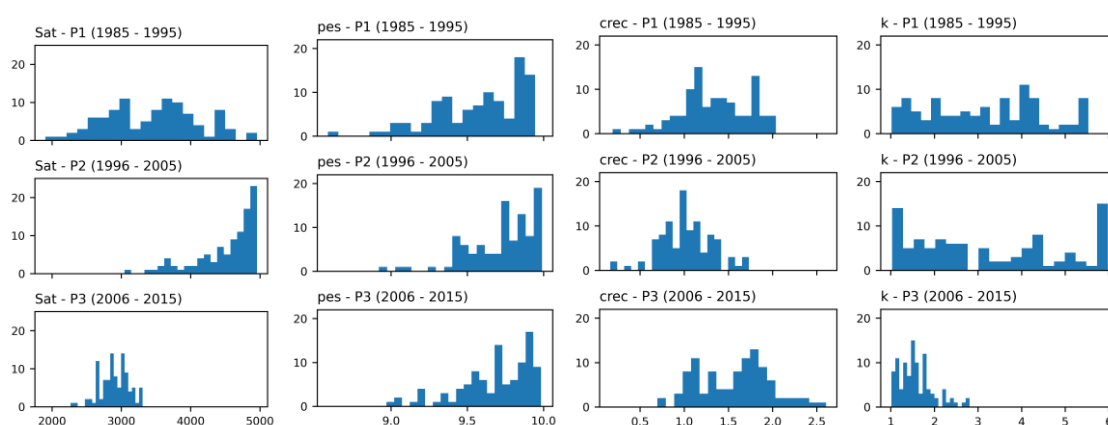
Figura exibem formas bimodais e multimodais assimétricas, com o valor de pico e dispersão variando entre os períodos avaliados.

O parâmetro *Sat* para a BH2 diminuiu a dispersão entre os períodos avaliado, apresentando a menor dispersão no período P2. O histograma desse parâmetro apresentou um deslocamento para a direita (variação positiva) à medida que se avançava nos períodos considerados, aumentando os valores associados aos seus picos.

O parâmetro *pes* exibiu variações significativas entre os valores de seus picos e sua dispersão nos períodos P2 e P3 em relação ao período base. Entre os períodos P2 e P3, poucas alterações foram observadas, pois ambos os histogramas apresentaram dispersões semelhantes e os valores de ocorrência desse parâmetro se mantiveram entre 9 e 10, alterando apenas o valor dos picos nesse intervalo.

A evolução do parâmetro *crec* também apresentou diminuição na dispersão de seus valores e nos valores dos seus picos, principalmente entre o período P1 e P2. No P3, a dispersão e os picos aumentaram em relação a P2, todavia mantiveram-se menores que P1. O parâmetro *k* apresentou pouca alteração entre os períodos, mantendo um mesmo nível de dispersão de seus valores e com picos semelhantes, alterando apenas no P3, onde se observou um pico bem acentuado frente aos demais.

FIGURA 16 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH3 nos três períodos avaliados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 16 apresenta os histogramas dos parâmetros calibrados para a BH3. Verificou-se histogramas multimodais e assimétricos em sua maioria, todavia,

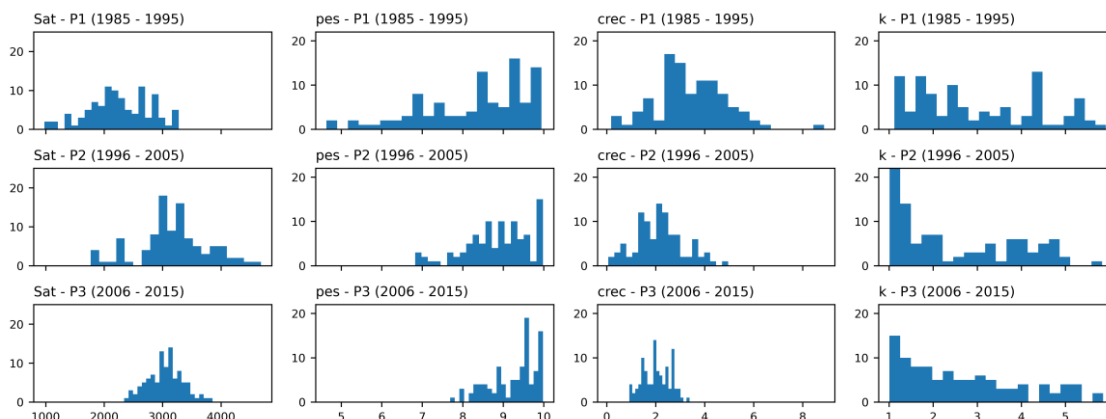
também se constatou alguns casos de formatos unimodais com assimetria para direita (*Sat* - P2) e unimodais simétricos (*crec* - P2).

O parâmetro *Sat* apresentou uma diminuição na dispersão de seus valores entre os períodos avaliados, atingindo a menor dispersão no P3. Em relação aos valores associados aos picos do histograma, houve um aumento desses valores entre P1 e P2, onde se observou a formação de um histograma unimodal assimétrico à direita. Entre P2 e P3, houve uma diminuição dos valores associados ao pico do histograma, o qual apresentou um formato multimodal e assimétrico.

O parâmetro *pes* apresentou pouca variação em seu histograma ao longo dos períodos avaliados. A dispersão de seus valores se manteve semelhante e os valores associados aos picos do histograma também se mantiveram na mesma faixa de valores. Essas mesmas observações são válidas para o parâmetro *crec*, pois também apresentou pouca variação na dispersão, todavia as alterações entre os valores associados aos picos do histograma foram mais acentuadas que as observadas no parâmetro *pes*.

O parâmetro *k*, diferente do observado nas sub-bacias BH1 e BH2, apresentou significativas variações no período P3 em relação a P2 e ao período base. Em relação ao período P2, observou-se uma dispersão nos valores semelhante ao observado no período base, variando apenas o valor associado aos picos do histograma, sendo constatada a ocorrência de picos nos dois extremos do histograma. No tocante ao período P3, observou-se uma diminuição significativa da dispersão e dos valores associados aos picos do histograma, concentrando-os à esquerda (menores valores).

FIGURA 17 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH4 nos três períodos avaliados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para a sub-bacia BH4, as distribuições de frequência dos parâmetros do modelo SMAP apresentaram formatos já observados nas sub-bacias supracitadas: multimodais, bimodais, unimodais assimétricos à esquerda, como apresentado na Figura 17. Da mesma forma que para as outras sub-bacias já discutidas, a dispersão e os valores associados aos picos variaram entre os períodos avaliados.

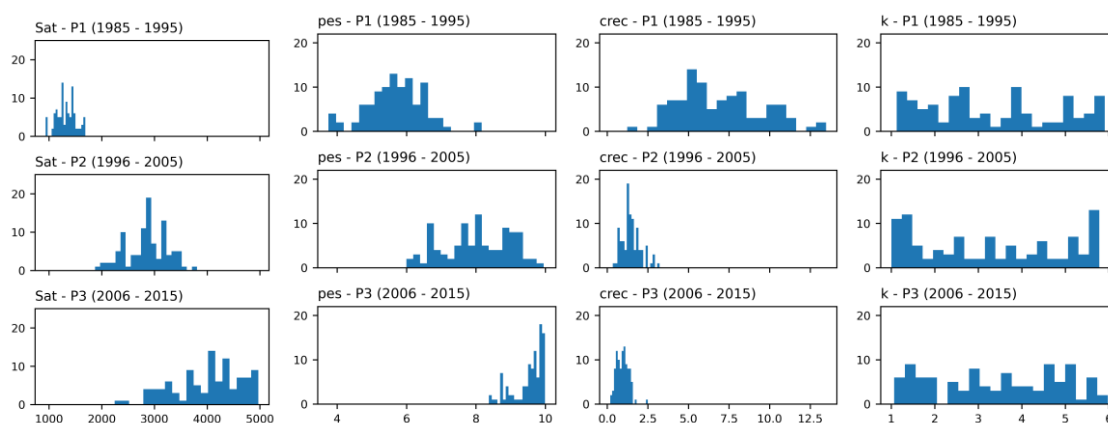
O parâmetro *Sat* apresentou um aumento da dispersão e dos valores associados aos picos do histograma no P2 em relação ao período base (P1). No P3, observou-se uma diminuição da dispersão em relação ao P2, porém, os valores dos picos se mantiveram próximos. Vale ressaltar que a dispersão do período P3 foi a menor entre os três períodos avaliados.

Na evolução do histograma do parâmetro *pes*, constatou-se uma crescente diminuição da dispersão à medida que se avançava nos períodos avaliados. Além disso, com o avanço nos períodos, observou-se que os valores associados aos picos do histograma foram se concentrando mais à direita (maiores valores).

De forma contrário, em relação ao parâmetro *crec*, observou-se uma concentração dos picos à esquerda (menores valores) ao passo que se avançava nos períodos avaliados. Todavia, de forma similar ao *pes*, a dispersão do histograma foi diminuindo continuamente entre esses períodos.

O parâmetro *k* não apresentou mudanças significativas. A dispersão dos três períodos foi semelhante, porém, vale destacar a formação do maior pico à esquerda no P2 e P3, dando ao histograma um formato unimodal assimétrico à esquerda.

FIGURA 18 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH5 nos três períodos avaliados.



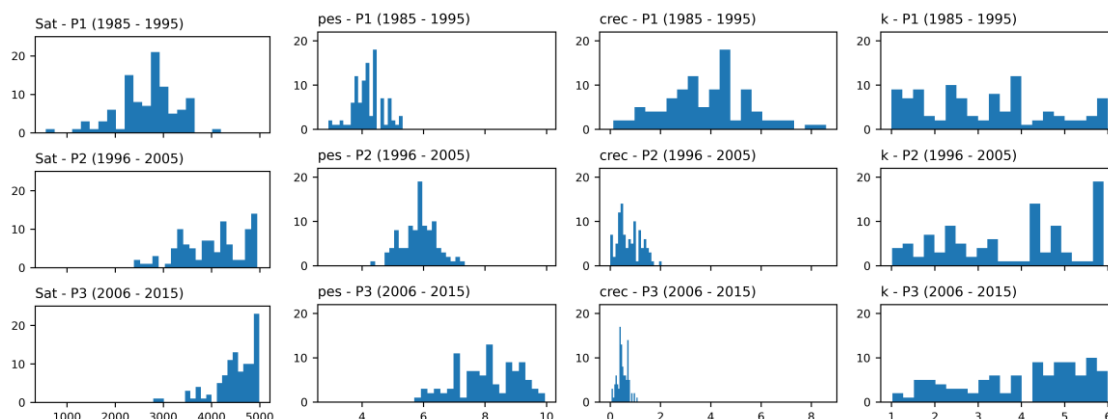
Fonte: Elaborado pelo autor.

