



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.21.14.10-TDI

**SUSTENTABILIDADE HÍDRICA SOB CENÁRIOS DE  
MUDANÇAS CLIMÁTICAS, RESTAURAÇÃO  
FLORESTAL E DE DEMANDA DE ÁGUA EM  
SISTEMAS HÍDRICOS NO SUDESTE BRASILEIRO**

Lucas Garofolo Lopes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Daniel Andres Rodriguez, e Isabel Lopes Pilotto Domingues, aprovada em 12 de setembro de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49S3K9S>>

INPE  
São José dos Campos  
2023

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)  
Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
CEP 12.227-010  
São José dos Campos - SP - Brasil  
Tel.:(012) 3208-6923/7348  
E-mail: pubtc@inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**

**Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

**Membros:**

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)  
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)  
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)  
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon  
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.21.14.10-TDI

**SUSTENTABILIDADE HÍDRICA SOB CENÁRIOS DE  
MUDANÇAS CLIMÁTICAS, RESTAURAÇÃO  
FLORESTAL E DE DEMANDA DE ÁGUA EM  
SISTEMAS HÍDRICOS NO SUDESTE BRASILEIRO**

Lucas Garofolo Lopes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Daniel Andres Rodriguez, e Isabel Lopes Pilotto Domingues, aprovada em 12 de setembro de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49S3K9S>>

INPE  
São José dos Campos  
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Lopes, Lucas Garofolo.

L881s      Sustentabilidade hídrica sob cenários de mudanças climáticas, restauração florestal e de demanda de água em sistemas hídricos no sudeste brasileiro / Lucas Garofolo Lopes. – São José dos Campos : INPE, 2023.

xxiii + 140 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.21.14.10-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2023.

Orientadores : Drs. Daniel Andres Rodriguez, e Isabel Lopes Pilotto Domingues.

1. Sustentabilidade hídrica. 2. Mudanças climáticas.  
3. Restauração florestal. I.Título.

CDU 502.51:551.583(815)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA  
CIÊNCIA, TECNOLOGIA  
E INOVAÇÃO



## INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

### DEFESA FINAL DE TESE LUCAS GAROFOLO LOPES BANCA Nº 249/2023, REGISTRO 131563/2018

No dia 12 de setembro de 2023, às 09h, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Ciência do Sistema Terrestre, com a exigência de que o trabalho final a ser publicado deverá incorporar as correções sugeridas pela Banca Examinadora, com revisão pelo(s) orientador(es).

**Novo título: “Sustentabilidade hídrica sob cenários de mudanças climáticas, restauração florestal e de demanda de água em sistemas hídricos no sudeste brasileiro”.**

#### **Membros da Banca:**

Dr. Celso von Randow – Presidente – INPE  
Dr. Daniel Andres Rodriguez – Orientador – INPE  
Dra. Isabel Lopes Pilotto Domingues – Orientadora – INPE  
Dr. Chou Sin Chan – Membro Interno – INPE  
Dr. Caroline Estephanie Ferraz Mourão – Membro Externo – CEMADEN  
Dr. José Paulo Soares de Azevedo – Membro Externo – UFRJ



Documento assinado eletronicamente por **Celso Von Randow, Chefe da Divisão de Impactos, Adaptação e Vulnerabilidades**, em 13/09/2023, às 19:10 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Chou Sin Chan, Pesquisadora**, em 13/09/2023, às 19:08 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Caroline Stefanni Ferraz Mourão, Tecnologista**, em 14/09/2023, às 23:11 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Isabel Lopes pilotto domingues (E), Usuário Externo**, em 25/09/2023, às 12:29 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **José paulo soares de azevedo (E), Usuário Externo**, em 25/09/2023, às 18:03 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **daniel andres rodriguez (E), Usuário Externo**, em 29/09/2023, às 15:11 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **11359902** e o código CRC **41C92766**.

---

Referência: Processo nº 01340.007512/2023-11

SEI nº 11359902

*“Infelizmente, vou ter que falar isso aqui...”*

Rogerinho do Ingá





*Em memória de minha querida bisavó Ana,  
que, as vésperas de completar um século,  
nos deixou.*



## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus e ao Universo que me possibilitou ter saúde e coragem para trilhar essa jornada.

Agradeço também a meus pais, Adriana e Sergio, por me colocar no mundo e sempre orientar e confiar nas minhas decisões, além de todo esforço e sacrifício ao longo da minha vida, da qual não seria nada sem eles. Gostaria de agradecer também a minha namorada por todo apoio, carinho e compreensão, me fortalecendo nos piores momentos e comemorando nos melhores. Gostaria de agradecer também todo apoio de minha irmã Maria Paula, sempre questionando e nos fazendo pensar.

Sou muitíssimo grato ao meu orientador, doutor Daniel Andres Rodriguez, pela orientação do meu trabalho, ajuda, contribuições, conselhos e principalmente pela paciência e confiança em meu trabalho, tanto no doutorado quanto ao longo de todos esses anos. Sou muitíssimo grato também a minha orientadora, doutora Isabel Pilotto, pela a paciência em compartilhar seu conhecimento, apoio e confiança em trabalharmos juntos. Aos meus velhos amigos que me acompanham em toda essa jornada de conhecimento e me escuta falando por horas sobre, Felipe, Matheus, Samuel, Enrik, Mikael, Grazielly, Rodolfo, Wilton, Niraldo, Rafael, Bruno, Guilherme e Hélio. Aos amigos cientistas que fiz durante o doutorado, dos quais estimo demais, Cleber, Miguel, Dani, Gis, Vitória e Renata.

Agradeço também a toda minha família, tios, tias, primas e primos de todos os níveis de parentesco que acompanharam, de longe ou de perto, esse processo de desenvolvimento. Gostaria de agradecer também aos colegas do CCST de São José dos Campos e Cachoeira Paulista, aos novos colegas de trabalho do SENAI que tiveram paciência neste período final. Em especial, um agradecimento ao grupo Projeta, por todas as vezes em que apareci repentinamente com algum problema que precisava ser resolvido urgente e sempre me ajudaram com bastante atenção e cuidado.

Gostaria de agradecer também à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão de bolsa durante 4 anos do programa. Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pela concessão de um local e estrutura para a realização deste trabalho.

Muito obrigado!



## RESUMO

O presente trabalho visa a análise de cenários potenciais de recuperação da Mata Atlântica e seus efeitos para o planejamento de longo prazo em sistemas hídricos no Sudeste Brasileiro, em específico nas bacias do rio Paraíba do Sul, rio Grande e rio Doce. A região Sudeste do Brasil é uma das regiões mais importantes no contexto nacional e ultimamente tem ocorrido diversos tipos de eventos extremos, como inundações e secas. A fim de estudar os efeitos da restauração florestal sob impactos das mudanças climáticas foram propostos três experimentos utilizando como condições de contorno dados do modelo global CanESM2 sob cenário de mudanças climáticas RCP 8.5: uma integração histórica utilizando um mapa base - Base, uma integração futura utilizando um mapa base – Vegetação Controle e uma integração futuro utilizando o mapa base com a inclusão da mancha de restauração da Mata Atlântica – Reflorestamento. As integrações foram realizadas através do modelo regional Eta/Noah-MP utilizando uma abordagem de blocos para representar a vegetação e 8 camadas de solo. Os resultados da integração regional foram utilizados num modelo de roteamento de canais a fim de analisar os impactos nas vazões. Além disso, foi proposto uma análise da sustentabilidade hídrica através de três índices: *Water Exploitation Index*, *Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index* e *Sustainability Index*. Em relação às projeções futuras, as mudanças climáticas geram um incremento de até 9 °C na média mensal de temperatura e uma redução de até 1000 mm na precipitação anual, principalmente na região Sudeste. O experimento Reflorestamento apresentou temperaturas de até 2 °C menores e sem grandes impactos na precipitação em relação ao experimento Vegetação Controle. A diminuição da precipitação futura nas duas projeções ocasionou uma diminuição também das vazões em todas as bacias estudadas. O experimento Reflorestamento proporciona vazões ainda menores devido ao aumento da evapotranspiração, principalmente no que tange as vazões máximas. Em relação aos índices estudados, a diminuição da quantidade de água sob impactos das mudanças climáticas gera impactos nos índices de sustentabilidade, apontando deficiências nos sistemas hídricos da região Sudeste. O estudo sugere que há limiares em que o reflorestamento acarrete impactos e, em alguns casos, esses limiares podem ser benéficos, tanto em relação ao arrefecimento dos extremos climáticos, como

altas temperaturas e eventos de cheias, como manter a sustentabilidade hídrica dos sistemas.

**Palavras-chave:** sustentabilidade hídrica, mudanças climáticas, restauração florestal

# **WATER SUSTAINABILITY UNDER SCENARIOS OF CLIMATE CHANGE, FOREST RESTORATION AND WATER DEMAND IN WATER SYSTEMS IN SOUTHEASTERN BRAZIL**

## **ABSTRACT**

The present work aims to analyze potential recovery scenarios for the Atlantic Forest and its effects on long-term planning in water systems in Southeastern Brazil, specifically in the Paraíba do Sul, Rio Grande and Doce river basins. The Southeast region of Brazil is one of the most important regions in the national context and recently there have been several types of extreme events, such as floods and droughts. In order to study the effects of forest restoration under the impacts of climate change, three experiments were proposed using data from the CanESM2 global model as boundary conditions under the RCP 8.5 climate change scenario: a historical integration using a base map - Base, a future integration using a base map – Vegetation Control and a future integration using the base map with the inclusion of the Atlantic Forest restoration patch – Reforestation. Integrations were performed using the Eta/Noah-MP regional model using a block approach to represent vegetation and 8 soil layers. The results of regional integration were used in a channel routing model in order to analyze the impacts on flows. Furthermore, an analysis of water sustainability was proposed using three indices: Water Exploitation Index, Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index and Sustainability Index. In relation to future projections, climate change generates an increase of up to 9 °C in the monthly average temperature and a reduction of up to 1000 mm in annual precipitation, mainly in the Southeast region. The Reforestation experiment presented temperatures up to 2 °C lower and without major impacts on precipitation compared to the Control Vegetation experiment. The decrease in future precipitation in both projections also caused a decrease in flows in all basins studied. The Reforestation experiment provides even lower flows due to the increase in evapotranspiration, especially regarding maximum flows. In relation to the indices studied, the decrease in the amount of water under the impacts of climate change generates impacts on sustainability indices, pointing out deficiencies in the water systems of the Southeast region. The study suggests that there are thresholds at which reforestation causes impacts and, in some cases, these

thresholds can be beneficial, both in relation to cooling climate extremes, such as high temperatures and flood events, and maintaining the water sustainability of systems.

**Keywords:** water sustainability, climate change, forest restoration



## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Diagrama representativo da organização dos capítulos e títulos em relação a metodologia utilizada. ....	24
Figura 4.1 - Domínio da integração, mapa de uso e cobertura da terra ESA CCI reclassificado e as regiões de estudo: AMZ, NEB, SESA e WSA. ....	31
Figura 4.2 - Média de temperatura diária entre 1960 e 2005 para cada estação do ano: a) DJF; b) MAM; c) JJA; d) SON e o erro médio em relação aos dados observados e) DJF; f) MAM; g) JJA; h) SON. ....	33
Figura 4.3 - Média de precipitação diária entre 1961 e 2005 para cada estação do ano: a) DJF; b) MAM; c) JJA; d) SON e o erro médio em relação aos dados observados e) DJF; f) MAM; g) JJA; h) SON. ....	35
Figura 4.4 - Ciclo anual médio de temperatura e precipitação simulada e observações do CRU para as regiões Amazônica (primeira coluna), Sudeste (segunda coluna), Nordeste brasileiro (terceira coluna) e Costa Oeste (quarta coluna). ....	36
Figura 4.5 - Indicadores de extremos climáticos relacionados a precipitação para o período de 1960 a 2005 em comparação com dados observados pelo CRU de a) CDD – Dias secos consecutivos, b) PRCPTOT – Precipitação total, c) R99p - Percentagem de dias em que a precipitação ficou acima do percentil 99, d) RX5day – máximo mensal de 5 dias consecutivos de precipitação. ....	39
Figura 4.6 - Indicadores de extremos climáticos relacionados a temperatura para o período de 1960 a 2005 em comparação com dados observados pelo CRU a) TX90p – percentagem de dias em que a temperatura máxima ficou acima do percentil 90, b) TN90p – percentagem de dias em que a temperatura mínima ficou acima do percentil 90, c) TX10p – percentagem de dias em que a temperatura máxima ficou abaixo do percentil 10, d) TN10p – percentagem de dias em que a temperatura mínima ficou abaixo do percentil 10, e) TXn – temperatura máxima geral, f) temperatura mínima geral. ....	40
Figura 5.1 - Composição do mapa de uso e cobertura da terra com cenário de restauração florestal e a elevação da região reflorestada (STRASSBURG et al., 2019). ....	48

Figura 5.2 - Média de temperatura diária por estação do ano (colunas) para os experimentos: Base (primeira linha), Vegetação Controle (segunda linha), diferença de temperatura entre os experimentos Vegetação Controle e Base (terceira linha).....	51
Figura 5.3 - Diferença de temperatura média entre os experimentos Reflorestamento e Vegetação Controle para a região reflorestada (contorno) para as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA e d) SON.....	51
Figura 5.4 - Média de precipitação acumulada por estação (linhas) para os experimentos: Base 1960-2005 (primeira coluna), Vegetação Controle (segunda coluna), diferença de temperatura entre os experimentos Vegetação Controle e Base (terceira coluna). ....	53
Figura 5.5 - Diferença de precipitação acumulada média entre os experimentos Reflorestamento e Vegetação Controle para a região reflorestada (contorno) para as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA e d) SON. ....	53
Figura 5.6 - Ciclo anual médio de temperatura e precipitação Base e Vegetação Controle para as regiões Amazônica (primeira coluna), Sudeste (segunda coluna), Nordeste brasileiro (terceira coluna) e Costa Oeste (quarta coluna). ....	55
Figura 5.7 - Comparação dos índices de extremos climáticos entre os experimentos Vegetação Controle e Base: a) PRCPTOT; b) R95p; c) CDD; d) CWD; e) TN90p; f) TX90p; g) TN10p; h) TX10p. ....	57
Figura 5.8 - Comparação dos índices de extremos climáticos entre os experimentos Reflorestamento - Vegetação Controle: a) TN90p; b) TX90p; c) TN10p; d) TX10p; e) PRCPTOT; f) R99p. ....	57
Figura 6.1 - Área reflorestada e porcentagem em relação a área incremental da sub-bacia (a, c, e) e localização dos fragmentos reflorestados e as estações das sub-bacias (b, d, f). .....	67
Figura 6.2 - Médias mensais climatológica do experimento Base e dados observacionais do CRU para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (a – h), rio Paraíba do Sul (i – p) e rio Grande (q – x).....	69
Figura 6.3 - Vazões médias mensais de longo termo observadas, Base NBC e Base NBC para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (primeira coluna), rio Paraíba do Sul (segunda coluna) e rio Grande (terceira coluna). ....	71

Figura 6.4 - Curvas de duração de vazão observadas, Base NBC e Base NBC para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (primeira coluna), rio Paraíba do Sul (segunda coluna) e rio Grande (terceira coluna).....	73
Figura 6.5 - Percentis 95, 50, 5, mínimo e máximo para as vazões observadas (OBS), Base BC (SIM-NBC) e Base corrigido (SIM-BC) para as sub-bacias estudadas das bacias do a) rio Doce; b) Paraíba do Sul e, c) Grande.....	74
Figura 6.6 - Médias mensais climatológica de temperatura, precipitação e evapotranspiração dos experimentos Base, Reflorestamento e Vegetação Controle para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (a, b, c.I – IV), rio Paraíba do Sul (a, b, c.V – VIII) e rio Grande (a, b, c.IX – XII).....	76
Figura 6.7 - Conteúdo de água no solo na camada superficial (USSL) e na zona de raízes (UZRS) em mm de água/profundidade da camada de solo.....	78
Figura 6.8 - Vazões médias mensais de longo prazo dos experimentos Base, Reflorestamento e Vegetação Controle para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (primeira coluna), rio Paraíba do Sul (segunda coluna) e rio Grande (terceira coluna).....	81
Figura 6.9 - Curvas de duração de frequência das vazões dos experimentos Base, Reflorestamento e Vegetação Controle para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (primeira coluna), rio Paraíba do Sul (segunda coluna) e rio Grande (terceira coluna).....	82
Figura 6.10 - Percentis 95, 50 e 5 para os experimentos Base (SIM-BC), Reflorestamento (REFL) e Vegetação Controle (VC) para as sub-bacias estudadas das bacias do a-d) rio Doce; e-h) Paraíba do Sul e, i-l) Grande .....	83
Figura 6.11 – Relação entre impacto na vazão e taxa de restauração florestal para os percentis Q95, Q50 e Q5. ....	85
Figura 7.1 - Fluxograma da análise da sustentabilidade hídrica através do Índice de Sustentabilidade e seus auxiliares.....	93
Figura 7.2 - Índices de Performance de Sustentabilidade no Sistemas Hídricos (a) UHE Porto Estrela, (b) UHE Camargos, (c) UEL Santa Cecília e (d) UHE Paraibuna, considerando a disponibilidade hídrica sob o cenário de mudanças climáticas RCP8.5,	

entre os anos 2070-2099, e do uso da terra (Reflorestamento e Vegetação Controle) e quatro cenários de demanda hídrica (Presente, Moderado, Factível e Acelerado). A linha preta tracejada indica a condição do sistema na condição atual (Base). ..... 104

Figura 7.3 - Índice de exploração hídrica (WEI) no Sistemas Hídricos (a) UHE Porto Estrela, (b) UHE Camargos, (c) UEL Santa Cecília e (d) UHE Paraibuna, considerando a disponibilidade hídrica sob o cenário de mudanças climáticas RCP8.5e do uso da terra Reflorestamento (REFL) e Vegetação Controle (VC), entre os anos 2070-2099, e quatro cenários de demanda hídrica (Presente, Moderado, Factível e Acelerado).A linha vermelha tracejada indica o estado Estresse hídrico; a linha preta tracejada estado Estresse hídrico extremo..... 106

Figura 7.4 – Variação temporal do SPEI mensal e anual para os experimentos Base (linha preta), RFL - Reflorestamento (linha vermelha) e VC - Vegetação Controle (linha azul). ..... 108

Figura 7.5 - Curva de probabilidade de ocorrência do SPEI dos experimentos Base, Reflorestamento e Vegetação Controle para os sistemas a) UHE Porto Estrela, b) UHE Camargos, c) UHE Paraibuna e d) UEL Santa Cecília..... 109

## LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Índices de extremos climáticos utilizados neste estudo.....	32
Tabela 4.2 – Correlação de Pearson entre a temperatura média simulada e observada para cada estação do ano e cada região estudada. ....	37
Tabela 4.3 - Correlação de Pearson entre a precipitação simulada e observada para cada estação do ano e cada região estudada.....	37
Tabela 5.1 – Definição dos experimentos numéricos.....	49
Tabela 6.1 - Definição dos experimentos numéricos. ....	64
Tabela 6.2 - Bacias hidrográficas, estações, longitude, latitude e área de drenagem das sub-bacias estudadas.....	66
Tabela 7.1 - Cenários hidrológicos utilizados para o cálculo dos indicadores hidrológicos para as sub-bacias estudadas. N.O.: Não Ocorre. N.E.: Não encontrado.....	102
Tabela 7.2 – Máximo de meses secos consecutivos abaixo do limiar de SPEI -1, porcentagem de meses secos, probabilidade de ocorrência de 2% e 10% para os sistemas UHE Camargos, UHE Porto Estrela, UHE Paraibuna e UEL Santa Cecília.....	110



## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1. Objetivo.....	3
1.2. Organização do documento.....	4
<b>2. REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	<b>5</b>
2.1. Impacto das mudanças no uso e cobertura da terra na hidrologia de bacias .....	5
2.2. Impacto das mudanças climáticas futuras na hidrologia de bacias .....	8
2.3. Cenários de mudanças climáticas e de uso e cobertura da terra.....	10
2.4. Modelagem hidrometeorológica .....	12
2.5. Modelagem de superfície .....	14
2.6. Modelo de roteamento de vazões .....	16
2.7. Projeções hidrológicas sob efeito de mudanças climáticas e do uso e cobertura da terra .....	17
2.8. Incertezas inerentes das projeções.....	20
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>22</b>
<b>4. EFEITOS DA VARIABILIDADE DE SUB-GRADE DO USO E COBERTURA DA TERRA NA SIMULAÇÃO CLIMÁTICA DA AMÉRICA DO SUL</b> .....	<b>25</b>
4.1. Introdução .....	25
4.2. Dados e metodologia.....	28
4.2.1. Modelo regional Eta.....	28
4.2.2. Modelo superficial NOAH-MP.....	28
4.2.3. Canadian earth system model – CanESM2 .....	28
4.2.4. Mapa de uso e cobertura da terra ESA-CC LC .....	29
4.2.5. Configuração do experimento .....	30
4.2.6. Avaliação de resultados.....	30
4.3. Resultados .....	32
4.3.1. Médias sazonais.....	32
4.3.2. Indicadores de extremos climáticos .....	37
4.4. Conclusão.....	40
<b>5. AVALIAÇÃO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E POLÍTICA DE USO E COBERTURA DA TERRA NA AMÉRICA DO SUL</b> .....	<b>42</b>
5.1. Introdução .....	42
5.2. Dados e metodologia.....	44

5.2.1.	Modelo regional eta.....	44
5.2.2.	Modelo superficial continental noAH-MP .....	45
5.2.3.	Canadian earth system model – CANESM2 .....	45
5.2.4.	Cenário de mudanças climáticas .....	46
5.2.5.	Cenário de uso e cobertura da terra .....	47
5.2.6.	Estrutura dos experimentos .....	48
5.3.	Resultados .....	50
5.3.1.	Anomalias sazonais médias.....	50
5.3.2.	Ciclo anual de temperatura e precipitação .....	54
5.3.3.	Análise de extremos .....	55
5.4.	Conclusão.....	58
<b>6. EFEITOS DE POLÍTICAS DE USO E COBERTURA DA TERRA SOBRE OS IMPACTOS DA MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS RECURSOS HÍDRICOS ... 59</b>		
6.1.	Introdução .....	59
6.2.	Área de estudo.....	62
6.3.	Materiais e métodos .....	63
6.3.1.	Dados hidrometeorológicos.....	63
6.3.2.	Estrutura dos experimentos .....	63
6.3.3.	Análise hidrológica .....	65
6.4.	Resultados e discussões.....	67
6.4.1.	Simulação histórica .....	67
6.4.2.	Projeções futuras .....	74
6.4.3.	Impacto do reflorestamento.....	84
6.5.	Conclusão.....	85
<b>7. ANÁLISE DA SUSTENTABILIDADE EM SISTEMAS HÍDRICOS DO SUDESTE BRASILEIRO ..... 88</b>		
7.1.	Introdução .....	88
7.2.	Regiões de estudo.....	91
7.3.	Metodologia .....	92
7.3.1.	Indicadores complexos utilizados .....	92
7.3.2.	Cenários de disponibilidade hídrica nas bacias .....	96
7.3.3.	Cenários de demandas futuras.....	97
7.4.	Resultados .....	101
7.4.1.	Cenários de demanda hídrica .....	101
7.4.2.	Índice de sustentabilidade .....	102



7.4.3. WEI .....	104
7.4.4. SPEL.....	106
7.5. Conclusão.....	110
<b>8. CONCLUSÃO GERAL .....</b>	<b>112</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>115</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Com a expansão da população e, conseqüentemente, das atividades socioeconômicas, aumenta as pressões antrópicas sobre os biomas terrestres. Essas ações antrópicas impactam nas dinâmicas das paisagens através do desmatamento, urbanização e mineração, por exemplo. O bioma Mata Atlântica, que abrange a costa leste, nordeste, sudeste e sul do Brasil, além do leste do Paraguai e uma província ao norte da Argentina, é um bioma de floresta tropical que sofre com atividades socioeconômicas desde o período colonial e já foi alvo de várias atividades como o cultivo da cana-de-açúcar, mineração do ouro, pecuária extensiva e, atualmente, plantios silviculturais, principalmente, eucalipto (CARRIELO, 2012). É considerada o *hotspot* mais ameaçado devido ao seu estado crítico de desmatamento e fragmentação (RIBEIRO et al., 2009). A região Sudeste do Brasil, do qual possui extensa área de Mata Atlântica, é a região mais desenvolvida do país, responsável por 51,9% do PIB brasileiro (IBGE, 2021). Além disso, possui as 3 regiões metropolitanas com as maiores concentrações urbanas do país, sendo elas: São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte (IBGE, 2021). Para suportar essa quantidade de habitantes e atividades humanas, o setor hidroelétrico do Sudeste compreende cerca de 17% do potencial total brasileiro (ELETROBRÁS, 2018). Duas das principais bacias do Sudeste são a bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul e do rio Grande. A bacia do rio Paraíba do Sul é responsável por transpor suas águas a fins de abastecimento doméstico e industrial para a RMSP - Região Metropolitana de São Paulo e RMRJ – Região Metropolitana do Rio de Janeiro. A bacia do rio Grande possui um dos potenciais energéticos mais significativos do país com 51 operações hidroelétricas, entre usinas e pequenas centrais, com potência total instalada de 7.672 MW.

Dada a importância dessa região no contexto nacional, fica claro a importância de se estudar os processos climáticos e superficiais que afetam o hidroclima regional. A região apresentou um comportamento atípico na circulação regional deflagrando uma crise hídrica sem precedentes nos últimos 50 anos (MARENGO et al., 2015). Há uma tendência de aumento na temperatura, quantidade de dias secos consecutivos e chuvas máximas (REGOTO et al., 2021) podendo contribuir com uma frequência maior de eventos extremos, tanto de secas como de cheia (ZILLI et al., 2017).

Enquanto as mudanças e variabilidade climáticas apresentam um comportamento regional, de larga escala, as mudanças no uso e cobertura da terra são tipicamente um fenômeno local (BLÖSCH et al., 2007). A modificação da paisagem altera processos da hidrologia superficial como a geração de escoamento e recarga de aquíferos, afetando a resposta direta e as vazões mínimas (BONELL; BRUIJNZEEL, 2005; FILOSO et al., 2017; BLÖSCHL et al., 2007; GUZHA et al. 2018). Bonell e Bruijnzeel (2005) concluíram que o desmatamento gera um aumento nas vazões durante a época seca, afetando localmente bacias de menores escalas. Filoso et al. (2017) realizaram uma revisão onde, a maioria dos estudos publicados, relatam a redução da produção de água após a restauração ou expansão da cobertura florestal. Kastridis et al. (2021) concluíram que os fragmentos florestais podem ter um impacto significativo nos processos hidrológicos principalmente na geração de escoamento superficial e erosão do solo. A presença de cobertura florestal pode mitigar as descargas de pico e inundações (BATHURST et al., 2020). As mudanças estruturais que ocorrem durante o processo de reflorestamento afetam a partição do fluxo de água e sua conectividade hidrológica com outros fragmentos (NEILL et al., 2021), como propôs Khana et al. (2017) quando ocorre o processo inverso, de desmatamento. O'Connor et al. (2021) descobriram que as florestas podem proteger contra variações na precipitação.

A modelagem numérica é uma importante técnica na previsão de impactos e avaliação de políticas alternativas e cenários para alcançar os objetivos de planejamento e gestão. Através de um conjunto de projeções futuras, Alves et al. (2021) verificaram uma maior variabilidade da chuva entre 2050 e 2100 em partes da região Sudeste. Estudos considerando 3 diferentes níveis de aumento da temperatura média global projetam, também, um aumento de eventos extremos de chuva nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, indicando que essas regiões são mais suscetíveis ao aumento da ocorrência de cheias e seus efeitos possíveis (DOS SANTOS et al., 2020). No relatório especial de mudanças climáticas e uso da terra, o *Intergovernmental Panel of Climate Change - IPCC* (2019) aponta que o aumento da temperatura pode acelerar processos de mudanças no uso e cobertura da terra como desertificação, degradação do solo, impactos no manejo sustentável da terra, segurança alimentar e fluxo de gases do efeito estufa. Porém, estes estudos foram baseados numa implementação desacoplada de modelos atmosféricos e hidrológicos, sem considerar retroalimentação entre superfície e atmosfera, e muitas

vezes a dinâmica da superfície é calculada previamente através de modelos integrados (HURTT et al., 2020).

A modelagem hidrometeorológica é caracterizada por simular, de forma acoplada, os processos atmosféricos e de superfície, considerando as retroalimentações entre ambos, aninhado com um modelo de propagação de vazões na rede de canais (GEORGAKAKOS; HUDLOW, 1984). Ainda, a modelagem acoplada provê uma forma eficiente de analisar os impactos em diferentes alternativas de estrutura e política operacional sobre os componentes hídricos do sistema. Se bem delimitada, a modelagem numérica oferece informações sobre os possíveis estados de equilíbrio do sistema sob o limite dos processos conhecidos (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016).

As informações obtidas através da modelagem hidrometeorológica e de uso e cobertura da terra podem ser atreladas a diversas outras informações, como ambientais e socioeconômicas, para compor índices e indicadores ambientais que permitam avaliar as diferentes políticas em termos de sustentabilidade dos recursos hídricos. A avaliação da sustentabilidade dos recursos hídricos requer que índices permitam mensurá-la ponderando as dimensões socioeconômicas junto a ambiental (VISENTIN et al., 2020), integrando informações sobre a qualidade de vida e o progresso de uma sociedade em interação com o meio ambiente de forma matemática (KRONEMBERGER et al., 2008; CASADEI et al., 2022).

O estudo proposto permite desenvolver um arcabouço sobre os impactos conjuntos das mudanças climáticas e da recuperação da Mata Atlântica no hidroclima em escala continental, nos sistemas hídricos no sudeste do Brasil e sua sustentabilidade.

### **1.1. Objetivo**

A presente tese tem por objetivo desenvolver um arcabouço metodológico que auxilie na avaliação de políticas públicas para o manejo e planejamento do uso da terra e dos recursos hídricos, visando a segurança hídrica do sistema, através de modelagem hidrometeorológica utilizando uma abordagem de blocos e 12 camadas de solo. Dentro deste contexto, o trabalho proposto avaliará os impactos que potenciais cenários de uso da terra possuem sobre a sustentabilidade hídrica, considerando os efeitos das mudanças climáticas globais, em bacias da região Sudeste do Brasil.

## 1.2. Organização do documento

O presente trabalho está organizado em capítulos diferentes dos quais cada um possui um objetivo específico para que, ao fim, atinja o objetivo proposto:

- **Capítulo 2** é uma breve contextualização dos conceitos gerais e um levantamento dos métodos de pesquisas adotados neste trabalho;
- **Capítulo 3** apresenta, de forma geral, os materiais e métodos utilizados ao longo dos capítulos;
- **Capítulo 4** avalia a simulação do período histórico na América do Sul, que será utilizada como simulação de referência nos capítulos;
- **Capítulo 5** apresenta a avaliação dos impactos das mudanças climáticas e no uso e cobertura da terra na América do Sul;
- **Capítulo 6** proporciona a modelagem hidrológica e a avaliação dos impactos das mudanças climáticas e da restauração florestal nas bacias do Sudeste Brasileiro;
- **Capítulo 7** apresenta uma análise exploratória de cenários de demandas por água através de um quadro amplo de sustentabilidade sob impactos das mudanças climáticas e da restauração florestal;
- **Capítulo 8** oferece uma conclusão geral, etapas por vir e propostas para futuras pesquisas.

## **2. REVISÃO DE LITERATURA**

### **2.1. Impacto das mudanças no uso e cobertura da terra na hidrologia de bacias**

As mudanças na cobertura e uso da terra afetam a resposta hidrológica das bacias, tanto diretamente por meio de modificações nos processos de evapotranspiração e escoamento, quanto indiretamente através do feedback entre a superfície terrestre e a atmosfera, o que modifica as condições do clima local (BRUIJNZEEL, 2004; ANDRÉASSIAN, 2004; PIELKE, 2005; PEREIRA FILHO et al., 2015). As mudanças na superfície da terra podem alterar os fluxos de calor e água, afetando a umidade, temperatura e pressão do ar, o que resulta em modificações na precipitação e na convergência da umidade (OVERGAARD et al., 2006; PIELKE et al., 2002; PIELKE; CHASE, 2003). A interação entre a atmosfera e a superfície é influenciada pela variabilidade espacial do albedo (FARIA et al., 2018), umidade do solo, rugosidade da superfície, índice de área foliar e condutância estomática (AVISSAR, 1992), o que pode afetar a camada limite planetária (FISCH et al., 2004) e levar a redução do acúmulo de biomassa, secas e incêndios (DUFFY et al., 2015).

Algumas funções como o arrefecimento local e a manutenção dos fluxos de umidade e padrões de chuva são inerentes às vegetações florestais, (ELLISON et al., 2017). O resfriamento é explicitamente incorporado na capacidade das árvores de capturar e redistribuir a energia solar. A liberação de vapor d'água continental é auxiliada pelas vegetações florestais através da evapotranspiração – evaporação do solo e superfícies de plantas e transpiração de água pelas plantas. Ao evapotranspirar, as árvores recarregam a umidade atmosférica, contribuindo assim, para a formação de precipitações locais e em locais distantes, esta última através do transporte de umidade (ELLISON et al., 2017). A umidade atmosférica que resulta deste processo é circulada pelos ventos nos continentes e oceanos da terra. Essa reciclagem de precipitação, produção e transporte da umidade atmosférica, pode promover e intensificar a redistribuição da água através das superfícies terrestres (ELLISON et al., 2017). Em média, 40% da precipitação sobre a superfície terrestre é decorrente da evapotranspiração (VAN DER ENT et al., 2014) e a distância média percorrida na atmosfera é de 500 a 5000 km (VAN DER ENT; SAVENIJE, 2011). Em algumas regiões, como na bacia do rio da Prata, localizada entre o Sul/Sudeste Brasileiro, Argentina, Paraguai e Uruguai, a evapotranspiração originária da Amazônia

contribui com mais de 70% da precipitação (VAN DER ENT et al., 2010). A conversão e degradação florestal reduzem os níveis de evapotranspiração, com implicações na geração de precipitação, tanto local como em longas distâncias (DEBORTOLI et al., 2016).

Explicitamente, poucos estudos examinaram os fatores que influenciam a resposta hidrológica da restauração florestal e a disponibilidade hídrica. As conclusões mais gerais é de que a disponibilidade hídrica tende a diminuir com a restauração florestal (ANDREÁSSIAN, 2004; BROWN et al., 2005; LIANG et al., 2015; BUENDIA et al., 2016). Porém, em muitos casos essa conclusão é retirada de estudos de curto prazo em microbacias hidrográficas que limitam a generalização e previsão de mudanças hidrológicas. Embora a recuperação florestal possa melhorar a infiltração de água e o controle de vazões (ILSTEDT et al., 2007; POFF et al., 2010), leva anos ou décadas para que as vazões atinjam níveis pré-desmatamento após a restauração florestal (GRIP et al., 2005). A América Central tem a maior porcentagem de resultados positivos na disponibilidade hídrica devido à expansão florestal (FILOSO et al., 2017), mas a extrapolação para outras regiões segue duvidosa.

Se tratando de restauração florestal, há uma ideia difundida de que ecossistemas naturais possuem uma resiliência intrínseca de modo que, se houver uma alteração antrópica e, posteriormente, esta for cessada, a vegetação natural irá se reestabelecer com o tempo. Não obstante, dependendo do grau e a dinâmica da alteração, é possível que ocorra a perda de resiliência. Um estudo realizado na região central da Amazônia mostrou que a intensificação do uso da terra afeta a estrutura da vegetação, desviando-a do processo sucessional natural e diminuindo as taxas de recuperação (JAKOVAC et al., 2015). Sob condições extremas, essa alteração pode persistir e levar a um novo estado de equilíbrio do sistema, afetando sua resposta hidrológica.

Estratégias de restauração florestal podem ajudar a mitigar desafios globais como mudanças climáticas e a queda da biodiversidade, mas podem, também, diminuir a produção alimentícia e acarretar um aumento nos custos. Strassburg et al. (2019) propuseram uma metodologia de restauração florestal capaz de revelar estas sinergias e trocas entre sistemas, incorporando eficiências ecológicas e econômicas, tendo como alvo a Mata Atlântica. Esta metodologia apresentou um aumento no custo-benefício para a

conservação da biodiversidade comprara com um cenário onde houve uma restauração não-sistemática (STRASSBURG et al., 2019). Além disso, a solução ótima proposta evitaria 26% da extinção da fauna e flora e sequestraria 1 bilhão de toneladas de CO<sub>2</sub>, com redução de cerca de 28 bilhões de dólares.

Nóbrega et al. (2017) conduziram um estudo em Campo Verde – Mato Grosso, comparando duas microbacias adjacentes com características climáticas e hidrogeológicas similares, mas com diferentes coberturas vegetais. Os resultados apontaram que a conversão de vegetação do Cerrado não perturbado para pastagem causou um aumento significativo nas vazões diárias e anuais decorrente da redução da evapotranspiração causada pela conversão. Almeida et al. (2016) estudaram os efeitos do plantio e manejo da silvicultura em relação à pastagem nas vazões das bacias adjacentes de Terra Dura e Ponta das Canas no Rio Grande do Sul. Os resultados mostraram que a bacia com pastagem como cobertura predominante produz vazões mais altas do que a coberta por eucalipto, mesmo após o corte. Além disso, as vazões subterrâneas indicaram que os solos das pastagens podem ter taxas mais baixas de infiltração de água e maior e mais variável fluxo superficial.

Na bacia do rio Paraíba do Sul, Marengo et al. (2005) concluíram que as vazões observadas em postos fluviométricos de SP e RJ mostram uma tendência negativa durante os últimos 50 anos, que não parece estar associada às variações de chuva na bacia. Essas tendências negativas nas vazões sugerem um possível impacto antrópico, entre eles a conversão da vegetação primária, gerando impacto na disponibilidade de água a longo prazo.

Um estudo realizado por Khanna et al. (2017) na região de Rondônia avaliou os efeitos do desmatamento na Amazônia no hidroclima regional. Os autores descobriram que houve uma transição do regime convectivo térmico para dinâmico, associado a crescentes escalas de desmatamento, que afetou a umidificação dos setores de correntes acima de áreas desmatadas e gerou uma seca similar nos setores abaixo. No entanto, mais pesquisas são necessárias para quantificar outros processos, como mudanças na evapotranspiração e reciclagem de umidade.

Grande parte dos estudos que ilustram o impacto das mudanças no uso e cobertura da terra na precipitação e vazão de bacias hidrográficas geralmente não exploram seus



impactos fora da bacia, muito menos avaliam os impactos globais destas. As mudanças no uso e cobertura da terra podem alterar padrões espaciais de tempestades, sendo estas, canais para o transporte de calor, umidade e vento para latitudes mais altas através das teleconexões (AVISSAR; WERTH, 2005). Assim, espera-se que uma alteração nos processos de teleconexão ocorra como resultado das mudanças no uso e cobertura da terra nos trópicos (CHASE et al., 2000), denominadas “teleconexões de cobertura da terra” (AVISSAR; WERTH, 2005).