A evolução da distribuição de frequência dos parâmetros do modelo SMAP calibrado para a BH5 (Figura 18), no tocante a dinâmica dos picos do histograma entre os períodos avaliados, apresentou um comportamento nos parâmetros *pes* e *crec* similar ao observado em outras sub-bacias já comentadas: BH1, BH2, BH4, todavia, mais acentuado.

No parâmetro *Sat* se observou um aumento da dispersão dos valores e um posicionamento mais à direita dos picos do histograma ao longo dos períodos avaliados. No tocante ao parâmetro *pes*, constatou-se uma redução da dispersão e um aumento nos valores referentes aos picos do histograma, principalmente no período P3.

O parâmetro *crec* apresentou movimento contrário do *pes* em relação aos picos, com o deslocamento desses para a esquerda. Além disso, destaca-se a acentuada redução da dispersão do histograma, tanto no P2 quanto no P3 em relação ao período base. O parâmetro *k* apresentou poucas alterações ao longo dos períodos avaliados, mantendo uma dispersão semelhante nos três períodos avaliados, alternando apenas os valores de ocorrência dos picos, os quais não foram tão significativos.

FIGURA 19 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH6 nos três períodos avaliados.



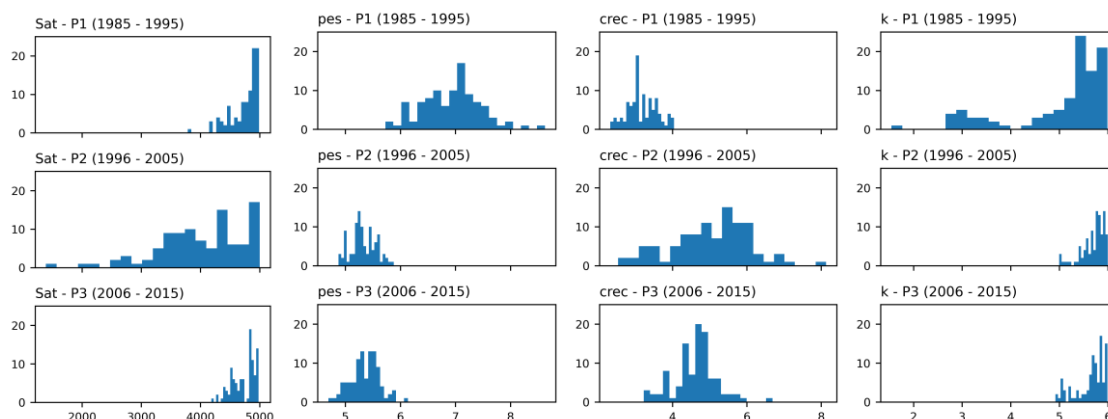
Fonte: Elaborado pelo autor.

Para a sub-bacia BH6 (Figura 19), os histogramas dos parâmetros *pes* e *crec* apresentaram o mesmo comportamento do que o observado, respectivamente, nas sub-bacias BH1 e BH5 ao longo dos períodos avaliados. Esse comportamento também é similar ao observado nas sub-bacias BH2 e BH4.

O parâmetro *Sat* apresentou um deslocamento para a direita dos picos de seu histograma ao longo dos períodos avaliados, tendo apresentado uma redução na dispersão do histograma apenas no período P3.

O parâmetro *pes*, da mesma forma que observado na BH1, exibiu um deslocamento à direita dos seus picos e um aumento na dispersão do histograma à medida que se progredia nos períodos avaliados. Já o parâmetro *crec*, assim como na BH5, apresentou um deslocamento acentuado dos picos do histograma para a esquerda, ademais, constatou-se uma redução, também acentuada, da dispersão do histograma, tanto no período P2 quanto no P3.

FIGURA 20 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH7 nos três períodos avaliados.



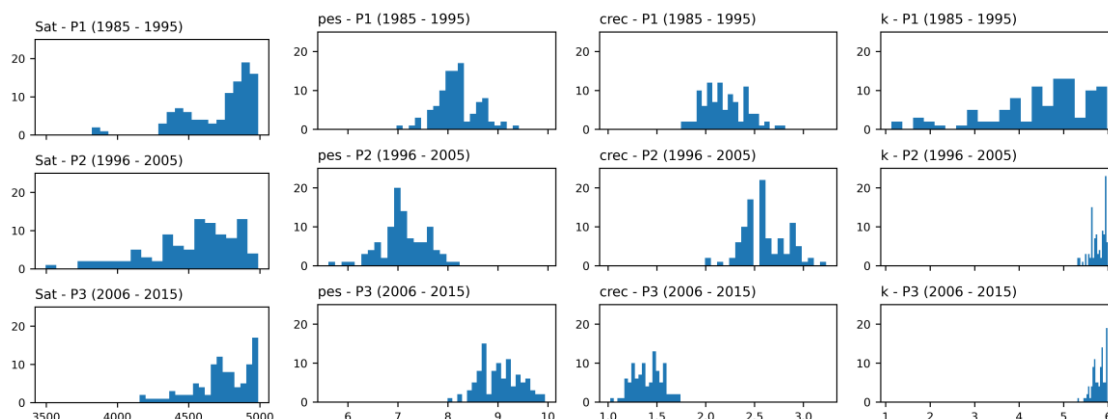
Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 20 traz a distribuição de frequência dos parâmetros calibrados para a BH7. O comportamento observado na distribuição de frequência dos parâmetros *pes* e *crec*, no tocante ao deslocamento dos picos do histograma foi, respectivamente, contrário ao observado nas sub-bacias BH1, BH2, BH4, BH5 e BH6 e semelhante ao observado na sub-bacia BH3. Além disso, o parâmetro *k* apresentou um comportamento contrário ao observado na sub-bacia BH3

O parâmetro *sat* apresentou pouca variação no posicionamento dos picos do histograma ao longo dos períodos considerados, tendo apresentado apenas um aumento da dispersão no P2, a qual diminuiu no P3 retornando a uma dispersão parecida a observada no período base (P1).

O parâmetro *pes* apresentou um deslocamento dos picos do histograma para a esquerda (menores valores) e uma diminuição da dispersão. O parâmetro *crec*, entre P1 e P2, exibiu um aumento da dispersão e o deslocamento dos picos do histograma para a direita; entre P2 e P3, a dispersão diminuiu, mantendo-se ainda maior do que em P1, e houve um pequeno deslocamento para a esquerda dos picos. O parâmetro *k* mostrou, à medida que se avançava nos períodos considerado, um deslocamento dos picos do histograma para a direita e uma acentuada diminuição da dispersão.

FIGURA 21 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH8 nos três períodos avaliados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

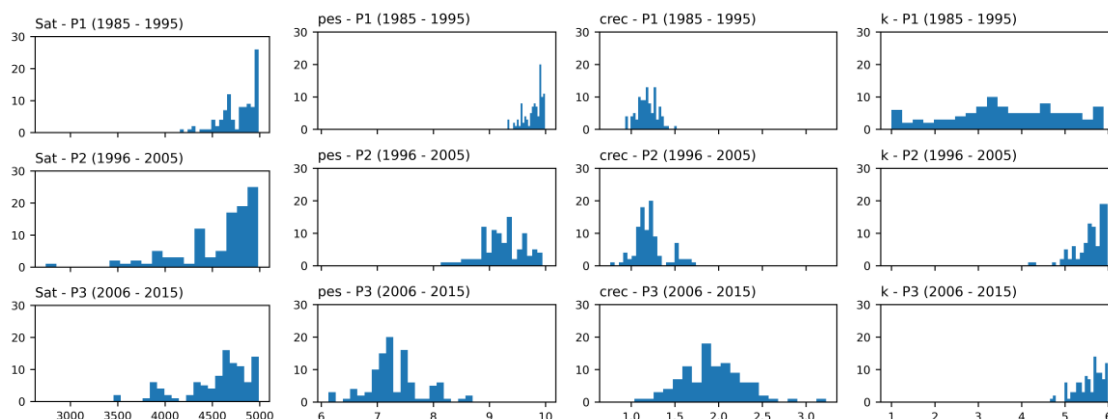
Para a sub-bacia BH8 (Figura 21), no decorrer dos períodos considerados, o parâmetro *Sat* apresentou pouca variação em relação aos picos de seu histograma, tendo variado de forma sutil apenas a sua dispersão.

O parâmetro *pes*, entre o período P1 e P2, exibiu apenas um deslocamento dos picos do histograma para a esquerda, mantendo uma dispersão semelhante entre esses dois períodos. Entre o período P2 e P3, houve um deslocamento dos picos do histograma para a direita, inclusive mais a direita do que em P1, também sendo observado uma redução da dispersão de seus valores.

O parâmetro *crec*, também mostrou comportamento distintos à medida que se avançava nos períodos avaliados. Entre P1 e P2, observou-se um deslocamento dos picos do histograma para a direita e uma dispersão equivalente entre esses dois períodos. Entre P2 e P3, o contrário foi observado, com o deslocamento acentuado dos picos para a esquerda e uma diminuição acentuada da dispersão.

O parâmetro *k* apresentou comportamento semelhante ao observado na sub-bacia BH7, com uma diminuição da dispersão do histograma e um deslocamento acentuado dos picos para a direita.

FIGURA 22 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH9 nos três períodos avaliados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

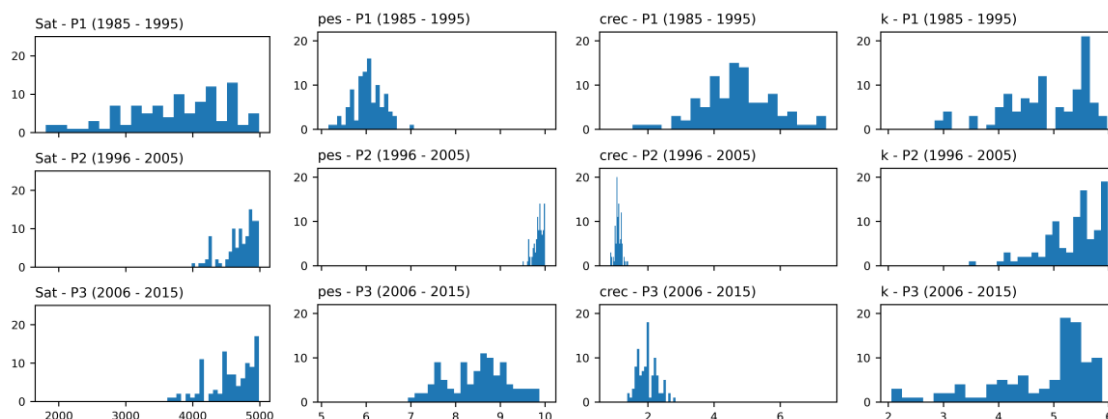
Para a sub-bacia BH9 (Figura 22), à medida que se avançava nos períodos avaliados, o parâmetro *Sat* exibiu pouca alteração em relação ao posicionamento dos picos do histograma, alterando a dispersão do histograma de forma mais clara.