Wang–Erlandsson et al. (2017) analisaram o impacto potencial das mudanças no uso e cobertura da terra nas vazões em todo o mundo por meio da reciclagem da umidade terrestre separando os efeitos locais e remotos. Os autores mostram que mudanças no uso e cobertura da terra externas à bacia tem maior impacto sobre a precipitação na bacia que mudanças internas no uso e cobertura. Portanto, há a necessidade de considerar tanto a origem da precipitação de uma bacia quanto o destino da evapotranspiração para o gerenciamento dos recursos hídricos, além de uma governança transfronteiriça do uso e cobertura da terra (WANG–ERLANDSSON et al., 2017).

Hua et al. (2015) realizaram quatro experimentos com dois cenários de mudanças climáticas do AR5, RCP 2.6 e 8.5 e com e sem mudanças no uso e cobertura da terra utilizando dados do CanESM2. Os resultados apontam que as maiores respostas regionais estão diretamente associadas à conversão da cobertura da terra nos trópicos e sub-trópicos. Embora não exista mudança significativa na cobertura da terra em latitudes mais altas, as respostas climáticas à mudança no uso e cobertura da terra ocorrem nas regiões boreais e árticas, indicando que, através das teleconexões atmosférica, as mudanças remotas no uso e cobertura da terra podem modificar o clima regional (HUA et al., 2015).

## **2.2. Impacto das mudanças climáticas futuras na hidrologia de bacias**

Nas últimas três décadas, a temperatura média global aumentou cerca de 1,48 °C (SONG et al., 2022)., enquanto a altura média dos oceanos aumentou entre 0,17 e 0,21 metros entre 1901 e 2010 (HUGONNET et al., 2021), além do aumento da acidificação em 26% decorrente da absorção do CO<sub>2</sub> da atmosfera, com um aumento significativo desde a era pré-industrial (IPCC, 2014). As alterações climáticas futuras terão impactos significativos no escoamento superficial e nas vazões, causando uma possível redução na disponibilidade hídrica total na bacia do rio Awash, na Etiópia (DABA et al., 2020).

Também, a frequência de anos extremamente úmidos e secos é projetada para aumentar na bacia do rio Pasak, na Tailândia (SITTICHOCK et al., 2022).

No Quinto Relatório, o AR5 – *Assessment Report 5*, concluiu-se que o nível de confiança nos padrões das vazões globais é baixo, uma vez que as medições cobrem apenas dois terços do continente, contendo algumas lacunas e cobrindo períodos diferentes. Ainda, a intervenção humana afetou o regime de fluxos em várias bacias impossibilitando a assinatura da mudança hidrológica apenas ao padrão climático (IPCC, 2014). Não obstante, no Sexto Relatório, o AR6 – *Assessment Report 6*, sugerem que os riscos na disponibilidade hídrica continuarão a aumentar a médio e longo prazo em todas as regiões avaliadas, com maior risco nos níveis de aquecimento global mais elevados (IPCC, 2022).

No Brasil, alguns estudos na bacia Amazônica mostraram uma tendência de incremento dos eventos extremos de vazão nas últimas décadas, mas que, em geral, pode ser associado com a variabilidade climática interanual e de longo prazo (MARENGO; ALVES, 2005; MARENGO, 2010; ESPINOZA-VILLAR, 2009). Situação semelhante foi observada na Bacia do Paraguai por Collischonn et al. (2001) e Allasia et al. (2006). Na região Sudeste, o comportamento atípico na circulação regional ocasionou uma crise hídrica sem precedentes nos últimos 50 anos (MARENGO et al., 2015)

Utilizando cenários SSPs do AR6, Raulino et al. (2021) descobriram que as alterações climáticas terão impactos significativos na hidrologia e qualidade da água dos reservatórios no semiárido brasileiro, incluindo a diminuição das vazões, diminuição do volume de armazenamento e aumento da eutrofização dos reservatórios. Na bacia do São Francisco, uma das principais do nordeste brasileiro, Silva et al. (2021) descobriram que as alterações climáticas e o aumento da demanda levarão a uma diminuição da disponibilidade hídrica e produção de energia hidroelétrica. Além, disso efeitos como o aumento das monções e da evapotranspiração poderá levar a uma diminuição da disponibilidade hídrica na bacia do rio Itacaiúnas (PONTES et al., 2022). Também, na bacia do rio Tapacura, as mudanças climáticas e no uso e cobertura da terra levarão a um aumento da produção de sedimentos e possíveis desastres ambientais (SANTOS et al., 2021).

### 2.3. Cenários de mudanças climáticas e de uso e cobertura da terra

Com o avanço da tecnologia no século XXI atrelado ao alto nível de incerteza acerca do futuro, a utilização de cenários é reconhecida como uma metodologia eficiente para explorar e entender as consequências de padrões alternativos em diversas áreas, como crescimento populacional, queimadas e principalmente, climáticos e no uso e cobertura da terra. Cenários são uma forma aceitável de entender como o futuro pode se desenvolver, não sendo tratados como uma previsão ou recomendação, dando a possibilidade de antecipar possíveis padrões futuros e avaliar suas incertezas (WOLLENBERG et al., 2000).

Os estudos acerca do uso de cenários começaram com Meadows et al. (1972) com o relatório denominado “*The limits to Growth*”. Os autores utilizaram um modelo de dinâmica de sistemas para avaliar os limites do sistema mundial e as restrições que seriam impostas às atividades humanas. Os resultados apresentaram 14 cenários com variados pressupostos entre 1900 até 2000. Também na década de 70, Kahn et al. (1976), através do estudo “*The Next 200 Years*”, apresentaram um cenário otimista em resposta ao trabalho de Meadows et al. (1972). Kahn et al. (1976) utilizaram uma abordagem narrativa concluindo que a população e a economia poderiam expandir amplamente e ainda assim permanecer longe dos limites naturais da maioria dos recursos. Além destes, Herrera et al. (1976), Barney (1980), entre outros desenvolveram através da metodologia baseada em modelos enquanto Robertson (1983), Burrows et al. (1991) desenvolveram a proposta narrativa.

Há vários métodos para construir cenários. Podem ser de uma forma prospectiva, explorando como o futuro pode se desenvolver dada algumas condições e incertezas, ou normativo, partindo de uma ideia de futuro com um padrão plausível de desenvolvimento (RASKIN et al., 2005). A idealização e produção de cenários podem ocorrer através de um engajamento das partes interessadas através de debates e simulações quantitativas por grupos de modelagem.

Os cenários, em específico os ambientais, tais como de mudanças climáticas e mudanças no uso e cobertura da terra possuem alguns atributos que são ideias como integração entre o social, econômico e ambiental. Além destes atributos, geralmente a elaboração de tais cenários envolvem uma desagregação regional dos padrões globais, múltiplos futuros

refletindo as incertezas inerentes ao longo-prazo e quantificação das variáveis chaves ligadas às condições ecossistêmicas (DEY et al., 2007). Dada a alta complexidade e incerteza dos cenários, a elaboração destes requer que os modelos determinísticos transcendam os limites convencionais (PETERSON et al., 2003). Uma previsão quantitativa é legítima quando o estado dos sistemas pode ser bem especificado, a dinâmica que governa a mudanças é conhecida e persistente e algoritmos matemáticos podem ser criados para representar esses relacionamentos (RASKIN et al., 2005). Essas condições não são respeitadas quando se tenta representar a longo prazo um sistema socioecológico, onde as interações são pouco conhecidas e não quantificáveis. Assim, um cenário narrativo dá a devida importância a fatores qualitativos, aplicando valores, comportamentos, políticas, fornecendo uma perspectiva mais ampla do que seria um futuro próximo (NAKICENOVIC et al., 2000). Sendo assim, o desenvolvimento que integra a forma quantitativa e qualitativa representa a fronteira da pesquisa de cenários atualmente.

Um dos trabalhos de maior relevância são os cenários de projeções futuras de emissão de gás do efeito estufa do *Special Report on Emissions Scenarios* produzidos pelo IPCC - *Intergovernmental Panel of Climate Change* (MORITA; ROBINSON, 2001). Também produzido pelo IPCC, o AR5 - Assessment Report 5 propõe 4 cenários de concentração de gás do efeito estufa (IPCC, 2013) até o horizonte do ano de 2100. No que tange às mudanças no uso e cobertura da terra, Rounsevell et al. (2005) desenvolveu cenários quantitativos de uso e cobertura da terra futuro para a Europa. A metodologia foi baseada na interpretação da proposta dos 4 cenários do SRES e construídos para 3 períodos, 2020, 2050 e 2080.

No *Coupled Model Intercomparison Project 6* – CMIP6 do AR6 do IPCC (EYRING et al., 2016), foi implementado o projeto LUH2 – *Land-Use Harmonization 2* que inclui cenários com múltiplas alternativas de futuro entre 2015 e 2100 (RIAHI et al., 2017), incluindo projeções de mudanças no uso e cobertura da terra globais (POPP et al., 2017). A intenção deste projeto é preparar um novo conjunto de cenários de uso e cobertura da terra harmonizados que conectam a reconstrução histórica com oito possíveis projeções (HURTT et al., 2020). Estes cenários são utilizados nos Modelos de Avaliação Integrada (IAM – *Integrated Assessment Model*) que simulam o sistema carbono-climático para a integração dos modelos globais do CMIP6. Através dessa metodologia, o modelo de

circulação geral da atmosfera tem como condições os resultados do IAM. Assim, a interação superfície-atmosfera fica a cargo do IAM.

Uma outra forma de avaliar os impactos das mudanças no uso e cobertura da terra atrelados à mudanças climáticas é a aplicação de diferentes coberturas vegetais através dos modelos de superfície acoplados a modelos atmosféricos. Assim, abre-se margem para o estudo de diferentes alternativas para a dinâmica da paisagem. Também, através desta abordagem somos capazes de quantificar a sensibilidade frente as mudanças no uso e cobertura da terra e das mudanças climáticas. Martínez-Retureta et al. (2022) concluíram, através da modelagem hidrometeorológica, que as bacias do rio Quino e Muco, no Chile, apontaram para uma maior sensibilidade aos impactos das mudanças climáticas, pois o aumento da evapotranspiração, com a diminuição da percolação, fluxo superficial e subterrâneo, desencadeou uma diminuição da disponibilidade hídrica em todos os cenários de uso e cobertura da terra. Este contexto de escassez de água realça a necessidade de promover estratégias de gestão do uso e cobertura da terra para reduzir os efeitos negativos iminentes das mudanças climáticas nas bacias hidrográficas e uma das técnicas mais apta a auxiliar esse prognóstico é a modelagem hidrometeorológica.

#### **2.4. Modelagem hidrometeorológica**

A modelagem hidrometeorológica se caracteriza por integrar aproximações numéricas que representam os processos na atmosfera e na superfície continental, considerando a interação entre estes, através do sistema solo-planta-atmosfera, e a geração de escoamento e propagação de vazões na rede de canais (GEORGAKAKOS; HUDLOW, 1984). Nestes modelos, em geral, os processos atmosféricos e de superfície são simulados em forma acoplada, incorporando processos de retroalimentação entre superfície e a atmosfera que modificam o clima local. Tal conectividade está relacionada, em termos hidrológicos, à transferência de matéria, energia e/ou organismos dentro ou entre componentes do ciclo hidrológico (BILLA, 2006; LARSEN et al., 2014).

Um dos pioneiros na modelagem hidrometeorológica, Georgakakos e Bras (1984) propôs um modelo que acoplava precipitação, umidade do solo e roteamento de canais alinhado a um sistema de tempo real para prever cheias em bacias hidrográficas chamado *Integrated Hydrometeorological Forecast System (IHFS)*. Bae et al. (1995)

implementaram este modelo operacionalmente mostrando um bom desempenho para previsões de curto prazo.

Nas últimas décadas foram levados adiante progressos no desenvolvimento científico combinando modelos hidrológicos e hidráulicos com modelos de previsão meteorológica. Westrick et al. (2002) propôs um sistema de previsão hidrometeorológica para bacias hidrográficas montanhosas através do acoplamento do *Penn State- NCAR Mesoscale Meteorological Model* (MM5) e o modelo hidrológico distribuído DHVSM em 4 km<sup>2</sup> de resolução espacial. Jasper et al. (2002), na bacia Ticino-Toce, com cinco diferentes previsões numéricas de tempo variando a resolução de 2 a 14 km<sup>2</sup> e utilizando o modelo hidrológico distribuído WaSiM (SCHULLA; JASPER, 2000), apontou que a acurácia e a consistência da chuva do modelo NWP dependem fortemente dos processos de modelagem em todas as escalas. Yarnal et al. (2000), também utilizaram o modelo meteorológico MM5 e um suíte de modelos hidrológicos acoplados (HMS) na bacia experimental do Rio Susquehanna. Os autores apontaram que a modelagem acoplada envolve várias questões, como, física e parametrização do modelo atmosférico para combinar escalas temporais de clima aos modelos hidrológicos, diferentes escalas dos modelos utilizados e o alto custo computacional. Xuan et al. (2009) indicaram que os erros dos modelos atmosféricos podem ser propagados para os modelos hidrológicos, propondo uma abordagem utilizando conjuntos combinando correção de bias para mitigar o problema de propagação de erros.

Larsen et al. (2014) acoplaram o modelo hidrológico MIKE SHE (GRAHAM; BUTTS, 2005) ao modelo climático regional DMI-HIRHAM RCM (CHRISTENSEN et al., 2006). Os resultados superestimaram as taxas de evapotranspiração nas regiões a jusante do rio sendo relacionadas ao maior detalhamento do modelo acoplado. Em comparação com o modelo desacoplado, os resultados mostraram um desempenho inferior. Isso é explicado pela calibração e refinamento ao longo de vários anos da configuração desacoplada.

Arnault et al. (2016) utilizando o modelo WRF numa resolução espacial de 10 km<sup>2</sup> acoplado ao modelo Hydro, com uma subgrade de roteamento de 500 m de resolução no Oeste Africano, revelou que o WRF-Hydro previu mais infiltração e menos escoamento no início do período chuvoso, quando os solos ainda estão mais secos e a precipitação

menor. Concluíram assim, que as simulações do WRF-Hydro permitem uma reprodução das vazões diárias com uma performance aceitável.

Ainda, Rodriguez-Rincón et al. (2015) investigaram a propagação das incertezas dentro da abordagem de modelagem acoplada para previsão de inundações. Os autores utilizaram o modelo NWP, um modelo hidrológico distribuído e um modelo hidrodinâmico. A avaliação da incerteza foi realizada em ambos os níveis, meteorológico e hidrológico, permitindo avaliar como os erros originados no modelo meteorológico interagem ao nível das vazões. Os resultados relativos às previsões de inundação indicam uma boa habilidade na reprodução do evento ocorrido no México, área de estudo neste caso. A propagação da incerteza dos modelos meteorológicos e hidrológicos para a área de inundação revelou que é necessário avaliar o desempenho de ambos os modelos e não apenas os resultados.

## **2.5. Modelagem de superfície**

Reconhecendo a importância dos processos de retroalimentação entre superfície e atmosfera, parametrizações detalhadas dos processos de superfície começaram a ser introduzidas nos modelos atmosféricos (SELLERS et al., 1996). Modelos de superfície terrestre (LSM - *Land Surface Model*) foram idealizados para estimar a transferência de energia, de massa e de momento entre a atmosfera e o sistema solo-vegetação da superfície terrestre. Estes modelos de superfícies podem ser usados acoplados a modelos atmosféricos (BETTS et al., 1997; MARSHALL; RADKO, 2003) ou desacoplados (SLATER et al., 2001; BOWLING et al., 2003). Nas versões desacopladas, as informações atmosféricas são utilizadas como dados de entrada, não realizando qualquer tipo de retroalimentação com o modelo de superfície ao longo da integração. Acoplados com os modelos atmosféricos, os LSMs são utilizados para servirem de condição de contorno para os modelos atmosféricos, que são usados para previsão numérica de tempo ou simulação do clima, visto que estes necessitam dos cálculos de fluxos de momento, radiação, vapor de água e calor sensível, abaixo da camada limite da atmosfera.

Em versões acopladas, os modelos atmosféricos fornecem aos LSMs algumas de suas variáveis, por exemplo, precipitação, vento, temperatura e umidade do ar, pressão à superfície, radiação de onda longa e curta incidente. Tendo como dados de entrada os parâmetros de vegetação e solo, esses modelos simulam os processos de superfície

envolvidos nos balanços de energia, água e momentum e, em alguns casos, o balanço de carbono, e transferem as variáveis calculadas para os modelos atmosféricos, interagindo as informações entre eles ao longo da integração (MARSHALL; RADKO, 2003).

Desde os anos 1970, a complexidade e o realismo dos modelos de superfície utilizados em modelos atmosféricos têm se tornado mais refinados. Inicialmente, os primeiros LSMs apenas assumiam valores fixos típicos de comprimento de rugosidade, albedo e emissividade de superfície, ignorando o armazenamento de energia, partição de água na superfície e balanço de carbono (MANABE et al., 1965; SHUKLA; MINTZ, 1982). A seguir, com a implementação do *Bucket Model*, foi possível calcular o compartilhamento de energia entre calor latente e sensível e a temperatura de superfície (MANABE, 1969). Nestes modelos, a evapotranspiração potencial era calculada utilizando a equação de Penman-Monteith. Esse desenvolvimento tornou possível avaliar o impacto das mudanças no uso e cobertura da terra no clima através de experimentos utilizando os LSM conjuntamente com os modelos climáticos.

Na década de 1980, a geração dos modelos de superfície, conhecidos como “micro meteorológicos”, eram caracterizados por modelos unidimensionais detalhando a representação dos fluxos de calor do solo através do esquema “force-restore” (DEARDORFF, 1978). Estes modelos melhoraram a representação do controle da vegetação na retroalimentação com o clima (DICKINSON et al, 1986; SELLERS et al., 1996). Uma das melhorias na caracterização da vegetação foi a introdução do efeito da resistência estomática, através de desenvolvimentos da suposição chamada ‘big leaf’, e o balanço de água do dossel para calcular a interceptação utilizando uma versão do modelo Rutter (SHUTTLEWORTH, 2012).

Nos anos 1990, as melhorias ocorreram por meio dos trabalhos de Famiglietti e Wood (1994), Liang et al. (1996), Schaake et al. (1996) e Chen et al. (1996) através dos efeitos da variabilidade espacial sobre o balanço de água e energia, devido à heterogeneidade da vegetação, solos, topografia e precipitação. Modelos também passaram por melhorias nas parametrizações dos processos hidrológicos, como infiltração, escoamento superficial e subterrâneo (KOSTER et al., 2000; CHERKAUER; LETTENMAIER, 2003; HUANG et al., 2008; PRENTICE et al., 2015; CLARK et al., 2015). Também, motivados pela necessidade de se estudar o ciclo do carbono e as mudanças climáticas, foram incluídas



representações dos processos fisiológicos e vegetação dinâmica, na intenção de calcular quanto carbono é absorvido e liberado entre o clima e a vegetação (BONAN, 1995; SELLERS et al., 1996; DICKINSON et al., 1998; COX et al., 1998; DAI et al., 2003). Um dos desafios futuros dos modelos de superfície não está apenas na melhora da performance de prever o tempo ou clima, mas também na habilidade de interpretar o clima e o tempo previsto em termos dos impactos no bem-estar e status ecológico e humano (SHUTTLEWORTH, 2012).

## **2.6. Modelo de roteamento de vazões**

Com o intuito de obter previsões de vazões e alturas de rios, os excessos de água em cada célula de grade do modelo acoplado atmosfera-superfície precisam ser transladados, primeiro dentro da célula até o canal de drenagem e, finalmente, pela rede de drenagem até a foz da bacia. O traslado dentro da célula até o canal de drenagem pode ser resolvido, por exemplo, através de um sistema de reservatórios lineares onde os diferentes escoamentos são afetados por um tempo de resposta do reservatório (COLLISSCHONN et al., 2007). O traslado de ondas na rede de drenagem é abordado geralmente na hidrologia através de soluções das equações de Saint Venant (CHOW, et al., 1988). Aplicações nos modelos hidrometeorológicos em escalas de grandes bacias têm sido comumente abordados através de simplificações do tipo reservatório linear, como em HYDRA – Hydrological Routing Algorithm (COE, 2000) e THMB - Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry (BOTTA et al., 2012), ou pelo modelo de armazenamento de Muskyngum, como no RAPID (DAVID et al., 2011).

O componente de traslado de ondas utiliza como entrada o excesso de água produzido pelos modelos de superfície. A rede de drenagem e os parâmetros geomorfológicos podem ser obtidos a partir de Modelos de Elevação Digitais - MDE, que podem ser derivados de sensores remotos. Em alguns casos, é possível aplicar um processo de calibração automática dos parâmetros de traslado, mas é necessário o funcionamento desacoplado dos modelos.

Os modelos de traslado de ondas entregam como resultado a série temporal de vazões nos pontos de grade especificados. Estes modelos têm sido, ainda, associados com modelos hidráulicos, com o intuito de fornecer, principalmente, informações sobre áreas inundadas, que possam colaborar na gestão do risco e na execução de tarefas de

emergência. Um exemplo deste tipo de acoplamento é o modelo AutoRapid (FOLLUM et al., 2017), que acopla o modelo de traslado de ondas Rapid ao modelo de hidrodinâmico AutoRoute (FOLLUM, 2013) para a estimativa de áreas inundadas.

## **2.7. Projeções hidrológicas sob efeito de mudanças climáticas e do uso e cobertura da terra**

A contínua emissão de gases do efeito estufa poderá intensificar o aquecimento global e causar mudanças de longa duração em todos os componentes do sistema climático, aumentando a chance de impactos severos, penetrantes e irreversíveis para a população, economia e ecossistemas globais (IPCC, 2022).

Emissões antropogênicas de gases do efeito estufa são, principalmente, conduzidas pelo crescimento populacional, atividades econômicas, modo de vida, uso da energia, uso do solo, tecnologia e políticas ambientais (VAN VUUREN et al., 2011). Cenários de emissão de gases de efeito estufa configuram as possibilidades de desenvolvimento do futuro e como irão se desdobrar (VAN VUUREN et al., 2011). A utilização de cenários auxilia na análise de mudanças climáticas, seus impactos no Sistema Terrestre, incluindo também na modelagem do clima e na avaliação dos impactos, vulnerabilidades, adaptações e mitigações.

De acordo com as projeções dos modelos climáticos globais, é muito provável que as mudanças climáticas futuras afetem a distribuição das chuvas e o volume precipitado, alterando os sistemas hidrológicos em termos de quantidade e qualidade (IPCC, 2022). Sendo assim, a segurança hídrica é um assunto bastante explorado pela comunidade preocupada com os impactos das mudanças globais futuras tanto na disponibilidade da água (SCHEWE et al., 2014; GOSLING; ARNELL, 2016; KUSANGAYA et al., 2014, GAROFOLO et al., 2017, 2023, em revisão) quanto nas matrizes energética (SIQUEIRA JUNIOR et al., 2015; MOHOR et al., 2015; VAN VLIET, et al., 2016, DE ENCARNAÇÃO PAIVA et al., 2020) e alimentar (MARTINS et al., 2018; 2023).

Há estudos dos impactos potenciais das mudanças climáticas na disponibilidade hídrica em diferentes regiões do globo terrestre. Na bacia do rio Yadkin-Pee na Carolina do Norte – EUA foram feitos estudos do impacto das mudanças no uso e cobertura da terra atrelado aos cenários B2 e A1B do AR4-IPCC e os resultados apontam para um aumento das vazões associadas, primeiramente, ao aumento da precipitação. Estudos realizados na

China avaliaram o impacto das mudanças climáticas na bacia do rio Biliu, nordeste chinês, utilizando um total de 21 cenários coordenados entre *Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 e 5*– CMIP 3 e 5 (IPCC, 2007; 2014), simulados pelo modelo SWAT. Zhu et al. (2017) apontam um aumento na temperatura e precipitação até 2065, levando a um aumento da evaporação e diminuição das vazões na maioria dos cenários. Na região da Austrália, na bacia do rio Harvey, estudos utilizando oito Modelos de Circulação Geral (General Circulation Models – GCM) do CMIP5 que consideraram os Caminhos Representativos de Concentração (Representative Concentration Pathways– RCP) 2.6, 4.5 e 8.5, apontam uma redução na média anual de vazão durante o meio do século no cenário RCP 4.5 (AL-SAFI; SARUKKAGE, 2018). No final do século, todos os cenários apontam redução da média anual de vazão com valores entre 23 e 52%.

Palomino-Lemus et al. (2017) realizaram também um estudo dos padrões de precipitação na América do Sul através da regionalização estatística aplicada aos resultados de vinte projeções de GCMs coordenados pelo CMIP5 nos cenários RCP 2.6, 4.5 e 8.5. O estudo aponta que nas regiões brasileiras há mudanças nos níveis precipitados de 25 a 70% exceto no centro e sudeste. A média dos ensembles mostram um aumento da precipitação nas regiões entre o noroeste Mexicano e sudeste brasileiro, enquanto a banda entre o Equador e o nordeste brasileiro apontam uma diminuição dos níveis precipitados (PALOMINO-LEMUS et al, 2017).

Impactos do desmatamento futuro e mudanças no clima na hidrologia da bacia Amazônica foram estudados através de 3 cenários regionais de mudanças no uso e cobertura da terra conjuntamente com 3 modelos de circulação geral do AR4 do IPCC (GUIMBERTEAU et al., 2017). No geral, o cenário sem desmatamento indica um aumento de 3.3 °C na temperatura superficial com uma diminuição de 8.5% da precipitação até 2100. A evapotranspiração e as vazões aumentaram 5 e 14%, respectivamente. Para estudar o efeito adicional do desmatamento à futuro, foram gerados 3 cenários de uso e cobertura da terra com o declínio florestal variando de 7 a 34% ao longo do século XXI. Todos os 3 cenários compensam parcialmente o aumento da evapotranspiração induzida pelo clima e o escoamento superficial aumenta em toda a Amazônia. Entretanto, na região do Tapajós, o desmatamento amazônico amplia a diminuição da evapotranspiração ao final da estação seca acarretando um aumento de 27% no escoamento no caso de desmatamento extremo.

Na região do Tapajós, Mohor et al. (2015) utilizaram o Modelo Hidrológico Distribuído do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – MHD-INPE (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016) para obter projeções de disponibilidade hídrica considerando diferentes cenários de mudanças climáticas. As projeções na bacia mostraram grande dispersão entre os diferentes cenários, destacando a importância da análise dos extremos além dos valores médios de vazão. Utilizando o mesmo modelo hidrológico, Siqueira Junior et al. (2015) apresentaram projeções de disponibilidade hídrica considerando cenários de mudanças climáticas e de uso e cobertura da terra. Os resultados apontaram também uma grande dispersão entre cenários, enquanto o efeito de compensação entre a diminuição da precipitação pelo efeito das mudanças climáticas e o incremento da geração de escoamento que resulta do desflorestamento na bacia (SIQUEIRA JUNIOR et al., 2015).

Utilizando o Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (MGB-IPH) e projeções de 2070 a 2100, obtidas de GCMs do Quinto Relatório do IPCC (2014) coordenados pelo CMIP5, Sorribas et al. (2016) concluíram que os resultados das projeções não concordam em todas as regiões Amazônicas. No geral, as projeções apontam condições mais úmidas sobre a Amazônia ocidental, enquanto os resultados indicam aumento da descarga média e máxima das vazões para os grandes rios que drenam os Andes, na Amazônia Oriental (SORRIBAS et al., 2016).

Garofolo et al. (2023), através de um *downscaling* dinâmico do modelo Eta, avaliaram os impactos de duas alternativas futuras da expansão de plantios silviculturais atrelados a um cenário de mudanças climáticas para o meio do século XXI na parte paulista da bacia do Rio Paraíba do Sul. Os resultados mostraram que as diferentes configurações da cobertura vegetal modularam diferenças na temperatura e precipitação local (GAROFOLO et al., 2023, em revisão).

Martínez-Retureta et al. (2022) avaliaram as bacias de Quino e Muco, no Chile, através do modelo climático local RegCM4-MPI-ESM-MR acoplado ao modelo SWAT sob projeções climáticas do cenário RCP 8.5 e 5 configurações de uso e cobertura da terra. Os resultados apontaram uma diminuição considerável da disponibilidade hídrica, principalmente nos cenários onde há maior cobertura florestal.

## **2.8. Incertezas inerentes das projeções**

A ideia de que tomadores de decisão necessitam de acurácia e precisão para avaliação dos impactos futuros do clima, a fim de criar estratégias de adaptação, é um assunto central das discussões sobre adaptação às mudanças climáticas. Muitos cientistas climáticos, agências e tomadores de decisão têm argumentado que quantificar as incertezas e prover mais acurácia e precisão em avaliações do clima futuro são cruciais para elaborar estratégias de adaptação (GAGNON-LEBRUN; AGRAWALA, 2006). Avanços científicos e tecnológicos têm aumentado a credibilidade de modelos climáticos quando projetados ao futuro utilizando cenários de emissões de gases do efeito estufa e outros forçantes do clima. Não obstante, a acurácia da projeção climática é limitada fundamentalmente por incertezas que podem ser associadas com limitações do conhecimento (p.e. física das nuvens), aleatórias (p.e. a natureza caótica do sistema climático) e, também, por decisões feitas por terceiros que podem ter significantes efeitos no clima e vulnerabilidade futura (p.e. emissões futuras de GEE, população, crescimento econômico etc.) (KNUTTI et al., 2008). Dadas as incertezas envolvidas pode-se dizer que a abordagem é significativamente imperfeita. Não entanto, esta é também uma realidade em outras áreas de políticas públicas, como risco de terremoto, segurança nacional e saúde pública (DESSAI et al., 2009). Igualmente a estes campos de atuações, os tomadores de decisões em matéria de adaptação às mudanças climáticas precisam lidar com diversas variáveis, muitas das quais possuem incertezas ainda maiores que as representadas pelos modelos climáticos (DESSAI; HULME, 2004).

Algumas das incertezas das projeções climáticas podem ser quantificadas, mas muitas delas não, admitindo certo nível de ignorância no conhecimento atual do clima (DESSAI e HULME, 2004). No entanto, uma sociedade se beneficiará através de uma maior compreensão da vulnerabilidade das decisões (KNUTTI et al., 2008; DESSAI et al., 2009). A incerteza pode ser manejada através de processos de decisão que produzam resultados satisfatórios, avaliando respostas alternativas à mudança no clima. Estas metodologias se baseiam num arcabouço de modelagem exploratória (BANKES, 1993) onde são utilizadas múltiplas integrações numéricas sob diferentes pressupostos, obtendo-se um leque de cenários plausíveis. As estratégias de adaptação são, então, testadas para cada um destes cenários, permitindo identificar suas vulnerabilidades (DESSAI et al., 2009). O recente aumento do poder computacional permite a quantificação parcial das

incertezas nas projeções climáticas utilizando técnicas como conjunto de física perturbada – *perturbed-physics ensembles* (STAINFORTH et al., 2005), conjunto de multi-modelos - *multi-model ensembles* (TEBALDI; KNUTTI, 2007), emuladores estatísticos - *statistical emulators* (ROUGIER; SEXTON, 2007), entre outras. Essas técnicas são utilizadas tanto por GCMs quanto por modelos climáticos regionais.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

A estrutura deste trabalho será aqui discutida como um todo. Cada capítulo subsequente deu origem a um artigo científico. Maiores detalhes e referências estarão nos capítulos subsequentes.

O Capítulo 4 e 5 compartilham de uma mesma metodologia. Utilizou-se o modelo Eta (MESINGER et al., 2012) acoplado ao modelo NOAH-MP (NIU et al., 2011), porém, este com a aplicação de uma aproximação em blocos e 8 camadas de solo (PILOTTO et al., 2017). Isso difere de outras versões das quais a representação superficial era através do método de vegetação dominante e com 8 camadas de solo. A diferença entre os capítulos se dá pelo período integrado e, obviamente, pela análise. No capítulo 4, o modelo Eta foi integrado para o período histórico, de 1960 a 2005, utilizando condições de contorno proveniente do modelo global CanESM2 Historical (ARORA et al., 2011) e mapa de uso e cobertura da terra do ESA para o ano de 1992 com resolução espacial de 300 metros (ESA, 2017). A avaliação da simulação histórica foi realizada através das variáveis precipitação e temperatura em comparação com os dados da iniciativa CRU (HARRIS et al., 2020) para o mesmo período.

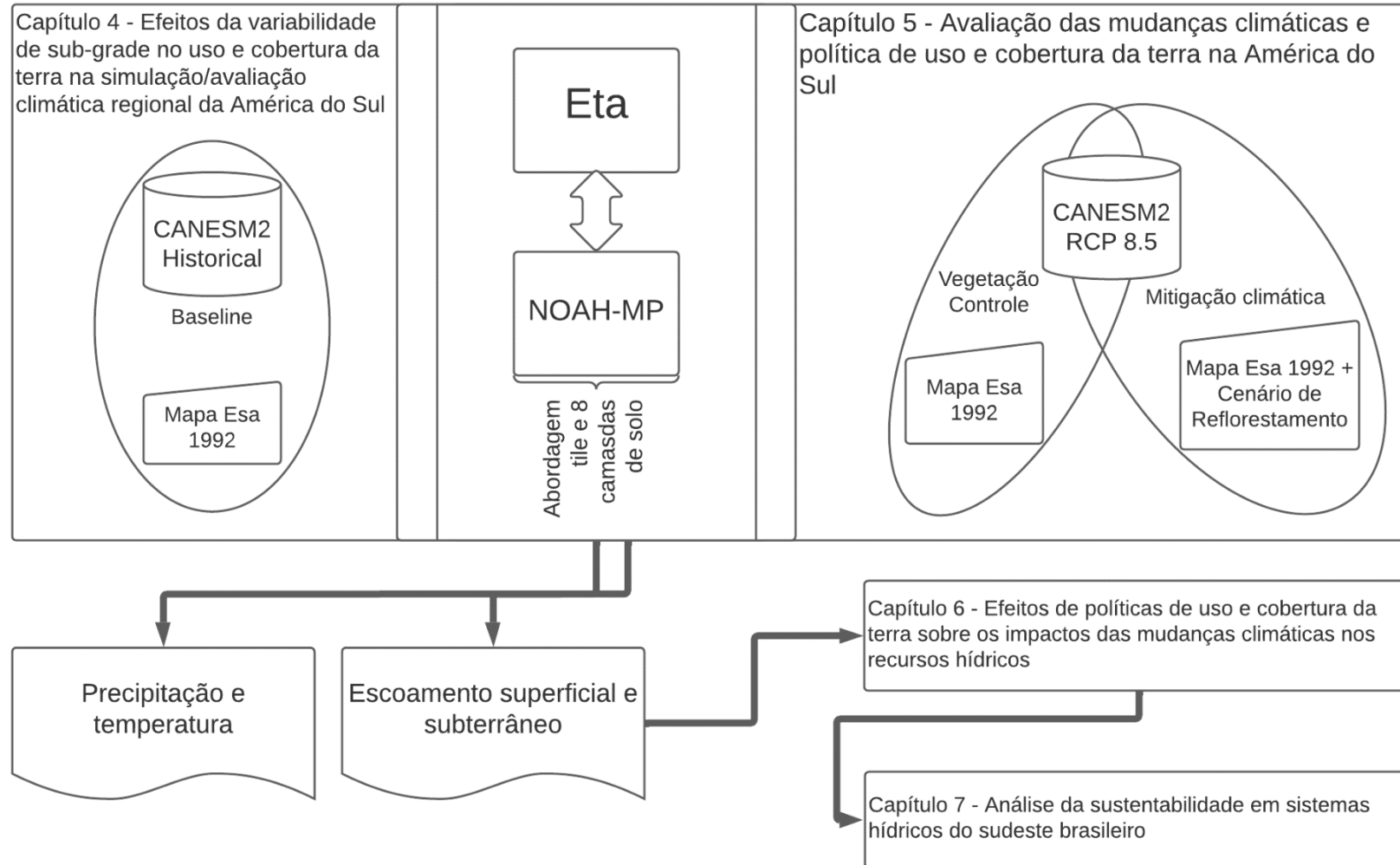
No Capítulo 5, foi realizada a avaliação dos impactos das mudanças climáticas e no uso e cobertura da terra. A simulação histórica avaliada no Capítulo 4 foi aqui tida como Base para avaliar outras duas integrações: o experimento Vegetação Controle, tendo como parâmetro o mesmo mapa utilizado na simulação histórica, e o experimento Reflorestamento, no qual o mapa ESA utilizado na simulação histórica recebe um cenário de restauração florestal com foco na Mata Atlântica (STRASSBURG et al., 2019), sendo somente as mudanças no uso e cobertura da terra. Ambos os experimentos foram integrados para o período de 2070 a 2090 utilizando as mesmas condições de contorno, provenientes do CanESM2 (ARORA et al., 2011) sob o cenário de mudanças climáticas RCP 8.5 (VAN VUUREN et al., 2011), sendo este período considerado, o período em que há um aumento aproximado da temperatura média global de 4 °C. A avaliação dos impactos das mudanças climáticas e da restauração florestal foi realizada através das variáveis temperatura e precipitação em comparação com os dados da simulação histórica.

Um dos dados que o modelo Eta acoplado ao modelo NOAH-MP é capaz de gerar são os dados de escoamento. Estes dados foram utilizados para realizar a avaliação dos impactos das mudanças climáticas e da restauração florestal na hidrologia de bacias do Sudeste Brasileiro, em específico, bacia do rio Paraíba, rio Grande e rio Doce, no Capítulo 6. O escoamento proveniente da modelagem atmosférica é utilizado como dados de entrada no modelo de roteamento de canais que nos dá como resultado vazões. Este processo foi realizado para os 3 experimentos anteriores, Histórico que chamamos de Base, Vegetação Controle e Reflorestamento. O Base foi comparado com a vazões observadas, e os experimentos futuros Vegetação Controle e Reflorestamento foram comparados com o Base nas sub-bacias que mostraram os maiores fragmentos de restauração para cada bacia que estudamos.

No Capítulo 7, foram escolhidos 3 sistemas de reservatório em cada uma das bacias estudadas para avaliar as políticas de demanda por água sob os impactos das mudanças climáticas e do reflorestamento. Na bacia do rio Paraíba do Sul foi escolhida a UHE Paraibuna, UHE Camargos na bacia do rio Grande e UHE Porto Estrela na bacia do rio Doce. Também, foi analisada a Usina Elevatória de bombeamento Santa Cecília, também no rio Paraíba do Sul. Através da implementação de um módulo de reservatório no modelo de roteamento de canais e a criação de cenários futuros de demanda hídrica para cada um dos sistemas, foi calculado e avaliado o Índice de Sustentabilidade proposto por Sandoval-Solis et al. (2010). Para complementar a análise da sustentabilidade hídrica dos sistemas, também foram avaliados os índices WEI – *Water Exploitation Index* e SPEI – *Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index*. A estrutura dos dados e a metodologia estão representados na Figura 3.1.



Figura 3.1 - Diagrama representativo da organização dos capítulos e títulos em relação a metodologia utilizada.



## **4. EFEITOS DA VARIABILIDADE DE SUB-GRADE DO USO E COBERTURA DA TERRA NA SIMULAÇÃO CLIMÁTICA DA AMÉRICA DO SUL**

### **4.1. Introdução**

O Sexto Relatório de Avaliação (AR6 - Assessment Report 6) do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change*), através do Projeto de Intercomparação de Modelos Climáticos v6 (CMIP6 - *Coupled Model Intercomparison project 6*) alerta que o aquecimento global ultrapassará os 1,5 °C antes do meio do século (IPCC, 2022). O incremento atual de temperatura global nos registros levantados pela iniciativa *Berkeley Earth Land/Ocean* já atinge 1.3 °C no globo (ROHDE; HAUSFATHER, 2020) e 1.6 °C no Brasil.

As mudanças na temperatura e na frequência e intensidade de eventos extremos, vêm impactando negativamente os ecossistemas terrestres bem como intensificando processos de desertificação e degradação da terra em diversas regiões ao redor do globo (IPCC, 2019). Estes processos, junto com as atividades antropogênicas, principalmente agricultura, modificam as características da paisagem (SPATH et al., 2023; STEPHENS et al., 2021). A correta representação dos processos de acoplamento entre continente e atmosfera requer de informação detalhada e atualizada do estado da superfície (LI et al., 2021).

O contínuo desenvolvimento de sensores remotos e arcabouços que tratam seus dados, tem contribuído para o monitoramento das transformações no uso e cobertura da terra, resultando em novos produtos para a modelagem climática. Algumas iniciativas produzem mapas de uso e cobertura da terra em nível global como o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – Land Cover Type product* (MODIS-MCD12Q1) (SULLAMENASHE; FRIEDL, 2018), o *Global Land Cover 2000* (GLC2000) (BARTHOLOME; BELWARD, 2005) e a *European Space Agency Climate Change Initiative Land Cover* (ESA-CCI LC) (DEFOURNY et al., 2016). Os produtos da iniciativa ESA-CCI LC tem sido amplamente utilizado para monitorar as mudanças globais do uso e cobertura da terra (MOUSIVAND; ARSANJANI, 2019; NOWOSAD et al., 2019) e foram criados no intuito de servir como entrada para a modelagem climática.

A utilização de um Modelo Climático Regional (RCM – *Regional Climate Model*) aninhado a um Modelo Climático Global (GCM - *Global Climate Model*), este

fornecendo informações através dos limites laterais do RCM (VELJOVIC et al., 2010), resulta na melhor representatividade dos processos de menor escala, principalmente aqueles associados com a heterogeneidade local da paisagem (MOLDERS; RAABE, 1996; HEINEMANN; KERSCHGENS, 2005). Espera-se que, ao utilizar um modelo regional, consiga representar fenômenos e processos regionais com maior precisão e amplitude (PIECZKA et al., 2019). Importa salientar que um maior detalhamento regional aumenta, também, a complexidade e as incertezas inerentes às integrações climáticas (EMANUEL, 2013; PILOTTO et al., 2017).

Simulações climáticas na América do Sul apontaram uma subestimativa da precipitação e temperatura no verão austral na maior parte do continente e superestimativas na região andina (CHOU et al., 2014). Dereczynski et al. (2020) analisou índices climáticos de extremos observados na mesma região e as simulações climáticas de temperaturas extremas foram condizentes com a observação na região Amazônica e Nordeste brasileiro. Entretanto, os índices relativos à precipitação mostraram maior incerteza do que os de temperatura. Algumas regiões da América do Sul apontam grandes superestimativas na intensidade da precipitação extrema enquanto outras regiões sofrem efeitos opostos, de subestimativa, estando associados com processos de mesoescala mais difíceis de ser reproduzidos pelos modelos (TANDON et al., 2018). Também, Falco et al. (2019), através dos experimentos do CORDEX, avaliaram a variabilidade da precipitação na América do Sul e verificaram que o uso dos RCM com condições de contorno de modelos do CMIP5 reduz o viés seco das simulações globais.

Apesar da redução substancial da escala representada por um modelo regional, muitas vezes a resolução atingida não é suficiente para avaliar os processos superficiais, relacionados às mudanças no uso e cobertura da terra. Dado que o uso e cobertura da terra é uma das principais forçantes dos processos hidrometeorológicos (HURTT et al., 2020) é essencial considerar a dinâmica de sua modificação dentro da estrutura dos modelos (NILAWAR; WAIKAR, 2018; TAMM et al., 2018). Se a escala espacial das mudanças no uso e cobertura da terra não for da mesma ordem da resolução espacial do modelo regional, este não vai conseguir representá-los adequadamente, ficando muitos destes processos subjacentes na escala de sub-grade.

Para que esses efeitos de sub-grade sejam simulados com uma melhor performance são implementadas parametrizações nos modelos regionais (BOU-ZEID et al., 2020). As parametrizações adotam diferentes critérios de divisão e agregação da heterogeneidade de sub-grade à escala de grade do modelo (MANRIQUE-SUÑEN et al., 2013) e no tratamento dos processos superficiais (AMENT; SIMMER, 2006). As diferentes abordagens afetam os fluxos de calor latente e sensível e também a dinâmica da umidade do solo e escoamento (GIORGI; AVISSAR, 1997).

Uma das abordagens para representar a heterogeneidade de sub-grade é através de mosaico (KOSTER; SUAREZ, 1992). Nela, divide-se a célula conceitualmente em várias sub-células, cada uma com seus próprios processos físicos e dinâmicos (GIORGI, 1997). Há também processos de sub-grade baseados na vegetação frequentemente referenciados como aproximação *tile* (KOSTER; SUAREZ, 1992; PILOTTO et al., 2015). A aproximação *tile* foi idealizada por Avissar e Pielke (1989) e amplamente aplicada por modelos que representam a superfície (CLAUSSEN, 1991; KOSTER; SUAREZ, 1992<sup>a</sup>; LI; AVISSAR, 1994). Modelos de superfície que utilizam esta aproximação têm sido acoplados com modelos atmosféricos para resolver a interação superfície-atmosfera, tal como no HTESSEL e ECMWF (BALSAMO et al., 2009), ISBA; (ARPEGE; NOILHAN; PLANTON, 1989) e no acoplamento entre o modelo regional Eta e de superfície NOAH-MP (PILOTTO et al., 2015). Os resultados desse acoplamento utilizando a aproximação *tile* melhora a representação dos efeitos da heterogeneidade da paisagem na distribuição espacial dos fluxos superficiais em regiões mais fragmentadas (PILOTTO et al., 2017).

O objetivo deste trabalho é avaliar a aplicação da representação da heterogeneidade da vegetação através de um esquema de blocos na simulação do clima na América do Sul. Para este fim foi utilizado o modelo Eta acoplado ao modelo NOAH-MP, com uma abordagem de representação da heterogeneidade de sub-grade através da aproximação *tile* (PILOTTO et al, 2017). O modelo foi aninhado com os dados do CanESM2 (ARORA et al., 2009) no período de 1960 a 2005. As climatologias de temperatura e precipitação simuladas foram avaliadas utilizando os dados do CRU. A avaliação é baseada em padrões médios espaciais, ciclo anual médio e indicadores de extremos climáticos para as estações do ano na América do Sul, região Norte, Nordeste e Centro-Sul do Brasil.

## **4.2. Dados e metodologia**

### **4.2.1. Modelo regional Eta**

O modelo regional Eta é um modelo de ponto de grade cuja topografia é representada em formato de degraus conhecida como coordenada vertical eta (MESINGER et al., 2012). Este modelo vem sendo utilizado desde 2002 para simulações climáticas sazonais, apresentando bons resultados (CHOU et al., 2005). Uma versão do modelo foi desenvolvida para estudos de mudanças climáticas (PESQUERO et al., 2009; CHOU et al., 2011). O esquema do cálculo de radiação de onda longa baseia-se no modelo de Fels e Schwarzkopf (1975), enquanto a radiação de onda curta segue o modelo de Lacis e Hansen (1974). O esquema de convecção cumulus utilizado é o desenvolvido por Betts-Miller-Janjic (1994). A microfísica de nuvens é produzida pelo esquema de Zhao et al. (1997). Os processos turbulentos na atmosfera são representados pelo esquema de Mellor-Yamada 2.5 (MELLOR; YAMADA, 1982). A parametrização da superfície é realizada pelo modelo de superfície NOAH-MP (NIU et al., 2011).

### **4.2.2. Modelo superficial NOAH-MP**

O modelo de superfície Noah-MP é a versão multi-parametrizações do modelo NOAH desenvolvido pela *Oregon State University* (OSU) (NIU et al., 2011; MAHRT; PAN, 2984; PAN; MAHRT, 1987). O modelo se baseia no acoplamento da aproximação da evaporação potencial de Penman com dependência diurna de Mahrt e Ek (1984), no modelo primitivo de dossel de Pan e Mahrt (1987), modelo de solo de multicamadas de Mahrt e Pan (1984) e na formulação do escoamento superficial baseada na aproximação hidrológica de sub-grade (SCHAAKE et al., 1996). Nesta versão multi-parametrização foi adicionada uma camada de dossel permitindo que as temperaturas do dossel e da superfície sejam calculadas separadamente; um esquema de transferência de radiação *two-stream* (NIU; YANG, 2004) além de um esquema de sub-grade de vegetação chamado de aproximação *tile* (PILOTTO et al., 2017) possibilitando uma maior representatividade da vegetação. A versão do Noah-MP usada neste trabalho possui oito camadas de solo, atingindo a profundidade de 12 metros (PILOTTO et al., 2023).

### **4.2.3. Canadian earth system model – CanESM2**

O CanESM2 é um modelo climático categorizado como modelo do sistema terrestre que compõe atmosfera, oceano e superfície terrestre através da troca de energia, momentum,

água e gases (ARORA et al., 2011). A resolução horizontal dos componentes atmosféricos e terrestre do CanESM2 é aproximadamente 2.8°, enquanto a resolução horizontal física do oceano é aproximadamente 1.41° longitudinal x 1° latitudinal. O componente terrestre do CanESM2 é representado pelo Modelo do Ecossistema Terrestre Canadense (CTEM – *Canadian Terrestrial Ecosystem Model*) (ARORA; MATTHEWS, 2009; AROR; BOER, 2010). O CTEM é um modelo de vegetação dinâmica que inclui fotossíntese, respiração autotrófica e heterotrófica, fenologia, alocação, mortalidade e mudanças no uso da terra. Todos os parâmetros como índice de área foliar, rugosidade, albedo, condutância estomacal e profundidade radicular mudam à medida que a vegetação responde às mudanças no clima e no carbono (ARORA; BOER, 2005). O CanESM2 faz parte do conjunto de modelos do *Coupled Model Intercomparison Project phase 5* utilizado nos resultados do Quinto Relatório de Avaliação do IPCC (ARORA et al., 2011).

Hassan et al. (2020) mostraram uma boa concordância entre o resultado do *downscaling* do CanESM2 e dados de temperatura observados para sete estações meteorológicas no Iraque. Dai et al. (2018) apontaram que as tendências observadas desde 1979 nos padrões de temperatura e precipitação globais são superestimadas pelo CanESM2.

#### **4.2.4. Mapa de uso e cobertura da terra ESA-CC LC**

O mapa de uso e cobertura da terra utilizado é o ESA-CCI LC com resolução espacial de 300 metros do ano de 1992 (ESA, 2017). Essa iniciativa utiliza múltiplos sensores via satélite como *Medium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS), *Envisat Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR), *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), *Project for On-Board Autonomy – Vegetation* (PROBA-V) e *Satellite Pour l’Observation de la Terre – Vegetation* (SPOT-VGT) (ESA, 2017). A classificação não-supervisionada foi realizada através da metodologia da *GlobCover*. Nela se usam 37 classes de uso e cobertura baseados nos padrões da *Food and Agriculture Organization*. A precisão média dos produtos ESA-CCI LC é cerca de 73,4% em comparação com os dados do *GlobCover* (ESA, 2017).

Foi realizada uma padronização entre as classes de vegetação utilizadas no modelo Eta/Noah-MP e as classes do mapa ESA-CCI LC, adaptando as classes de acordo com suas descrições originais. As classes de uso e cobertura da terra utilizadas foram água,

floresta latifoliada decidual, mista, aciculifoliada perene, aciculifoliada decíduais, vegetação campestre, pastagem, vegetação campestre com fragmentos florestais, vegetação campestre com solo exposto, solo exposto, cultivos, geleira, urbano. A estas classes, originais do ESA-CCI LC 92, foi adicionado o tipo de vegetação Floresta Amazônica e Mata Atlântica (FREITAS et al., 2012), biomas de florestas característicos da América do Sul.

#### **4.2.5. Configuração do experimento**

O modelo Eta/Noah-MP foi integrado num domínio que abrange a América Latina (Figura 4.1) para o período de 1960 a 2005, com resolução espacial de 20 km e 38 níveis verticais. Foi utilizado o mapa de uso e cobertura da terra ESA-CC 92 modificado para América do Sul (Figura 4.1). As condições iniciais e de bordas provêm do modelo CanESM2 (ARORA et al., 2009). A avaliação das integrações numérica do Eta (Base) foi realizada através da comparação com os dados *Climatic Research Unit gridded Time Series* (CRU) (HARRIS et al., 2020).

#### **4.2.6. Avaliação de resultados**

Foram analisados os padrões espaciais de precipitação e temperatura para todo o continente da América do Sul. Para as análises de ciclo anual de temperatura e precipitação e correlação de Pearson entre os dados simulados e CRU, o continente foi dividido em 4 regiões adaptadas do IPCC (2021): AMZ – Amazonia, NEB – Nordeste Brasileiro (*Northeast Brazil*), SESA – Sudeste sul-americano (*South East South America*), e WSA – Costa Oeste (*West South America*). Foi avaliado o comportamento durante o verão (DJF - dezembro, janeiro e fevereiro), outono (MAM – março, abril e maio), inverno (JJA - junho, julho e agosto) e primavera (SON – setembro, outubro e novembro). Todas as estações são definidas para o hemisfério austral.

Foi aplicado o teste não-paramétrico Mann-Whitney nos dados de precipitação acumulada anual e médios anuais de temperatura em cada uma das regiões do AR6 a fim de identificar diferenças significativas entre os dados simulados e aqueles da base de dados CRU. Para o teste de Mann-Whitney é considerado o p-valor = 0.05. A aderência entre estes dados também foi verificada através da correlação de Pearson. A correlação foi realizada através da média diária espacial de cada uma das regiões estudadas para cada

estação entre os dados simulados e os dados da iniciativa CRU. Valores mais próximos de 1 indicam uma correlação mais forte e mais próximos de 0 indicam uma correlação mais fraca.

Os índices extremos climáticos também foram calculados a partir das simulações, e comparados com os índices calculados usando dados da iniciativa CRU. Foram estimados quatro índices relacionados com a precipitação e seis índices relacionados com a temperatura (Tabela 4.1).

Figura 4.1 - Domínio da integração, mapa de uso e cobertura da terra ESA CCI reclassificado e as regiões de estudo: AMZ, NEB, SESA e WSA.

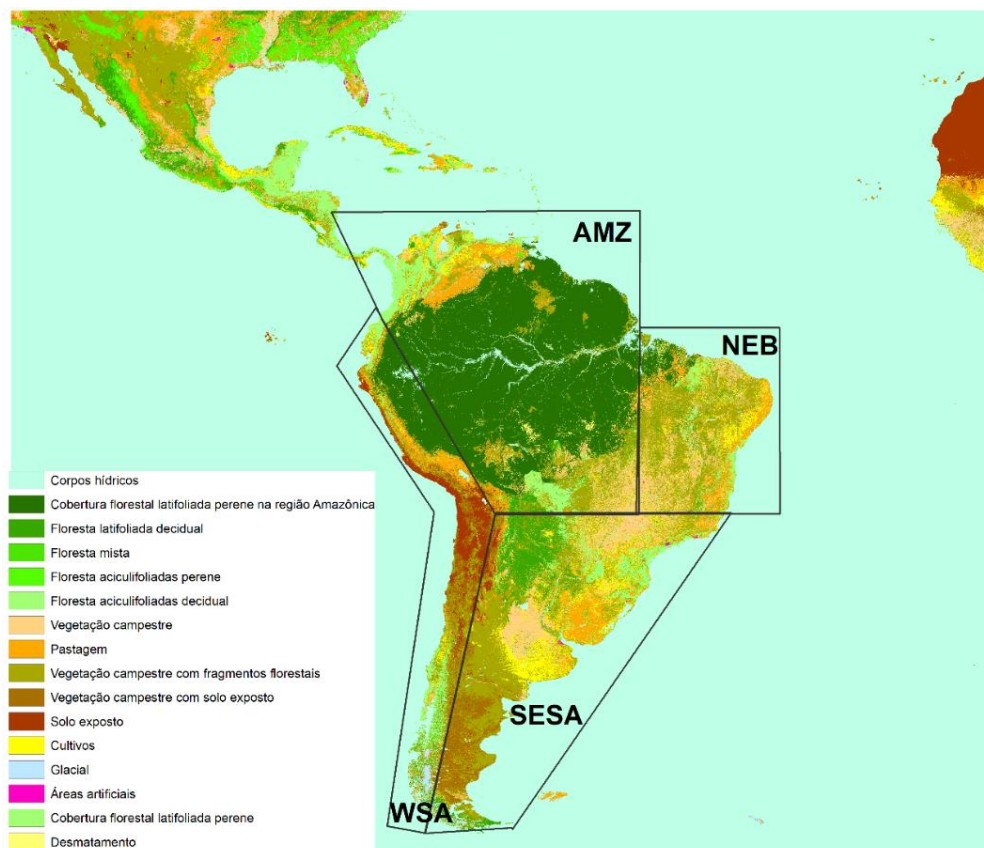




Tabela 4.1 – Índices de extremos climáticos utilizados neste estudo.

<b>Índice</b>	<b>Descrição</b>	<b>Unidade</b>
<b>R99p</b>	Total anual de precipitação onde a precipitação foi maior que o percentil 99	[mm]
<b>RX5day</b>	Máximo mensal de 5 dias consecutivos de precipitação	[mm]
<b>PRCPTOT</b>	Total anual de precipitação de dias chuvosos (prec >= 1mm)	[mm]
<b>CDD</b>	Máximo de dias consecutivos com precipitação diária menor que 1 mm.	dias
<b>TX90p</b>	Porcentagem de dias em que a temperatura máxima é acima do percentil 90.	% dias
<b>TN90p</b>	Porcentagem de dias em que a temperatura mínima é acima do percentil 90.	% dias
<b>TX10p</b>	Porcentagem de dias em que a temperatura máxima é abaixo do percentil 10.	% dias
<b>TN10p</b>	Porcentagem de dias em que a temperatura mínima é abaixo do percentil 10.	% dias
<b>TXx</b>	Valor máximo anual da temperatura máxima diária	C
<b>TNn</b>	Valor mínimo anual da temperatura mínima diária	C

### 4.3. Resultados

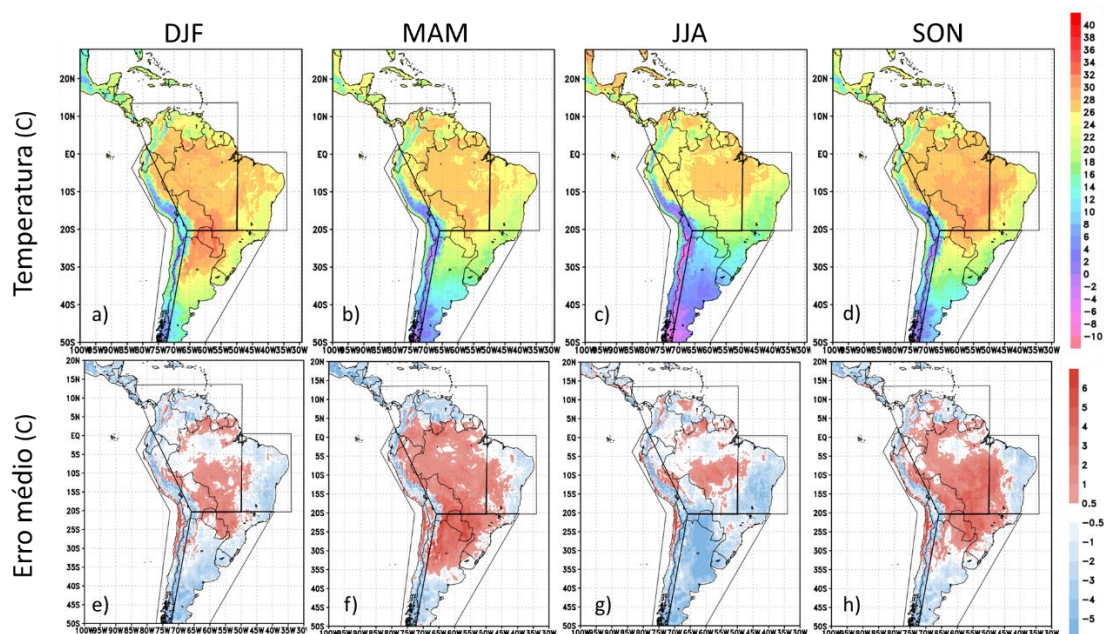
#### 4.3.1. Médias sazonais

- **Temperatura média**

O modelo representa bem a variação interanual de temperatura, mostrando o verão quente e o inverno frio (Figura 4.2 a,c). As temperaturas médias mais altas foram simuladas para o centro do continente, entre o norte da Argentina, Paraguai e parte do centro-sul e norte brasileiro durante o verão austral (Figura 4.2a). Na primavera austral, altas temperaturas também foram simuladas na divisa entre as regiões norte e centro-sul ao interior do nordeste brasileiro (Figura 4.2d). As temperaturas médias mais frias foram simuladas para toda a região Andina e sul do continente sul-americano no inverno austral (Figura 4.2c). Em relação aos erros médios, o modelo superestima as temperaturas médias no interior do continente e em regiões planas e subestima esses valores ao se aproximar da costa e nas regiões montanhosas (Figura 4.2 e-h). O modelo tende a superestimar as temperaturas mais altas (Figura 4.2e), e subestimar as temperaturas mais baixas (Figura 4.2g),

apontando uma maior amplitude de temperatura que a observação. Estes erros podem estar associados com as condições de contorno provenientes do CanESM2, que apresenta resultados similares sobre América do Sul em suas rodadas globais (DAI et al., 2018). O viés quente apresentado na região Centro-Sul na primavera e verão austral tem características do modelo Eta, já apresentado em integrações utilizando outros modelos globais como condição de contorno (CHOU et al., 2014 a).

Figura 4.2 - Média de temperatura diária entre 1960 e 2005 para cada estação do ano: a) DJF; b) MAM; c) JJA; d) SON e o erro médio em relação aos dados observados e) DJF; f) MAM; g) JJA; h) SON.



- **Precipitação**

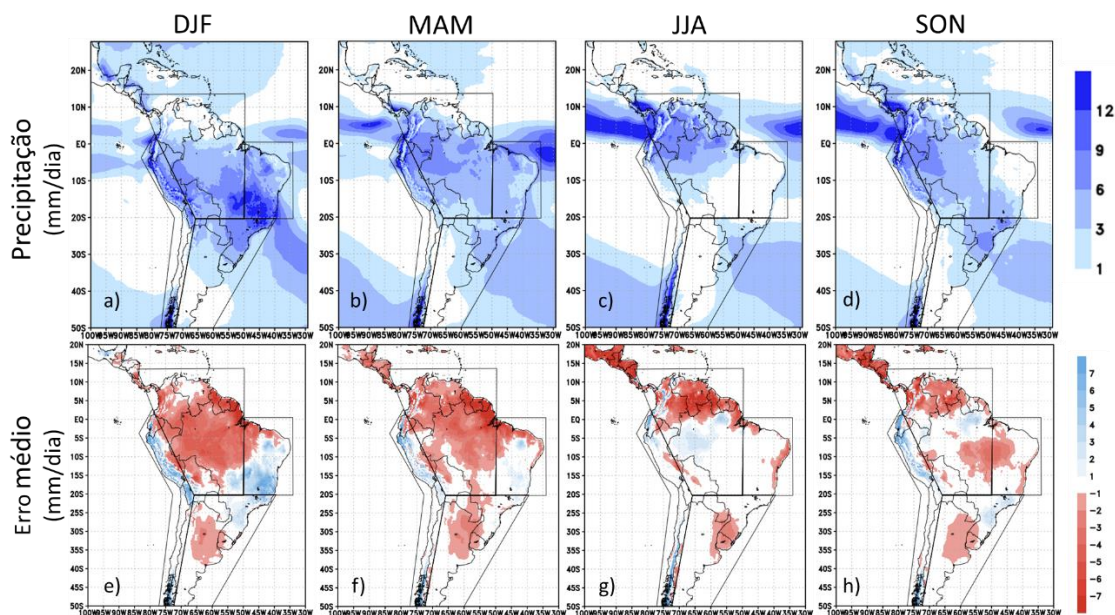
O padrão de precipitação da América do Sul foi bem representado pela simulação (Figura 4.3), apontando um verão austral chuvoso na região Centro-Sul do Brasil (Figura 4.3 a), relacionado com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e um inverno seco na região nordeste e sul-sudoeste do continente (Figura 4.3 c). Em DJF e MAM, a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) aponta uma faixa dupla sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, acima e abaixo do Equador (Figura 4.3 a, b). Em JJA e SON, a ITCZ se torna uma faixa única apontando também valores maiores de precipitação (Figura 4.3 c, d). Pode-se perceber pelos máximos de chuva no continente na região da ITCZ que o CanESM2, assim como a maioria dos modelos globais (MITCHELL et al., 2020),

simulam a ITCZ mais ao sul da sua posição normal, e isso influencia na chuva no Norte e Nordeste.

Em relação aos erros médios (Figura 4.3 e-h), os valores de precipitação foram subestimados no norte da Amazônia em todas as estações estudadas. No verão austral, os valores de chuva foram superestimados na região central, sul-sudeste e costa centro-oeste do continente, em específico no norte da região andina (Figura 4.3 e), regiões com os maiores valores precipitados nesta estação. Parte deste comportamento pode ser visto também no outono austral, porém com menor intensidade (Figura 4.3 f). Nos períodos JJA e SON, parte da região norte do continente, onde está localizado o bioma Amazônia, apontou superestimativa nos valores precipitados em relação à observação (Figura 4.3 g, h). Esta superestimativa pode estar relacionada com a porção de chuva proveniente da ITCZ que adentra à noroeste do continente nesta época do ano. No resto do continente, o erro fica em até 1 mm/dia, positivo ou negativo, nestes mesmos períodos (Figura 4.3 g, h). A integração global do modelo CanESM2, que fornece as condições de contorno, também subestima os valores de precipitação para parte do continente sul-americano (DAI et al., 2018), resultados análogos aos aqui encontrados.

A subestimativa da precipitação na Amazônia pode ser a combinação de alguns fatores como: CanESM2 mais quente e seco (DAI et al., 2018) e por uma configuração do Noah-MP, que através do esquema *semi-tile* (NIU et al., 2011), onde os fluxos de energia são ponderados pela fração de vegetação verde e solo exposto dentro da grade. Além disso, a aproximação *tile*, por considerar não só a vegetação dominante como a proporção de vegetação dentro de uma grade, tende a exacerbar ainda mais esses efeitos, advindos da sub-grade.

Figura 4.3 - Média de precipitação diária entre 1961 e 2005 para cada estação do ano: a) DJF; b) MAM; c) JJA; d) SON e o erro médio em relação aos dados observados e) DJF; f) MAM; g) JJA; h) SON.



#### 4.3.1.1. Ciclo anual

O ciclo anual de temperatura simulado aponta um comportamento semelhante às observações, porém com uma amplitude sazonal maior (Figura 4.4 a-d). O ciclo anual de temperatura simulado nas regiões AMZ e SESA superestimou os dados do CRU nos meses mais quentes e apresentou valores análogos nos meses mais frios (Figura 4.4 a, b). Nas regiões WSA e NEB, o modelo se mostrou mais quente que a observação durante todo o ano, e com uma amplitude sazonal maior (Figura 4.4 c, d). Não obstante, a variabilidade sazonal foi capturada corretamente pelo modelo. O teste de Mann-Whitney rejeitou a hipótese de que não há diferenças significativas entre as medianas das séries na região AMZ, WSA e NEB.

A correlação de Pearson entre temperatura média simulada e observada apontou altos valores em todas as estações do ano para todas as regiões de estudo (Tabela 4.2). Em relação à região AMZ, a correlação atingiu valores mais altos no outono e inverno austral que nas outras estações, primavera e verão. No Nordeste brasileiro (NEB), os valores de temperaturas apontaram maiores correlações nas estações mais frias, primavera e inverno (MAM e JJA) e valores mais baixos nas estações mais quentes (DJF e SON).

Em relação à precipitação, o modelo conseguiu representar os períodos chuvosos e secos de maneira satisfatória, mostrando os máximos e mínimos de acordo com os dados do CRU (Figura 4.4 e-h). Para a região AMZ, o modelo subestimou os valores na estação chuvosa, enquanto na estação seca os valores ficaram análogos ao CRU (Figura 4.4 e). Nas regiões SESA e NEB, o modelo representou bem os valores observados pelo CRU, com os mínimos e máximos bem localizados e valores análogos (Figura 4.4 f, g). Na região WSA, o modelo superestimou os valores de CRU ao longo do ano (Figura 4.4 h). O teste de Mann-Whitney apontou que não há diferença significativa entre as séries CRU e a simulação para as regiões SESA e NEB.

As correlações entre precipitações médias simuladas e observadas em cada uma das regiões da AS apresentaram valores aceitáveis, em média acima de 0,5 (Tabela 4.3). A região SESA, sul-sudeste do continente, apresentou os maiores valores de correlação ao longo do ano, acima de 0,8. A região que apresentou os mais baixos valores de correlação de precipitação foi a região WSA. No geral, a estação JJA, inverno austral, apresentou bons índices para todas as regiões de estudo. É característica desta estação não acontecerem chuvas em grande parte do continente (Figura 4.3 c).

Figura 4.4 - Ciclo anual médio de temperatura e precipitação simulada e observações do CRU para as regiões Amazônica (primeira coluna), Sudeste (segunda coluna), Nordeste brasileiro (terceira coluna) e Costa Oeste (quarta coluna).

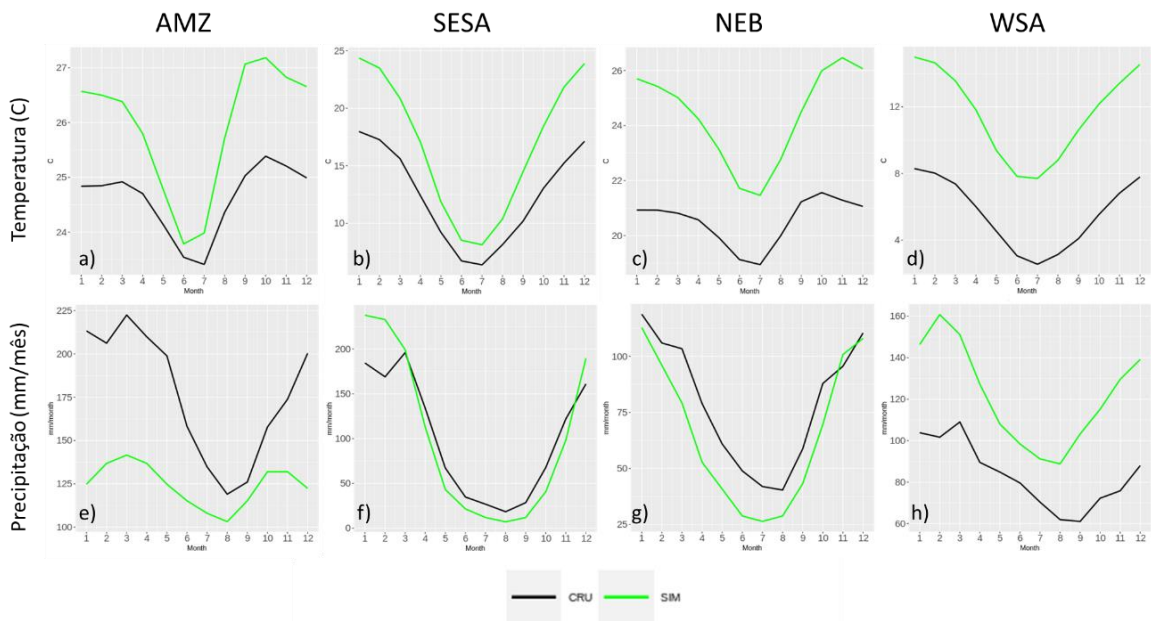


Tabela 4.2 – Correlação de Pearson entre a temperatura média simulada e observada para cada estação do ano e cada região estudada.

Temperatura				
	AMZ	NEB	SESA	WSA
<b>DJF</b>	0,877	0,585	0,959	0,937
<b>MAM</b>	0,893	0,855	0,974	0,948
<b>JJA</b>	0,923	0,948	0,951	0,956
<b>SON</b>	0,883	0,713	0,977	0,944

Tabela 4.3 - Correlação de Pearson entre a precipitação simulada e observada para cada estação do ano e cada região estudada.

Precipitation				
	AMZ	NEB	SESA	WSA
<b>DJF</b>	0,713	0,535	0,895	0,361
<b>MAM</b>	0,596	0,642	0,812	0,489
<b>JJA</b>	0,736	0,711	0,856	0,639
<b>SON</b>	0,605	0,778	0,862	0,442

#### 4.3.2. Indicadores de extremos climáticos

Os indicadores relacionados com a precipitação (Figura 4.5), no geral, subestimam os resultados observados, enquanto os indicadores relacionados com a temperatura superestimam os estimados com CRU (Figura 4.6). O índice de dias secos consecutivos (Figura 4.5 a) apontou uma superestimativa dos valores no nordeste e no sul do continente sul-americano, ou seja, o modelo apontou secas mais prolongadas que na observação nessas regiões. Contudo, na porção oeste e norte do continente a simulação subestimou os valores observados. Em relação à precipitação total, o modelo superestimou os valores na região central, sul-sudeste e na costa oeste do continente, enquanto ao norte e ao sul apontou uma subestimativa desses valores (Figura 4.5 b). Esse mesmo padrão pode ser visto no máximo mensal de 5 dias consecutivos de precipitação (Figura 4.5 d). O percentil 99 de chuva, relacionado a chuvas extremas de grande intensidade, foi, em geral, subestimado pelo modelo atingindo 400 mm em alguns pontos no centro do continente e ao norte do continente (Figura 4.5 c).

Os índices de dias quentes e noites quentes, TX90p e TN90p, respectivamente (Figura 4.6 a, b) apontam uma superestimativa da porcentagem de dias e noites quentes em

relação a CRU em grande parte do continente. Em relação aos dias e noites frios, TX10p e TN10p, respectivamente (Figura 4.6 c, d), o modelo superestimou o valor estimado a partir do CRU na costa oeste do continente, enquanto subestimou os valores em grande parte do continente, apontando temperaturas mais frias que a observação.

O modelo superestimou o valor da temperatura máxima geral em quase todo o continente com exceção de algumas regiões andinas (Figura 4.6 e). Entretanto, a temperatura mínima nas zonas subtropicais e temperadas do continente foram subestimadas, e a temperatura mínima nas zonas tropicais foram superestimadas (Figura 4.6 f). Os resultados obtidos através da análise dos extremos mostram um mesmo comportamento que os valores médios, evidenciando uma maior amplitude dos valores de temperatura por parte da simulação do modelo Eta, que atinge máximos maiores e mínimos menores.

O modelo Eta acoplado ao modelo Noah-MP, utilizando a abordagem *tile* e 8 camadas de solo, apresentou padrões semelhantes de extremos de temperatura, máxima e mínima, e nos de precipitação quando comparado com os resultados obtidos por Dereczynski et al. (2020). Nas suas simulações, Dereczynski et al. (2020), utilizaram o modelo Eta acoplado ao modelo Noah-LSM, sob a mesma condição de contorno.

Por outro lado, nossos resultados mostram temperaturas extremas mais frias em áreas acima da linha do Equador, no arco do desmatamento na Amazônia, na costa oeste e na região centro-sul do continente. O modelo gerou uma maior amplitude sazonal de temperatura que a configuração utilizada por Dereczynski et al. (2020), principalmente na porção centro-sul do continente. Em relação aos índices de precipitação, nossos resultados sugerem maiores precipitações no sul-sudeste do continente.

Maiores diferenças entre ambos os experimentos são observadas nos índices de dias secos consecutivos (CDD), relativos a secas, dos quais se mostraram mais úmidos no Sul e mais secos no nordeste brasileiro. Em relação ao índice de dias em que a precipitação foi maior que o percentil 99 (R99p), relativos aos extremos de precipitação, a configuração de Dereczynski et al. (2020) e do presente trabalho não mostraram concordância nos resultados. As semelhanças entre os experimentos podem estar associadas com a mesma condição de contorno e o mesmo modelo regional, mostrando um caráter regional. Já as diferenças estão associadas com o modelo de superfície aqui utilizado, Noah-MP, junto com a representação da superfície, aproximação *tile*.

Figura 4.5 - Indicadores de extremos climáticos relacionados a precipitação para o período de 1960 a 2005 em comparação com dados observados pelo CRU de a) CDD – Dias secos consecutivos, b) PRCPTOT – Precipitação total, c) R99p - Percentagem de dias em que a precipitação ficou acima do percentil 99, d) RX5day – máximo mensal de 5 dias consecutivos de precipitação.