O parâmetro *pes* teve um comportamento semelhante ao observado na sub-bacia BH7, com um deslocamento dos picos do histograma para a esquerda, porém, no tocante a dispersão do histograma, essas duas sub-bacias divergiram, pois, a BH9 apresentou um contínuo aumento da dispersão ao longo dos períodos.

O parâmetro *crec* também apresentou comportamento semelhante ao observado na BH7, dessa vez, a semelhança foi tanto no deslocamento dos picos do histograma, para a direita, quanto no aumento da dispersão.

O comportamento do parâmetro *k* foi similar ao constatado nas sub-bacias BH7 e BH8, sendo observado uma acentuada diminuição da dispersão entre P1 e P2 e um deslocamento dos picos do histograma para a direita. Entre o período P2 e P3, a dispersão dos valores se manteve semelhante e os picos do histograma se mantiveram dentro da mesma faixa de valores, alterando de forma sutil a sua posição.

FIGURA 23 – Distribuição de frequência dos 100 conjuntos de parâmetros do modelo SMAP amostrados pós-convergência do DREAM para BH10 nos três períodos avaliados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na sub-bacia BH10 (Figura 23), a distribuição de frequência do parâmetro *Sat* apresentou, entre P1 e P2, um deslocamento dos picos do histograma para a direita e uma diminuição da dispersão dos dados. Entre P2 e P3, houve um leve aumento da dispersão e pouca alteração em relação ao posicionamento dos picos do histograma.

No tocante ao parâmetro *pes*, entre os períodos P1 e P2, observou-se um acentuado deslocamento dos picos do histograma para a direita e uma acentuada diminuição da dispersão. Entre os períodos P2 e P3, observou-se um deslocamento dos picos para a esquerda, porém ainda se mantendo à direita dos picos de P1, e um elevado aumento da dispersão, tendo sido a maior dispersão observada entre os três períodos.

O parâmetro *crec* apresentou um acentuado deslocamento dos picos do histograma para a esquerda e uma diminuição, também acentuada, da dispersão entre os períodos P1 e P2. Já entre os períodos P2 e P3, observou-se o contrário, todavia de forma mais sutil, com um leve deslocamento dos picos para a direita e leve aumento da dispersão do histograma.

Em relação ao parâmetro *k*, o padrão de comportamento observado nas sub-bacias BH7, BH8 e BH9 não foi constatado na BH10. Nessa última sub-bacia, entre P1 e P2, verificou-se apenas uma leve diminuição da dispersão, sem grandes alterações no posicionamento dos picos do histograma. Entre P2 e P3, constatou-se um claro aumento na dispersão do histograma e um leve deslocamento para a esquerda de seus picos.

6 DISCUSSÕES

6.1 Evolução do UCS na BHSF

A dinâmica do UCS da BHSF entre 1985 e 2015 evidenciou uma acelerada modificação das condições naturais da bacia. Tomando as 4 regiões de gestão e planejamento dos recursos hídricos da BHSF: ASF, MSF, SSF e BSF, pode-se classificar essa dinâmica em três grupos, levando em consideração a variação e as condições iniciais do UCS no período avaliado.

A região do ASF, a mais a montante da BHSF, apresentou uma evolução do UCS distinta das demais regiões. Nessa, observou-se o maior processo de urbanização da BHSF e o crescimento das áreas de floresta plantada (Silvicultura), essa última podendo ser justificada pelas condições climáticas mais favoráveis para essa prática no ASF.

Apesar do crescimento somado da área percentual dessas duas classes de UCS não passar os 5%, destaca-se que ele ocorreu principalmente em detrimento das áreas de floresta natural. Além disso, tomando como referência o ano 1985, observa-se que a região do ASF já se encontrava bastante modificada, tendo em vista que a agropecuária correspondia a 55% de sua área. Portanto, o crescimento da infraestrutura urbana e das florestas plantadas se somam as modificações anteriores a 1985.

A região do BSF, a mais a jusante da BHSF, apresentou uma composição do seu UCS em 1985 consideravelmente antrópica, com a área percentual associada à agropecuária atingindo valores próximos a 60%, evidenciando uma bacia bastante modificada. Ao analisar a evolução até 2015, observou-se que a forte expansão antrópica pré 1985 seguiu avançando, com um aumento da agropecuária, chegando a 66% de área percentual. Além disso, a representatividade das áreas urbanas dobrou nesse período. Essa expansão antrópica se deu, quase que exclusivamente, em detrimento das regiões de floresta natural.

Nas regiões do MSF e SSF, a evolução do UCS entre 1985 e 2015 conseguiu captar o processo de modificação da bacia. Em 1985, essas regiões eram predominantemente preenchidas com floresta natural correspondendo, respectivamente, a 61,10% e 60,34% da área total dessas regiões. No período avaliado, pôde-se observar reduções significativas nesse percentual, atingindo um

patamar próximo dos 50% em ambas as regiões. Essas reduções se devem principalmente ao aumento das áreas com atividades relacionadas à agropecuária, as quais aumentaram a representatividade na área total dessas bacias em cerca de 10%.

A dinâmica do UCS das sub-bacias avaliadas refletiu o que se observou na dinâmica do UCS das regiões do ASF e MSF. As sub-bacias contidas no ASF apresentaram um crescimento das áreas de floresta plantada e das áreas urbanas e uma variação pouco significativa da agropecuária. Por outro lado, as contidas no MSF exibiram um acentuado crescimento da agropecuária em detrimento das áreas de floresta natural e formação florestal não natural.

Baseado na evolução das áreas percentuais, constata-se que as modificações do UCS de caráter antrópico na BHSF se resumem, em quase toda sua completude, à expansão da agropecuária em detrimento das formações naturais, por exemplo, florestas naturais e formações naturais não florestais.

Esse comportamento observado entre 1985 e 2015 se assemelha ao comportamento das projeções de UCS realizada por Koch *et al.*, (2015) para a BHSF, considerando o cenário A2 do *Special Report on Emission Scenarios* (SRES) do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC). Nessas projeções, houve quase uma duplicação da área cultivada e uma redução de 22% da área de vegetação natural no ano de 2035 em relação a 2005. Dessa forma, as premissas sociais e econômicas desse cenário podem ser consideradas como atuantes ou parcialmente atuantes no período observado de 1985 e 2015, as quais consideram, dentre outras premissas, um alto crescimento populacional e uma baixa conscientização ambiental.

A região do MSF, mais precisamente sua parte Oeste, se destacou na análise da evolução espacial devido a nítida expansão da agropecuária. Essa região, destacada na Figura 6, corresponde a parte de uma das principais fronteiras agrícolas brasileira, a região do MATOPIBA.

O MATOPIBA abrange parcialmente os estados do Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia, delimitando uma fronteira agrícola de alta produtividade baseada em uma agricultura mecanizada de larga escala para cultivo de soja, milho, mandioca e arroz. A produção dessa região sextuplicou entre 1995 e 2012, principalmente devido ao cultivo mecanizado de soja em larga escala, duplicando a produção brasileira de soja (BRAGANÇA, 2018; LANDAU; GUIMARÃES; SOUZA, 2014; RIBEIRO *et al.*, 2020)

Além dos possíveis impactos diretos da expansão do UCS antrópico no ciclo hidrológico da BHSF, os impactos decorrentes do aumento das demandas consuntivas de água para atender esses usos antrópicos também possuem influência equivalente, talvez maior, no ciclo hidrológico da bacia, reduzindo a sua disponibilidade hídrica, como apontado por Wada *et al.* (2013) e Bosmans *et al.* (2017)

Nesse contexto, alguns estudos realizados apontam para um crescimento das demandas consuntivas na BHSF, principalmente para a irrigação. Landau, Guimarães e Souza (2014), destacam o acentuado crescimento da agricultura irrigada na região do MATOPIBA. Em 2013, esses autores identificaram 1401 pivôs centrais, ocupando uma área irrigada de 138.087,91 hectares. Cerca de 90% desses pivôs se concentram na região Oeste da Bahia, na BHSF.

Silva *et al.* (2021), avaliando as demandas consuntivas dos principais reservatórios da BHSF: Três Marias, Sobradinho e Itaparica, constataram um acentuado crescimento das demandas consuntivas para irrigação, abastecimento humano e para indústria entre 1961 e 2017. Nesses reservatórios, observaram um proeminente crescimento das demandas consuntivas para irrigação. O contraste do crescimento dessa demanda em relação as outras foi mais acentuado nos reservatórios de Sobradinho, no MSF, e Itaparica, no SSF, do que no reservatório de Três Marias, no ASF.

6.2 Tendência das variáveis hidrológicas

As variáveis hidrológicas consideradas apresentaram tendências destoantes. As estações pluviométricas apresentaram, em sua maioria, ausência de tendências com significância estatísticas na série de precipitação acumulada anual. Diversas estações fluviométricas, por sua vez, apresentaram tendências de decréscimo nas três séries anuais consideradas. Na *ETP*, todos os pontos de grande do CRU apresentaram tendências de crescimento.

As tendências de crescimento na *ETP* podem ser justificadas pelo aumento da agricultura irrigada na BHSF. Como descrito por Han, Xu e Yang (2017), o aumento da área irrigada no distrito de irrigação Awati, localizado na China, resultou em um acréscimo da *ETP*. Além disso, Bosmans *et al.* (2017) destacam que atividades humanas como irrigação e construção de reservatórios podem promover um aumento

da evapotranspiração sobre as áreas irrigadas e áreas alagadas pelo espelho do reservatório, contribuindo para a redução da vazão.

As conclusões de Santos, Calijuri e Assis (2022) corroboram o comportamento observado da tendência da *ETP* na BHSF. Esses autores destacam que as mudanças de UCS contribuíram para o aumento dos fluxos de radiação e calor próximo à superfície terrestre, levando a um aumento da *ETP*.

Na mesma linha que Santos, Calijuri e Assis (2022), Tucci (2005) destaca que as alterações no microclima, induzidas pelas modificações antrópicas no UCS, ou pelo aquecimento global, devido ao efeito-estufa, podem resultar no aumento da temperatura da superfície terrestre.

Dessa forma, tendo em vista que o método utilizado para determinação da *ETP*, Hargreaves-Samani, utiliza apenas a temperatura máxima e mínima como dado de entrada, esses aumentos na temperatura da superfície terrestre podem ter impactos significativos nessa componente hidrológica. A homogeneidade das tendências, por sua vez, pode ser atribuída à interpolação espacial realizada para os pontos de grade do CRU utilizando dados observados *in situ*.

No tocante ao comportamento das séries de precipitação e vazão, observou-se que o comportamento decrescente das séries de vazão não ocorreu em paralelo ao decrescimento da precipitação na bacia. Tendo em vista as grandes alterações antrópicas na BHSF entre 1985 e 2015, principalmente pelo crescimento das áreas de agropecuária, o comportamento destoante dessas séries corrobora com o exposto por Rangecroft *et al.* (2019) e Xu *et al.* (2019), os quais afirmam que as modificações antrópicas afetam a resposta da vazão à precipitação em uma bacia hidrográfica.

O comportamento divergente das séries de precipitação e vazão permitem que duas hipóteses sejam levantadas. A primeira sugere que o comportamento decrescente das vazões na BHSF pode estar associado a outros mecanismos não relacionados à precipitação, tais como os impactos das atividades antrópicas na BHSF, por exemplo, aumento das demandas consuntivas, aumento da evapotranspiração e alterações na geração de escoamento superficial.

Essa primeira hipótese é corroborada por Lucas *et al.* (2020) e Santos, Calijuri e Assis (2022). Esses autores atribuem as reduções nas vazões do rio São Francisco ao aumento da agricultura irrigada; às mudanças no processo de geração de escoamento superficial e ao aumento da evapotranspiração

A segunda levanta uma questão sobre os desvios nas séries de precipitação e vazão da BHSF. Tendo em vista que as tendências nas séries anuais de vazão são exclusivamente negativas e, não ocorrendo esse mesmo comportamento nas séries anuais de precipitação, leva-se a crer que os desvios negativos são bem mais presentes nas séries de vazão do que nas de precipitação, podendo ocorrer na primeira mesmo com a ausência desses na segunda.

A segunda hipótese, se verdadeira, indica um aumento da vulnerabilidade hídrica da BHSF entre 1985 e 2015, uma vez que secas hidrológicas intensas podem ocorrer até mesmo durante secas meteorológicas de menor intensidade e duração.

Nas sub-bacias consideradas, as tendências das séries hidrológicas avaliadas corroboram com os resultados obtidos na análise de tendência para todas as estações da BHSF. Em todas sub-bacias, observou-se uma tendência de crescimento da *ETP* acumulada anual, com um valor de declividade *Sen* semelhante em todos os casos. Nas localizadas no MSF, além da tendência supracitada da *ETP*, constatou-se tendências de decrescimento das vazões médias anuais. Exceto na BH9, todas as demais apresentaram ausência de tendência na série de precipitação acumulada anual.

O comportamento da tendência nas séries de precipitação e vazão das sub-bacias corrobora com o exposto sobre o comportamento divergente dessas séries observado ao longo de toda a BHSF. Dessa forma, as hipóteses conjecturadas com essa divergência também pode ser aplicadas para as sub-bacias avaliadas.

6.3 Impacto das modificações antrópicas nas vazões

As abordagens conceitual e analítica apresentaram resultados semelhante no tocante a decomposição da variação total em componentes climáticas e antrópicas. As variações totais da vazão, em ambas as abordagens, tanto no período P2 quanto no P3 em relação ao período base (P1), foram negativas em todas as sub-bacias avaliadas, reproduzindo o observado na análise de tendência das variáveis hidrológicas da BHSF.

Em relação as contribuições climáticas, nas duas abordagens, notou-se uma variação negativa dessa componente entre P2 e P3, chegando até a inverter o sentido dessas contribuições, exceto nas sub-bacias BH4, BH5 e BH6.

Cunha *et al.* (2019) destacam a intensificação dos desvios negativos da precipitação anual a partir de 2010 nas regiões Sudeste e Nordeste do Brasil, o que justifica a intensificação das componentes climáticas negativas e até mesmo as mudanças constatadas no sentido da contribuição entre P2 e P3.

Em uma análise específica para a BHSF, Cunha *et al.* (2019) citam que a região do MSF sofreu com uma seca extrema de 2011 até 2013, enquanto o ASF passou por uma seca severa entre 2013 e 2015. Esse fato também legitima as maiores contribuições negativas da componente climática da variação da vazão nas sub-bacias localizadas na região Oeste do MSF em relação as sub-bacias localizadas no ASF ou que extremam essa região.

Outro ponto chama a atenção em relação a contribuição climática nas sub-bacias localizadas no MSF. Avaliando os períodos P2 e P3 isoladamente, observou-se que as sub-bacias BH7, BH8 e BH9 apresentam essa componente como a principal causa da variação total da vazão em ambos os períodos. Esse comportamento divergiu das demais sub-bacias, nas quais a componente antrópica foi proeminente na variação total da vazão.

O comportamento dessas sub-bacias destacadas permite que seja levantada uma questão sobre as abordagens analítica e conceitual empregadas para decomposição da variação da vazão. Nesse método, alterações antrópicas no microclima, como o aumento da evapotranspiração em áreas irrigadas, são contabilizadas como alterações climáticas e não antrópicas. Esse detalhe pode justificar a proeminência da componente climática na variação da vazão nessas sub-bacias, apesar das intensas modificações antrópicas constatadas nelas. Dessa forma, como aponta Tucci (2005), o impacto da alteração antrópica da bacia no seu ciclo hidrológico depende de qual UCS antrópico será implementado na região modificada.

As contribuições antrópicas para a variação da vazão, por sua vez, guiaram a variação total da vazão na maioria das sub-bacias avaliadas, tanto no período P2 quanto no P3, corroborando com as intensas modificações antrópicas observadas na BHSF e o consequente aumento das demandas consuntivas associado a essas modificações.

Em relação aos coeficientes de elasticidade climática, observou-se um aumento dos valores entre P1 e P2 e uma leve diminuição entre P2 e P3 nas sub-bacias contidas no ASF ou que extremam essa região (BH1, BH2 até BH5). Nas

demais sub-bacias, exceto na BH9, o comportamento observado foi o crescimento dos coeficientes à medida que se avançava nos períodos avaliados. Na exceção, a BH9, observou-se um comportamento oposto, com o decréscimo dos coeficientes.

Pela definição de elasticidade climática das vazões, o crescimento desses coeficientes sugere um aumento da sensibilidade da vazão em relação as alterações das variáveis climáticas: precipitação e evapotranspiração, conferindo uma maior vulnerabilidade climática para a vazão. Em outras palavras, à medida que se avança nos períodos considerados, uma variação de 1% variáveis climáticas irá gerar uma variação maior que 1% na vazão.

O comportamento dos coeficientes de elasticidade climática fortalece a segunda hipótese levantada com a análise de tendência das séries hidrológicas da BHSF. Nessa hipótese, supõe-se que há um aumento da vulnerabilidade hídrica dessa bacia entre 1985 e 2015, pois os desvios negativos são bem mais presentes nas séries de vazão do que nas de precipitação, podendo ocorrer na primeira mesmo com a ausência desses da segunda.

6.4 Evolução dos parâmetros do modelo SMAP

A evolução das distribuições de frequência dos parâmetros do modelo SMAP entre os três períodos avaliados permitiu estabelecer, exceto para o parâmetro *Sat*, algumas relações com os resultados da decomposição das componentes antrópicas e climáticas da variação da vazão.

O parâmetro *pes*, por exemplo, apresentou um crescimento dos valores mais frequentes (picos do histograma) ao longo dos três períodos em sub-bacias cuja componente antrópica foi proeminente na variação total vazão. De maneira contrária, observou-se um decréscimo desses valores em sub-bacias que a componente climática se sobressaiu em relação a antrópica.

Esse parâmetro norteia a separação da precipitação em escoamento superficial e infiltração, ou seja, resulta da precipitação total subtraída da chuva efetiva, que é a parcela que se torna escoamento superficial diretamente. O crescimento dele sugere um aumento da chuva efetiva, diminuindo a parcela infiltrada e, por consequência, as vazões de longo prazo, sendo a recíproca verdadeira.

A modificação antrópica da cobertura natural, principalmente a de folhagem densa, facilita a geração do escoamento superficial e diminui os volumes infiltrados,

trazendo impactos para o escoamento de base (ANDRADE; RIBEIRO, 2020; SANTOS; CALIJURI; ASSIS, 2022; TUCCI, 2005; TULADHAR *et al.*, 2019; XIONG; HUANG; YANG, 2020).

O parâmetro *crec*, por sua vez, é associado a percolação da água infiltrada até o aquífero, sendo diretamente proporcional à sua recarga. Nas sub-bacias onde a componente antrópica (climática) da variação da vazão prevaleceu, observou-se o decrescimento (crescimento) dos valores associados aos picos do histograma ao longo dos períodos avaliados. O decrescimento desse parâmetro reflete uma diminuição na recarga do armazenamento subterrâneo, trazendo impactos para o escoamento de base.

O parâmetro *k* diz respeito a taxa de deplecionamento do armazenamento subterrâneo, sendo responsável pela geração do escoamento de base. Nas sub-bacias BH7, BH8 e BH9, localizadas no Oeste do MSF, observou-se um aumento dos valores mais frequentes ao longo dos períodos considerados. O crescimento desse parâmetro nos períodos avaliados sugere uma redução do escoamento de base.

Como observado na dinâmica do UCS dessas sub-bacias, houve um aumento significativo das áreas de agropecuária entre 1985 e 2015. Dessa forma, a causa para a redução do escoamento de base pode ser associada ao aumento da agricultura irrigada na região dessas sub-bacias, pois essa atividade pode utilizar bombeamento de águas subterrâneas para irrigação.