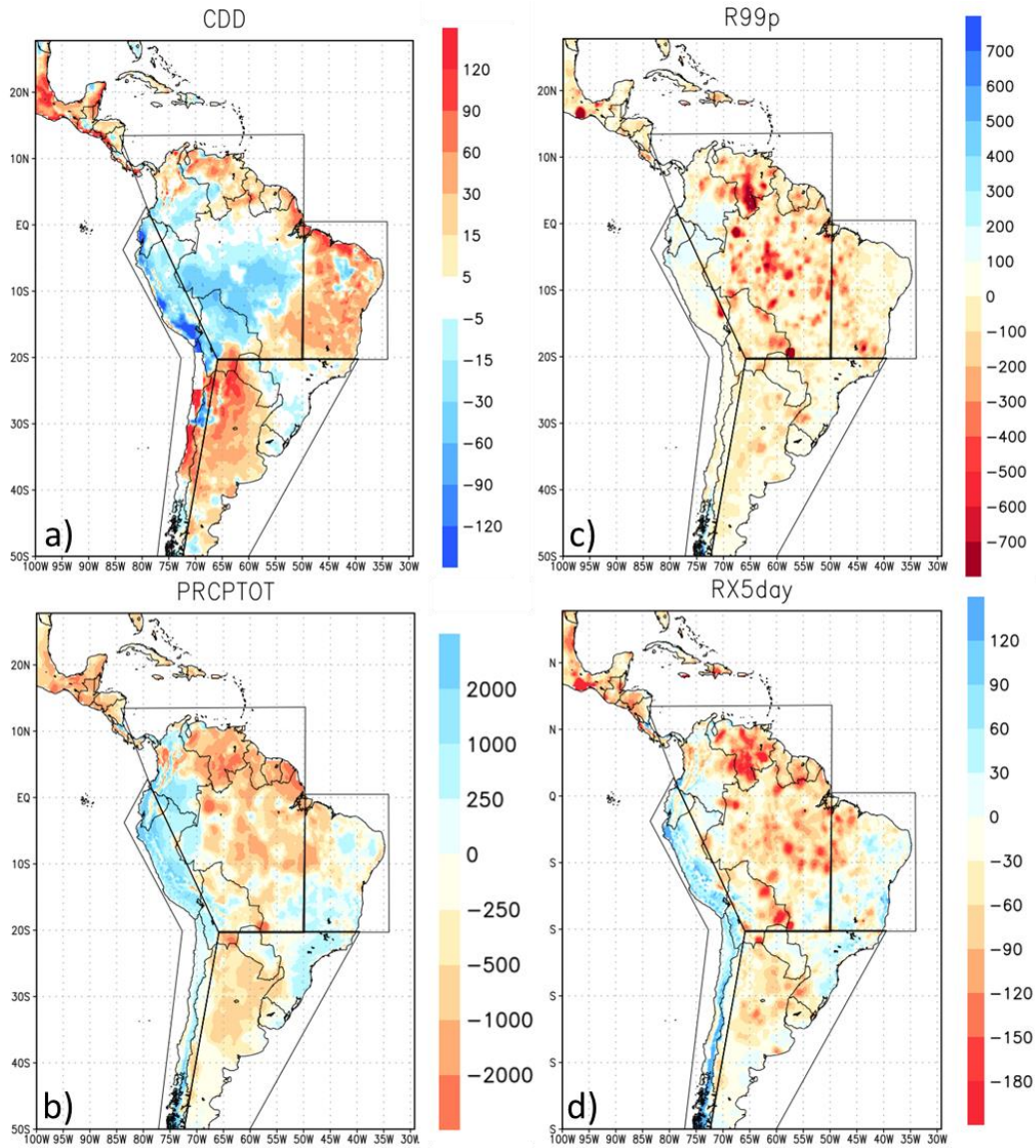
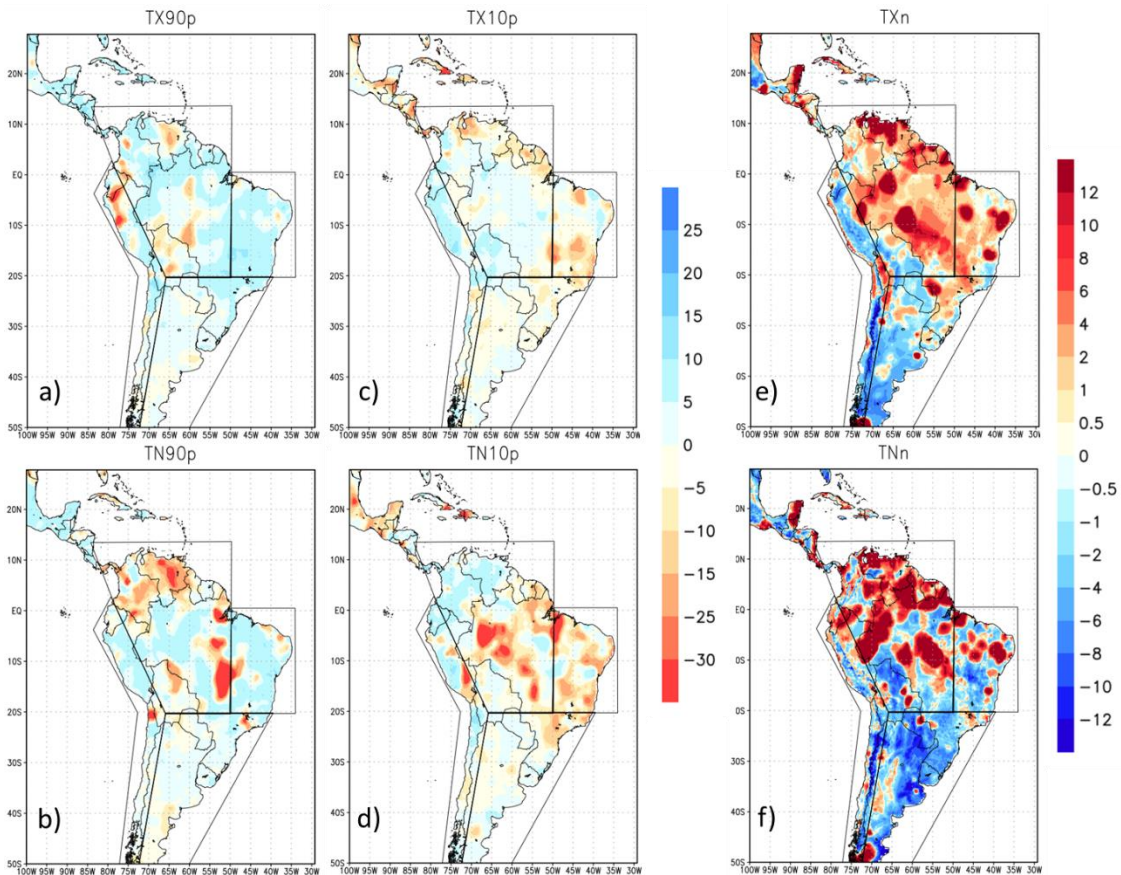




Figura 4.6 - Indicadores de extremos climáticos relacionados a temperatura para o período de 1960 a 2005 em comparação com dados observados pelo CRU a) TX90p – porcentagem de dias em que a temperatura máxima ficou acima do percentil 90, b) TN90p – porcentagem de dias em que a temperatura mínima ficou acima do percentil 90, c) TX10p – porcentagem de dias em que a temperatura máxima ficou abaixo do percentil 10, d) TN10p – porcentagem de dias em que a temperatura mínima ficou abaixo do percentil 10, e) TXn – temperatura máxima geral, f) temperatura mínima geral.



#### 4.4. Conclusão

O clima na América do Sul durante o período histórico 1960-2005 foi simulado com o modelo Eta/Noah-MP utilizando a aproximação *tile* e 8 camadas de profundidade do solo. As condições de contorno utilizadas provêm do modelo global CanESM2. A avaliação desse período foi feita utilizando os dados observados do CRU. Os resultados mostram que a simulação Eta/Noah-MP consegue reproduzir as principais características climatológicas da América do Sul. O modelo representa de forma satisfatória a sazonalidade da precipitação e da temperatura, porém com diferenças nas magnitudes. A amplitude do ciclo anual de temperatura é maior nas simulações que nas observações.

Nas regiões mais quentes, a temperatura é superestimada, enquanto nas regiões mais frias é subestimada, aumentando a amplitude sazonal. Em relação à precipitação, o modelo subestima os valores precipitados na região norte do continente e superestima na região sudeste, mostrando uma ITCZ menos chuvosa e ZCAS mais chuvosas.

O ciclo anual de temperatura apontou uma superestimativa da temperatura simulada em relação ao CRU nas regiões NEB e WSA, com os períodos de máximos e mínimos bem representados. Na região AMZ e SESA, a temperatura apontou uma superestimativa dos máximos e mínimos. O ciclo anual de precipitação foi bem representado pela simulação, com máximos e mínimos bem localizados, não apontando diferenças significativas na mediana entre a simulação e CRU nas regiões NEB e SESA.

Os índices extremos relacionados com a chuva apontaram uma subestimativa dos valores no norte do continente enquanto aponta uma superestimativa dos resultados na região central. Os índices relativos à temperatura corroboram a maior amplitude termal por parte da simulação quando comparada à observação, com máximas mais altas e mínimas mais baixas.

A aplicação do modelo Noah-MP com aproximação *tile* e 8 camadas de profundidade do solo resultou numa maior amplitude de temperatura do ar, principalmente nas regiões subtropicais e temperadas, quando comparadas a outras aplicações. Em relação à precipitação, a configuração atual mostrou tendências de ser mais chuvosa, porém, com precipitações máximas mais brandas. Em relação ao índice de seca, a configuração atual apontou um aumento dos dias secos no nordeste brasileiro em comparação a outros experimentos. Isso pode estar relacionado com o aumento da amplitude térmica que esta configuração obteve quando comparada a outros experimentos.

Para uma melhor identificação do valor agregado dos diferentes componentes de um RCM, como parametrização e condição de contorno, é necessária uma investigação minuciosa da sensibilidade da superfície continental com diferentes configurações na temperatura e precipitação.

## **5. AVALIAÇÃO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E POLÍTICA DE USO E COBERTURA DA TERRA NA AMÉRICA DO SUL**

### **5.1. Introdução**

Ao longo das últimas 3 décadas, o interesse nas mudanças climáticas tem crescido vertiginosamente. Impactos observados já podem ser percebidos ao redor do globo. Conjuntos de dados históricos de diferentes iniciativas apontam um aquecimento induzido de forma antrópica de aproximadamente 1 °C acima dos níveis pré-industriais em 2017 com um aumento de 0,2 °C por década (FOLLAND et al., 2018; LEACH et al., 2018; VOSE et al., 2021; MORICE et al., 2021; ROHDE; HAUSFATHER, 2020; KADOW et al., 2020). A depender do conjunto de dados de temperatura, de 20 a 40% da população humana global vive em regiões que, no início do século XXI, já haviam experienciado um aquecimento superior a 1,5 °C em pelo menos uma estação do ano (COLLINS et al., 2011; SENEVIRATNE et al., 2016).

Isso resulta numa aproximação ainda mais rápida do limite global de 1,5 °C estabelecido no Acordo de Paris 2015 (MATTHEWS et al., 2021). Mudanças nos padrões de precipitação já podem ser vistas em algumas regiões do globo, com maiores períodos de secas e menos dias chuvosos do que a 20 anos atrás (GOYAL et al, 2018; VALDES-ABELLAN et al., 2017). Na América do Sul, a chuva máxima ao norte da bacia do rio De La Plata diminuiu entre 1981 e 2018, enquanto ao sul, as chuvas intensas aumentaram (CERÓN et al., 2021). No Brasil, Regoto et al. (2021) analisaram as tendências sazonais e anuais de índices extremos de temperatura e precipitação entre 1961 e 2018 e os resultados mostram um aumento significativo na frequência de ocorrência de extremos quentes e uma diminuição nos extremos frios em todo o país. Xavier et al. (2019) identificaram uma tendência de redução da precipitação durante os meses chuvosos na bacia do rio Paraná. Na região sudeste do Brasil, região mais populosa do país, foi identificado uma tendência de aumento no número de dias chuvoso e nas precipitações extremas (ZILLI et al., 2016).

Cenários de mudanças climáticas baseiam-se em trajetórias possíveis para o desenvolvimento futuro. Algumas projeções mostram que as mudanças climáticas futuras afetarão a distribuição e o volume de chuvas com um certo grau de probabilidade de ocorrência (IPCC, 2014). Projeções de mudanças climáticas apontam alterações na

distribuição espacial da precipitação e secas mais intensas, frequentes e prolongadas na costa oeste do continente sul-americano (ZUBIETA et al., 2021), e no sul andino, uma das regiões mais afetadas pelas secas (COOK et al., 2020). O aumento da intensidade das chuvas pode aumentar o risco de inundações e deslizamento de terras no Sul e Sudeste brasileiro (MARENGO et al., 2021). O aumento da temperatura pode também acelerar processos de mudanças no uso e cobertura da terra como desertificação, degradação do solo além de impactar diretamente na segurança alimentar (IPCC, 2020).

Contudo, até o *Assessment Report 5* produzido pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC*, o uso e cobertura da terra era aplicado apenas nos modelos integrados de avaliação (*Integrated Assessment Models – IAM*). A configuração superficial era parte das informações que os IAMs integravam a fim de gerar os níveis de forçantes radiativas futuras, estas utilizadas para alimentar os modelos globais (VAN VUUREN et al., 2011; THOMSON et al., 2011; RIAHI et al., 2011). Os novos cenários produzidos pelo *Coupled Model Intercomparison Project phase 6 (CMIP6)*, *Shared Socioeconomic Pathway (SSP)* são os primeiros a considerar o desenvolvimento de cenários de uso e cobertura da terra baseados em narrativas que traçam alternativas para o desenvolvimento socioeconômico e também como um conjunto *drivers* (IPCC, 2019; RIAHI et al., 2017). Estes cenários estabelecem conexão entre a reconstrução histórica do uso e cobertura da terra com as projeções futuras para todo o sistema terrestre (HURTT et al., 2020).

As mudanças no uso e cobertura da terra alteram as condições da superfície que podem impactar no processo de retroalimentação com o clima local e regional (IPCC, 2020; PEREIRA FILHO et al., 2015). Mudanças no uso e cobertura da terra como desmatamento e reflorestamento podem afetar diretamente os processos superficiais através do balanço de água e energia. Um dos efeitos das mudanças no uso e cobertura da terra na atmosfera é a alteração na magnitude e na redistribuição espacial da convergência da umidade e precipitação. Quando implementada em uma grande escala espacial, a restauração florestal pode aumentar as chuvas através de feedback atmosférico (ELLISON et al., 2017). Estudos recentes levantaram a questão da escala de restauração devido ao papel fundamental que as florestas desempenham no fornecimento de umidade atmosférica e geração de precipitação (ROY et al., 2019). Khanna et al. (2017) realizaram uma análise observacional de nuvens e precipitações na região de Rondônia, entre os anos de 1983 e 2008, a fim de levantar uma perspectiva sobre como três décadas de

desmatamento na Amazônia afetaram o hidroclima da região. Os resultados apontaram para uma transição de um regime convectivo térmico para um dinâmico associado a crescente escala de desmatamento. A influência dessa transição é substancial no que tange a umidificação dos setores desmatados e uma seca similar nos setores florestados, devido a dinâmica dos ventos. Dada a interdependência entre as variações no uso e cobertura da terra e o clima, estudos que incluam estes processos de retroalimentação, considerando cenários plausíveis de uso e cobertura da terra e de mudanças climáticas, são de grande relevância para o processo de tomada de decisão e geração de políticas públicas.

Na busca de uma melhor performance dos efeitos da dinâmica superficial, diferentes parametrizações são implementadas nos modelos (BOU-ZEID et al., 2020). Diferentes critérios são adotados para representação e agregação da heterogeneidade na escala de grade do modelo e no tratamento dos processos superficiais (MANRIQUE-SUÑEN et al., 2013; AMENT; SIMMER, 2006). Uma dessas abordagens é a aproximação *tile*. Essa abordagem foi proposta por Avissar e Pielke (1989) e amplamente aplicada em modelos de superfície acoplados como HTESSEL e ECMWF (BALSAMO et al., 2009), ISBA e ARPEGE do *Météo-France* (NOILHAN; PLANTON, 1989) e no acoplamento entre o modelo regional Eta e de superfície NOAH-MP (PILOTTO et al., 2015). Os resultados desse acoplamento utilizando a aproximação *tile* melhora a representação da configuração da paisagem na distribuição espacial dos fluxos superficiais em regiões mais fragmentadas (PILOTTO et al., 2017).

Sendo assim, o objetivo deste capítulo é avaliar os efeitos das mudanças climáticas e do reflorestamento de áreas de Mata Atlântica no Brasil até 2100, considerando um cenário global de aumento de aproximadamente 4 °C da temperatura média e aplicando uma abordagem de representação da heterogeneidade da paisagem por meio da aproximação *tile* com uma melhor discretização dos processos de sub-grade (PILOTTO et al., 2017).

## **5.2. Dados e metodologia**

### **5.2.1. Modelo regional eta**

O modelo regional Eta é um modelo que utiliza a representação das variáveis através de pontos de grade. A topografia é representada em forma de degraus e a coordenada vertical é a coordenada  $\eta$  (MESINGER et al., 2012). O modelo regional Eta é utilizado desde

2002 para prognósticos de clima sazonal, e a partir de 2013 para projeções climáticas (CHOU et al., 2011; CHOU et al., 2014 a, b). O cálculo de radiação de onda longa é baseado no modelo Fels e Schwarzkopf (1975), a radiação de onda curta é baseado no modelo de Lacis e Hansen (1974). O esquema de Mellor-Yamada 2.5 representa os processos turbulentos na atmosfera (MELLOR; YAMADA, 1982). O esquema de Betts-Miller-Janjic é responsável por representar o esquema de convecção cumulus e a microfísica de nuvens é produzida por Zhao et al. (1997). O modelo regional Eta está acoplado ao modelo de superfície NOAH-MP (NIU et al., 2011), onde é realizada a parametrização da superfície continental.

### **5.2.2. Modelo superficial continental noAH-MP**

Desenvolvido pelo instituto Oregon State University (OSU), o modelo de superfície NOAH-MP é a versão com multi-parametrização do modelo NOAH (NIU et al., 2011). O modelo NOAH-MP é baseado no acoplamento da aproximação potencial de Penman com dependência diurna de Mahrt e Ek (1984), no modelo primitivo de dossel de Pan e Mahrt (1987), modelo de solo de multicamadas de Mahrt e Pan (1984) e na formulação do escoamento superficial baseada na aproximação hidrológica de sub-grade proposta por Schaake et al. (1996). Foi adicionada uma cama de dossel que permite calcular temperaturas do dossel e da superfície de forma separadas; um esquema de transferência de radiação *two-stream* (NIU; YANG, 2004). Também, foi adicionado um esquema de sub-grade baseado na aproximação *tile* proposta por Pilotto et al. (2017). A aproximação *tile* possibilita uma maior representatividade da vegetação. Nesta versão do NOAH-MP foi considerada oito camadas de solo, atingindo uma profundidade máxima de 12 metros (PILOTTO et al., 2015).

### **5.2.3. Canadian earth system model – CANESM2**

O CanESM2 – *Canadian Earth System Model* é um modelo climático global que representa atmosfera, oceano e superfície terrestre de forma acoplada (ARORA et al., 2011). Possui resolução horizontal dos componentes atmosféricos de aproximadamente 2.8°, resolução física do oceano de aproximadamente 1.41° longitudinal x 1° latitudinal. O Modelo do Ecossistema Terrestre Canadense (CTEM – *Canadian Terrestrial Ecosystem Model*) (ARORA; MATTHEWS, 2009; ARORA; BOER, 2010) é o componente terrestre acoplado ao CanESM2. O CTEM é um modelo de vegetação

dinâmica que inclui os processos inerentes à vegetação como fotossíntese, respiração além de mudanças no uso e cobertura da terra. Seus parâmetros mudam à medida que a vegetação responde às mudanças no clima e no carbono (ARORA; BOER, 2005). O CanESM2 compõe o conjunto de modelo do CMIP5 - *Coupled Model Intercomparison Project phase 5* utilizado nos resultados do Quinto Relatório de Avaliação do IPCC (ARORA et al., 2011).

Chim et al. (2021) pontua que os dados provenientes do CanESM2 sob cenários de mudanças climáticas indicam um aumento da temperatura e uma diminuição da precipitação podendo contribuir com eventos de seca no Cambódia. Também Mello et al. (2021) apontaram resultados semelhantes, mostrando uma redução na precipitação durante a estação seca, que ocasiona uma redução das vazões e aumenta a possibilidade de secas severas para a bacia do Rio Grande, no sudeste brasileiro.

#### **5.2.4. Cenário de mudanças climáticas**

Os cenários de mudanças climáticas baseados nos Padrões de Concentração Representativa (RCP - *Representative Concentration Pathways*) são descritos no Quinto Relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*). Estes cenários são expressos em termos de forçantes radiativas até o final do século XXI (VAN VUUREN et al., 2011). O cenário utilizado neste estudo é o RCP 8.5, cujo aumento da forçante radiativa é mantido até o final do século, quando atinge  $8.5 \text{ W m}^{-2}$  (RIAHI et al., 2011). Este cenário é considerado pessimista.

No âmbito do novo CMIP6 (EYRING et al., 2016), a família de cenário RCP 8.5 têm sido descritos como integrantes da família de cenário SSP 5 - *Shared Socio-economic Pathway, Fossil fuel* (KRIEGLER et al., 2016), representando a parte extrema máxima da amplitude das projeções futuras em relação às forçantes radiativas. O SSP5 é relacionado ao RCP 8.5 por ser um cenário baseado nos altos desafios para mitigação e adaptação. Essa trajetória considera um mundo em que o desenvolvimento econômico e social está associado à exploração de recursos abundantes de combustíveis fósseis e a adoção de estilos de vida intensivos em recursos e energia em todo o mundo (EYRING et al., 2016; KRIEGLER et al., 2016).

### **5.2.5. Cenário de uso e cobertura da terra**

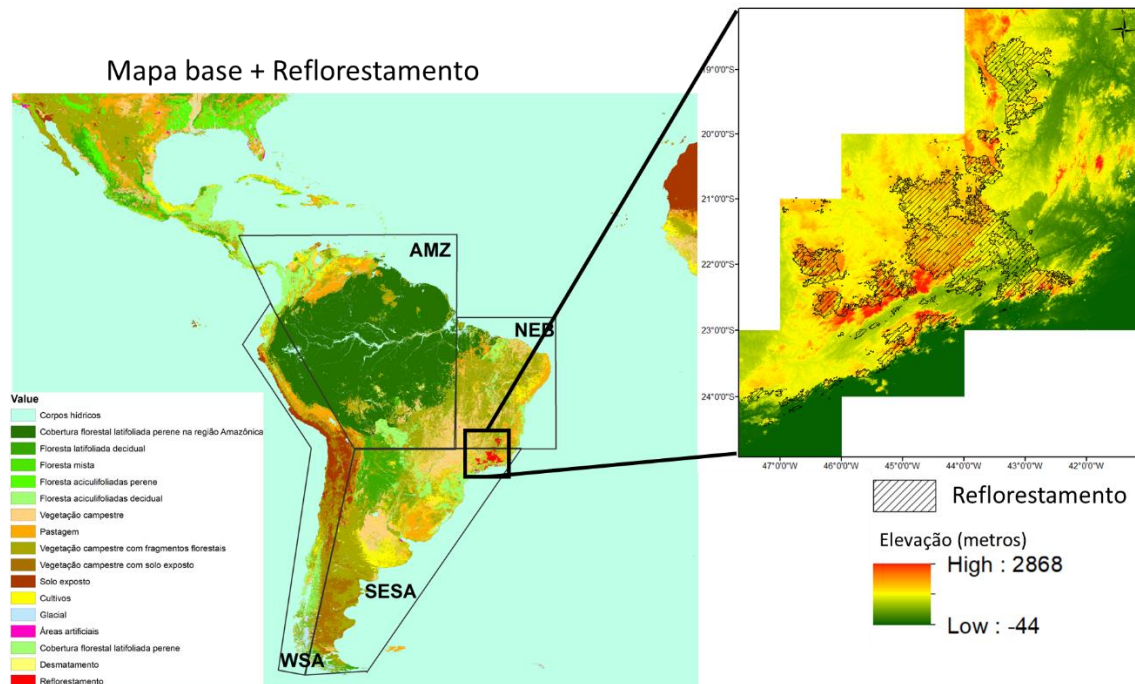
Nos experimentos numéricos foi utilizado o mapa de uso e cobertura da terra ESA-CCI LC com resolução espacial de 300 metros para o ano de 1992 (ESA, 2017) junto ao cenário de restauração florestal produzido por Strassburg et al. (2019). Os produtos ESA-CCI LC possuem precisão média de 73,4% em comparação com os dados do GlobCover (ESA, 2017). As classes de uso e cobertura da terra originais do mapa ESA-CCI LC foram padronizadas para as classes utilizadas no modelo NOAH-MP respeitando suas descrições originais. Sendo assim, as classes finais utilizadas no modelo NOAH-MP, como implementada por Pilotto et al. (2023) são: água, floresta Amazônica, floresta latifoliada decidual, floresta mista, floresta aciculifoliada perene, floresta aciculifoliada decidual, vegetação campestre, pastagem, vegetação campestre com fragmentos florestais, vegetação campestre com solo exposto, solo exposto, cultivos, geleira, vegetação urbana e Mata Atlântica.

Para a avaliação dos efeitos da recuperação florestal sobre as mudanças climáticas foi utilizado um cenário de reflorestamento baseado na priorização do sequestro de carbono para a mitigação das Mudanças Climática (STRASSBURG et al., 2019). Este cenário foi desenvolvido baseando-se numa abordagem de priorização da restauração utilizando programação linear para resolver problemas complexos de restauração em larga escala na Mata Atlântica. Este cenário prioriza a restauração florestal aplicando um modelo empírico baseado no potencial de recuperação do sequestro de carbono na Mata Atlântica (POORTER et al., 2016). A classe de uso e cobertura da terra do cenário foi considerada Mata Atlântica e a restauração ocorre predominantemente na região Sudeste (Figura 5.1).

No domínio do CMIP6, o cenário de restauração aqui aplicado dialoga diretamente com a forma de abordar os problemas ambientais estipulados no SSP5, que são tratados de forma local/regional (RIAHI et al., 2017). Sua aplicação pode orientar sobre a resposta hidroclimática dessa abordagem.



Figura 5.1 - Composição do mapa de uso e cobertura da terra com cenário de restauração florestal e a elevação da região reflorestada (STRASSBURG et al., 2019).



### 5.2.6. Estrutura dos experimentos

Os experimentos numéricos foram estruturados utilizando uma resolução espacial de 20 km e 38 níveis verticais. As condições de borda consistem nas variáveis umidade específica, temperatura, pressão a nível do mar e superficial e vento horizontal atualizadas a cada 6 horas, temperatura da superfície do mar atualizadas diariamente e a taxa de emissão de CO<sup>2</sup> a cada 3 anos provenientes do modelo global CanESM2 (ARORA et al., 2011) no período histórico e sob o cenário de mudança climática RCP 8.5 (RIAHI et al., 2011). Foram realizados três experimentos: simulação histórica (Base), projeção futura utilizando mapa base histórico (Vegetação Controle) e projeção futura utilizando o cenário de uso e cobertura da terra Reflorestamento (Tabela 5.1). O período histórico simulado Base compreende o período de 1960 a 2005 e foi avaliado por Garofolo et al. (2023), apontando resultados representativos para a região da América do Sul. As projeções futuras foram integradas no período 2070 a 2100.

Os cenários foram analisados através do padrão espacial de precipitação e temperatura para todas as estações do ano: verão – DJF (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), outono – MAM (Março, Abril e Maio), inverno – JJA (Junho, Julho e Agosto) e primavera (SON

– Setembro, Outubro e Novembro). Também foram analisadas as médias mensais para 4 regiões da América do Sul, seguindo uma adaptação do IPCC (2022): Amazonia (AMZ), Nordeste Brasileiro (NEB), Sudeste sul-americano (SESA - *South East South America*), e Costa Oeste (WSA - *West South America*) (Figura 5.1). Foram calculados 6 índices de extremos climáticos: PRCPTOT - Precipitação total anual (mm); R99p – quantidade de precipitação nos dias em que a chuva excede o percentil 99 (mm); CDD – dias secos consecutivos (dias); CWD - Dias úmidos consecutivos (dias); TX90p - Porcentagens de dias em que a temperatura mínima ultrapassa o percentil 90; TN90p - Porcentagens de dias em que a temperatura máxima ultrapassa o percentil 90; TX10p - Porcentagens de dias em que a temperatura mínima fica abaixo do percentil 10; TN10p - Porcentagens de dias em que a temperatura máxima fica abaixo do percentil 10.

A avaliação das mudanças climáticas foi realizada através da anomalia entre o experimento Vegetação Controle e Base. A avaliação das mudanças climáticas atreladas a mudanças no uso e cobertura da terra foi realizada através da diferença entre o experimento de Reflorestamento e Vegetação Controle.

Tabela 5.1 – Definição dos experimentos numéricos.

<b>Experimento</b>	<b>Período</b>	<b>Cenário de mudanças climática</b>	<b>Mapa de uso e cobertura da terra</b>
Base	1960 - 2005	CanESM2 Histórico	Mapa base
Vegetação Controle (VC)	2070-2100	CanESM2 RCP 8.5	Mapa base
Reflorestamento (RFL)	2070-2100	CanESM2 RCP 8.5	Mapa base + Mitigação Climática (STRASSBURG et al., 2019)

### 5.3. Resultados

#### 5.3.1. Anomalias sazonais médias

- **Temperatura média**

Os resultados dos experimentos Vegetação Controle e Reflorestamento apontaram um aumento de no mínimo 2°C da temperatura média ao longo de todo o ano em relação ao Base (Figura 5.2). As maiores temperatura acontecem na região central do continente no verão austral DJF (Figura 5.2 b, c). O *bias* quente nesta região durante o verão austral foi também identificado em experimentos com o modelo Eta aplicando outras configurações (GAROFOLO et al., 2023; CHOU et al., 2014). O maior aumento de temperatura que o modelo projetou, no Vegetação Controle, foi na região Amazônica e norte do continente, apontando um aumento de até 9°C na temperatura média no verão (DJF) e primavera austral (SON) (Figura 5.2 b, k). No inverno austral (JJA), o aumento da temperatura é menor para grande parte do continente, entre 2 e 4°C (Figura 5.2 h, i), exceto no norte do continente, que mantém o aumento acima de 5°C. O experimento Vegetação Controle também apontou uma primavera (SON) mais quente que o Base (Figura 5.2 k, l), com uma mancha de aumento de temperatura ao longo de todo o continente (Figura 5.2 l). Inclusive a região sul, parte mais fria, que não apresenta grande sensibilidade nas outras estações, mostra um incremento nas temperaturas a primavera.

Os resultados obtidos apontaram características diferentes daqueles mostrados por Chou et al. (2014b). Os experimentos Vegetação Controle e Reflorestamento mostraram um gradiente maior de temperatura entre as regiões do continente sul-americano, com temperatura mais amenas. Esse gradiente pode estar associado com a melhor representatividade da vegetação e do modelo de superfície.

Em relação ao experimento Reflorestamento, o reflorestamento não apontou efeitos além da região onde ele foi localizado (Figura 5.3). Houve uma diminuição da temperatura em até 1°C nas regiões reflorestadas no experimento Reflorestamento em todas as estações do ano (Figura 5.3). Isso se deve à conversão predominantemente de pastagem para floresta Mata Atlântica, que reduz o albedo e o saldo de radiação, diminuindo a energia disponível em superfície, e dá lugar a preponderância do fluxo de calor latente.

Figura 5.2 - Média de temperatura diária por estação do ano (colunas) para os experimentos: Base (primeira linha), Vegetação Controle (segunda linha), diferença de temperatura entre os experimentos Vegetação Controle e Base (terceira linha).

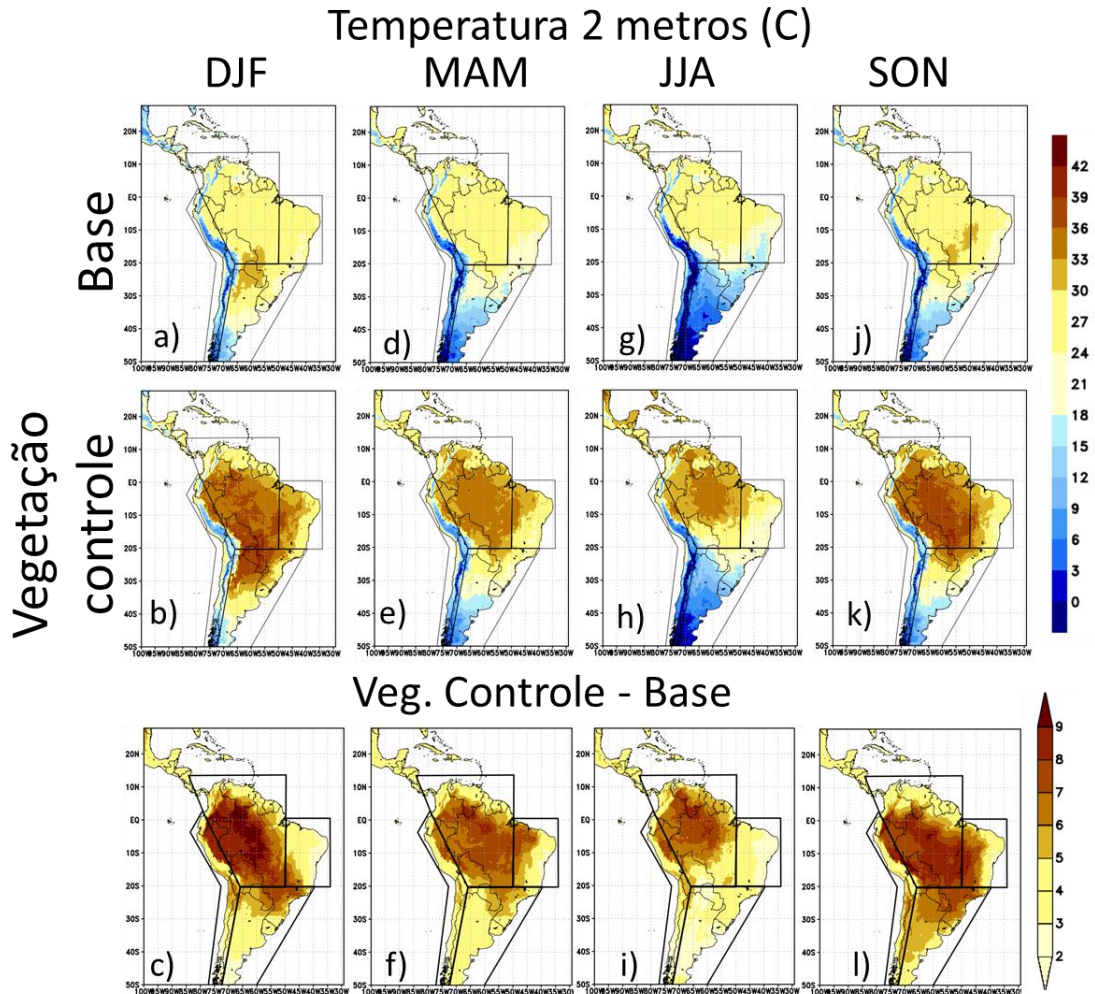
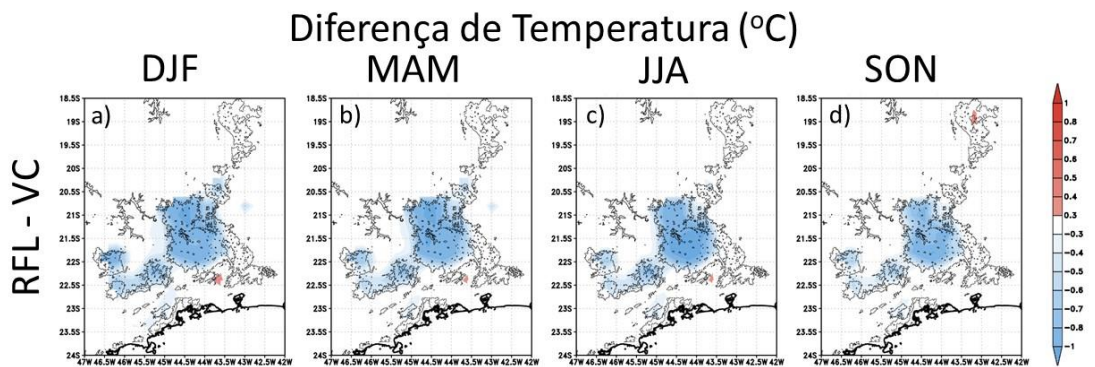


Figura 5.3 - Diferença de temperatura média entre os experimentos Reflorestamento e Vegetação Controle para a região reflorestada (contorno) para as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA e d) SON.



- **Precipitação**

Os resultados dos experimentos apontaram uma menor magnitude de precipitação na maior parte do continente em relação ao Base (Figura 5.4 a-c, k-m). Ambos os experimentos futuros, Vegetação Controle e Reflorestamento, mostraram uma diminuição de até 500 mm por estação na região norte do continente e um aumento de até 250 mm na região sul. Na estação chuvosa (DJF), os experimentos apontaram uma diminuição na precipitação de até 1500 mm no leste do continente, região onde ocorre as ZCAS, um dos principais fenômenos responsáveis por gerar precipitação nesta região (Figura 5.4 a, b, c). Ao norte do continente, a diminuição parece estar associada com a diminuição da precipitação na região onde ocorre a ITCZ (Figura 5.4 d, e, f), fenômeno realçado sob o impacto das mudanças climáticas. No inverno e primavera austral (Figura 5.4 g, h, i, j, k, l), período com valores mais baixos de precipitação no hemisfério sul do continente, o experimento apenas mostra uma diminuição de até 500 mm no norte do continente com alguns pontos de aumento na região andina, a oeste do continente.

Os resultados aqui obtidos são análogos aos obtidos por Chou et al. (2014b) no verão austral (DJF), com os impactos localizados nas mesmas regiões. No inverno austral, o presente experimento não mostrou aumento expressivo da precipitação nas regiões sul e central do continente, como apontaram os experimentos de Chou et al. (2014b). A diminuição da precipitação ao sul do continente no inverno austral pode estar associada com a configuração utilizada, o modelo Eta acoplado ao Noah-MP com aproximação *tile* e 8 camadas de solos, diferente da configuração utilizada por Chou et al. (2014b).

O reflorestamento proposto no cenário resulta na diminuição da precipitação no verão austral (DJF) nos pontos onde os fragmentos de reflorestamento foram realizados em altitude. Adentrando o continente, nas regiões mais planas, onde os fragmentos reflorestados fazem limite com pastagens e cultivos, a precipitação aumenta (Figura 5.5 a). Na primavera austral (MAM), onde a chuva da estação é menor que no verão, o experimento Reflorestamento apontou uma diminuição dos valores de precipitação nos pontos onde há também uma diminuição da temperatura (Figura 5.5 b). Nas estações mais secas (Figura 5.5 c, d), o reflorestamento não gerou impacto.

Figura 5.4 - Média de precipitação acumulada por estação (linhas) para os experimentos: Base 1960-2005 (primeira coluna), Vegetação Controle (segunda coluna), diferença de temperatura entre os experimentos Vegetação Controle e Base (terceira coluna).