Corroborando com o supracitado, Lucas *et al.*(2020) destacam que a redução da vazão de um dos principais aquíferos na região Oeste do MSF, o aquífero de Urucuia, pode estar associada ao bombeamento de água subterrânea para irrigação. Nessa região, conforme Landau, Guimarães e Souza (2014), cerca de 90% dos pivôs centrais do MATOPIBA (≈ 1260) se concentram nessa região.

A redução da vazão do aquífero de Urucuia destacada por Lucas *et al.* (2021), pode ser associada as inúmeras tendências de decrescimento nas séries de vazão observada na região Oeste do MSF, principalmente nas vazões mensais mínimas anuais, pois durante a estação seca, o escoamento superficial é mantido quase que exclusivamente pelo escoamento de base.

A evolução dos parâmetros do modelo SMAP nas sub-bacias avaliadas, relacionando-a com as mudanças no comportamento de alguns processos do ciclo hidrológico corroboram com as conclusões obtidas por Santos, Calijuri e Assis (2022).

Esses autores destacam que as modificações antrópicas da BHSF impactaram seus processos hidrológicos, tais como: aumento do escoamento superficial e da evapotranspiração, redução do escoamento subsuperficial, redução do escoamento de base, redução da recarga dos aquíferos e redução da umidade do solo, tais reduções foram causadas pelo aumento dos dois primeiros processos e pelo aumento das demandas consuntivas.

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As análises realizadas neste trabalho conseguiram identificar e quantificar, mesmo que com algumas incertezas, os impactos das modificações antrópicas no ciclo hidrológico da BHSF, mais especificamente nos processos de geração do escoamento superficial dessa bacia. Esses impactos evidenciam uma redução da disponibilidade hídrica e uma diminuição da resiliência hídrica frente às variações do clima dessa bacia entre 1985 e 2015.

A evolução do UCS na BHSF possibilitou a constatação de uma expansão abrangente e acelerada das áreas antrópicas em detrimento de formações naturais no período avaliado. Essa expansão é principalmente composta pela ampliação da agropecuária em detrimento das florestas naturais e formações naturais não florestais. Todavia, em algumas regiões, destacou-se o crescimento da infraestrutura urbana e das áreas de silvicultura (floresta plantada).

A análise de tendências das variáveis hidrológicas, utilizando o método de Mann-Kendall e a declividade Sen, viabilizou a identificação de padrões de tendência que puderam ser associados às modificações antrópicas realizada na BHSF. Essas alterações podem ter induzido mudanças nos padrões da *ETP* e afetado a relação precipitação-vazão da bacia. As tendências de crescimento nas séries de *ETP* acumulada anual foram justificadas com o aumento da agricultura irrigada na abrangente expansão das áreas de atividade agropecuária ao longo de toda a bacia.

O comportamento divergente entre as séries de precipitação e de vazão avaliadas apontou para uma alteração na relação entre essas duas componentes hidrológicas, sugerindo a influência do aumento da *ETP* e de outros mecanismos no processo de geração do escoamento superficial, tais como: o aumento da exploração de água para agricultura irrigada, principalmente a exploração das águas subterrâneas na região Oeste do MSF, e uma maior parcela de chuva efetiva, que reduz a infiltração e, por consequência, as vazões de longo prazo.

A decomposição da variação total da vazão em componentes climáticas e antrópicas forneceu um forte indicativo dos impactos das atividades humanas no escoamento superficial da BHSF.

Entre as 10 sub-bacias avaliadas, tanto na abordagem conceitual quanto na analítica, a componente antrópica foi proeminente na maioria dessas, com variações negativas da vazão associada a essa componente atingindo valores

próximos a -40% no P2 e maiores que esse valor no P3, ambos em relação ao período base (P1). Esse comportamento retratou bem a forte modificação antrópica realizada na BHSF entre 1985 e 2015.

Nas sub-bacias com predominância da componente climática, a superioridade dessa componente é questionável, pois são sub-bacias com acentuada expansão da agropecuária e da exploração dos recursos hídricos para agricultura irrigada. Dessa forma, supõe-se que os métodos utilizados para decomposição da variação da vazão não apresentam resultados satisfatórios quando as modificações antrópicas promovem alterações no microclima, como o aumento da evapotranspiração ocasionado pela expansão da agricultura irrigada em uma região.

A aplicação do conceito de elasticidade climática das vazões forneceu indícios de diminuição da resiliência hídrica frente às variações do clima nas sub-bacias avaliadas entre 1985 e 2015. Por exemplo, na sub-bacia que apresentou esse índice de forma mais expressiva, BH2, -10% de variação na precipitação corresponderiam a cerca de -26% de variação na vazão no período P1 (1985 até 1995); nos períodos P2 (1996-2005) e P3 (2006 - 2015), os mesmos -10% de variação na precipitação, corresponderiam a cerca de -35% de variação da vazão.

Na modelagem hidrológica utilizando o SMAP e o método DREAM para sua calibração sob incerteza paramétrica, a evolução da distribuição estatística dos parâmetros desse modelo viabilizaram a identificação dos processos que foram impactados pelas modificações antrópicas da bacia ao longo do período avaliado. Um exemplo disso, é a evolução do parâmetro k nas sub-bacias situadas na região Oeste do MSF, que sugeriu uma redução do processo de geração do escoamento de base, sendo corroborado por trabalhos que destacaram a redução desse escoamento nessa região.

Como evidenciado, os fatores antrópicos possuem grande influência no ciclo hidrológico da BHSF, até mesmo maiores que os fatores climáticos. Dessa forma, os resultados e discussões apresentados neste trabalho podem nortear políticas públicas para garantia da segurança hídrica assim como medidas de gestão, a nível de bacia, para redução dos impactos desses fatores, viabilizando a exploração sustentável dos recursos hídricos e do território da bacia.

Além disso, tendo em vista as consequências diretas e indiretas das modificações antrópicas do UCS, é indispensável que o planejamento territorial das

bacias hidrográficas seja incorporado na gestão dos recursos hídricos. Esse planejamento se pauta, principalmente, na compreensão dos impactos dessas modificações nos processos hidrológicos da região, norteador ações para preservação da bacia e mitigação desses impactos, garantindo a proteção desses recursos para gerações futuras e atuais.

Apesar dos resultados viabilizarem o cumprimento do objetivo geral deste trabalho, alguns destaques podem ser feitos sobre os métodos utilizado para tal:

- A metodologia para decomposição da variação total da vazão na abordagem conceitual, considera apenas a variação do parâmetro referente às características físicas da bacia para determinação de sua componente antrópica. Dessa forma, há uma incerteza na determinação da componente climática, visto que algumas alterações antrópicas podem promover mudanças no microclima da região modificada, por exemplo, o aumento da agricultura irrigada. Portanto, supõe-se que, nessas situações, o impacto dessas alterações é contabilizado na componente climática e não na antrópica.
- O modelo SMAP, apesar de viabilizar um paralelismo entre seus parâmetros e os processos físicos do balanço hídrico da bacia, possui uma incerteza de caráter estrutural associada a representação desse balanço, uma vez que é um modelo conceitual e concentrado. Assim, pressupõe-se que modelos de base física viabilizem uma melhor análise desses impactos. Todavia, destaca-se que o SMAP foi capaz de atender ao objetivo específico de sua utilização e contribuir para o objetivo geral deste trabalho.

Para trabalhos futuros baseados neste, recomenda-se:

- A utilização de modelos distribuídos de base física para avaliação robusta de como as modificações antrópicas da BHSF impactam os processos do ciclo hidrológico.
- Análise de séries temporais diárias de precipitação, *ETP* e vazão para uma melhor avaliação dos impactos dos fatores antrópicos na geração de escoamento superficial da BHSF.

- Avaliação dos impactos das atividades antrópicas na variação do volume dos reservatórios, nas vazões máximas e nas vazões mínimas de referências da BHSF.
- Aferir os impactos das modificações antrópicas na propagação de secas meteorológicas para secas hidrológicas na BHSF.
- Aplicar a metodologia utilizada neste trabalho para outras importantes bacias hidrográficas brasileiras, de preferência com regimes climáticos diferentes.

REFERÊNCIAS

AHMED, E. A. Bayesian estimation based on progressive Type-II censoring from two-parameter bathtub-shaped lifetime model: an Markov chain Monte Carlo approach. **Journal of Applied Statistics**, vol. 41, no. 4, p. 752–768, 3 Apr. 2014. DOI 10.1080/02664763.2013.847907.

ALEXANDRE, A. M. B.; MARTINS, E. S.; CLARKE, R. T.; REIS JR, D. S. Regionalização de parâmetros de modelos hidrológicos. **XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, p. 17, 2005. .

ANA. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2020: informe anual**. Brasília - DF: Agência Nacional de Águas, 2020. Available at: <https://www.snirh.gov.br/portal/centrais-de-conteudos/conjuntura-dos-recursos-hidricos/conjuntura-2020>.

ANDRADE, M. P. de; RIBEIRO, C. B. de M. Impacts of land use and cover change on Paraíba do Sul watershed streamflow using the SWAT model. **RBRH**, vol. 25, 2020. DOI 10.1590/2318-0331.252020190034.

ANDRÉASSIAN, V.; CORON, L.; LERAT, J.; LE MOINE, N. Climate elasticity of streamflow revisited - An elasticity index based on long-term hydrometeorological records. **Hydrology and Earth System Sciences**, vol. 20, no. 11, p. 4503–4524, 2016. <https://doi.org/10.5194/hess-20-4503-2016>.

AWOTWI, A.; ANORNU, G. K.; QUAYE-BALLARD, J. A.; ANNOR, T. Monitoring land use and land cover changes due to extensive gold mining, urban expansion, and agriculture in the Pra River Basin of Ghana, 1986–2025. **Land Degradation and Development**, vol. 29, no. 10, p. 3331–3343, 2018. <https://doi.org/10.1002/ldr.3093>.

BARRERA, C.; NÚÑEZ COBO, J.; SOUVIGNET, M.; OYARZÚN, J.; OYARZÚN, R. Streamflow elasticity, in a context of climate change, in arid Andean watersheds of north-central Chile. **Hydrological Sciences Journal**, vol. 65, no. 10, p. 1707–1719, 2020. DOI 10.1080/02626667.2020.1770764.

BEVEN, K.; BINLEY, A. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. **Hydrological Processes**, vol. 6, no. 3, p. 279–298, Jul. 1992. DOI 10.1002/hyp.3360060305.

BLITZSTEIN, J. K.; HWANG, J. **Introduction to Probability**. 1st ed.: Chapman & Hall/CRC Texts in Statistical Science, 2015.

BOSMANS, J. H. C.; VAN BEEK, L. P. H.; SUTANUDJAJA, E. H.; BIERKENS, M. F. P. Hydrological impacts of global land cover change and human water use. **Hydrology and Earth System Sciences**, vol. 21, no. 11, p. 5603–5626, 14 Nov. 2017. DOI 10.5194/hess-21-5603-2017.

BRAGANÇA, A. A. The Causes and Consequences of Agricultural Expansion in Matopiba. **Revista Brasileira de Economia**, vol. 72, no. 2, p. 161–185, 2018. <https://doi.org/10.5935/0034-7140.20180008>.

BRASIL. **Projeto de Integração do Rio São Francisco, Relatório de Impacto Ambiental – RIMA**. Belo Horizonte - MG, 2004. Available at: <https://antigo.mdr.gov.br/images/stories/ProjetoRioSaoFrancisco/ArquivosPDF/documentostecnicos/RIMAJULHO2004.pdf>.

BUDYKO, M. I. **Climate and Life**. New York: Academic, 1974.

CBHSF. **Plano de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do rio São Francisco 2016-2025**. Comitê da Bacia Hidrográfica do rio São Francisco (CBHSF), 2016. Available at: https://2017.cbhsaofrancisco.org.br/wp-content/uploads/2016/08/PRH-SF_Apresentacao_26ago16.pdf.

CEMIG. Usina Hidrelétrica de Três Marias. 2021. Available at: <https://www.cemig.com.br/usina/tres-marias/>. Acessado em: 11 Jun. 2021.

CHEN, H.; TONG, S. T. Y.; YANG, H.; YANG, Y. J. Simulating the hydrologic impacts of land-cover and climate changes in a semi-arid watershed. **Hydrological Sciences Journal**, vol. 60, no. 10, p. 1739–1758, 3 Oct. 2015. DOI 10.1080/02626667.2014.948445.

CHESF. Sistemas de Geração. 2016. Available at: <https://www.chesf.gov.br/SistemaChesf/Pages/SistemaGeracao/SistemasGeracao.aspx>. Acessado em: 11 Jun. 2021.

CIRILO, J. A.; VERÇOSA, L. F. de M.; GOMES, M. M. de A.; FEITOZA, M. A. B.; FERRAZ, G. de F.; SILVA, B. de M. Development and application of a rainfall-runoff model for semi-arid regions. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, vol. 25, p. 1–19, 2020. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.252020190106>.

COSTA, J. M. F. da; SILVEIRA, C. S.; VASCONCELOS JÚNIOR, F. das C.; MARCOS JUNIOR, A. D.; DA SILVA, M. V. M.; RAMOS, S. F. C.; PORTO, V. C.; SOUZA FILHO, F. de A.; MARTINS, E. S. P. R. The water, climate and energy nexus in the São Francisco River Basin, Brazil: an analysis of decadal climate variability. **Hydrological Sciences Journal**, vol. 67, no. 1, p. 1–20, 2 Jan. 2022. DOI 10.1080/02626667.2021.1985124.

CREECH, C. T.; SIQUEIRA, R. B.; SELEGEAN, J. P.; MILLER, C. Anthropogenic impacts to the sediment budget of São Francisco River navigation channel using SWAT. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, vol. 8, no. 3, p. 140–157, 2015. <https://doi.org/10.3965/j.ijabe.20150803.1372>.

CUNHA, A. P. M. A.; ZERI, M.; LEAL, K. D.; COSTA, L.; CUARTAS, L. A.; MARENGO,

J. A.; TOMASELLA, J.; VIEIRA, R. M.; BARBOSA, A. A.; CUNNINGHAM, C.; CAL GARCIA, J. V.; BROEDEL, E.; ALVALÁ, R.; RIBEIRO-NETO, G. Extreme drought events over Brazil from 2011 to 2019. **Atmosphere**, vol. 10, no. 11, 2019. <https://doi.org/10.3390/atmos10110642>.

DARVINI, G.; MEMMOLA, F. Assessment of the impact of climate variability and human activities on the runoff in five catchments of the Adriatic Coast of south-central Italy. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, vol. 31, no. August, p. 100712, 2020. DOI 10.1016/j.ejrh.2020.100712.

DEVI, G. K.; GANASRI, B. P.; DWARAKISH, G. S. A Review on Hydrological Models. **Aquatic Procedia**, vol. 4, no. 1cwrcoe, p. 1001–1007, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>.

DEY, P.; MISHRA, A. Separating the impacts of climate change and human activities on streamflow: A review of methodologies and critical assumptions. **Journal of Hydrology**, vol. 548, p. 278–290, 2017. DOI 10.1016/j.jhydrol.2017.03.014.

DORNELES, G. C. R. **ATRIBUIÇÃO DAS MUDANÇAS NA VAZÃO MÉDIA DE LONGO PERÍODO DEVIDO ÀS ATIVIDADES HUMANAS E ALTERAÇÕES NO CLIMA**. 2021. 97 f. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, 2021.

ESTÁCIO, A. B. S. **CLIMATE CHANGE AND MODEL PARAMETER UNCERTAINTIES PROPAGATED TO UNGAUGED RESERVOIR CATCHMENT S IN CEARÁ. A STUDY FOR WATER AVAILABILITY ASSESSMENT**. 2020. 67 f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2020.

FISHER, D. K.; PRINGLE III, H. C. Evaluation of alternative methods for estimating reference evapotranspiration. **Agricultural Sciences**, vol. 04, no. 08, p. 51–60, 2013. <https://doi.org/10.4236/as.2013.48a008>.

FU, B. P. On the Calculation of the Evaporation from Land Surface. **Chinese Journal of Atmospheric Sciences**, vol. 5, no. 1, p. 23–31, 1981. <https://doi.org/https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1981.01.03>.

GEBREHIWOT, S. G.; DI BALDASSARRE, G.; BISHOP, K.; HALLDIN, S.; BREUER, L. Is observation uncertainty masking the signal of land use change impacts on hydrology? **Journal of Hydrology**, vol. 570, no. July 2018, p. 393–400, Mar. 2019. DOI 10.1016/j.jhydrol.2018.12.058.

GUPTA, A.; GOVINDARAJU, R. S. Propagation of structural uncertainty in watershed hydrologic models. **Journal of Hydrology**, vol. 575, no. March, p. 66–81, Aug. 2019. DOI 10.1016/j.jhydrol.2019.05.026.

HAARIO, H.; LAINE, M.; MIRA, A.; SAKSMAN, E. DRAM: Efficient adaptive MCMC.

Statistics and Computing, vol. 16, no. 4, p. 339–354, Dec. 2006. DOI 10.1007/s11222-006-9438-0.

HAMED, K. H. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. **Journal of Hydrology**, vol. 349, no. 3–4, p. 350–363, Feb. 2008. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.009>.

HAN, S.; XU, D.; YANG, Z. Irrigation-Induced Changes in Evapotranspiration Demand of Awati Irrigation District, Northwest China: Weakening the Effects of Water Saving? **Sustainability**, vol. 9, no. 9, p. 1531, 28 Aug. 2017. DOI 10.3390/su9091531.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. **Applied Engineering in Agriculture**, vol. 1, no. 2, p. 96–99, 1985. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>.

HARRIS, I.; OSBORN, T. J.; JONES, P.; LISTER, D. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. **Scientific Data**, vol. 7, no. 1, p. 109, 3 Dec. 2020. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>.

HASTINGS, W. K. Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications. **Biometrika**, vol. 57, no. 1, p. 97–109, 1 Apr. 1970. DOI 10.1093/biomet/57.1.97.

HE, G.; ZHAO, Y.; WANG, J.; GAO, X.; HE, F.; LI, H.; ZHAI, J.; WANG, Q.; ZHU, Y. Attribution analysis based on Budyko hypothesis for land evapotranspiration change in the Loess Plateau, China. **Journal of Arid Land**, vol. 11, no. 6, p. 939–953, 8 Dec. 2019. DOI 10.1007/s40333-019-0107-5.

HOUSKA, T.; KRAFT, P.; CHAMORRO-CHAVEZ, A.; BREUER, L. SPOTting model parameters using a ready-made python package. **PLoS ONE**, vol. 10, no. 12, p. 1–22, 2015. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0145180>.

JIN, X.; XU, C.-Y.; ZHANG, Q.; SINGH, V. P. Parameter and modeling uncertainty simulated by GLUE and a formal Bayesian method for a conceptual hydrological model. **Journal of Hydrology**, vol. 383, no. 3–4, p. 147–155, Mar. 2010. DOI 10.1016/j.jhydrol.2009.12.028.

JOSEPH, J. F.; GUILLAUME, J. H. A. Using a parallelized MCMC algorithm in R to identify appropriate likelihood functions for SWAT. **Environmental Modelling & Software**, vol. 46, p. 292–298, Aug. 2013. DOI 10.1016/j.envsoft.2013.03.012. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.03.012>.

JUNIOR, D. S. R.; CERQUEIRA, C. M.; VIEIRA, R. F.; MARTINS, E. S. Budyko's Framework and Climate Elasticity Concept in the Estimation of Climate Change Impacts on the Long-Term Mean Annual Streamflow. 28 May 2013. **World Environmental and Water Resources Congress 2013** [...]. Reston, VA: American

Society of Civil Engineers, 28 May 2013. p. 1110–1120. DOI 10.1061/9780784412947.107.

KOCH, H.; BIEWALD, A.; LIERSCH, S.; AZEVEDO, J. R. G. de; SILVA, G. N. S. da; KÖLLING, K.; FISCHER, P.; KOCH, R.; HATTERMANN, F. F. Scenarios of climate and land-use change, water demand and water availability for the São Francisco River basin. **Revista Brasileira de Ciências Ambientais (Online)**, no. 36, p. 96–114, 2015. <https://doi.org/10.5327/z2176-947820151007>.

KRAJEWSKI, A.; SIKORSKA-SENONER, A. E.; HEJDUK, L.; BANASIK, K. An Attempt to Decompose the Impact of Land Use and Climate Change on Annual Runoff in a Small Agricultural Catchment. **Water Resources Management**, vol. 35, no. 3, p. 881–896, 2021. <https://doi.org/10.1007/s11269-020-02752-9>.

LANDAU, E. C.; GUIMARÃES, D. P.; SOUZA, D. L. De. **Caracterização Ambiental das Áreas com Agricultura Irrigada por Pivôs Centrais na Região do Matopiba - Brasil**. Sete Lagoas : Embrapa Milho e Sorgo: 2014.