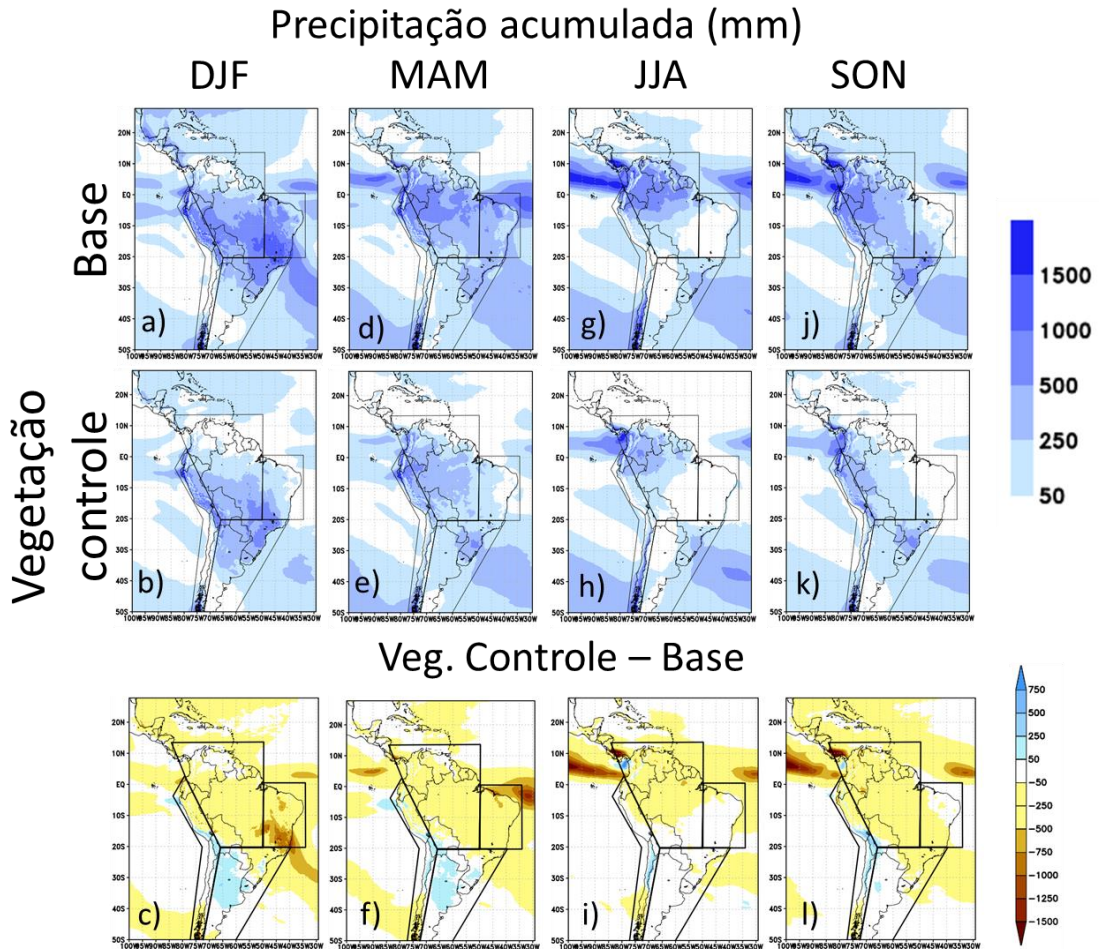
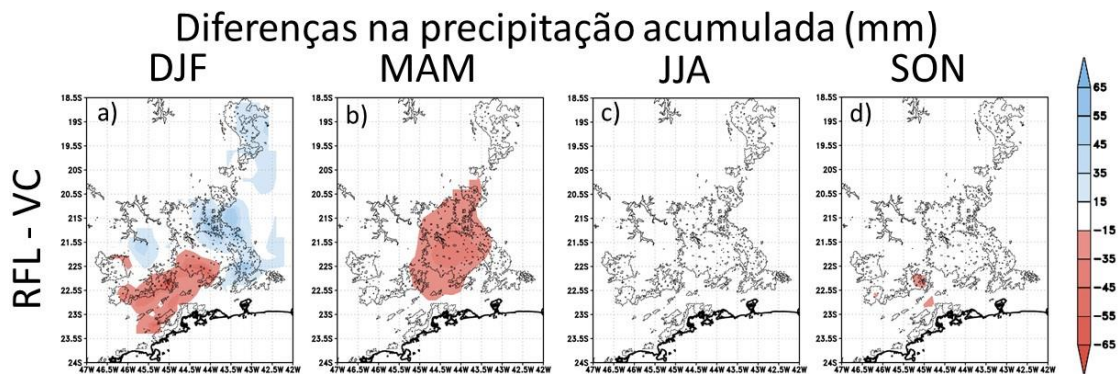


Figura 5.5 - Diferença de precipitação acumulada média entre os experimentos Reflorestamento e Vegetação Controle para a região reflorestada (contorno) para as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA e d) SON.



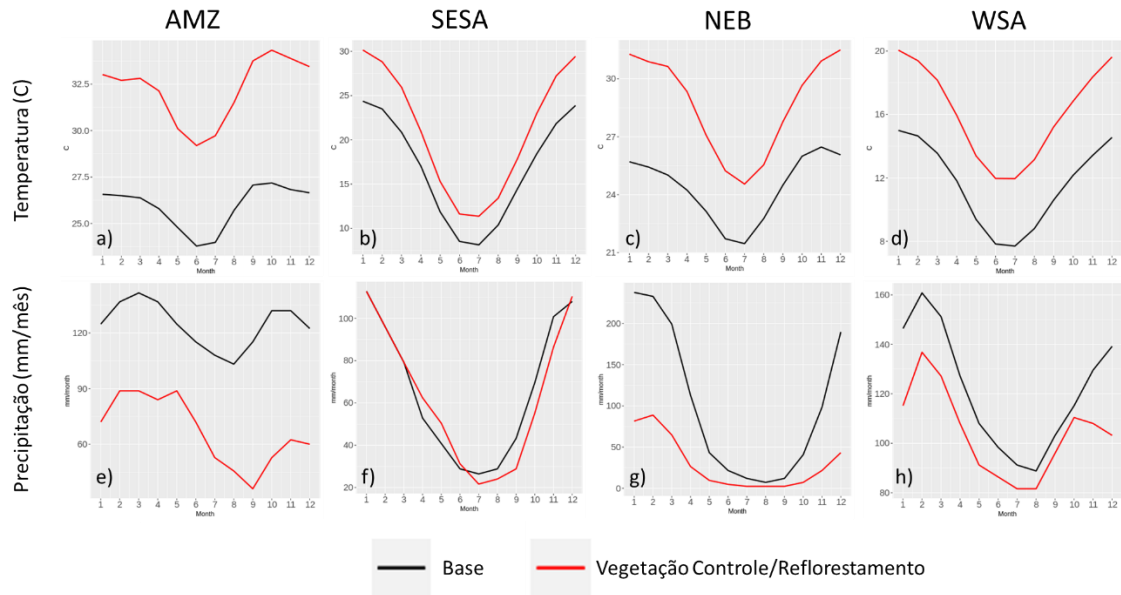
### 5.3.2. Ciclo anual de temperatura e precipitação

Os experimentos Vegetação Controle e Reflorestamento apontaram um aumento da temperatura e uma diminuição da precipitação, comparado com o Base, durante todo o ciclo anual em todas as regiões de estudo (Figura 5.6). Na região AMZ, região Amazônica, ao norte do continente, a temperatura teve um aumento de cerca de 6 °C em todo o período. O mês mais quente passou a ocorrer em outubro, com um mês de atraso (Figura 5.6 a), atingindo 36 °C, um aumento de 7 °C, em comparação com o período histórico. A chuva apontou uma diminuição na região de 50 mm por mês (Figura 5.6 e). O período de estiagem aumentou em um mês, com o mínimo anual ocorrendo em setembro.

Na região NEB, as projeções apontaram um aumento de aproximadamente 5 °C nos meses mais quentes, e de 3°C nos meses mais frios (Figura 5.6 c). A região foi a mais impactada nos níveis precipitados, apontando uma diminuição de mais de 100 mm na época chuvosa (Figura 5.6 g). No período de estiagem, os experimentos apontaram um período de seca mais extenso que no Base, com precipitações mensais acumuladas quase nulas.

Na região SESA, a temperatura apontou um aumento nos valores de até 5 °C nos meses mais quentes, de setembro a fevereiro (Figura 5.6 b). No período mais frio, entre março e agosto, o aumento foi menor, de até 3 °C. Em relação à precipitação, os valores dos experimentos ficaram análogos aos do Base, com valores menores na estação chuvosa, entre Setembro e Dezembro (Figura 5.6 f). Os valores de precipitação no outono austral (MAM) foram análogos aos simulados. Na costa-oeste do continente (WSA), a temperatura apontou um aumento de até 5 °C ao longo de todo o ano em relação ao Base (Figura 5.6 d). A precipitação apontou valores análogos ao Base durante todo o ano, exceto nos meses de novembro e Dezembro, com um maior decremento nos experimentos futuros (Figura 5.6 h). Não há diferenças nas médias climatológicas de temperatura e precipitação entre os experimentos Vegetação Controle e Reflorestamento para estas regiões estudadas.

Figura 5.6 - Ciclo anual médio de temperatura e precipitação Base e Vegetação Controle para as regiões Amazônica (primeira coluna), Sudeste (segunda coluna), Nordeste brasileiro (terceira coluna) e Costa Oeste (quarta coluna).



### 5.3.3. Análise de extremos

O experimento Vegetação Controle apontou uma diminuição nos valores dos índices relativos à chuva (Figura 5.7 a, b) em grande parte do continente, e um aumento na região sul. O índice de precipitação total anual (Figura 5.7 a) mostrou resultados semelhantes às médias sazonais, com uma diminuição expressiva a leste do continente e um aumento no sul. Em relação às chuvas extremas (Figura 5.7 b), o experimento Vegetação Controle apontou diminuições nos valores de chuvas extremas à noroeste do continente. Os resultados obtidos através desses índices apontam uma diminuição nas regiões onde ocorrem os fenômenos ITCZ e ZCAS. Também, os resultados nos índices extremos de precipitação são análogos aos apontados por Chou et al. (2014b). O índice de dias secos consecutivos (Figura 5.7 c) apontou um aumento no número de dias sem chuvas principalmente no norte do continente sul-americano e na América Central, atingindo um aumento de até 50 dias em relação ao Base. Em relação ao índice de dias chuvosos consecutivos projetados pelos experimentos Vegetação Controle e Reflorestamento é análogo ao simulado no Base (Figura 5.7 d). Os resultados obtidos mostraram uma amplitude menor que os resultados obtidos por Chou et al. (2014b) para ambos os índices.



As integrações de Chou et al. (2014b) apontaram diminuições do índice CDD ao sul do continente e do índice CWD ao norte, estes impactos não são evidenciados nesta projeção.

Os índices de extremos relacionados à temperatura (Figura 5.7 e, f) apontaram dias e noites mais amenos, com diminuição da amplitude térmica. A porcentagem anual de dias em que a temperatura mínima (Figura 5.7 e) e temperatura máxima (Figura 5.7 f) esteve acima do percentil 90 aumenta sob o efeito das mudanças climáticas. O aumento é gradativo em relação ao Equador. Quanto mais próximo do Equador maior é a porcentagem de aumento de dias e noites quentes, atingindo até 80% de aumento.

A integração apontou um aumento na porcentagem de dias em que as temperaturas mínima e máxima ficaram abaixo do percentil 10 do sul ao nordeste do continente (Figura 5.7 g, h). A noroeste do continente, a projeção apontou uma diminuição dessa porcentagem, indicando um aumento da temperatura mínima. Esses resultados mostram um maior gradiente de temperatura que a simulação, aumentando os limites, com um verão mais quente e um inverno mais frio.

Comparado com o Vegetação Controle, o experimento Reflorestamento apontou uma diferença nos índices extremos de temperatura e precipitação na região reflorestada apontando uma temperatura mais amena e com precipitações extremas menores onde houve o reflorestamento (Figura 5.8).

A variação dos índices de extremos de temperaturas mínimas (Figura 5.8 a,c) mostram uma diminuição a amplitude, sugerindo noites mais amenas. Os índices de temperaturas máximas sugerem uma diminuição dos dias mais frios (Figura 5.8 d). Os dias mais quentes, em geral, mantém o mesmo comportamento após o reflorestamento, apresentando incrementos em áreas de maior altura topográfica no norte da região e próximo à costa (Figura 5.8 b).

A precipitação total e o índice de precipitação acima do percentil 95, relacionado às precipitações extremas, apontaram, em geral, valores menores que aqueles obtidos no experimento Vegetação Controle (Figura 5.8 e, f), mostrando incrementos em áreas vizinhas aos fragmentos de restauração. Os índices CDD e CWD não apontaram diferenças espaciais entre os experimentos Vegetação Controle e Reflorestamento.

Figura 5.7 - Comparação dos índices de extremos climáticos entre os experimentos Vegetação Controle e Base: a) PRCPTOT; b) R95p; c) CDD; d) CWD; e) TN90p; f) TX90p; g) TN10p; h) TX10p.

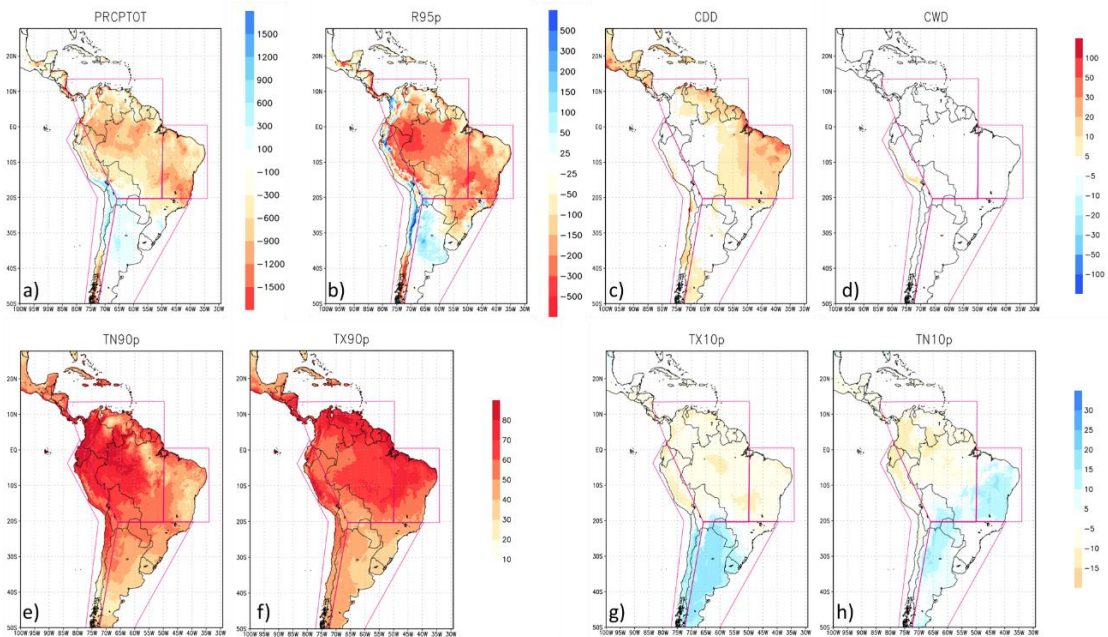
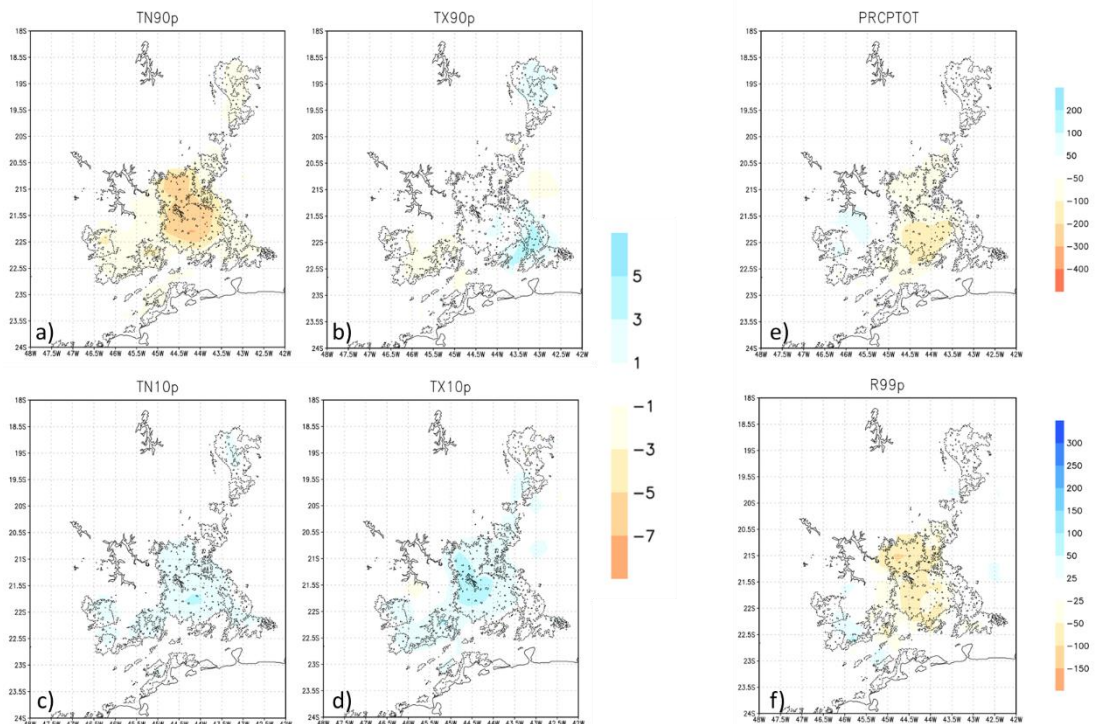


Figura 5.8 - Comparação dos índices de extremos climáticos entre os experimentos Reflorestamento - Vegetação Controle: a) TN90p; b) TX90p; c) TN10p; d) TX10p; e) PRCPTOT; f) R99p.



#### **5.4. Conclusão**

De acordo com a regionalização das projeções climáticas do modelo CanESM2, sob o cenário RCP 8.5, utilizando a abordagem tile e 12 camadas de solo, o aumento da temperatura do ar a 2 metros ocorre em todo o continente e em todas as estações do ano. Este aumento é de no mínimo 2 °C e atinge 9 °C em algumas regiões. A parte menos afetada é o nordeste brasileiro e sul do continente, e a mais afetada é a parte norte e central do continente.

A chuva apontou uma diminuição nos valores em todas as regiões do Brasil, principalmente no SESA, onde há um impacto de até 1000 mm a menos na estação chuvosa. Na região andina, na costa sudoeste, e no sul do continente, a chuva apontou um aumento nos valores. Durante o verão e outono austral as chuvas se incrementam na região de monção sul-americana, e diminuem na região sul e parte da região andina. Como resultado os ciclos anuais climatológicos mostram menores precipitações durante todo o ano em AMZ, NEB e WSA, e de julho a novembro em SESA.

O cenário de restauração florestal apontou uma diminuição da temperatura de até 1 °C nas regiões onde houve o reflorestamento, resultando em menores amplitudes de temperatura. Nestas mesmas regiões onde houve um arrefecimento da temperatura, o cenário de restauração florestal mostrou uma diminuição nos valores de precipitação, concentrado principalmente na redução das precipitações intensas. Apesar da diminuição dos acumulados anuais precipitados, os indicadores de extremos de secas não mostraram variação. O reflorestamento colaborou para um arrefecimento dos impactos nos eventos extremos de temperatura e precipitação máximas, mostrando potencial de diminuir os impactos potenciais da mudança no clima localmente.

## **6. EFEITOS DE POLÍTICAS DE USO E COBERTURA DA TERRA SOBRE OS IMPACTOS DA MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS RECURSOS HÍDRICOS**

### **6.1. Introdução**

Evidências de impactos das mudanças climáticas têm se mostrado mais fortes e mais abrangentes, tanto para os sistemas naturais quanto para sistemas humanos em todo o globo terrestre (IPCC, 2022). O aumento gradual da temperatura nas últimas 3 décadas está fortemente ligado a mudanças nos regimes de precipitação e declínios na profundidade da cobertura de neve (WMO, 2020). Na América do Sul foram identificadas tendências de diminuição em índices de precipitação nos extremos sul e norte da Bacia do Prata (CERÓN et al., 2021, XAVIER et al. (2019), e na Amazônia Oriental (DA SILVA et al., 2019). No litoral nordeste e no sul-sudeste da América do Sul, os registros mostram um incremento nos índices de precipitação (DA SILVA et al., 2019). O incremento de precipitações extremas resultou no aumento de desastres associados a inundações na América do Sul e Ásia (ALIFU et al., 2022). Em bacias nevais, o incremento de temperatura resulta numa ocorrência de inundações por degelo, aumento da disponibilidade de água durante o inverno e diminuição no verão (AYGÜN et al., 2020).

Mudanças nos níveis precipitados e o aumento da temperatura impactam direta e indiretamente os níveis de escoamento superficial e subterrâneo (ALSHAMMARI et al., 2023, TAREKEGN et al., 2021; AFZAL; RAGAB, 2020). Um clima mais quente irá exacerbar os eventos de precipitações extremas, aumentando a ocorrência e severidade de enchentes (GEBRESILASSIE et al., 2020; KAHADUWA; RAJAPAKSE, 2021; TABARI, 2020). O aumento de temperatura também poderá levar a um incremento das taxas de evapotranspiração, diminuindo o armazenamento de água subterrâneo e os aportes dos aquíferos para os rios (ZHANG et al., 2023, AFZAL; RAGAB, 2020). Essas mudanças podem alterar a magnitude e a frequência dos eventos de cheia e seca, com impactos na sazonalidade (LANE; KAY, 2021; JEHANZAIB et al., 2020).

As mudanças no uso e cobertura da terra impactaram cerca de um terço da área terrestre global em apenas seis décadas, exercendo uma forte influência na temperatura, principalmente pela urbanização e o desenvolvimento agrícola (WINKLER et al., 2021). As dinâmicas do uso e cobertura da terra podem ter um impacto significativo nos processos atmosféricos locais e regionais (CAO et al., 2020). A diferença de 3.9 milhões de km<sup>2</sup> na

área florestal global entre 2005 e 2020 gera incertezas na concentração de CO<sup>2</sup> atmosférico, carbono terrestre e temperatura local (DI VITTORIO, 2020). Essa influência é parte responsável pelo aumento de 1.27 °C, com variação anual de 0.04 °C (ROHDE et al., 2020).

O uso da água e o desmatamento amplificaram os efeitos das mudanças climáticas nos extremos de vazões nas últimas quatro décadas nas principais bacias hidrográficas tropicais (CHAGAS et al., 2022). As mudanças no uso da terra são processos locais com impactos que dependem da escala (BLÖSCHL et al., 2007; BONELL, 2010; RODRIGUEZ et al., 2010; ZHAO; WU, 2017; LEE et al., 2019). A modificação da paisagem altera a conectividade hidrológica na bacia (GUEVARA OCHOA et al., 2020; PÉREZ- MARTÍN et al., 2014; YANG et al., 2017), modificando a geração de escoamento e a recarga de aquíferos (BLÖSCHL et al., 2007; FALKENMARK; ROCKSTRÖM, 2006, 2010; NEILL et al., 2021; PRETTY et al., 2006) e afetando a resposta direta e as vazões mínimas (i.e. BONNEL, 2010; ANDRÉASSIAN, 2004; BRUIJNZELL, 2004; MARQUES et al., 2022).

O balanço de energia também é modificado pela mudança do uso da terra, que afeta propriedades da superfície como albedo, índice de área foliar, rugosidade e profundidade das raízes (PIELKE, 2005; BONAN, 2008; DEVARAJ et al., 2018). Mudanças no uso e cobertura da terra exerceram uma forte influência na temperatura com aumentos de 1 a 2 °C (CAO et al., 2020). O efeito climático da perda florestal ilustra a dependência não só dos tipos de coberturas, mas também da localização desta mudança (PATZ et al., 2005), principalmente quando a cobertura vegetal é algum tipo de vegetação florestal (CAO et al., 2020). Modificações da paisagem em escalas regionais podem levar a modificações no transporte de umidade para regiões remotas, impactando o ciclo hidrológico nessas áreas (PIELKE, 2005; MAHMOOD et al., 2014; WANG-ERLANDSSON et al., 2017; LI et al., 2022). O reflorestamento colabora para uma melhora na capacidade de infiltração de água no solo, reduzindo o escoamento superficial e atuando como um controle de enchentes (DIB et al., 2023; LIU et al., 2020; KABEJA et al., 2020). A restauração florestal tende a causar um efeito positivo na qualidade da água especialmente em regiões mais secas e em áreas onde as florestas substituem pastagens e arbustos i.e. (CAMARA et al., 2019; OBUBU et al., 2021). Essa característica junto com a maior regularização dos fluxos de vazão em áreas florestais (BONELL, 2010) ajudam a

preservar a biodiversidade e a integridade ecológica dos cursos d'água e, indiretamente, afetam o bem-estar socioambiental i.e (POFF et al., 2010; KURIQI et al., 2021).

O reflorestamento reforça condições de instabilidade e conteúdo de umidade na atmosfera que são favoráveis ao acontecimento de processos convectivos (JIN et al., 2022). O incremento das áreas reflorestadas contribuiu para um aumento na evapotranspiração global em aproximadamente 11% entre 1986 e 2016 (WANG et al., 2021). Uma das características das vegetações florestais que favorecem o aumento da evapotranspiração e, conseqüentemente, da umidade local, é a profundidade radicular. As raízes de florestas, por serem mais profundas que de vegetações rasteiras, conseguem extrair e utilizar mais umidade do solo, mantendo altas taxas de evapotranspiração durante a época seca (ZHANG et al., 2001; SHEIL, 2018; VON RANDOW et al., 2004).

As mudanças no uso e cobertura da terra podem produzir efeitos climáticos remotos cuja identificação e causalidade são de grande complexidade (WANG-ERLANDSON et al., 2017). Ainda, importa salientar que mais de 60% da literatura sobre reflorestamento tem como foco regiões da América do Norte e Ásia, sendo mais escassos trabalhos atuais que levam em consideração essas questões na América do Sul e África. Neste contexto, a modelagem hidrometeorológica se apresenta como uma ferramenta para identificar processos e potenciais impactos além da região modificada (DEVARAJ et al., 2018). A modelagem hidrometeorológica pode ser utilizada para avaliar os potenciais efeitos de políticas de uso e cobertura do solo nos impactos esperados das mudanças climáticas (i.e., YIN et al., 2022; THAKUR et al., 2019; VOZINAKI et al., 2018). O uso de modelagem distribuída e de alta resolução, que permite capturar a heterogeneidade da superfície e os processos a ela associados, contribui para a avaliação dos impactos conjuntos das mudanças climáticas e no uso e cobertura da terra (NIU et al., 2011; PREIN et al., 2015; PILOTTO et al., 2017).

As bacias hidrográficas localizadas na região sudeste do Brasil se caracterizam pelo rápido crescimento populacional, alta taxa de urbanização e desmatamento (MORELLATO; HADDAD, 2000; GALINDO-LEAL; CÂMARA, 2005). Esses fatores exacerbam a pressão antrópica sobre os recursos hídricos e contribuem para o esgotamento dos recursos hídricos (GHOSH et al., 2019; DE ENCARNACAÇÃO PAIVA et al., 2020, ABOU RAFEE et al., 2022). Dentro deste contexto, neste trabalho

são analisadas as implicações do reflorestamento sob o impacto das mudanças climáticas nos recursos hídricos em bacias do Sul e Sudeste da América do Sul, as bacias do rio Doce, Grande e Paraíba do Sul, caracterizadas por forte pressão antrópica e conflitos pelo uso da água.

## **6.2. Área de estudo**

Os efeitos da restauração florestal na hidrometeorologia de bacias foram avaliados nas bacias do Rio Paraíba do Sul (BRPS), Rio Doce (BRD) e Rio Grande (BRG). As três bacias estão localizadas na região Sul-Sudeste da América do Sul, no Brasil. As três bacias são limítrofes, BRPS e BRD ao norte/sul, BRPS e BRG a oeste, mas possuem diferentes sentido de drenagem. O cenário analisado prevê a restauração florestal em áreas destas bacias.

A bacia do Rio Doce, a bacia mais ao norte das três aqui estudadas, possui uma área de drenagem de 86.710 km<sup>2</sup>. Com um relevo montanhoso, suas águas percorrem 850 km até seu exutório no oceano Atlântico. Possui clima tropical com temperaturas médias anuais de 21 °C, com períodos quentes ocorrendo entre janeiro e fevereiro e frios entre junho e julho (CUPOLILLO et al., 2008). A precipitação média anual na bacia varia entre 1000 e 1500 mm (JESUS et al., 2020). Seu período chuvoso ocorre entre outubro e março com picos em dezembro e período seco entre abril e setembro. 98% de sua área está inserida no bioma Mata Atlântica.

A bacia do rio Paraíba do Sul possui uma área de drenagem de aproximadamente 57.000 km<sup>2</sup>, a menor bacia das três estudadas. Suas águas nascem a 1.800 m de altitude e desaguam no Oceano Atlântico. Assim como a bacia do rio Doce, a bacia do rio Paraíba do Sul está inserida no bioma Mata Atlântica (SILVA et al., 2016). Possui clima subtropical, com temperaturas variando entre 14° C e 34° C. O montante de chuva anual ocorre de forma desigual devido ao seu relevo montanhoso, com variação de 1000 a 3000 mm (BRASILIANSE et al., 2017). O período chuvoso ocorre entre novembro e janeiro e o período seco entre junho e agosto.

A bacia do rio Grande, maior bacia e a mais adentro do continente das três aqui estudadas, possui uma área de drenagem de 143.255 km<sup>2</sup>. A bacia hidrográfica do rio Grande é parte integrante da bacia do rio Prata, uma das mais importantes da América do Sul. Suas águas percorrem em sentido noroeste até a confluência com o rio Paraíba, quando forma o rio

Paraná (PIRH-CBHRG, 2017). Seu regime de precipitação varia entre 1.300 e 1900 mm, com períodos chuvosos entre outubro e março e seco entre abril e setembro. A temperatura média anual na bacia é de 18° C (MELLO et al., 2012).

### **6.3. Materiais e métodos**

#### **6.3.1. Dados hidrometeorológicos**

A avaliação das simulações meteorológicas foi realizada através da comparação com os dados CRU TS (*Climatic Research Unit gridded Time Series*) (HARRIS et al., 2020). As séries de vazões simuladas históricas foram comparadas com observações em estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA, 2006), e series de vazões do Operador Nacional do Sistema Elétrico – ONS (ALVES et al., 2013). Estes dados foram utilizados para avaliação das simulações do tempo presente e para a correção de erros sistemáticos nos resultados da modelagem.

#### **6.3.2. Estrutura dos experimentos**

Foram utilizadas simulações dos escoamentos superficial e subterrâneo, calculados como lâmina de água em excesso estimados com o modelo Eta/NOAH-MP para os períodos 1960 a 2005 e 2070 a 2099 (GAROFOLO et al., 2023a, submetido). O modelo regional Eta (CHOU et al., 2011; MESINGER et al., 2012) está acoplado ao modelo de superfície NOAH-MP (NIU et al., 2011; PILOTTO et al., 2015). As condições de contorno utilizadas nos experimentos numéricos foram provenientes do modelo global CanESM2 (ARORA et al., 2011) no período histórico e sob o cenário de mudanças climáticas RCP 8.5 (RIAHI et al., 2011; GAROFOLO et al., 2023). O período futuro corresponde a uma projeção de aumento global da temperatura de cerca de 4°C. O modelo NOAH-MP apresenta 8 camadas de solo, com profundidade máxima de 12 metros (PILOTTO et al., 2015) e um esquema de sub-grade baseado na aproximação *tile* proposta por Pilotto et al. (2017). Foram utilizados os resultados de três integrações (Tabela 6.1): simulação com mapa de uso e cobertura da terra base (Base), projeção climática com mapa de uso e cobertura da terra base (Vegetação Controle), e projeção climática com o cenário de uso e cobertura da terra (Reflorestamento).



Tabela 6.1 - Definição dos experimentos numéricos.

<b>Experimento</b>	<b>Período</b>	<b>Cenário de mudanças climática</b>	<b>Mapa de uso e cobertura da terra</b>
Base BC – c/ correção de bias NBC – s/ correção de bias	1960 - 2005	CanESM2 Historical	Mapa base
Vegetação Controle (VC)	2070-2100	CanESM2 RCP 8.5	Mapa base
Reflorestamento (RFL)	2070-2100	CanESM2 RCP 8.5	Mapa base + Mitigação Climática (STRASSBURG et al.,2019)

A partir dos resultados das integrações numéricas, foram avaliados os impactos na hidrologia das bacias do rio Paraíba do Sul, rio Grande e rio Doce. Os potenciais impactos dos cenários Vegetação Controle e Reflorestamento foram analisados considerando como linha de base a integração histórica Base.

Para a estimativa das vazões, as redes de drenagem nas bacias foram representadas em células de grade de 5 km. A rede de drenagem foi construída a partir do SRTM com resolução de 30 m (FARR et al., 2007). O modelo digital de elevação foi corrigido para consistência hidrológica de acordo com Rosim et al. (2011). O aporte de escoamento e traslado de ondas em canais da rede de drenagem foi resolvido através do modelo de Muskingum-Cunge. As variáveis de entrada no modelo de propagação são os escoamentos superficial e subterrâneo, simulados pelo Eta/NOAH-MP. O modelo de ondas fornece como saída valores de vazão em  $m^3 s^{-1}$  em cada célula da grade com o mesmo intervalo de tempo. A comparação das projeções futuras entre si, permite a inferência dos efeitos dos cenários de uso e cobertura da terra sobre o clima futuro e seus impactos na disponibilidade hídrica.

As vazões, históricas e projetadas, tiveram o viés corrigido utilizando a abordagem mapeamento delta-quantil, proposta por Cannon et al. (2015). Esta abordagem tende a preservar as mudanças nos quantis e equivale às formas equidistantes do Mapeamento de

Quantil. A correção de erros sistemáticos foi realizada nos valores diários de vazão, em todas as integrações.

### **6.3.3. Análise hidrológica**

Na bacia do Rio Doce foram escolhidas as sub-bacias Senhora do Porto, Dom Joaquim, Naque Velho e São Pedro do Suaçuí (Tabela 6.2, Figura 6.1 a). As sub-bacias Senhora do Porto e Dom Joaquim são sub-bacias de cabeceira e estão aninhadas com a sub-bacia Naque Velho. As sub-bacias Senhora do Porto, Dom Joaquim e Naque Velho são as sub-bacias com a maior porcentagem de reflorestamento enquanto em São Pedro do Suaçuí não ocorre reflorestamento (Figura 6.1 b).

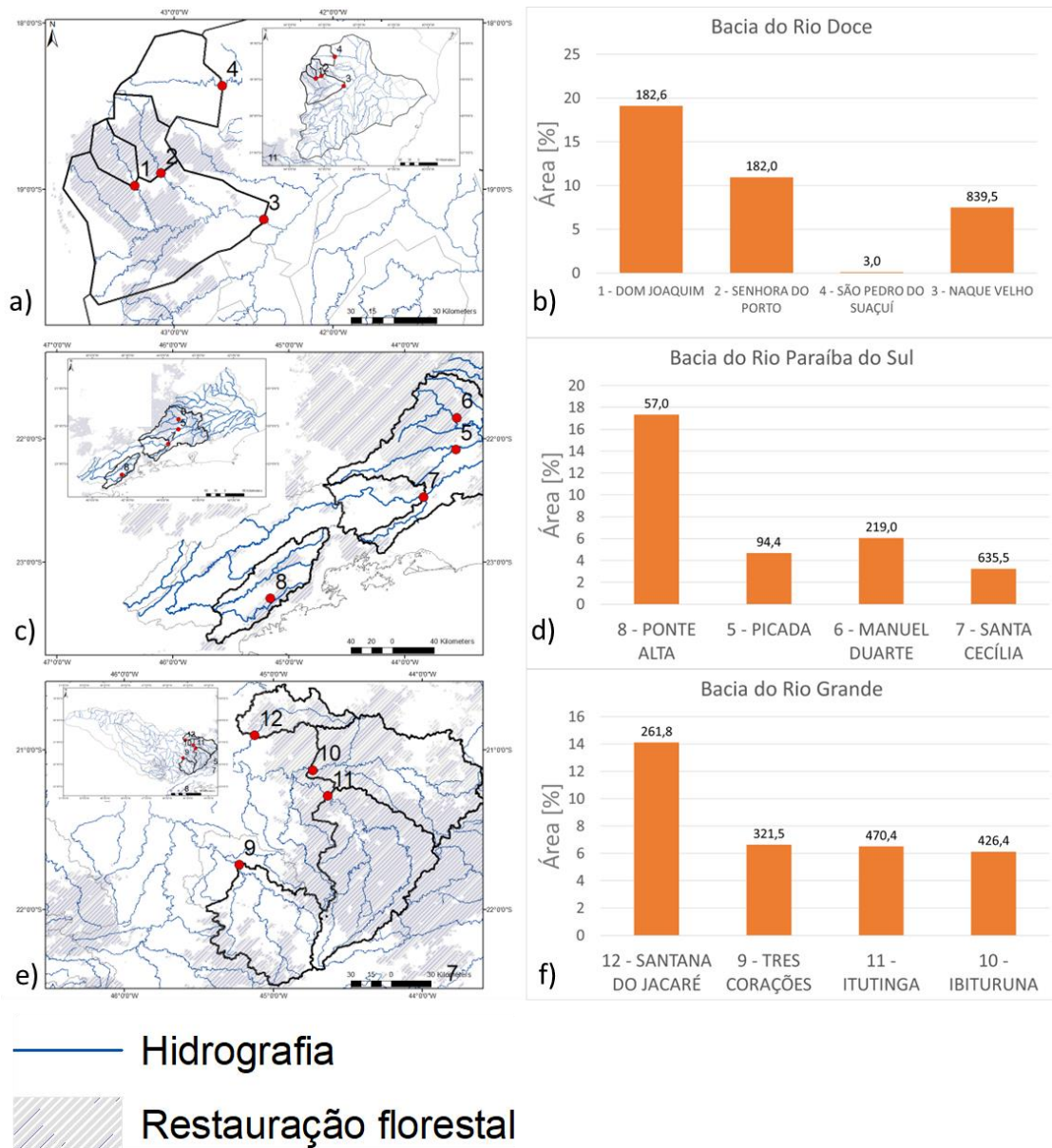
Na bacia de Rio Grande, o reflorestamento ocorre majoritariamente nas sub-bacias de cabeceira (Figura 6.1 d). Então, foram escolhidas as sub-bacias Ibituruna, Santana do Jacaré, Itutinga e Três Corações (Tabela 6.2 e Figura 6.1 c) que apresentam uma taxa de reflorestamento expressivo.

Na bacia do rio Paraíba do Sul foram escolhidas as sub-bacias Ponte Alta, Picada, Manuel Duarte e Santa Cecília (Tabela 6.2, Figura 6.1 e). A sub-bacia Ponte Alta é uma bacia de cabeceira no Alto Paraíba do Sul, aninhada a sub-bacia Santa Cecília, bacia onde ocorre a transposição de águas que supre a demanda da Região Metropolitana do Rio de Janeiro. As sub-bacias Picada e Manuel Duarte são bacias de cabeceira no Médio Paraíba. Todas apresentam uma taxa de reflorestamento expressivo, porém com tamanhos diferentes (Figura 6.1 f).

Tabela 6.2 - Bacias hidrográficas, estações, longitude, latitude e área de drenagem das sub-bacias estudadas.

Bacia	Número	Estação	Lon	Lat	Área de Drenagem
Rio Doce	1	Dom Joaquim	-43.238	-18.942	995.2
	2	Senhora do Porto	-43.088	-18.892	1493.6
	3	Naque Velho	-42.438	-19.192	10224.3
	4	São Pedro do Suaçuí	-42.688	-18.392	2728.8
Rio Paraíba do Sul	5	Picada	-43.526	-21.874	1699.0
	6	Manuel Duarte	-41.876	-21.624	3046.8
	7	Santa Cecília	-43.876	-22.474	16505.5
	8	Ponte Alta	-45.076	-23.274	256.5
Rio Doce	9	Três Corações	-45.231	-21.719	3177.2
	10	Ibituruna	-44.773	-21.109	6606.8
	11	Itutinga	-44.621	-21.262	6161.8
	12	Santana do Jacaré	-45.129	-20.906	1648.1

Figura 6.1 - Área reflorestada e porcentagem em relação a área incremental da sub-bacia (a, c, e) e localização dos fragmentos reflorestados e as estações das sub-bacias (b, d, f).