LI, H.; SHI, C.; ZHANG, Y.; NING, T.; SUN, P.; LIU, X.; MA, X.; LIU, W.; COLLINS, A. L. Using the Budyko hypothesis for detecting and attributing changes in runoff to climate and vegetation change in the soft sandstone area of the middle Yellow River basin, China. **Science of The Total Environment**, vol. 703, p. 135588, Feb. 2020. DOI 10.1016/j.scitotenv.2019.135588.

LI, S.; XIONG, L.; LI, H.-Y.; LEUNG, L. R.; DEMISSIE, Y. Attributing runoff changes to climate variability and human activities: uncertainty analysis using four monthly water balance models. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, vol. 30, no. 1, p. 251–269, 26 Jan. 2016. DOI 10.1007/s00477-015-1083-8.

LIMA, C. E. S.; SILVA, M. V. M.; SILVEIRA, C. da S.; VASCONCELOS JUNIOR, F. D. C. WAVELET TRANSFORM FOR MEDIUM-RANGE STREAMFLOWS PROJECTIONS IN NATIONAL INTERCONNECTED SYSTEM. **Revista Brasileira de Ciências Ambientais**, vol. 56, no. 1, p. 1–12, 17 Dec. 2021. DOI 10.5327/Z217694781048.

LIMA, J. P. R.; ALVES, J. M. B. Um estudo de downscaling dinâmico de precipitação intrasazonal acoplado a modelo chuva-vazão na bacia hidrográfica alto-médio São Francisco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 24, no. 3, p. 323–338, Sep. 2009. DOI 10.1590/S0102-77862009000300006.

LIU, J.; ZHANG, Q.; ZHANG, Y.; CHEN, X.; LI, J.; ARYAL, S. K. Deducing Climatic Elasticity to Assess Projected Climate Change Impacts on Streamflow Change across China. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, vol. 122, no. 19, p. 10,228–10,245, 16 Oct. 2017. DOI 10.1002/2017JD026701.

LIU, Y. R.; LI, Y. P.; HUANG, G. H.; ZHANG, J. L.; FAN, Y. R. A Bayesian-based multilevel factorial analysis method for analyzing parameter uncertainty of hydrological

model. **Journal of Hydrology**, vol. 553, p. 750–762, Oct. 2017. DOI 10.1016/j.jhydrol.2017.08.048.

LOPES, J. E. G.; BRAGA, B. P. F.; CANEJO, J. G. SMAP - A Simplified Hydrological Model. *In: WATER RESOURCES PUBLICATIONS* (ed.). **Applied Modeling in Catchment Hydrology**: Universidade de Wisconsin - Madison, 1982. p. 563.

LU, Y.; KUEPPERS, L. Increased heat waves with loss of irrigation in the United States. **Environmental Research Letters**, vol. 10, no. 6, p. 064010, 1 Jun. 2015. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/6/064010>.

LUCAS, M. C.; KUBLIK, N.; RODRIGUES, D. B. B.; MEIRA NETO, A. A.; ALMAGRO, A.; MELO, D. de C. D.; ZIPPER, S. C.; OLIVEIRA, P. T. S. Significant Baseflow Reduction in the Sao Francisco River Basin. **Water**, vol. 13, no. 1, p. 2, 22 Dec. 2020. DOI 10.3390/w13010002.

MAPBIOMAS. A dinâmica da superfície de água do território brasileiro. 2021. **Projeto MapBiomias - Mapeamento da superfície de água no Brasil (Coleção 1)**. Available at: https://mapbiomas-br-site.s3.amazonaws.com/MapBiomias_Água_Agosto_2021_22082021_OK_v2.pdf. Acessado em: 3 Fev. 2020.

MAPBIOMAS, 2021a. **Mapbiomas - O projeto**. Disponível em: <https://mapbiomas.org/o-projeto> (Acessado em 08/01/2022).

MAPBIOMAS, 2021b. **Plataforma Mapbiomas**. Disponível em: <https://plataforma.brasil.mapbiomas.org/> (Acessado em 08/01/2022).

MAPBIOMAS, 2021c. **Mapbiomas - Acurácia e Estatística**. Disponível em: <https://mapbiomas.org/accuracy-statistics> (Acessado em 08/01/2022).

MAPBIOMAS, 2021d. **Mapbiomas - Visão Geral da Metodologia**. Disponível em: <https://mapbiomas.org/visao-geral-da-metodologia> (Acessado em 08/01/2022).

MESHESHA, T. W.; TRIPATHI, S. K.; KHARE, D. Analyses of land use and land cover change dynamics using GIS and remote sensing during 1984 and 2015 in the Beressa Watershed Northern Central Highland of Ethiopia. **Modeling Earth Systems and Environment**, vol. 2, no. 4, p. 1–12, 3 Dec. 2016. DOI 10.1007/s40808-016-0233-4.

METROPOLIS, N.; ROSENBLUTH, A. W.; ROSENBLUTH, M. N.; TELLER, A. H.; TELLER, E. Equation of State Calculations by Fast Computing Machines. **The Journal of Chemical Physics**, vol. 21, no. 6, p. 1087–1092, Jun. 1953. DOI 10.1063/1.1699114.

MOREIRA, J. G. do V.; NAGHETTINI, M. Detecção de Tendências Monotônicas Temporais e Relação com Erros dos Tipos I e II: Estudo de Caso em Séries de

Precipitações Diárias Máximas Anuais do Estado do Acre. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 31, no. 4, p. 394–402, 29 Sep. 2016. <https://doi.org/10.1590/0102-778631231420140155>.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, vol. 10, no. 3, p. 282–290, Apr. 1970. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6).

NOTT, D. J.; MARSHALL, L.; BROWN, J. Generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) and approximate Bayesian computation: What's the connection? **Water Resources Research**, vol. 48, no. 12, p. 1–7, Dec. 2012. DOI 10.1029/2011WR011128.

OLIVEIRA, V. A. de; MELLO, C. R. de; VIOLA, M. R.; SRINIVASAN, R. LAND-USE CHANGE IMPACTS ON THE HYDROLOGY OF THE UPPER GRANDE RIVER BASIN, BRAZIL. **CERNE**, vol. 24, no. 4, p. 334–343, Dec. 2018. DOI 10.1590/01047760201824042573.

ONS. **Plano de Operação Energética 2020/2024 - PEN**, 2020. Available at: http://www.ons.org.br/AcervoDigitalDocumentosEPublicacoes/REVISTA_PEN_2020_versao20201112.pdf.

PONTES FILHO, J. D.; SOUZA FILHO, F. de A.; MARTINS, E. S. P. R.; STUDART, T. M. de C. Copula-Based Multivariate Frequency Analysis of the 2012–2018 Drought in Northeast Brazil. **Water**, vol. 12, no. 3, p. 834, 16 Mar. 2020. <https://doi.org/10.3390/w12030834>.

RAJE, D.; KRISHNAN, R. Bayesian parameter uncertainty modeling in a macroscale hydrologic model and its impact on Indian river basin hydrology under climate change. **Water Resources Research**, vol. 48, no. 8, p. 1–17, Aug. 2012. DOI 10.1029/2011WR011123.

RANGECROFT, S.; VAN LOON, A. F.; MAUREIRA, H.; VERBIST, K.; HANNAH, D. M. An observation-based method to quantify the human influence on hydrological drought: upstream–downstream comparison. **Hydrological Sciences Journal**, vol. 64, no. 3, p. 276–287, 17 Feb. 2019. DOI 10.1080/02626667.2019.1581365.

RÁPALO, L. M. C.; ULIANA, E. M.; MOREIRA, M. C.; DA SILVA, D. D.; DE MELO RIBEIRO, C. B.; DA CRUZ, I. F.; DOS REIS PEREIRA, D. Effects of land-use and -cover changes on streamflow regime in the Brazilian Savannah. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, vol. 38, no. September, p. 100934, Dec. 2021. DOI 10.1016/j.ejrh.2021.100934.

REIS JUNIOR, D. S.; CERQUEIRA, C. M.; VIEIRA, R. F.; MARTINS, E. S. Budyko's framework and climate elasticity concept in the estimation of climate change impacts on the long-term mean annual streamflow. 2013. **World Environmental and Water Resources Congress 2013: Showcasing the Future - Proceedings of the 2013**

Congress. 2013. p. 11.

RIBEIRO, L. C. de S.; LÔBO, A. S.; SILVA, L. D. da; ANDRADE, N. F. S. Padrões de crescimento econômico dos municípios do MATOPIBA. **Revista de Economia e Sociologia Rural**, vol. 58, no. 3, p. 1–17, 2020. <https://doi.org/10.1590/1806-9479.2020.212613>.

ROCHA, R. V. **ANTROPOCENO: IMPACTOS ANTRÓPICOS DE MUDANÇAS NO USO DO SOLO E OPERAÇÃO DE RESERVATÓRIOS NAS SECAS DO CEARÁ**. 2018. 112 f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018.

ROCHA, R. V.; SOUZA FILHO, F. de A. Mapping abrupt streamflow shift in an abrupt climate shift through multiple change point methodologies: Brazil case study. **Hydrological Sciences Journal**, vol. 65, no. 16, p. 2783–2796, 2020. DOI 10.1080/02626667.2020.1843657.

SALVIANO, M. F.; GROppo, J. D.; PELLEGRINO, G. Q. Análise de Tendências em Dados de Precipitação e Temperatura no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 31, no. 1, p. 64–73, Mar. 2016. <https://doi.org/10.1590/0102-778620150003>.

SANTOS, V. J.; CALIJURI, M. L.; ASSIS, L. C. Land cover changes implications in energy flow and water cycle in São Francisco Basin, Brazil, over the past 7 decades. **Environmental Earth Sciences**, vol. 81, no. 3, p. 83, 28 Feb. 2022. <https://doi.org/10.1007/s12665-022-10210-5>.

SCHAAKE, J. C. .; WAGGONER, P. E. From climate to flow. **Climate change and US water resources**, vol. 8, p. 177–206, 1990.

SCHNEIDER, U.; FINGER, P.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; ZIESE, M.; BECKER, A. **Global Precipitation Analysis Products of the GPCC**. Offenbach am Main - Alemanha, 2018. Available at: ftp://ftp-anon.dwd.de/pub/data/gpcc/PDF/GPCC_intro_products_2008.pdf.

SEN, P. K. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. **Journal of the American Statistical Association**, vol. 63, no. 324, p. 1379–1389, Dec. 1968. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>.