## 6.4. Resultados e discussões

### 6.4.1. Simulação histórica

- **Médias mensais climatológicas de temperatura e precipitação**

Os ciclos anuais de temperatura simulados no experimento Base nas sub-bacias do rio Doce, mostraram um comportamento semelhante aos dados do CRU (Figura 6.2 a, c, e, g). Os mínimos foram bem localizados, enquanto o duplo pico de temperaturas máximas no verão não aparece nas simulações. Nas sub-bacias Dom Joaquim e Senhora do Porto,

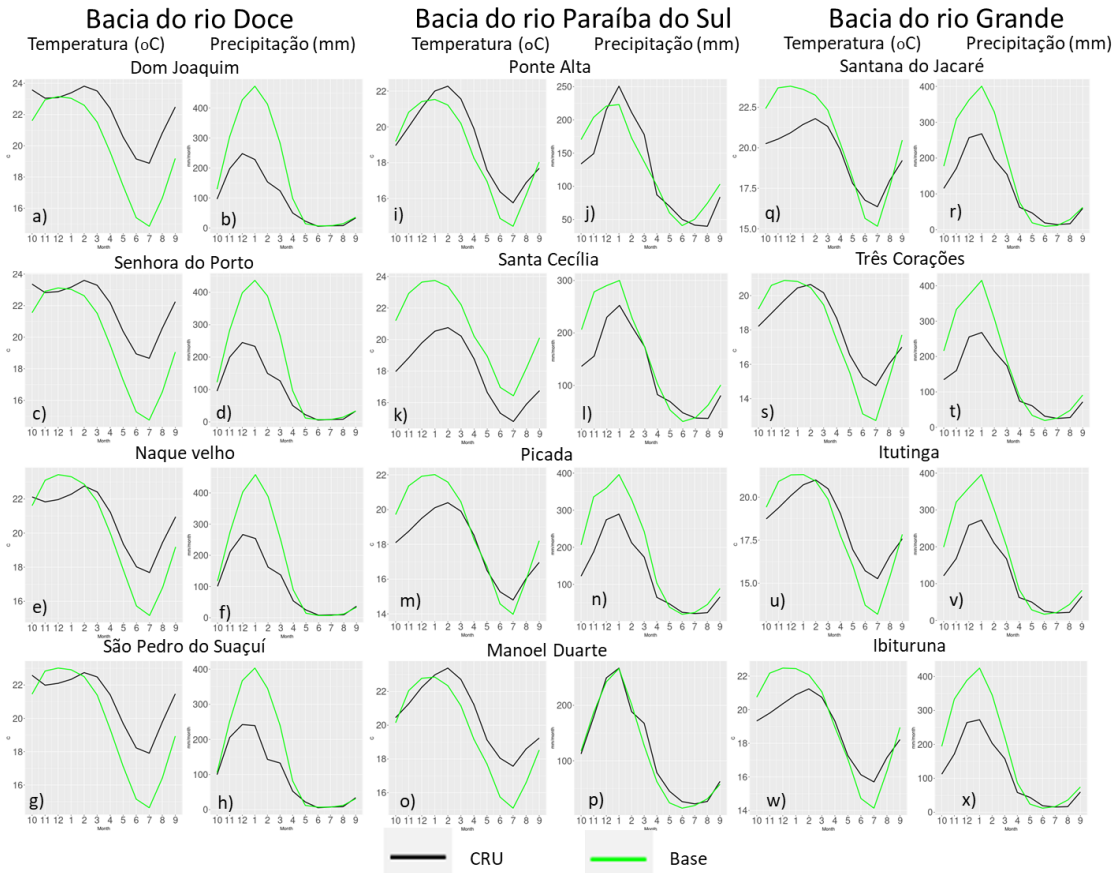
os resultados do experimento Base apontaram uma subestimativa dos valores de temperatura ao longo do ano (Figura 6.2 a, c). Nas sub-bacias São Pedro do Suaçuí e Naque Velho, o modelo superestimou os valores máximos de temperatura e subestimou os mínimos (Figura 6.2 e, g). Em relação à precipitação, o experimento Base superestimou os valores de precipitação nos períodos chuvosos de Outubro a março e apresentou valores análogos nos meses mais secos nas quatro sub-bacias no rio Doce (Figura 6.2 b, d, f, h).

Na bacia do rio Paraíba do Sul, Base o experimento Base superestimou os valores de temperatura ao longo de todo o ano na sub-bacia Santa Cecília (Figura 6.2 k), e a subestimou nas sub-bacias Ponte Alta e Manoel Duarte (Figura 6.2 i, m). Na sub-bacia Picada, o experimento superestimou os valores máximos e apresentou valores mínimos análogos (Figura 6.2 o). O experimento Base apresentou valores análogos de precipitação em todas as sub-bacias estudadas (Figura 6.2 j, l, n, p).

Nas sub-bacias do rio Grande (Figura 6.2 q-x), as temperaturas foram superestimadas nos meses mais quentes e subestimadas nos meses mais frios (Figura 6.2 q, s, u, w). As precipitações foram superestimadas nos meses mais chuvosos e mostraram resultados análogos nos meses mais secos (Figura 6.2 r, t, v, x).

No geral, o experimento Base apontou ciclos anuais com maiores amplitudes de temperatura que os dados de CRU, com temperaturas máximas maiores e mínimas menores. A precipitação também apresentou, em geral, ciclos anuais com maiores amplitudes que os dados do CRU, mostrando precipitações maiores nos meses mais chuvosos. Nos meses de estiagem no Sudeste brasileiro, quando os valores acumulados de precipitação são menores que 100 mm, as diferenças entre simulação e CRU são pequenas.

Figura 6.2 - Médias mensais climatológica do experimento Base e dados observacionais do CRU para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (a – h), rio Paraíba do Sul (i – p) e rio Grande (q – x).



- **Médias mensais de longo termo e Curvas de duração de vazões históricas**

Em geral, as médias mensais de longo termo das vazões do experimento Base, sem correção, apontaram uma superestimativa das vazões observadas (Figura 6.3). Nas sub-bacias no rio Doce, as vazões simuladas apontaram superestimativa em todo o período (Figura 6.3 a,b,c,d). A superestimativa corresponde com os maiores valores de precipitação simulados pelo modelo na bacia (Figura 6.3 b,d,f,h). Existe um atraso na ocorrência do máximo anual de aproximadamente 2 meses com respeito às observações, enquanto a localização dos mínimos foi adequadamente simulada (Figura 6.3 a-d). Em alguns casos, há um atraso de um mês no pico de vazão. Este atraso está associado com o pico de escoamento subterrâneo que ocorre com um mês de atraso em relação ao pico de escoamento superficial, sendo este simultâneo ao pico de chuva. Sendo assim, os altos

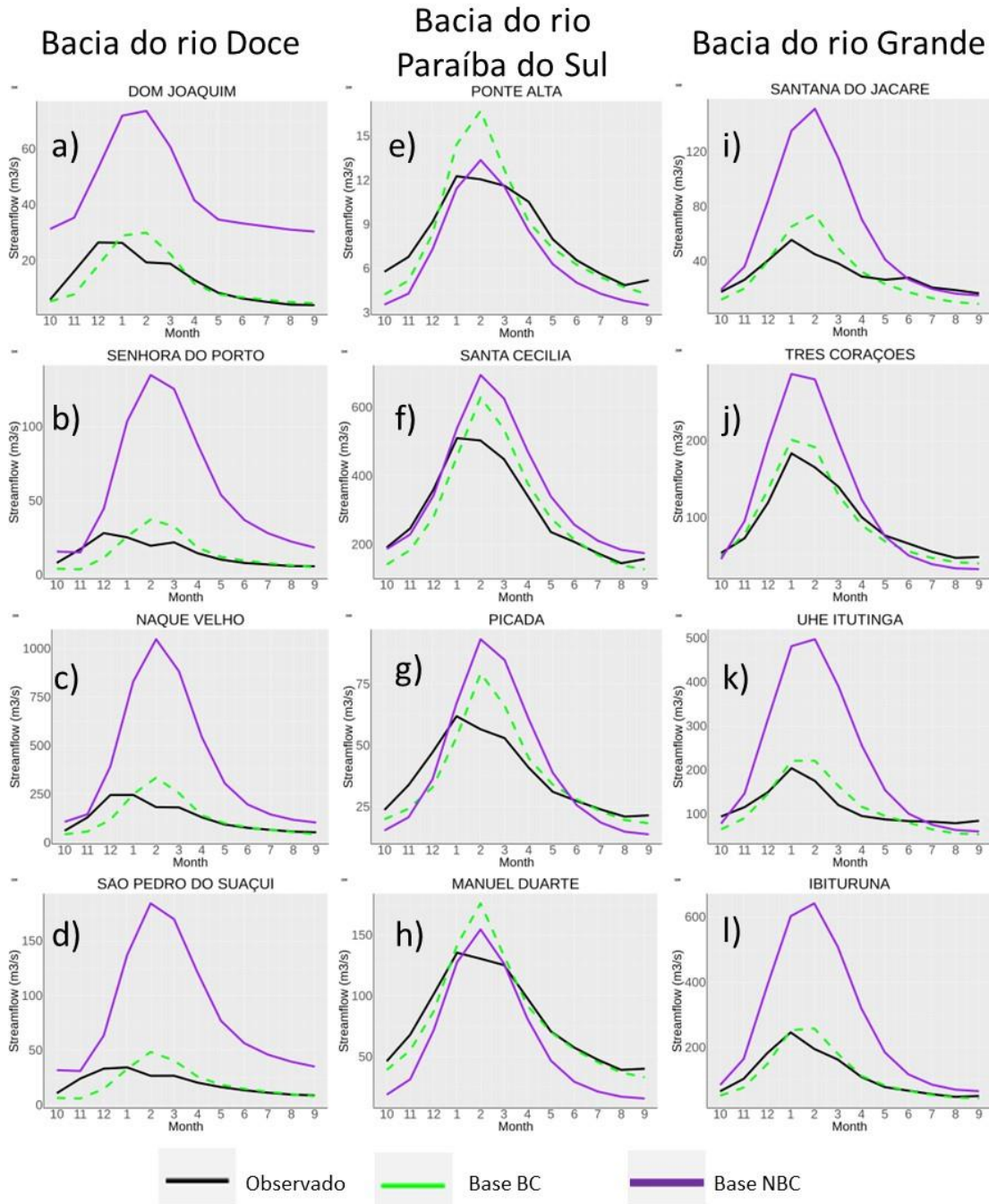
valores precipitados junto ao acumulado de escoamento subterrâneo resultam neste deslocamento no pico de vazão.

Nas sub-bacias do rio Paraíba do Sul, as vazões médias mensais também apresentaram uma superestimativa no período de cheias em Santa Cecília e Picada. Nas estações Ponte Alta e Manuel Duarte apenas o pico do hidrograma foi superestimado (Figura 6.3 e-h). As vazões de estiagem foram subestimadas em todas as bacias, com exceção de Santa Cecília, onde o modelo simulou vazões superiores à observação durante a época seca. Os picos dos hidrogramas mostraram um retardo de 1 mês respeito aos valores observados.

Nas sub-bacias no rio Grande (Figura 6.3 i-l), as vazões também foram superestimadas durante a época de cheias, seguindo o comportamento das precipitações simuladas. Durante as estiagens, as vazões foram subestimadas em Três Corações e Itutinga, e superestimadas em Ibituruna.

Após a correção de viés, as médias mensais de vazão apontaram resultados mais aproximados da observação. A correção de viés ajustou principalmente a magnitude dos valores de vazão na maioria das sub-bacias estudadas, aproximando as vazões simuladas das observadas. A correção apontou melhores resultados nas vazões mínimas mensais, apontando vazões análogas à observação na maioria das sub-bacias. Em relação às vazões máximas, a correção mostrou maior eficiência nas sub-bacias do Rio Grande. Na bacia do rio Doce e no rio Paraíba do Sul, a magnitude dos valores de cheia foi corrigida, entretanto, manteve-se a sazonalidade do modelo com um atraso de um mês no pico de vazão.

Figura 6.3 - Vazões médias mensais de longo termo observadas, Base NBC e Base NBC para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (primeira coluna), rio Paraíba do Sul (segunda coluna) e rio Grande (terceira coluna).



As curvas de duração de vazão simulada pelo experimento Base, sem correção de viés, apresentaram vazões maiores que a observação nas sub-bacias da bacia do rio Doce (Figura 6.4 a-d). As vazões simuladas mostram menor amplitude entre máximos e



mínimos que a observação, com uma curva de duração de vazão mais plana. Nas sub-bacias Dom Joaquim e Naque Velho (Figura 6.4 a, c, d), as vazões máximas foram bem representadas.

Nas sub-bacias do rio Paraíba do Sul, o experimento Base apresentou vazões análogas à observação, com máximos bem representados e uma superestimativa dos valores mínimos (Figura 6.4 e-h). Nas sub-bacias do rio Grande, as vazões simuladas também apresentaram vazões similares a observação, com máximos bem representados, mas com uma subestimativa dos mínimos (Figura 6.4 i-l).

Nas bacias do rio Doce e Paraíba do Sul, as maiores diferenças se apresentam nas vazões mínimas e Q95, apontando uma superestimativa (Figura 6.5 a, b). Essa diferença diminuiu com o aumento das vazões, apontando uma melhor representação do modelo em relação às vazões máximas. Nestas bacias, as vazões medianas (Q50) e de cheias (Q5) apresentam também uma superestimativa.

As sub-bacias do rio Grande apontaram resultados análogos entre o experimento Base e a observação nos percentis Q95, Q50, Q5 e no máximo (Max) (Figura 6.5 c). As sub-bacias Ibituruna e Três Corações foram as únicas em que o experimento Base apontou uma subestimativa da vazão tanto nos valores mínimos (Min) como nos máximos (Max) (Figura 6.5 c).

Após a correção de erros sistemáticos, as vazões do experimento Base apresentaram curvas de duração de vazão similares à observação em todas as bacias hidrográficas estudadas (Figura 6.5). A correção diminuiu a diferença entre as vazões de percentil Q5, Q50 e Q90, associados a cheias, vazões medianas e estiagem, respectivamente (Figura 6.5).

Figura 6.4 - Curvas de duração de vazão observadas, Base NBC e Base NBC para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (primeira coluna), rio Paraíba do Sul (segunda coluna) e rio Grande (terceira coluna).

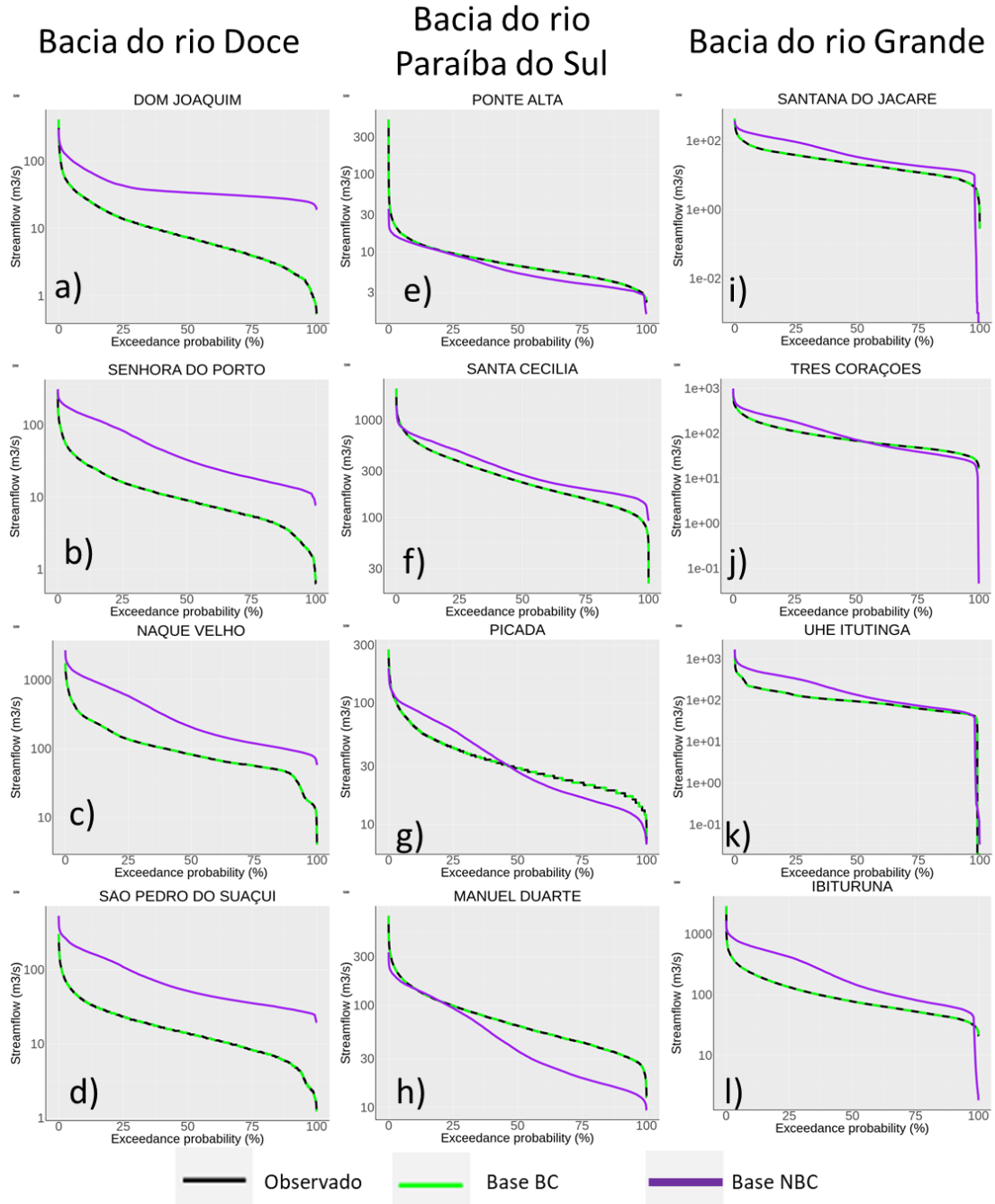
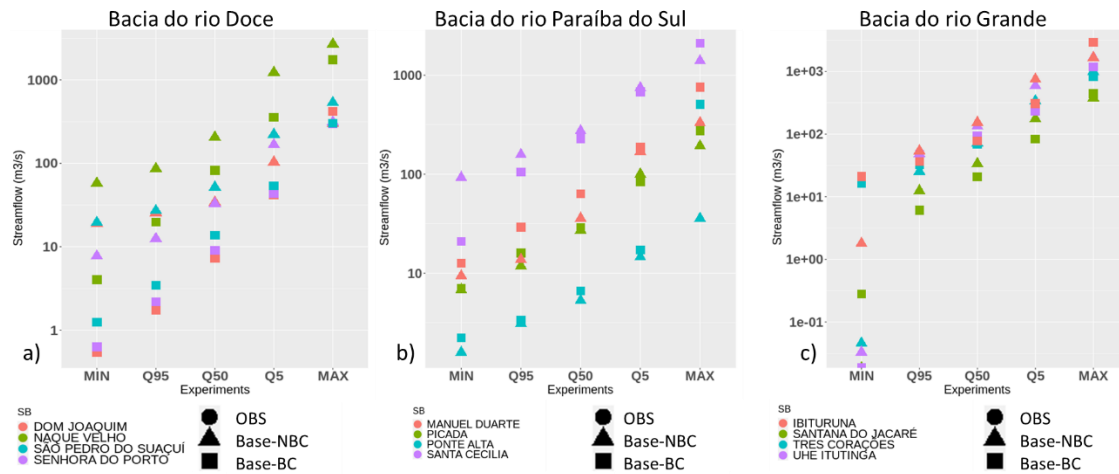


Figura 6.5 - Percentis 95, 50, 5, mínimo e máximo para as vazões observadas (OBS), Base BC (SIM-NBC) e Base corrigido (SIM-BC) para as sub-bacias estudadas das bacias do a) rio Doce; b) Paraíba do Sul e, c) Grande.



#### 6.4.2. Projeções futuras

- **Médias mensais climatológicas de temperatura, precipitação, evapotranspiração e umidade do solo projetadas**

As médias mensais climatológicas de temperatura apontaram um aumento de até 5 °C nas sub-bacias estudadas em relação ao experimento histórico Base (Figura 6.6 a I - XII). As maiores diferenças ocorreram nas estações mais quentes, entre outubro e março.

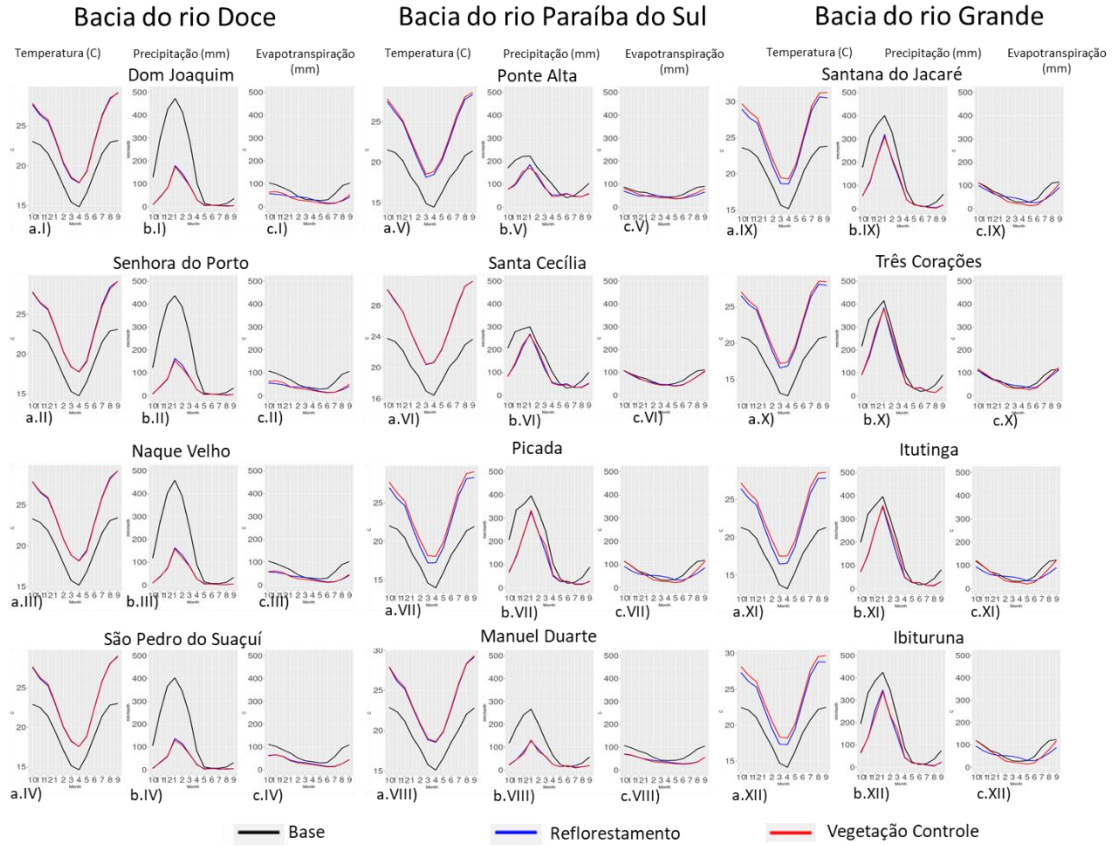
Quando comparados os resultados dos experimentos Reflorestamento e Vegetação Controle, os incrementos de temperatura nas bacias do rio Doce e Paraíba do Sul foram semelhantes. O experimento Reflorestamento, onde há maiores fragmentos de restauração florestal, apontou temperaturas menores que o experimento Vegetação Controle. Na bacia do rio Grande houve uma diferença de até 1 °C (Figura 6.6 a IX - XII). Esse arrefecimento da temperatura também foi apontado na análise dos padrões espaciais (GAROFALO et al., 2023b).

A precipitação projetada por ambos os experimentos futuros diminuiu em relação ao experimento Base em todas as bacias (Figura 6.6 b I – XII). Na bacia do rio Doce, há um decremento de até 300 mm nos meses mais chuvosos. Na bacia do rio Paraíba do Sul e rio Grande, a magnitude da diminuição dos valores de chuva foi menor (Figura 6.6 b V –

XII). As projeções de precipitação dos experimentos Reflorestamento e Vegetação Controle apresentam valores análogos.

Nas sub-bacias do rio Doce, o ciclo anual de evapotranspiração do experimento Vegetação Controle apontou uma diminuição nos valores em relação ao experimento Base, principalmente nas estações primavera e verão austral (Figura 6.6 c I - IV). Nas sub-bacias do rio Paraíba do Sul e rio Grande, a magnitude desta diferença foi menor (Figura 6.6 c V – XII). Apesar do aumento na temperatura, a diminuição da evapotranspiração está associada ao decréscimo da precipitação que afeta a disponibilidade de água no solo para a transpiração das plantas. Em geral, os resultados obtidos pelo experimento Reflorestamento apontaram menores amplitudes que os obtidos pelo experimento Vegetação Controle, com máximos menores e mínimos maiores. A profundidade radicular da restauração florestal presente no experimento Reflorestamento possibilita a manutenção de taxas de evapotranspiração maiores durante o fim da estação úmida e início da estação seca (von RANDOW et al., 2002). Na sub-bacia São Pedro do Suaçuí (Figura 6.6 c IV), que possui uma baixa taxa de restauração florestal (Figura 6.1), a evapotranspiração dos experimentos futuros mantém valores análogos ao longo do ano.

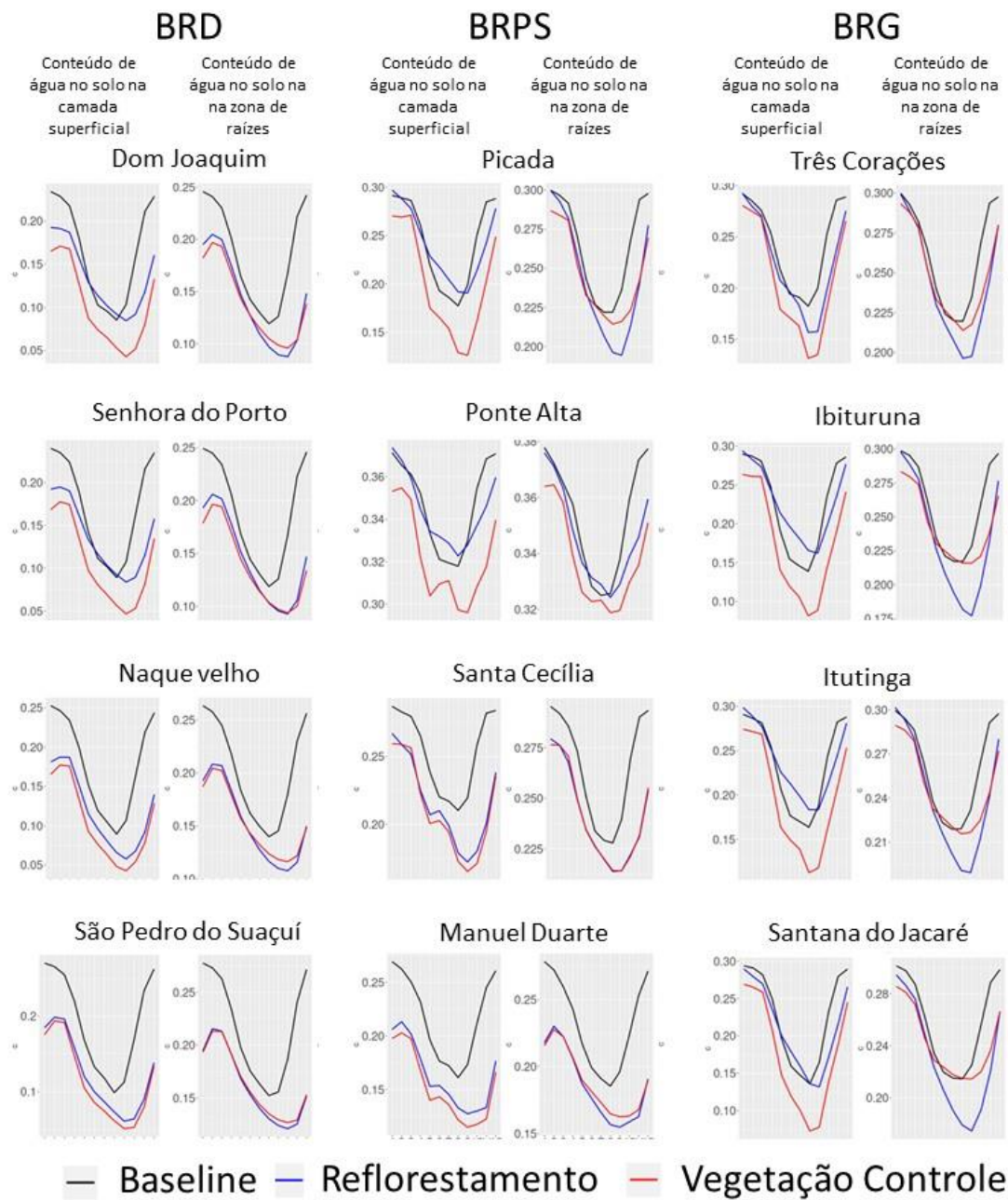
Figura 6.6 - Médias mensais climatológica de temperatura, precipitação e evapotranspiração dos experimentos Base, Reflorestamento e Vegetação Controle para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (a, b, c.I – IV), rio Paraíba do Sul (a, b, c.V – VIII) e rio Grande (a, b, c.IX – XII).



O reflorestamento afeta também a hidrologia de solos e os caminhos do fluxo na geração e escoamento (Figura 6.7). Na camada superficial de solo, aquela onde ocorre a infiltração, o reflorestamento resulta em maiores conteúdos de umidade, principalmente em bacias com maior porcentagem de área reflorestada (Figura 6.7). Uma vez que os experimentos não consideraram uma mudança nos parâmetros hidráulicos do solo, esta diferença pode estar associada com a diminuição da intensidade de chuvas na região das bacias estudadas (GAROFALO et al., 2023), controlando a simulação do processo de infiltração (SCHAAKE et al., 1996). Observações na Mata Atlântica tem mostrado uma maior condutividade hidráulica na camada superficial de solos em áreas de floresta do que em outros usos da terra (SALEMI et al., 2013) o que também contribuiria para uma maior infiltração.

O volume da zona de raízes depende do tipo de vegetação no local, porque em áreas reflorestadas esta zona atinge uma profundidade maior de solo, enquanto em vegetações menores é mais superficial. O aumento de temperatura e diminuição dos volumes precipitados (GAROFALO et al., 2023), junto com a capacidade da floresta de obter umidade de camadas de solos mais profundos, mantendo maiores taxas de transpiração (von RANDOW et al., 2002), resultam em uma maior depleção deste reservatório (Figura 6.7).

Figura 6.7 - Conteúdo de água no solo na camada superficial (USSL) e na zona de raízes (UZRS) em mm de água/profundidade da camada de solo.



- **Médias mensais de longo termo e curvas de duração de frequência das vazões projetadas**

Em geral, os cenários futuros mostram um decremento dos valores das vazões em relação ao experimento Base devido ao impacto das mudanças climáticas nos valores precipitados

(Figura 6.8 e Figura 6.9). A influência do reflorestamento é geralmente local e sobre os valores extremos, máximos e mínimos, de vazão (Figuras 6.10).

O maior impacto foi simulado nas sub-bacias do rio Doce, onde se concentram as maiores manchas de reflorestamento. Nas médias mensais de longo termo, as sub-bacias mostram uma diminuição das vazões máximas, maior no experimento Reflorestamento (Figura 6.8 a-d). No experimento Vegetação Controle, há um pico secundário de vazão no mês de março, final do período chuvoso (Figura 6.8 a-d). Esse pico não ocorre no experimento Reflorestamento, provavelmente associado ao maior retardo do fluxo e maiores taxas de evapotranspiração da restauração florestal. Em ambos os cenários futuros, a ocorrência do pico está adiantada em um mês em respeito ao experimento Base. As estiagens apresentaram os mínimos em outubro em fase com o experimento Base.

Na bacia do rio Paraíba do Sul, os experimentos Reflorestamento e Vegetação Controle também apontaram uma diminuição nas vazões em todas as sub-bacias estudadas (Figura 6.8 e-h). As médias mensais de longo prazo, mostraram vazões análogas entre os experimentos futuros (Figura 6.8 e – h), tendo, em geral, o Vegetação Controle vazões maiores. Apenas na sub-bacia Picada (Figura 6.8g), o experimento Reflorestamento apontou uma vazão maior que o experimento Vegetação Controle. Nesta sub-bacia, a evapotranspiração é maior no experimento Vegetação Controle enquanto as precipitações são similares em ambos os cenários, o que resulta na diferença de vazões apontada. Em geral, em todas as sub-bacias, a ocorrência dos picos e estiagens nos cenários futuros está em fase com a apresentada no Base. Apenas em Santa Cecília e Picada o pico do hidrograma, sob o cenário controle, apresenta 1 mês de atraso.

Na bacia do rio Grande, os cenários apontam uma diminuição nas vazões em relação ao experimento Base (Figura 6.8 i-l). O experimento Reflorestamento mostra vazões menores que o experimento Vegetação Controle. As sub-bacias do rio Grande são as sub-bacias que obtiveram a maior taxa de reflorestamento localizadas em sub-bacias de cabeceira. A diminuição em relação ao Base devido à diminuição da chuva e as vazões menores do experimento Reflorestamento devido à restauração florestal também pode ser vista nas médias mensais de longo prazo em todas as sub-bacias estudadas (Figura 6.8 i-l). Nas médias mensais de longo prazo, os máximos foram amenizados e os mínimos



tenderam a se equiparar no caso da sub-bacia Santana do Jacaré, Três Corações e Ibituruna (Figura 6.8 i, j, l).

As curvas de duração de vazões (Figura 6.9) mostram, em geral, a diminuição em todas as vazões sob o efeito da mudança climática, com menores valores no cenário futuro de Reflorestamento.

Na bacia do Rio Doce, a sub-bacia Dom Joaquim (Figura 6.9 a), a menor bacia aqui estudada e com 19% de restauração florestal apontam uma maior redução das vazões no experimento Reflorestamento. Em Naque Velho (Figura 6.9 d), sub-bacia com 7,4% de restauração, localizada à jusante da sub-bacia Dom Joaquim, o cenário Reflorestamento também apontou uma diminuição nas vazões. Na sub-bacias Senhora do Porto e São Pedro do Suaçuí (Figura 6.9 b, c), as curvas de duração de vazões projetadas por ambos os cenários futuros, apresentam resultados similares, mas também com menores vazões no Reflorestamento.

Na bacia do Rio Paraíba do Sul, os resultados de ambos os experimentos apresentaram curvas de duração de vazão similares (Figura 6.9 e – h). Na sub-bacia Picada, o Reflorestamento apresentou maiores valores de vazão nos trechos médios e inferior da curva de duração, mas no extremo superior, associado às cheias, as vazões foram maiores no Vegetação Controle.

As curvas de duração de vazões na bacia do Rio Grande seguiram o comportamento descrito nas outras bacias (Figura 6.9 i – l). Nas sub-bacias Santana do Jacaré (Figura 6.9 i) e UHE Itutinga (Figura 6.9 k), as curvas de duração evidenciam uma redução extrema das vazões de estiagem sob o efeito do cenário de mudança climática analisado.

Em relação aos percentis (Figura 6.10), as mudanças climáticas resultam na diminuição de todos os estatísticos em todas as bacias. Somente na sub-bacia Dom Joaquim, o valor máximo do experimento Vegetação Controle foi maior que o obtido pelo experimento histórico Base (Figura 6.10 a). O impacto do Reflorestamento exacerba a diminuição dos estatísticos. Em todas as bacias é observada a diminuição das cheias e das estiagens, com respeito ao experimento Vegetação Controle. Apenas na sub-bacia Ponte Alta, o Reflorestamento resulta em melhoria da vazão mínima registrada no período. Esta melhoria está associada com o aumento do escoamento de base proporcionado pela vegetação florestal.

Figura 6.8 - Vazões médias mensais de longo prazo dos experimentos Base, Reflorestamento e Vegetação Controle para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (primeira coluna), rio Paraíba do Sul (segunda coluna) e rio Grande (terceira coluna).

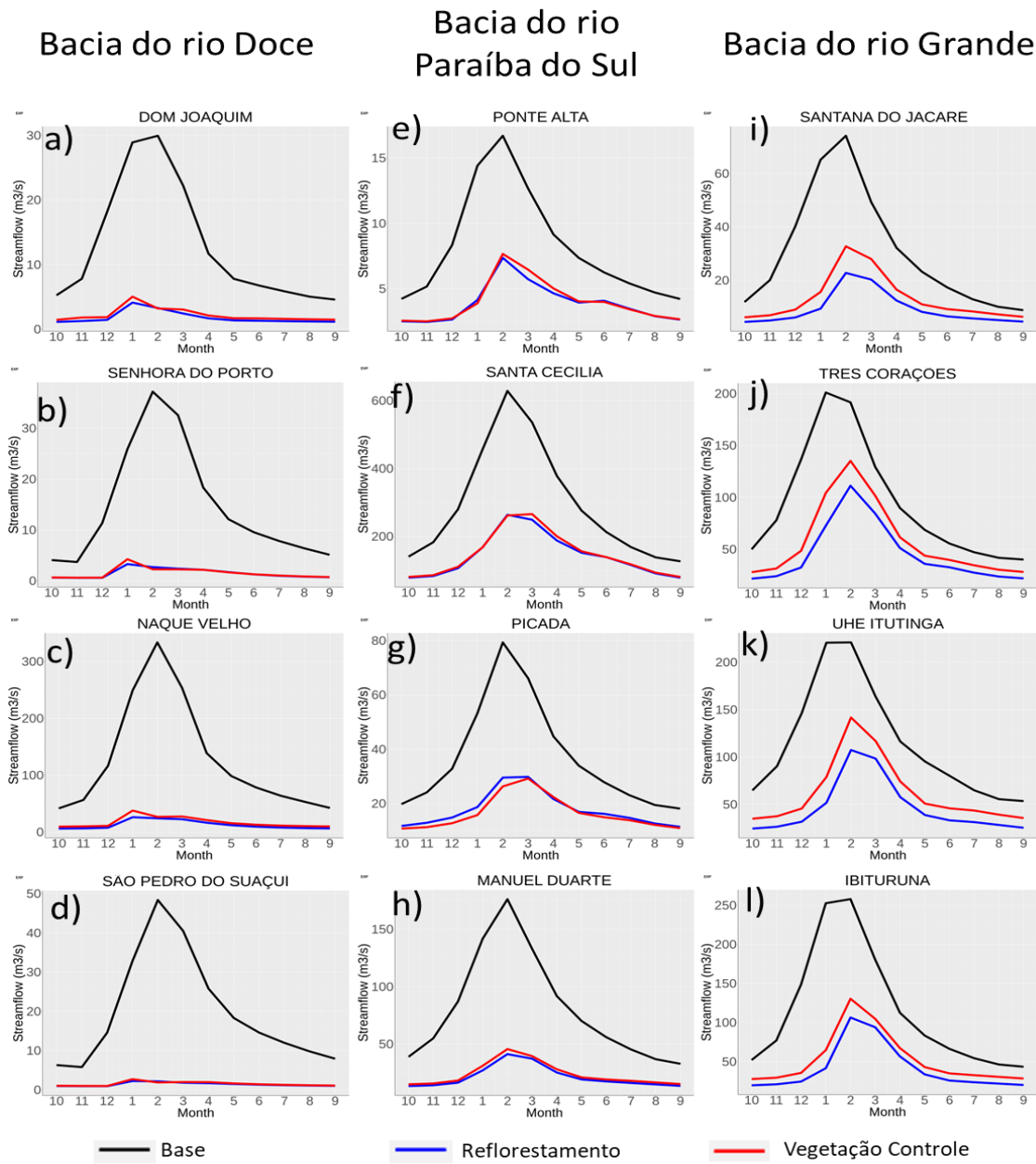


Figura 6.9 - Curvas de duração de frequência das vazões dos experimentos Base, Reflorestamento e Vegetação Controle para as sub-bacias analisadas das bacias do rio Doce (primeira coluna), rio Paraíba do Sul (segunda coluna) e rio Grande (terceira coluna).

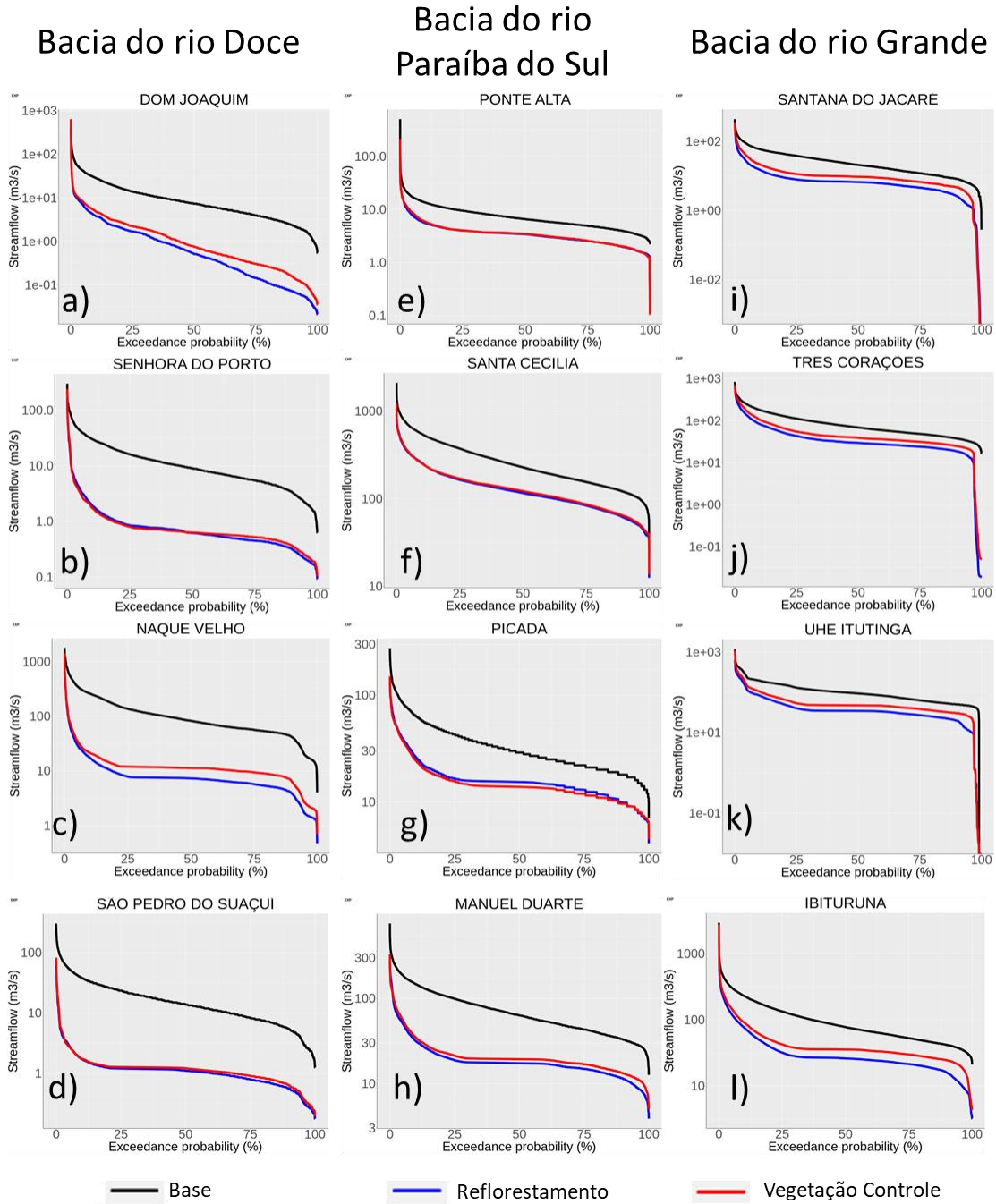
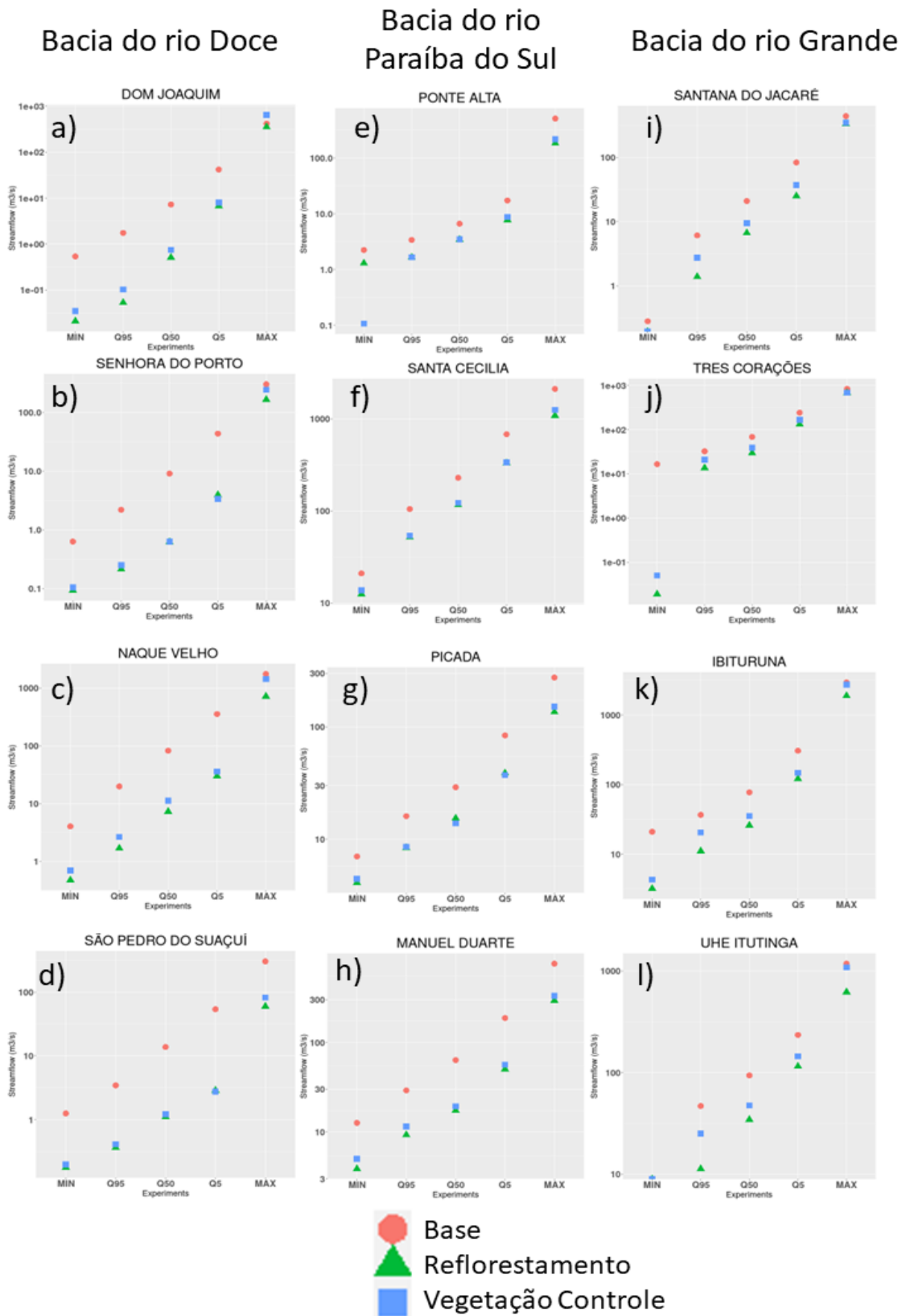


Figura 6.10 - Percentis 95, 50 e 5 para os experimentos Base (SIM-BC), Reflorestamento (REFL) e Vegetação Controle (VC) para as sub-bacias estudadas das bacias do a-d) rio Doce; e-h) Paraíba do Sul e, i-l) Grande.

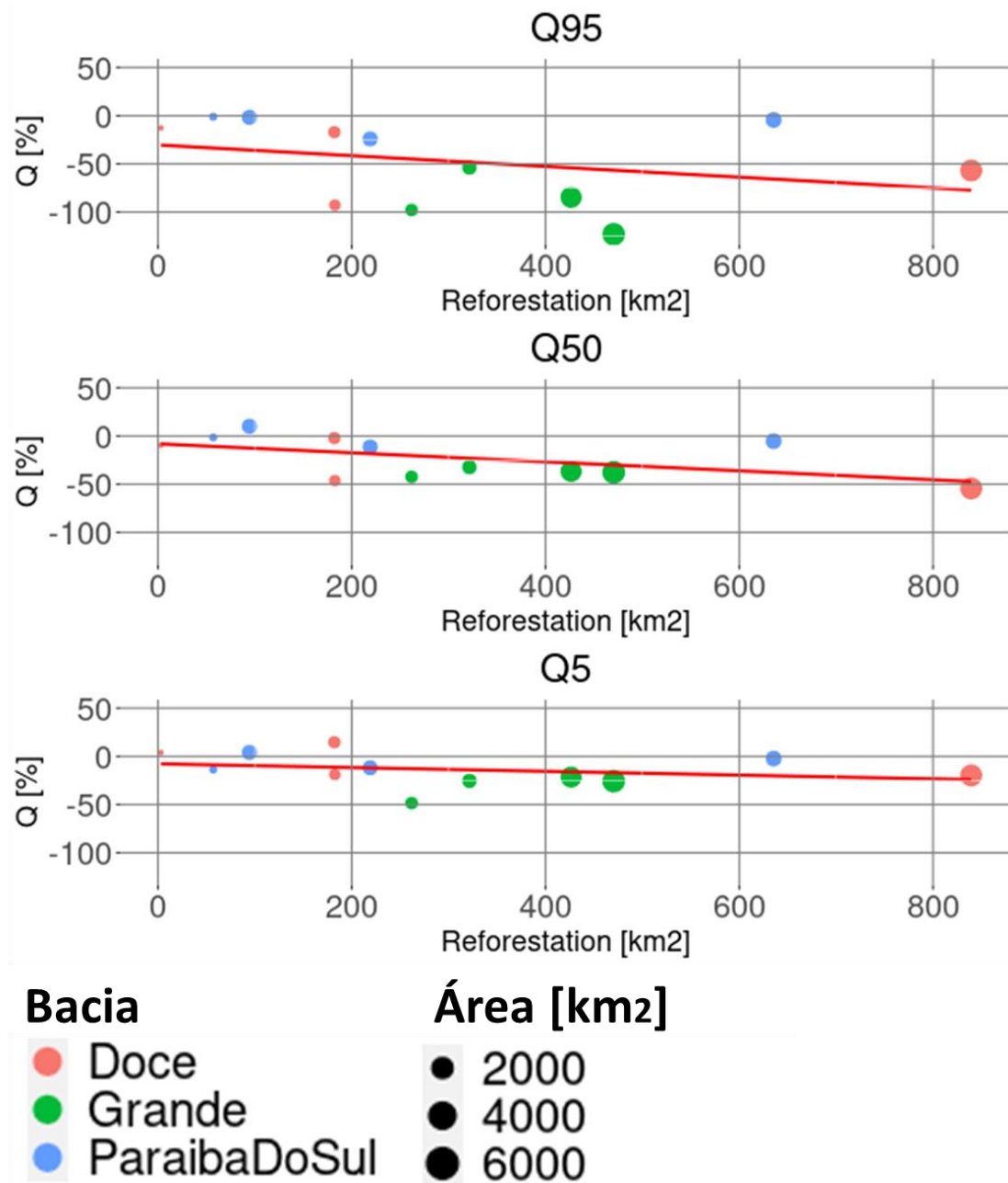


### **6.4.3. Impacto do reflorestamento**

O impacto do reflorestamento nas vazões, em geral, se incrementa com a percentagem da área da bacia ocupada pelo reflorestamento (Figura 6.11). O maior impacto relativo ocorre nas vazões Q95, relacionado às estiagens, enquanto a menor variação ocorre nas vazões Q5, relacionado às cheias. No entanto, existe dispersão nos resultados, mostrando sugerindo o controle de características de cada bacia na modulação do impacto. No percentil Q50, há alguns pontos de diminuição de aproximadamente 50% da vazão entre 5 e 20% de restauração florestal. No percentil Q5, a diminuição na vazão com a percentagem de área reflorestada apresenta menor dispersão.

A redução na quantidade de água após a restauração florestal é a resposta dominante nas bacias. Entretanto, algumas bacias não mostram efeitos nas vazões, apesar de terem altas taxas de reflorestamento (Figura 6.11). A bacia do Paraíba do Sul, por exemplo, a sub-bacia de Ponte Alta, com 17% de reflorestamento, apresenta impactos pequenos nas vazões de estiagem e medianas, similares com bacias com menor reflorestamento. Essa discrepância indica que outros fatores características da bacia, como uso da terra predominante, área, topografia, a localização dos fragmentos de restauração dentro da bacia, e o efeito do uso da terra no clima local, podem modular o efeito do reflorestamento.

Figura 6.11 – Relação entre impacto na vazão e taxa de restauração florestal para os percentis Q95, Q50 e Q5.



### 6.5. Conclusão

Nas simulações do período histórico, os ciclos anuais de temperatura foram bem representados, mas, em geral, o modelo superestimou as temperaturas no verão e subestimou no inverno. Apesar do ciclo anual de precipitações ter sido adequadamente representado, o modelo superestimou as mesmas. Na maioria das bacias, as vazões médias de longo termo no período de cheias foram superestimadas pelo modelo, em resposta à

superestimativa das precipitações na época úmida. As ocorrências das vazões de pico dos hidrogramas anuais foram adiadas entre 1 e 2 meses. A ocorrência dos mínimos foi, em geral, bem localizada. A correção de erros sistemáticos, conseguiu ajustar a curva de duração de vazões, mas manteve as discrepâncias na variabilidade sazonal das vazões.

Os experimentos de projeções hidroclimáticas apontaram um impacto das mudanças climáticas com aumento da temperatura e diminuição da precipitação e da evapotranspiração nas bacias. O maior impacto das mudanças climáticas nas vazões aconteceu nas sub-bacias do rio Doce, onde a diminuição da precipitação também foi maior. O decréscimo da precipitação, sob o cenário de mudanças climáticas analisado, domina a disponibilidade de água no ciclo hidrológico projetado, resultando na diminuição da evapotranspiração e das vazões.

Nas projeções, no cenário de reflorestamento, verificou-se maior umidade na camada superficial do solo, associada com a diminuição nas taxas de precipitação neste cenário. As sub-bacias que tiveram maiores taxas de reflorestamento apontaram taxas maiores de evapotranspiração durante o final da estação úmida e início da seca, diminuindo a água acumulada no solo.

A presença de áreas de reflorestamento nas bacias mostrou um impacto local. Nas sub-bacias de menor escala houve um maior impacto do reflorestamento, com diminuição das vazões, impulsionado também pelo aumento de evapotranspiração. A característica integradora das vazões ao longo da bacia suaviza as diferenças nas médias mensais de vazões de longo prazo, em bacias de grande escala, como aconteceu nas simulações na bacia do rio Paraíba do Sul.

A restauração florestal impactou nas vazões mínimas devido à manutenção das taxas de evapotranspiração durante o ciclo anual. Nas vazões máximas, houve um efeito de amenizar as cheias, indicando uma menor sensibilidade a extremos climáticos de precipitação.

Os resultados sugerem a existência de uma relação entre a taxa de restauração e o impacto na vazão, principalmente nas vazões máximas. Não obstante, a dispersão nesta relação sugere a influência de outras variáveis na modulação do impacto. Os resultados contribuem para orientar futuras propostas de manejo e tecnologias de restauração

florestal, enquanto aos potenciais impactos na disponibilidade hídrica e nos extremos de vazão.



## **7. ANÁLISE DA SUSTENTABILIDADE EM SISTEMAS HÍDRICOS DO SUDESTE BRASILEIRO**

### **7.1. Introdução**

A água é um elemento essencial para a manutenção da vida e sobrevivência para todos os organismos da Terra, servindo de meio de subsistência e prosperidade para quase todos os tipos de produção como agricultura, indústria, energia, transporte, entre outros (GREY; SADOFF, 2007). A pressão sobre este recurso tem aumentado ao longo dos anos, forçada pela crescente demanda por água para atender as diversas necessidades da população mundial (MANAN et al., 2006, CHNG et al., 2008), e pelos impactos das mudanças climáticas e no uso e cobertura da terra (IPCC, 2019; SIVAPALAN, 2002). O manejo e uso sustentável dos recursos hídricos são necessários para que possamos continuar usufruindo desde bem natural tanto no presente como no futuro (SIWAR et al., 2013). O uso sustentável da água é foco de iniciativas e tratados internacionais como a Agenda 2030 e os Objetivos do Desenvolvimento Sustentável (SACHS, 2012; ONU, 2015).

A sustentabilidade busca equilibrar a exploração dos recursos naturais, o desenvolvimento tecnológico e institucional para aumentar o potencial para satisfazer as necessidades e aspirações humanas, da geração atual e futura (WCED, 1987). Assim, a sustentabilidade hídrica, busca que os recursos hídricos disponíveis possam ser utilizados de forma responsável, não só pela geração atual, mas também pelas gerações futuras (JUWANA et al., 2012). O processo de sustentabilidade promove o desenvolvimento coordenado de gestão da água, terra e recursos relacionados no intuito de maximizar o bem-estar econômico e social resultante de forma equitativa, sem comprometer a integridade dos ecossistemas vitais (GWP-TAC, 2000). Sistemas sustentáveis de recursos hídricos são aqueles projetados e administrados para contribuir plenamente com os objetivos da sociedade, agora e no futuro, mantendo a integridade ecológica, ambiental e hidrológica (LOUCKS, 1997; UNESCO, 199; MAYS, 2006), num nível aceitável de riscos relacionados com a água em relação às pessoas, à economia e ao meio ambiente (GREY; SADOFF, 2007).

A avaliação da sustentabilidade em sistemas hídricos pode ser levada adiante com base em indicadores (MARQUES et al., 2022, SANDOVAL-SOLIS et al., 2011). Um indicador é uma métrica, quantitativa ou qualitativa, de fatos ou condições de determinados problemas (NARDO et al., 2005). Um grupo de indicadores, quando combinados entre si, é chamado de índice. O índice representa uma métrica multidimensional, que não pode ser explicada por apenas um indicador (NARDO et al., 2005; HÁK et al., 2016). A escolha dos indicadores que compõem um índice deve levar em conta algumas características como sensibilidade temporal e espacial, viés, de caráter preditivo ou antecipatório e referencial ou intercalado (LIVERMAN et al., 1988; JUWANA et al., 2010b).

Visando reduzir a ocorrência de déficits, pesquisadores e tomadores de decisão tem dado uma grande ênfase na melhoria e desenvolvimento da capacidade adaptativa dos sistemas hídricos (WABLE et al., 2019). Índices e indicadores voltados ao estudo da sustentabilidade de sistemas hídricos visam, em geral, avaliar os fenômenos de escassez, consumo e captação, como o WSI – *Water Stress Index* (i.e., NILSALAB et al., 2017; NGO et al., 2018), o WEI – *Water Exploitation Index* (CASADEI et al., 2020) e o Índice de Sustentabilidade proposto por Sandoval-Solis et al. (2011).

As mudanças nos padrões sazonais de precipitação, aumento da temperatura e da evapotranspiração são um dos principais fatores que podem influenciar o ciclo hidrológico e a sustentabilidade regional dos recursos hídricos (IPCC, 2022). Estudos no Oriente Médio mostram os efeitos das projeções de mudanças climáticas na seca meteorológica através do índice SPEI e concluíram que os períodos de seca serão dominantes a partir de 2050 com um aumento da intensidade em até 28% (DANANDEH MEHR et al., 2020; AZIZI; NEJATIAN, 2022). No Mediterrâneo, através do WEI, os resultados indicaram que as mudanças climáticas futuras terão um impacto negativo na disponibilidade da água em vários reservatórios (ROCHA et al., 2020). Na bacia do rio Zayandeh-Rud, no Irã, através do SI, foi verificada uma alta vulnerabilidade da bacia às alterações climáticas (GOHARI et al., 2017). Na bacia do rio Paraíba do Sul, no Sudeste Brasileiro, estudo dos impactos das mudanças climáticas na sustentabilidade hídrica indicam que a bacia apresenta possibilidade de déficit, principalmente em situações de estiagens (MARQUES et al., 2022).

Estes índices buscam agregar diferentes características que podem representar a sustentabilidade dos sistemas i.e. (SANDOVAL-SOLIS, 2011; VISENTIN et al., 2020; CASADEI et al., 2022). Porém, apesar do exaustivo trabalho teórico sobre os padrões de qualidade dos indicadores, na prática, persistem incertezas enquanto à adequação destes para monitorar os fenômenos de interesse (HÁK et al., 2016). Nenhum indicador é suficientemente abrangente para fornecer uma avaliação de grande amplitude (HUSSAIN et al., 2022). Sendo assim, uma seleção específica de vários indicadores pode ter uma melhor representatividade na avaliação da sustentabilidade hídrica de uma região (HE et al., 2023). A criação de um quadro conceitual para a seleção de indicadores apropriados a partir de conjuntos existentes tem sido defendida e aplicada de modo recente (NARDO et al., 2005; HÁK et al., 2016), como na Quarta Comunicação Nacional do Brasil (MCTI, 2021). A proposta de um quadro que abranja diferentes índices é uma das soluções para as limitações inerentes aos estudos ambientais como a falta de dados, planos e programas pouco documentados, que afetam o cálculo dos índices.

A região Sudeste do Brasil é uma região de importância no contexto nacional, sendo a mais desenvolvida do país. Possui elevado índice de urbanização, alta concentração populacional e grandes polos industriais. A região é considerada de baixa previsibilidade climática, dada as características dos principais fenômenos que modulam o hidroclima da região (ALVES et al., 2005). A complexidade inerente desta região suscita diversos conflitos pelo uso da água. Suas bacias são antropizadas com grandes reservatórios e transposições, principalmente na bacia do rio Paraíba do Sul. A seca ocorrida nos anos de 2014 e 2015, uma das mais graves das últimas décadas, colocou em evidência vulnerabilidades dos sistemas hídricos da região (NOBRE et al., 2016), muitos deles operando abaixo do volume morto. As principais causas da seca na região estão ligadas às mudanças na circulação regional, que ocasionam a falta de chuva e temperaturas elevadas (MARENGO et al., 2015). Assim, é provável que, com os impactos das mudanças climáticas, a frequência deste tipo de evento venha a aumentar (MARENGO et al., 2015).

Neste contexto, destaca-se a relevância de testar os cenários propostos nos planos de bacias considerando os efeitos das mudanças climáticas a fim de avaliar os possíveis futuros, suas deficiências e seguranças (DESSAI et al., 2019), e sua capacidade de garantir a sustentabilidade do sistema. Dada a grande demanda pelos recursos hídricos na

região Sudeste do Brasil, este trabalho tem por objetivo avaliar o impacto de políticas públicas de gestão e manejo dos recursos hídricos de garantir a sustentabilidade do sistema hídrico sob diferentes cenários de mudanças climáticas, através de um quadro abrangente de índices.

## **7.2. Regiões de estudo**

As análises foram realizadas em sistemas hídricos onde as águas da bacia são destinadas a diferentes usos, de acordo com o planejamento estabelecido nos diferentes cenários. Foram analisados 3 reservatórios e 1 sistema de transposição de águas entre bacias. Na bacia do rio Doce, foi estudada a UHE Porto Estrela, localizada na sub-bacia Naque Velho, no afluente Santo Antônio (PIRH-DOCE, 2010). A UHE Porto Estrela possui capacidade de produção de energia de 112 MW, com área inundada de 3,76 km<sup>2</sup>, e atende cerca de 182 mil pessoas (PIRH-DOCE, 2010). Na bacia do rio Grande, foi escolhida a UHE Camargos, usina mais a jusante na bacia do rio Grande. A UHE Camargos foi construída no rio Grande e possui 45 MW de potência instalada. Seu reservatório tem uma área de 73,35 km<sup>2</sup> (PIRH-GRANDE, 2017) e atende cerca de 106 mil habitantes. No Paraíba do Sul, foram selecionadas duas usinas, uma de reservatório e uma elevatória de bombeamento, Paraibuna e Santa Cecília, respectivamente (PIRH-PS,2015). A UHE Paraibuna possui uma potência instalada para geração de energia de 87 MW e a área de seu reservatório é de 177 km<sup>2</sup>. A UEL Santa Cecília, localizada no Médio Paraíba do Sul, da parte do Complexo de Lajes, é a usina responsável pela transposição das águas do Paraíba do Sul para a Bacia do rio Guandu, bacia esta responsável por abastecer a RMRJ – Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Faz parte de um sistema de estruturas hidráulicas que respondem pelo abastecimento de 14,2 milhões de pessoas, a grande maioria no Estado do Rio de Janeiro.

Esses pontos foram escolhidos por representar sistemas hidrelétricos socioeconomicamente importantes tanto para o abastecimento humano, industrial, agropecuário das regiões e para a produção hidrelétrica no país. Com o aumento da temperatura e diminuição dos valores de chuva projetados para a região Sudeste (GAROFALO et al., 2023, em submissão), assim como o possível aumento dos eventos de secas, é de suma importância estudar os possíveis impactos das mudanças climáticas e do reflorestamento na sustentabilidade hídrica desses sistemas.

### 7.3. Metodologia

#### 7.3.1. Indicadores complexos utilizados

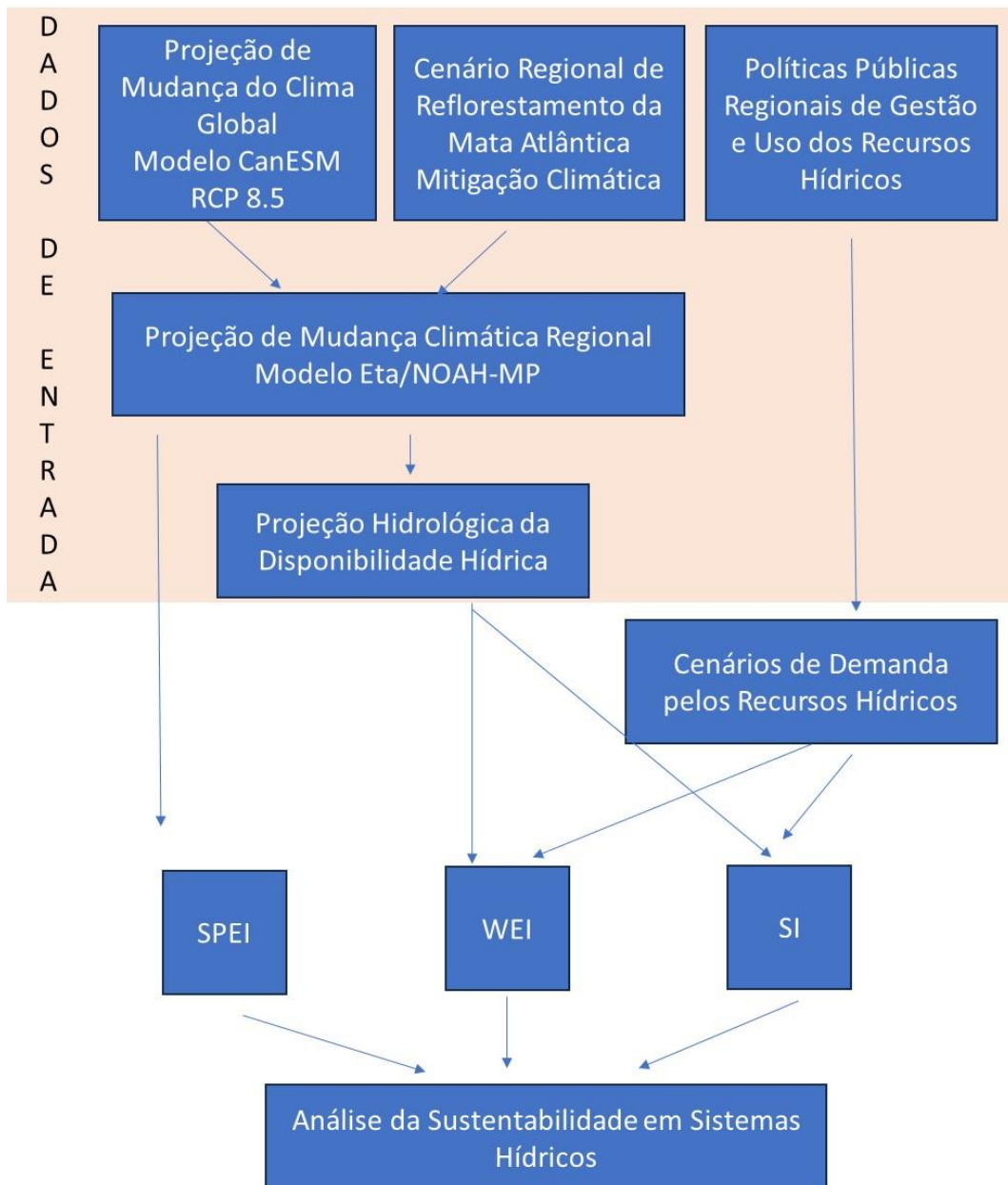
A abordagem Pressão-Estado-Resposta (do inglês, PSR – *Pressure-State-Response*) proposto pela Organização para a cooperação e desenvolvimento econômico (OECD) e Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (UNEP) explora a conexão causal e a influência mútua entre meio ambiente, recursos e sustentabilidade, incluindo processos de desenvolvimento (WANG et al., 2019). O modelo explora o conceito de causalidade, onde atividades antrópicas mudam o estado do sistema natural, ocasionando uma nova resposta da sociedade em termos de políticas ambientais, econômicas e/ou setoriais. Este método já foi utilizado para avaliar a diversidade da vida marinha (HUANG et al., 2016), desenvolvimento do acoplamento de um sistema eco econômico (LI, 2015) e também a sustentabilidade dos sistemas água-energia-alimentos (WANG et al., 2018b). Neste trabalho, abordando a pressão para a adaptação regional às mudanças climáticas, o estado do sistema será definido pela disponibilidade hídrica resultante da combinação da pressão exercida pelas mudanças climáticas e da resposta da sociedade, plasmada nos cenários de uso da terra e das demandas por água decorrentes das políticas de gestão dos recursos hídricos.

O Índice de Sustentabilidade (SI) sumariza a performance de políticas alternativas através de uma perspectiva do uso socioecológico da água além de possibilitar uma avaliação da capacidade adaptativa de um sistema para reduzir sua vulnerabilidade (Sandoval-Solis et al., 2011). Os indicadores Confiança e Resiliência, inclusos no SI, mostram a capacidade de mitigação e recuperação do sistema. O SPEI – *Standardized Precipitation Evapotranspiration Index* apresenta o estado do sistema, focando na ocorrência de secas que limitam a disponibilidade hídrica. O índice WEI, indica o do sistema ao incorporar a demanda pelo recurso oriunda dos diferentes usos.

Com base nestes índices serão discutidos os potenciais efeitos das políticas propostas de gestão e manejo dos recursos hídricos e do cenário de reflorestamento, sob o impacto das mudanças climáticas, nos sistemas hídricos estudados (Figura 6.1). São propostos cenários de demanda hídrica futura e a sustentabilidade foi avaliada através do Índice de Sustentabilidade (SI), Índice de Exploração de Água (WEI) e o Índice de Precipitação-Evapotranspiração Padronizado (SPEI). Nas análises do SI e do WEI foram confrontados os 4 cenários de demanda (Presente, Moderado, Factível e Acelerado) com as duas

projeções de disponibilidade hídrica futuras derivadas das projeções climáticas regionais sob os cenários de uso da terra (Vegetação Controle e Reflorestamento). Nas análises do SPEI foram consideradas as projeções climáticas regionais sob os dos cenários de uso da terra (Vegetação Controle e Reflorestamento).

Figura 7.1 - Fluxograma da análise da sustentabilidade hídrica através do Índice de Sustentabilidade e seus auxiliares.



### 7.3.1.1. Índice de sustentabilidade do sistema hídrico

O Índice de Sustentabilidade (SI) foi proposto por Sandoval-Solis et al. (2011). Este índice é uma variação do índice de sustentabilidade desenvolvido por Loucks (1997) com melhorias em sua estrutura, escala e conteúdo. No intuito de torná-lo mais flexível e ajustável aos requerimentos específicos de cada bacia hidrográfica. Sandoval-Solis et al. (2011) integraram diferentes critérios de desempenhos facilitando a análise. Estes critérios de desempenho são utilizados para avaliar as políticas de manejo hídrico e possibilitar uma comparação de políticas alternativas. Os critérios propostos são Confiabilidade, Resiliência e Vulnerabilidade. O SI é estimado através dos critérios de desempenho (Equação 7.1)

$$SI = [Conf * Res * (1 - Vul)]^{1/3} \quad (7.1)$$

A estimativa dos critérios elencados se baseia no conceito de Déficit, quando a demanda pelo recurso hídrico supera sua disponibilidade (Equação 7.2).

$$D = \begin{cases} Xdem - Xofer & \text{se } Xdem > Xofer \\ 0 & \text{se } Xdem \leq Xofer \end{cases} \quad (7.2)$$

A Confiabilidade é definida com a probabilidade da oferta se igualar a demanda de água durante o período estudado (HASHIMOTO et al., 1982). Ela é estimada pela relação entre o número de vezes em que  $D = 0$  e o intervalo de tempo considerado  $n$ , em meses (MCMAHON et al., 2006) (Equação 7.3).

$$Conf = \frac{num\ D=0}{n} \quad (7.3)$$

A Resiliência é definida como a capacidade do sistema de se adaptar às mudanças (WHO, 2009). Este critério é calculado através da quantidade de ciclos de déficit e recuperação do sistema, ou seja, a quantidade de períodos com  $D = 0$  seguidos de períodos com  $D > 0$ , em relação à quantidade de vezes que  $D > 0$  ocorre no período analisado (Equação 7.4).

$$Res = \frac{\text{num } D=0 \text{ seguido de } D>0}{\text{num } D>0} \quad (7.4)$$

A Vulnerabilidade é definida como é o número provável de ocorrências do déficit, expressando a gravidade de falhas, podendo ser estimada como a falha média (LOUCKS e VAN BEEK, 2005). A vulnerabilidade é calculada através da relação entre o valor médio de D, dado pela soma total de todos os valores de D e número de vezes que ocorre déficit, e a demanda total de água (Equação 7.5).

$$Vul = \frac{(\sum D)/\text{num } D>0}{\text{demanda de água}} \quad (7.5)$$

### 7.3.1.2. Índice de exploração de água

O indicador Índice de Exploração de água (WEI - EEA, 2005) foi proposto pela *European Environmental Agency* (EEA) com o objetivo de avaliar o grau de stress sofrido numa bacia hidrográfica. Esse índice é obtido através da relação entre a demanda total média anual de água em relação aos recursos médios anuais de água no longo prazo (Equação 7.6), considerando os retornos de água dos diversos usos (Equação 7. 6).

$$WEI = \frac{\text{Captação} - \text{Lançamento}}{\text{Vazão média anual} - \text{Captação} - \text{Lançamento}} \quad (7.6)$$

Os valores de WEI foram avaliados em 3 faixas de estresse, conforme proposto por CIRCABC (2012): 0% a 20%: situação de nenhum stress; 21% a 40%: estresse hídrico; 41%>: estresse hídrico extremo.

### 7.3.1.3. Índice de precipitação- evapotranspiração padronizado

O indicador **Índice de Precipitação-Evapotranspiração Padronizado** (SPEI) é um indicador de seca baseado na precipitação e na evapotranspiração (VICENTE SERRANO et al., 2010). O SPEI é uma combinação que une a sensibilidade do PDSI – *Palmer drought severity index* (PALMER, 1965) a alterações na evapotranspiração, que estão diretamente conectadas a flutuações na temperatura, com a simplicidade no cálculo e a natureza multi temporal do SPI – *Standardized Precipitation index* (MCKEE et al., 1993).



O SPEI é um indicador adequado para detectar, monitorar e explorar as consequências do aquecimento global nas condições futuras de seca (i.e., LOTFIRAD et al., 2022; WARD et al., 2017).

Calcula-se o SPEI através da diferença entre a precipitação e evapotranspiração mensal buscando representar um simples balanço climático da água (Equação 7.6) (THORNTHWAITE, 1948) que é calculado em diferentes escalas de tempo para obter o índice final (Equação 7.7).

$$D_i = P_i - PET_i \quad (7.7)$$

Onde  $P_i$  é a precipitação acumulada e  $PET$  é a taxa de evapotranspiração potencial.

$$SPEI = W - \frac{C_0 + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \quad (7.8)$$

$$\text{onde } W = \sqrt{-2 \ln(P)}$$

Para se chegar a fórmula acima, padroniza-se os valores da distribuição de probabilidade  $D_i$  de acordo com uma distribuição log-logística.  $C_0$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $d_1$ ,  $d_2$  e  $d_3$  são constantes e  $P$  é a probabilidade de excedência.

Neste trabalho analisamos o índice SPEI em escala de tempo mensal e anual, sendo esta, a forma mais adotada pois facilita a caracterização da evolução da seca ao longo dos anos (GAO et al., 2017). De acordo com a definição do SPEI, se o índice SPEI for abaixo de 0, isto indica um processo de clima seco e se estiver acima de 0, isto indica um processo de clima úmido. Foram analisadas as curvas de probabilidade ocorrência e as probabilidade de ocorrência de 2% e 10% a fim de analisar os extremos de seca. Valores abaixo do limiar de -1 do SPEI, que representa um estado moderado de seca, foi utilizado para calcular os meses secos consecutivos e a proporção de meses secos.