SHAFII, M.; TOLSON, B.; MATOTT, L. S. Uncertainty-based multi-criteria calibration of rainfall-runoff models: A comparative study. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, vol. 28, no. 6, p. 1493–1510, 2014. <https://doi.org/10.1007/s00477-014-0855-x>.

SILVA, M. V. M.; SILVEIRA, C. da S.; COSTA, J. M. F. da; MARTINS, E. S. P. R.; VASCONCELOS JÚNIOR, F. das C. Projection of Climate Change and Consumptive Demands Projections Impacts on Hydropower Generation in the São Francisco River

Basin, Brazil. **Water**, vol. 13, no. 3, p. 332, 29 Jan. 2021. DOI 10.3390/w13030332.

SILVEIRA, C. da S.; SOUZA FILHO, F. de A.; VASCONCELOS JÚNIOR, F. das C. Streamflow projections for the Brazilian hydropower sector from RCP scenarios. **Journal of Water and Climate Change**, vol. 8, no. 1, p. 114–126, 2017. <https://doi.org/10.2166/wcc.2016.052>.

SINHA, J.; SHARMA, A.; KHAN, M.; GOYAL, M. K. Assessment of the impacts of climatic variability and anthropogenic stress on hydrologic resilience to warming shifts in Peninsular India. **Scientific Reports**, vol. 8, no. 1, p. 13833, 14 Dec. 2018. DOI 10.1038/s41598-018-32091-0.

SOUZA, C. M.; Z. SHIMBO, J.; ROSA, M. R.; PARENTE, L. L.; A. ALENCAR, A.; RUDORFF, B. F. T.; HASENACK, H.; MATSUMOTO, M.; G. FERREIRA, L.; SOUZA-FILHO, P. W. M.; DE OLIVEIRA, S. W.; ROCHA, W. F.; FONSECA, A. V.; MARQUES, C. B.; DINIZ, C. G.; COSTA, D.; MONTEIRO, D.; ROSA, E. R.; VÉLEZ-MARTIN, E.; ... AZEVEDO, T. Reconstructing Three Decades of Land Use and Land Cover Changes in Brazilian Biomes with Landsat Archive and Earth Engine. **Remote Sensing**, vol. 12, no. 17, p. 2735, 25 Aug. 2020. DOI 10.3390/rs12172735.

ST. JACQUES, J.-M.; SAUCHYN, D. J.; ZHAO, Y. Northern Rocky Mountain streamflow records: Global warming trends, human impacts or natural variability? **Geophysical Research Letters**, vol. 37, no. 6, p. n/a-n/a, Mar. 2010. DOI 10.1029/2009GL042045.

STEFFEN, W.; GRINEVALD, J.; CRUTZEN, P.; MCNEILL, J. The anthropocene: Conceptual and historical perspectives. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, vol. 369, no. 1938, p. 842–867, 2011. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0327>.

TAO, H.; FRAEDRICH, K.; MENZ, C.; ZHAI, J. Trends in extreme temperature indices in the Poyang Lake Basin, China. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, vol. 28, no. 6, p. 1543–1553, 15 Aug. 2014. <https://doi.org/10.1007/s00477-014-0863-x>.

TERRIER, M.; PERRIN, C.; DE LAVENNE, A.; ANDRÉASSIAN, V.; LERAT, J.; VAZE, J. Streamflow naturalization methods: a review. **Hydrological Sciences Journal**, vol. 66, no. 1, p. 12–36, 2021. DOI 10.1080/02626667.2020.1839080.

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

TULADHAR, D.; DEWAN, A.; KUHN, M.; J. CORNER, R. The Influence of Rainfall and Land Use/Land Cover Changes on River Discharge Variability in the Mountainous Catchment of the Bagmati River. **Water**, vol. 11, no. 12, p. 2444, 21 Nov. 2019. DOI 10.3390/w11122444.

VAN LOON, A. F.; VAN LANEN, H. A. J. Making the distinction between water scarcity and drought using an observation-modeling framework. **Water Resources Research**, vol. 49, no. 3, p. 1483–1502, Mar. 2013. DOI 10.1002/wrcr.20147.

VAN LOON, A. F.; STAHL, K.; DI BALDASSARRE, G.; CLARK, J.; RANGE CROFT, S.; WANDERS, N.; GLEESON, T.; VAN DIJK, A. I. J. M.; TALLAKSEN, L. M.; HANNAFORD, J.; UIJLENHOET, R.; TEULING, A. J.; HANNAH, D. M.; SHEFFIELD, J.; SVOBODA, M.; VERBEIREN, B.; WAGENER, T.; VAN LANEN, H. A. J. Drought in a human-modified world: reframing drought definitions, understanding, and analysis approaches. **Hydrology and Earth System Sciences**, vol. 20, no. 9, p. 3631–3650, 8 Sep. 2016. DOI 10.5194/hess-20-3631-2016.

VRUGT, J. A. Markov chain Monte Carlo simulation using the DREAM software package: Theory, concepts, and MATLAB implementation. **Environmental Modelling and Software**, vol. 75, p. 273–316, 2016. DOI 10.1016/j.envsoft.2015.08.013.

VRUGT, J. A.; DIKS, C. G. H.; CLARK, M. P. Ensemble Bayesian model averaging using Markov Chain Monte Carlo sampling. **Environmental Fluid Mechanics**, vol. 8, no. 5–6, p. 579–595, 2008.

VRUGT, J. A.; TER BRAAK, C. J. F.; DIKS, C. G. H.; ROBINSON, B. A.; HYMAN, J. M.; HIGDON, D. Accelerating Markov Chain Monte Carlo Simulation by Differential Evolution with Self-Adaptive Randomized Subspace Sampling. **International Journal of Nonlinear Sciences and Numerical Simulation**, vol. 10, no. 3, p. 273–290, Jan. 2009. DOI 10.1515/IJNSNS.2009.10.3.273.

WADA, Y.; VAN BEEK, L. P. H.; WANDERS, N.; BIERKENS, M. F. P. Human water consumption intensifies hydrological drought worldwide. **Environmental Research Letters**, vol. 8, no. 3, p. 034036, 1 Sep. 2013. DOI 10.1088/1748-9326/8/3/034036.

WANG, D.; HEJAZI, M. Quantifying the relative contribution of the climate and direct human impacts on mean annual streamflow in the contiguous United States. **Water Resources Research**, vol. 47, no. 10, Oct. 2011. DOI 10.1029/2010WR010283.

WANG, H.; LV, X.; ZHANG, M. Sensitivity and attribution analysis based on the Budyko hypothesis for streamflow change in the Baiyangdian catchment, China. **Ecological Indicators**, vol. 121, p. 107221, Feb. 2021. DOI 10.1016/j.ecolind.2020.107221.

WANG, H.; HE, K. Sensitivity Analysis of the Effects of Climate Change on Streamflow Using Climate Elasticity in the Luan River Basin, China. **Polish Journal of Environmental Studies**, vol. 26, no. 2, p. 837–845, 22 Mar. 2017. DOI 10.15244/pjoes/66715.

WANG, X.; ZHANG, P.; LIU, L.; LI, D.; WANG, Y. Effects of Human Activities on Hydrological Components in the Yiluo River Basin in Middle Yellow River. **Water**, vol. 11, no. 4, p. 689, 3 Apr. 2019. DOI 10.3390/w11040689.

XIONG, M.; HUANG, C.-S.; YANG, T. Assessing the Impacts of Climate Change and Land Use/Cover Change on Runoff Based on Improved Budyko Framework Models Considering Arbitrary Partition of the Impacts. **Water**, vol. 12, no. 6, p. 1612, 5 Jun. 2020. DOI 10.3390/w12061612.

XU, Y.; ZHANG, X.; WANG, X.; HAO, Z.; SINGH, V. P.; HAO, F. Propagation from meteorological drought to hydrological drought under the impact of human activities: A case study in northern China. **Journal of Hydrology**, vol. 579, no. August, p. 124147, 2019. DOI 10.1016/j.jhydrol.2019.124147.

YAN, D.; LAI, Z.; JI, G. Using Budyko-Type Equations for Separating the Impacts of Climate and Vegetation Change on Runoff in the Source Area of the Yellow River. **Water**, vol. 12, no. 12, p. 3418, 4 Dec. 2020. DOI 10.3390/w12123418.

YANG, H.; YANG, D.; LEI, Z.; SUN, F. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. **Water Resources Research**, vol. 44, no. 3, p. 1–9, Mar. 2008. DOI 10.1029/2007WR006135.

YEH, H. F.; TSAO, J. Hydrological response to natural and anthropogenic factors in Southern Taiwan. **Sustainability (Switzerland)**, vol. 12, no. 5, 2020. <https://doi.org/10.3390/su12051981>.

YU, Z. Hydrology, Floods and Droughts: Modeling and Prediction. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences: Second Edition**, vol. 3, p. 217–223, 2015. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00172-9>.

YUE, S.; PILON, P.; CAVADIAS, G. Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. **Journal of Hydrology**, vol. 259, no. 1–4, p. 254–271, Mar. 2002. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00594-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00594-7).

ZAHMATKESH, Z.; KARAMOUZ, M.; NAZIF, S. Uncertainty based modeling of rainfall-runoff: Combined differential evolution adaptive Metropolis (DREAM) and K-means clustering. **Advances in Water Resources**, vol. 83, p. 405–420, Sep. 2015. DOI 10.1016/j.advwatres.2015.06.012.

ZHANG, J.; LI, Y.; HUANG, G.; CHEN, X.; BAO, A. Assessment of parameter uncertainty in hydrological model using a Markov-Chain-Monte-Carlo-based multilevel-factorial-analysis method. **Journal of Hydrology**, vol. 538, p. 471–486, Jul. 2016. DOI 10.1016/j.jhydrol.2016.04.044.

ZHANG, L.; HICKEL, K.; DAWES, W. R.; CHIEW, F. H. S.; WESTERN, A. W.; BRIGGS, P. R. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. **Water Resources Research**, vol. 40, no. 2, p. 1–14, 2004. <https://doi.org/10.1029/2003WR002710>.

ZHENG, H.; ZHANG, L.; ZHU, R.; LIU, C.; SATO, Y.; FUKUSHIMA, Y. Responses of streamflow to climate and land surface change in the headwaters of the Yellow River Basin. **Water Resources Research**, vol. 45, no. 7, p. 1–9, 2009. <https://doi.org/10.1029/2007WR006665>.