### 7.3.2. Cenários de disponibilidade hídrica nas bacias

Os dados de precipitação e evapotranspiração mensal e os dados de escoamento superficial e subterrâneo simulados foram obtidos através de três integrações do modelo

Eta/NOAH-MP (GAROFOLO et al., 2023c). As integrações utilizam condições de contorno provenientes do modelo global CanESM2 (ARORA et al., 2011) no período histórico e sob o cenário de mudanças climáticas RCP 8.5 (RIAHI et al., 2011). O período futuro analisado, 2070 até 2099, corresponde a uma projeção de aumento global da temperatura de aproximadamente 4°C. Nas simulações do clima presente (Base) foi utilizado o mapa de uso da terra de ESA-CCI no ano de 1992 (ESA, 2017). Para os cenários futuros foram consideradas duas alternativas de uso da terra, no experimento Vegetação Controle é considerado o uso da terra na sua situação atual, aquela do experimento Base. No experimento Reflorestamento, é considerado um cenário de reflorestamento da Mata Atlântica que visa a mitigação climática, produzido por Strassburg et al (2019).

As descargas líquidas em cada uma das bacias foram estimadas utilizando o modelo de Muskingum-Cunge para roteamento de ondas em canais. As lâminas espacializadas de escoamento superficial e subterrâneo, simuladas pelo modelo Eta/NOAH-MP, foram transladadas utilizando uma rede de drenagem estimada a partir do modelo digital de elevação SRTM (FARR et al., 2007) em cada bacia. Um módulo que considera a operação de reservatórios foi aplicado no modelo de roteamento.

Para incluir o efeito dos reservatórios foram consideradas a posição do mesmo, vazão mínima efluente, volume morto volume útil e volume máximo de cada reservatório. Para o estado de armazenamento inicial foi considerado o volume útil médio de cada um dos reservatórios. Também foram consideradas transposições e captações e lançamentos regionais. O módulo Reservatório considera a dinâmica das usinas e altera a vazão efluente de acordo com a situação em que se encontra os reservatórios. Quando há a presença de transposições, é subtraído o valor transposto, dando prioridade ao abastecimento humano e dessedentação animal, em casos de escassez.

### **7.3.3. Cenários de demandas futuras**

Os dados utilizados para o desenvolvimento dos cenários de demanda são baseados em planos de bacias e políticas públicas em cada uma das bacias às que correspondem os sistemas hídricos aqui analisados. Na bacia do rio Paraíba do sul, os dados da sub-bacia de Paraibuna foram obtidos a partir do Plano de Bacia da Unidade Gerenciamento de Recursos Hídricos do Paraíba do Sul (CEIVAP, 2017). Para a sub-bacia Santa Cecília

foram também consideradas as informações produzidas por Marques et al., (2020). Na bacia do rio Grande, os dados foram obtidos através do Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Grande (PIRH-BHRG, 2017). Na bacia do rio Doce, os dados foram obtidos através do Plano Integrado De Recurso Hídricos Da Bacia Hidrográfica do Rio Doce e Planos De Ações para as Unidades De Planejamento e Gestão De Recursos Hídricos No Âmbito Da Bacia Do Rio Doce (PIRH-BHRD, 2010).

Na sub-bacia de Paraibuna, o Comitê das Bacias Hidrográficas do Rio Paraíba do Sul, através do Plano de Bacias da Unidade Gerenciamento de Recursos Hídricos 02, a bacia do rio Paraíba do Sul, propôs valores de demandas futuras até 2030 através de um cenário apenas, o Cenário de Planejamento. O Cenário de Planejamento fundamenta-se, em termos gerais, no confronto entre as disponibilidades e tendências da evolução das demandas hídricas (CEIVAP, 2017). Os valores de demandas dos cenários contemplam seis temas de interesse para gestão dos recursos hídricos: dinâmica socioeconômica, demandas por recursos hídricos, disponibilidade de recursos hídricos, balanço versus disponibilidade, qualidade e saneamento básico. A dinâmica socioeconômica é calculada por meio da projeção populacional e projeção da evolução dos principais indicadores socioeconômicos regionais através de uma regressão linear a partir de dados dos setores censitários do IBGE de 2000 e 2010. Além disso, considera a projeção dos parâmetros econômicos dos indicadores relacionados aos setores primários, secundários e terciário, como estabelecimentos agropecuários, criação de animais, estabelecimentos industriais, mineradores e também, comércios e serviços. Como há uma progressão dos valores, os valores das projeções foram associados com a proposta dos cenários.

Na sub-bacia de Santa Cecília, também na bacia do rio Paraíba do Sul, os cenários de demanda foram baseados nos cenários de Marques et al., (2022), que são adaptados dos cenários de projeção de demanda do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado do Rio de Janeiro. Os valores de demanda propostos são baseados na Projeção futura de Demanda na RMRJ considerando redução nas perdas na distribuição até 2030, Consumo na RMRJ, na foz do Guandu e no Baixo Paraíba (MARQUES et al., 2022). O cenário Otimista, considera uma redução da demanda futura além de uma redução de 40% nas perdas na distribuição. Essa redução leva em consideração o consumo per capita sugerido pela Organização Mundial de Saúde (SNIS, 2016). Além disso, considera medidas de otimização do processo produtivo de empresas, como o reuso da água, uma vez que houve

negociações com a Secretaria Estadual do Ambiente nesta direção (MARQUES et al., 2020). O cenário Factível considera uma redução na demanda futura além de uma redução de 20% nas perdas na distribuição. Neste cenário, a redução é sugerida pela *American Water Works Association* (AWWA, 199). O cenário Tendencial mantém a taxa crescente de demanda hídrica da situação atual e não considera reduções no consumo de água na RMRJ. Todos esses cenários consideram o valor de 25 m<sup>3</sup>/s para a vazão ecológica no rio Guandu (COPPETEC, 2014).

Na sub-bacia Naque Velho, na bacia do rio Doce, através do Plano Integrado De Recurso Hídricos Da Bacia Hidrográfica do Rio Doce, são propostos 5 cenários até o ano de 2030: Tendencial, Desenvolvimento, Desenvolvimento com gestão, Pouco desenvolvimento, Pouco desenvolvimento com gestão. Todos eles partem dos valores de demanda de 2006. Neste trabalho foram considerados os cenários Desenvolvimento, Desenvolvimento com gestão e Pouco Desenvolvimento. O cenário Desenvolvimento considera um aumento na taxa de demanda hídrica para dessedentação animal, irrigação e industrial e corresponde à variação do cenário otimista do Plano Nacional de Energia. Este cenário é o que possui a maior taxa de demanda entre os cenários. O cenário Desenvolvimento com gestão corresponde a uma situação de melhoria da gestão dos recursos hídricos através do aumento da eficiência dos processos produtivos e, especialmente, pela redução de perdas das redes públicas de captação, tratamento e distribuição de água. Também, considera uma melhoria de 5% sobre a demanda do cenário Desenvolvimento voltada ao primeiro setor. Este cenário foi escolhido por buscar representar um desenvolvimento na economia atrelado às melhorias do sistema de distribuição, o que seria um futuro eficaz para fins hídricos. O cenário Pouco Desenvolvimento considera uma redução na taxa de demanda hídrica devido ao pouco desenvolvimento do primeiro setor, causando o efeito inverso na projeção do cenário Desenvolvimento. O pouco desenvolvimento, atrelado às taxas de crescimento populacional, pode causar a evasão da população em busca de melhores alternativas, se tornando assim, o cenário que demanda a menor taxa de recursos hídricos.

Na bacia do rio Grande, os cenários foram obtidos através do Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Grande. No plano são propostos os cenários Tendencial, Acelerado e Moderado. A concepção desses cenários se mecaniza na identificação e quantificação de três dinâmicas: forçantes exógenas, forçantes endógenas e gestão de recursos hídricos. Os rebatimentos das micro e macrodinâmicas na demanda por recursos

hídricos se articulam de duas formas distintas: através de elementos balizadores que são reflexos da macrodinâmica como população urbana e rural e produção econômica setorial. As microdinâmicas refletem alguns parâmetros de consumo de água levando em consideração atividades socioeconômicas como: consumo per capita da população urbana, índice de perdas nas redes de abastecimento, consumo de água industrial, demanda de irrigação, cargas poluentes geradas e remanescentes após tratamento. No cenário Tendencial, o futuro tende a manter as taxas de desenvolvimento do presente. No cenário Acelerado, as tendências passadas são exacerbadas por forte crescimento socioeconômico e por novos arranjos produtivos locais. E, por fim, no cenário Moderado, as tendências passadas também são exacerbadas, entretanto, a continuidade do crescimento socioeconômico acontece de forma moderada, voltado ao mercado externo devido ao baixo dinamismo interno do mercado local.

Com base nas informações coletadas foram propostos quatro cenários em cada um dos sistemas hídricos estudados levando em consideração a demanda futura projetada e a disponibilidade hídrica. Para isto foram levantadas informações sobre captações, lançamentos, transposições e vazão mínima defluente exigida pela legislação (ANA, 2016). A demanda total é o resultado da soma de captação, vazão mínima exigida e transposição subtraindo o valor de lançamento.

Para este trabalho foram definidos quatro cenários: Cenário Presente; e Cenários Futuros Moderado, Factível e Acelerado. O Cenário Presente é baseado em dados históricos observados. O Cenário Moderado tem por diretriz um cenário onde a demanda hídrica futura permanece num estado equivalente ou menor que o cenário Presente, isso através de políticas de redução de perdas, desacelero econômico e/ou baixo crescimento populacional. O Cenário Factível e o Cenário Acelerado apontam um aumento da demanda hídrica futura com a diferença em sua magnitude. O Cenário Factível idealiza um cenário onde não há bruscas alterações na dinâmica socioeconômica atual e mantém os índices de crescimento do Presente. O Cenário Acelerado imagina um aumento significativo da demanda hídrica futura através do crescimento populacional e do desenvolvimento econômico, sem atender completamente a um uso racional do recurso hídrico.

## **7.4. Resultados**

### **7.4.1. Cenários de demanda hídrica**

A partir dos dados de demanda hídrica presente e projeções futuras, foram gerados cenários de demanda hídrica futura a fim de avaliar os impactos das mudanças climáticas e reflorestamento na sustentabilidade hídrica de bacias (Tabela 7.1). Os cenários aqui propostos buscaram manter as diretrizes dos cenários propostos pelos Planos de Bacias através da quantidade demandada. O Cenário Acelerado, que demanda uma maior quantidade de água, é um cenário que considera um crescimento socioeconômico acelerado sem ênfase no uso racional da água. Este cenário foi baseado no Cenário Tendencial na bacia do rio Paraíba do Sul, Cenário Desenvolvimento na bacia do Rio Doce e Cenário Acelerado na bacia do rio Grande. O Cenário Factível é um cenário intermediário, onde há um aumento da demanda hídrica através do crescimento socioeconômico, porém há propostas de gestão e manejo hídrico. Este cenário segue o raciocínio dos cenários Desenvolvimento com Gestão, no Rio Doce, Moderado, no Rio Grande. O Cenário Moderado é o cenário que demanda a menor quantidade de água dentre eles, com propostas de redução de perdas e/ou baixo crescimento econômico, como utilizado nos cenários Otimista, na Bacia do Paraíba do Sul, Pouco Desenvolvimento, no Rio Doce, e Tendencial, no Rio Grande.

Em particular, na sub-bacia de Paraibuna, o Plano de Bacias utiliza horizontes temporais, com propostas entre os anos de 2019, 2023 e 2027, como marco para as políticas propostas e assumindo o aumento da demanda hídrica com o passar dos anos. Assim, manteve-se a mesma lógica para os cenários aqui propostos. O horizonte temporal com menor demanda, 2019, foi associado ao Cenário Moderado, demanda intermediária, 2023, com o Cenário Factível e Cenário Acelerado com o de maior demanda, 2027.

Tabela 7.1 - Cenários hidrológicos utilizados para o cálculo dos indicadores hidrológicos para as sub-bacias estudadas. N.O.: Não Ocorre. N.E.: Não encontrado.

Bacia	Sub-bacia	Nome	Cenários dos Planos	Fonte	Cenários	Demanda (m <sup>3</sup> /s-1)	Lançamentos (m <sup>3</sup> /s-1)	Transposição	Vazão Mínima (m <sup>3</sup> /s-1) Res 1188/2016	Demanda total (m <sup>3</sup> /s-1)
BRPS	9 - Paraibuna	UHE Paraibuna	Presente	PUGRH-BHRPS	Presente	0,70	0,410	N.O.	10,00	10,29
			2019		Cenário Moderado	1,04	0,413	N.O.	10,00	10,63
			2023		Cenário Factível	1,05	0,416	N.O.	10,00	10,63
	15 – Santa Cecília	UEL Santa Cecília	2027	PIRH-BHRPS, Marques et al., (2019)	Cenário Acelerado	1,07	0,418	N.O.	10,00	10,65
			Cenário Atual		Presente	0,00	N.E.	119,00	71,00	190,00
			Cenário Optimista		Cenário Moderado	0,00	N.E.	91,90	71,00	162,90
BRD	Naque Velho	UHE Porto Estrela	Cenário Factível	PIRH-BHRD	Cenário Factível	0,00	N.E.	100,90	71,00	171,90
			Cenário Tendencial		Cenário Acelerado	0,00	N.E.	127,70	71,00	198,70
			Cenário Atual		Presente	0,42	N.E.	N.O.	10,00	10,42
			Pouco Desenvolvimento e Desenvolvimento c/ Gestão		Cenário Moderado	0,82	N.E.	N.O.	10,00	10,82
BRG	Itutinga	UHE Camargos	Desenvolvimento	PIRH-BHRG	Cenário Factível	1,04	N.E.	N.O.	10,00	11,04
			Cenário Atual		Cenário Acelerado	1,12	N.E.	N.O.	10,00	11,12
			Cenário Tendencial		Presente	2,57	N.E.	N.O.	10,00	12,57
			Cenários Moderado		Cenários Moderado	3,33	N.E.	N.O.	10,00	13,33
			Cenário Acelerado		Cenário Factível	3,34	N.E.	N.O.	10,00	13,34
					Cenário Acelerado	3,42	N.E.	N.O.	10,00	13,42

#### 7.4.2. Índice de sustentabilidade

Em todos os sistemas analisados, a condição atual simulada pelo experimento Base, considerando o cenário de demandas Presente, mostra uma situação melhor que nas projeções futuras (Figura 7.2). No sistema hídrico UHE Porto Estrela na Bacia do Rio Doce a simulação do estado atual aponta um alto índice de sustentabilidade (Figura 7.2 a), como resultado da baixa vulnerabilidade e altas confiabilidade e resiliência. Situação similar foi apresentada nos sistemas hídricos UHE Paraibuna (Figura 7.2 c), na bacia do Paraíba do Sul, e Camargos (Figura 7.2 b), na bacia do Rio Grande. No sistema hídrico de Santa Cecília o SI é menor que nas outras bacias, puxado por uma vulnerabilidade mais elevada e menores resiliência e confiança (Figura 7.2 d).

Sob o efeito das mudanças climáticas, houve uma piora da situação dos sistemas hídricos estudados como mostram os resultados do experimento Vegetação Controle e Reflorestamento (Figura 7.2). Em geral, os indicadores Confiabilidade e Resiliência diminuem nas projeções futuras. O indicador Resiliência é o mais afetado pelas mudanças climáticas, a exceção da UEL Santa Cecília. Neste sistema hídrico, a Resiliência já apresentava baixos valores no Base, período histórico, sendo maior a diminuição da Confiabilidade sob mudanças climáticas. O caso mais extremo é o da UHE Paraibuna, onde a Resiliência passa a ter valores próximos de zero. Esta queda abrupta no indicador está associada com a vazão mínima estabelecida, pois o sistema só consegue se manter Resiliente quando opera com a vazão emergencial.

No geral, os sistemas hídricos com grandes reservatórios apresentam uma alta Confiabilidade e baixa Vulnerabilidade sob os cenários de demandas futuras, porém possuem uma baixa resiliência.

O indicador Vulnerabilidade aumenta em UEL Santa Cecília, enquanto mantém valores similares ao Base nos demais sistemas. Ao não possuir um reservatório que permita a regulação das vazões, o sistema é mais vulnerável às variações das vazões de entrada. Uma limitação desta análise é que foi considerado apenas a regulação do sistema hídrico Paraibuna nas águas acima de Santa Cecília. Em UEL Santa Cecília, os valores do Base sob demandas do cenário Presente denotam que os conflitos pelo uso da água neste sistema são marcantes desde a condição atual. Os experimentos de mudanças climáticas só exacerbam esses efeitos, diminuindo ainda mais a sustentabilidade desta estação.

Nos sistemas UHE Porto Estrela (Figura 7.2 a), UHE Camargos (Figura 7.2 b), cujas áreas de drenagem apresentam maiores taxas de reflorestamento, o experimento Vegetação Controle apontou uma situação melhor que o experimento Reflorestamento em Resiliência, Confiabilidade e SI. Nesses sistemas, a diminuição no SI está associada com menores Confiabilidade e Resiliência.

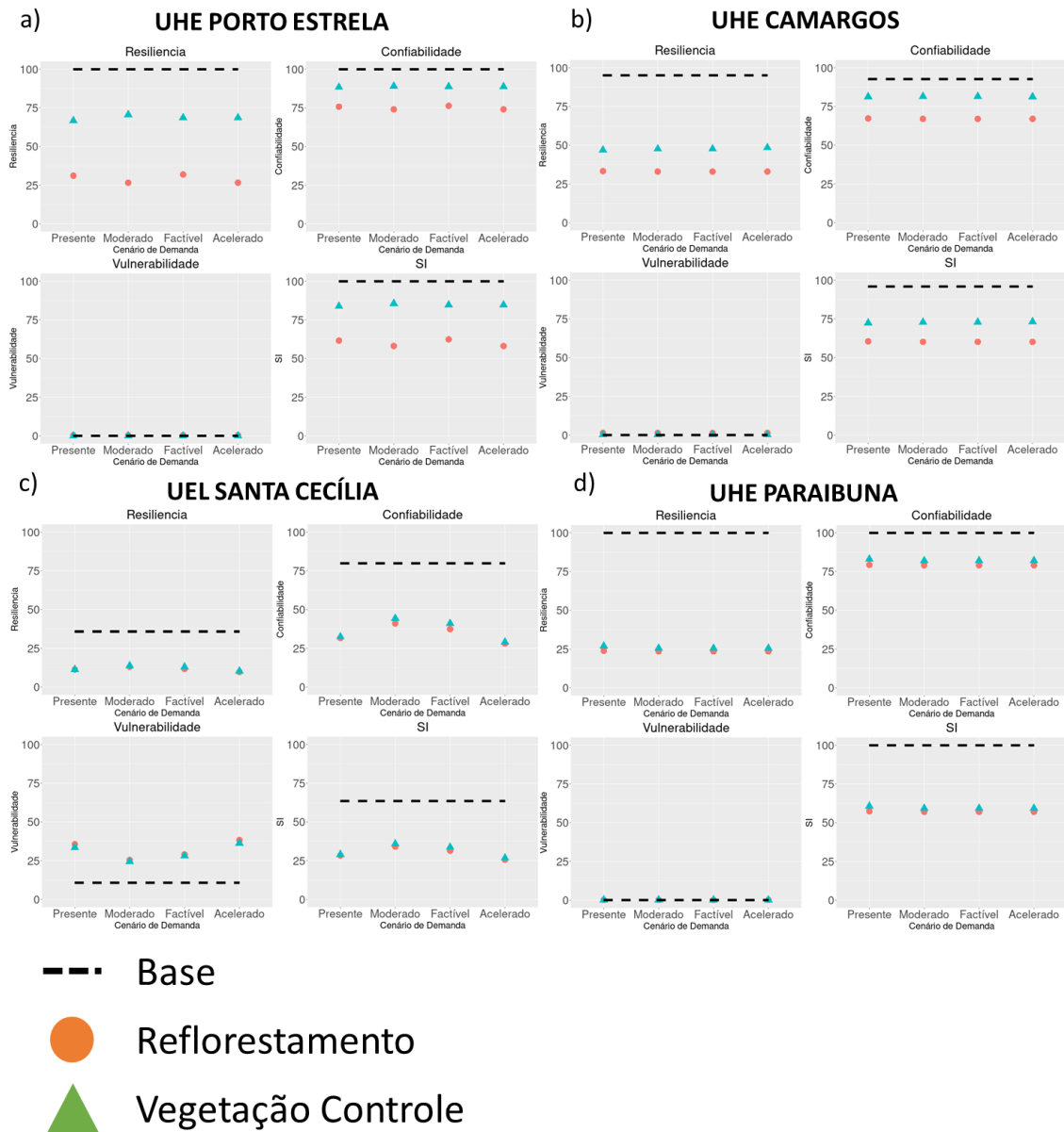
No sistema UHE Paraibuna (Figura 7.2 c), na bacia do Rio Paraíba do Sul, o efeito do reflorestamento é notado nos indicadores Resiliência, Confiabilidade e SI, dos quais atingiram valores menores que o experimento Vegetação Controle. No sistema UEL Santa Cecília (Figura 7.2 d), também na bacia do Rio Paraíba do Sul, o efeito do reflorestamento é notado apenas no indicador Confiabilidade quando considerado os cenários de demanda Moderado e Factível.

Nos sistemas UHE Porto Estrela e UHE Camargos, os cenários de demanda não afetam expressivamente os indicadores, que tem seu comportamento praticamente associado ao efeito das mudanças climáticas e o reflorestamento. Em ambos os sistemas, as mudanças climáticas diminuem o SI, sendo essa diminuição exacerbada pelo reflorestamento.

No sistema UEL Santa Cecília, os menores valores de SI são apresentados no cenário de demanda Presente, sob Reflorestamento, e no cenário de demanda Acelerado, sob ambas as condições de uso da terra. Em UHE Paraibuna, é o cenário de demanda Presente, associado ao Reflorestamento, quem produz os menores valores de SI.



Figura 7.2 - Índices de Performance de Sustentabilidade no Sistemas Hídricos (a) UHE Porto Estrela, (b) UHE Camargos, (c) UEL Santa Cecília e (d) UHE Paraibuna, considerando a disponibilidade hídrica sob o cenário de mudanças climáticas RCP8.5, entre os anos 2070-2099, e do uso da terra (Reflorestamento e Vegetação Controle) e quatro cenários de demanda hídrica (Presente, Moderado, Factível e Acelerado). A linha preta tracejada indica a condição do sistema na condição atual (Base).



### 7.4.3. WEI

Os valores de WEI obtidos pelo experimento Base mostraram que a maioria dos sistemas hídricos analisados não apresentava nenhum estresse hídrico no período histórico, com

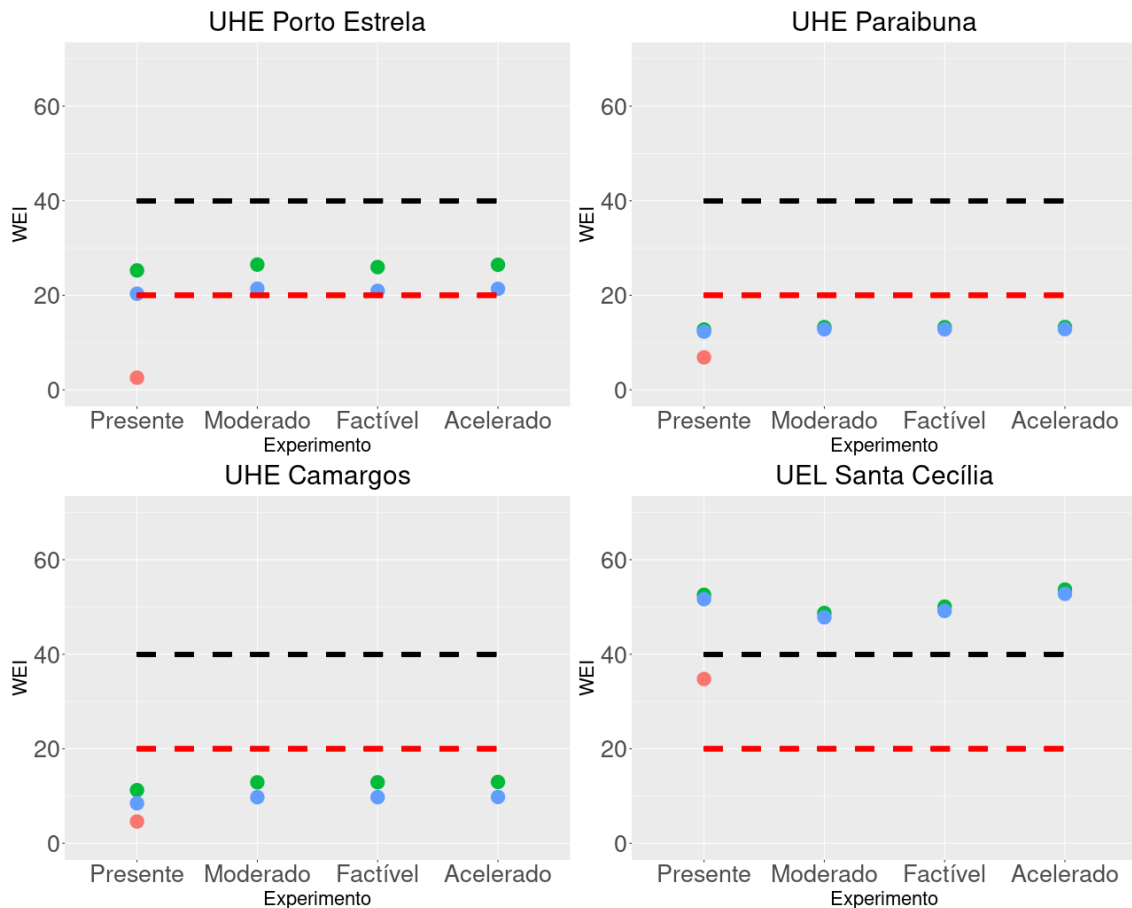
exceção da UEL Santa Cecília, onde ocorre uma transposição de água (Figura 7.3). A UHE Porto Estrela apresentou a melhor situação de disponibilidade hídrica, mostrando o menor valor de WEI.

Nas projeções futuras, sob o cenário de demanda Presente, os experimentos Reflorestamento e Vegetação Controle apontaram um aumento no índice WEI em todos os sistemas hídricos. Apesar do aumento do WEI, a UHE Camargos e UHE Paraibuna não demonstram estresse hídrico em nenhuma das projeções hidrológicas analisadas.

Entretanto, a UHE Porto Estrela, no rio Doce, apresentou o maior aumento no WEI entre todas as sub-bacias, atingindo o estresse hídrico para ambas as projeções hidrológicas em todos os cenários de demanda. Isso demonstra uma maior sensibilidade a mudanças desse sistema hídrico. Também, a UEL Santa Cecília, responsável por parte do abastecimento da RMRJ, apontou um aumento expressivo do índice WEI atingindo um estresse hídrico extremo no futuro. Mesmo com a diminuição das vazões de transposição, no cenário Moderado, a UEL Santa Cecília não será capaz de ofertar água suficiente para sanar todas suas necessidades a futuro.

O experimento que considera a restauração florestal apontou maiores valores de WEI que o experimento utilizando o uso da terra atual. Contudo, o experimento Reflorestamento não foi responsável por impor nenhum estresse hídrico que não tenha ocorrido também no experimento Vegetação Controle. O experimento Vegetação Controle apresentou índices menores devido à maior disponibilidade hídrica, principalmente nos períodos chuvosos.

Figura 7.3 - Índice de exploração hídrica (WEI) no Sistemas Hídricos (a) UHE Porto Estrela, (b) UHE Camargos, (c) UEL Santa Cecília e (d) UHE Paraibuna, considerando a disponibilidade hídrica sob o cenário de mudanças climáticas RCP8.5e do uso da terra Reflorestamento (REFL) e Vegetação Controle (VC), entre os anos 2070-2099, e quatro cenários de demanda hídrica (Presente, Moderado, Factível e Acelerado). A linha vermelha tracejada indica o estado Estresse hídrico; a linha preta tracejada estado Estresse hídrico extremo.



#### 7.4.4. SPEI

As variações entre clima seco e úmido são mais frequentes quando analisados em escala mensal do que em escala anual. Em um clima com marcada variação sazonal das precipitações, como é caso da região onde se encontram inseridas as bacias estudadas, o SPEI acusa uma maior variabilidade nas escalas mensais e. Na escala anual, as variações do índice resultam da integração das épocas úmidas e secas, possibilitando a identificação de grandes períodos de secas.

Em relação às projeções, o experimento Reflorestamento, que considera um cenário de restauração florestal, mostrou resultados mais próximos do experimento Base que o

experimento Vegetação Controle (Figura 7.4). O SPEI apresenta um alto número de alternâncias entre clima seco e úmido ao longo de todo o período estudado, sem apresentar grandes períodos de secas consecutivos. Esse comportamento se repete na escala mensal e anual. Em contrapartida, o experimento Vegetação Controle obteve valores negativos de SPEI ao longo dos primeiros 10 anos. Na escala mensal, o SPEI reflete a variação sazonal, mas durante a primeira parte do período, a intensidade dos eventos de seca supera aquela nos períodos úmida. Este comportamento, na escala anual resulta num grande evento de seca neste período. Para o final do período, após 2080, o experimento Vegetação Controle apresenta períodos úmidos mais intensos na escala mensal, e uma predominância de períodos consecutivos de anos úmidos na escala anual.

As curvas de frequência do Índice SPEI (Figura 7.5) apontam um achatamento da forma em relação ao Base, com valores mínimos menores e valores máximos maiores, o que indica uma amplitude menor. Apesar do achatamento, o experimento Reflorestamento obteve resultados mais semelhantes ao Base, enquanto no experimento Vegetação Controle, o efeito foi mais exacerbado. O maior achatamento da curva do experimento Vegetação Controle vai de encontro com os resultados apontados na série temporal, com menores variações e período secos e úmidos bem demarcados.

Considerando o valor de SPEI com frequências acumuladas de ocorrência de 10% ( $P(\text{SPEI} \leq x) = 10\%$ ), as secas são mais extremas no experimento Reflorestamento (Tabela 7.2). Por outro lado, para secas que ocorrem com 2% de frequência ( $P(\text{SPEI} \leq x) = 2\%$ ), o SPEI é menor no Reflorestamento apenas em Paraibuna, apresentando secas menos extremas que o Vegetação Controle nos demais sistemas. Em UHE Camargos e Santa Cecília, o experimento Reflorestamento também mostra uma redução na severidade destas secas com respeito ao histórico (Base). Em Paraibuna as secas menos severas são mostradas pelo experimento Vegetação Controle.

O valor -1 do SPEI, limite adotado para se considerar um estado de seca extrema, possui menor frequência no experimento Vegetação Controle em todos os sistemas analisados. Na percentagem de meses com SPEI menor ou igual a -1, o experimento Reflorestamento apontou valores menores em relação aos experimentos Base e Vegetação Controle.

O máximo de meses consecutivos em que o SPEI atinge um valor menor ou igual a -1 aumentou nos dois experimentos futuros em relação ao Base em todos os sistemas

estudados (Tabela 7.2). A diferença nos valores deste indicador, entre ambos os experimentos futuros, foi maior em UHE Porto Estrela na bacia do Rio Doce, onde o aumento de meses secos consecutivos chega a quase dois anos no experimento Vegetação Controle, em comparação com 9 meses no Base e 14 no Reflorestamento. O experimento Vegetação Controle, se mostrou mais suscetíveis às secas que o experimento Reflorestamento. A melhoria na ocorrência de secas no Reflorestamento está associada com a modificação do clima local proporcionado pela presença da floresta.

Figura 7.4 – Variação temporal do SPEI mensal e anual para os experimentos Base (linha preta), RFL - Reflorestamento (linha vermelha) e VC - Vegetação Controle (linha azul).

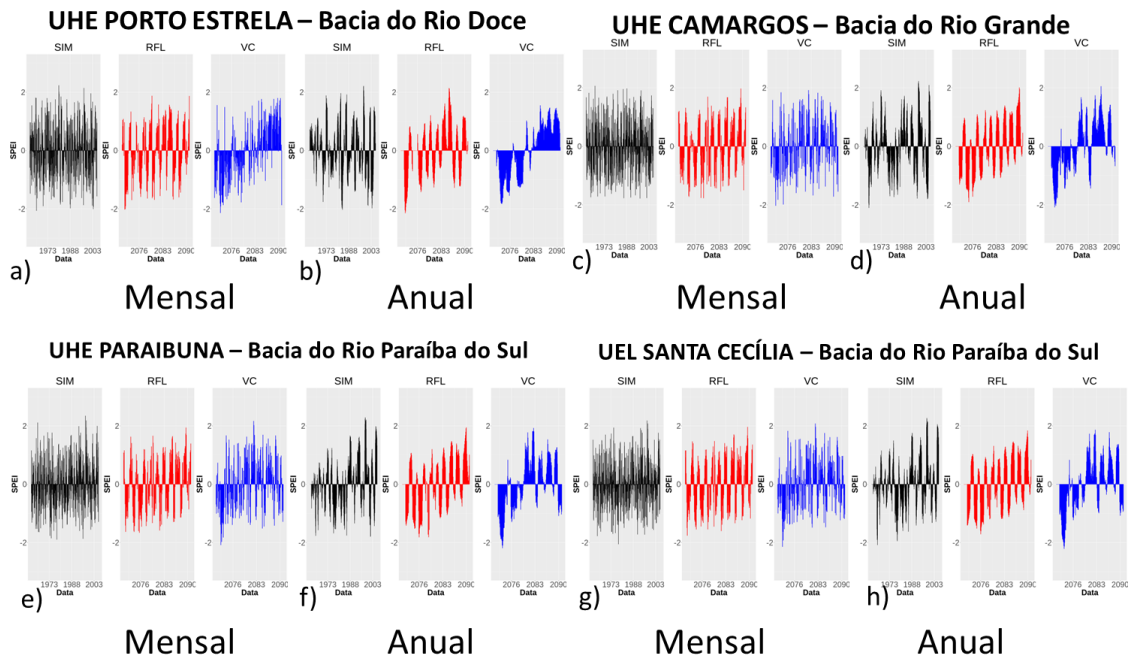


Figura 7.5 - Curva de probabilidade de ocorrência do SPEI dos experimentos Base, Reflorestamento e Vegetação Controle para os sistemas a) UHE Porto Estrela, b) UHE Camargos, c) UHE Paraibuna e d) UEL Santa Cecília.

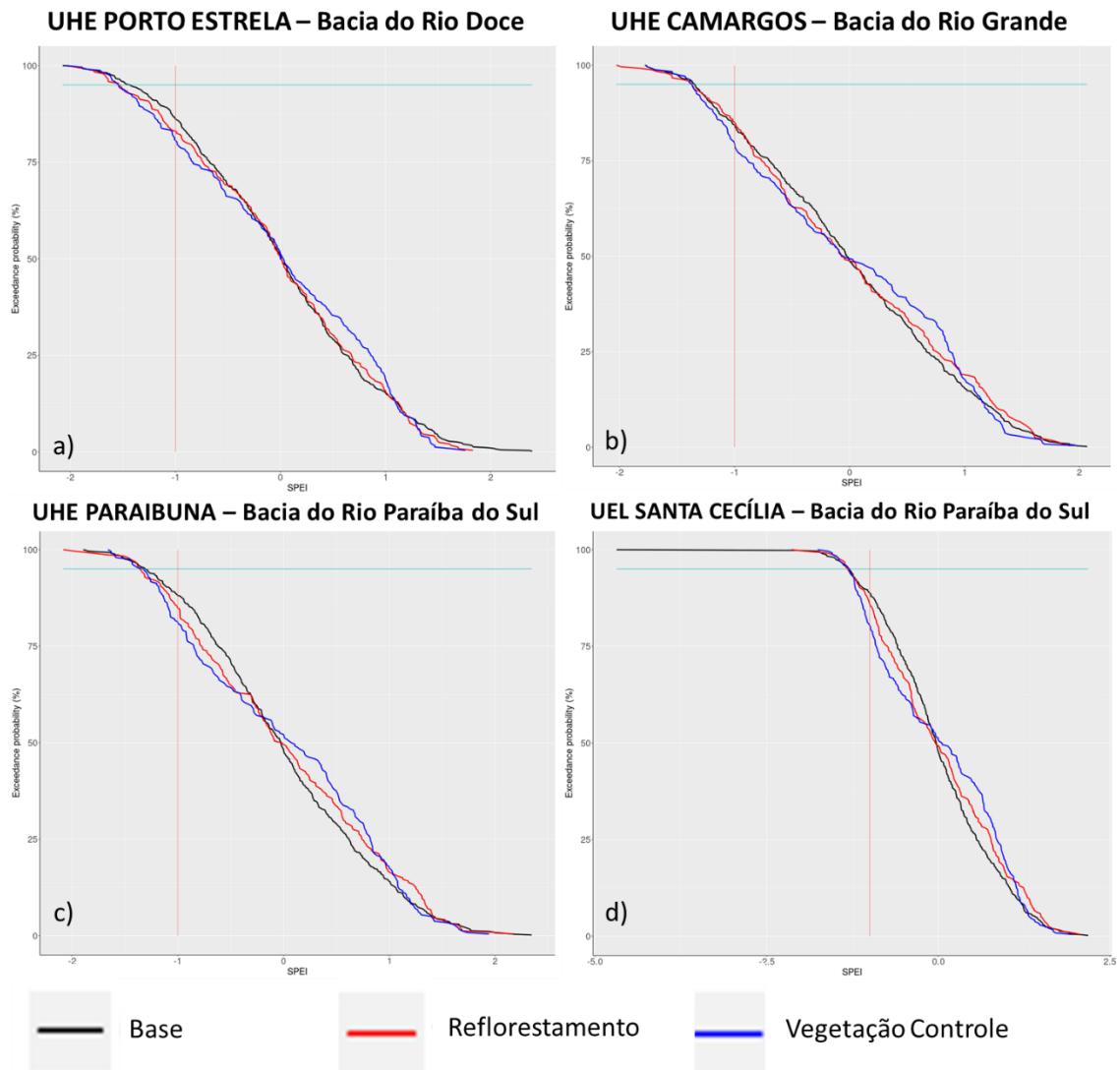


Tabela 7.2 – Máximo de meses secos consecutivos abaixo do limiar de SPEI -1, porcentagem de meses secos, probabilidade de ocorrência de 2% e 10% para os sistemas UHE Camargos, UHE Porto Estrela, UHE Paraibuna e UEL Santa Cecília.

Bacia	Sistema	Experi- mento	Máximo de meses secos consecutivos (Limiar: -1.)	Porcentagem de meses secos		
				(Limiar: -1.)	2%	10%
Grande	UHE Camargos	Base	9	51,3	-1,559	-1,198
		REFL	16	50,8	-1,541	-1,250
		VC	14	51,3	-1,609	-1,160
Doce	UHE Porto Estrela	Base	9	49,4	-1,644	-1,155
		REFL	14	48,8	-1,669	-1,348
		VC	23	49,6	-1,708	-1,237
Paraíba do Sul	UHE Paraibuna	Base	11	52,0	-1,526	-1,079
		Refl	17	47,9	-1,585	-1,180
		VC	15	50,8	-1,480	-1,139
Paraíba do Sul	UEL Santa Cecília	Base	7	52,2	-1,529	-1,091
		REFL	16	49,2	-1,468	-1,210
		VC	14	50,8	-1,474	-1,134

## 7.5. Conclusão

A análise exploratória de cenários de demandas por água sob efeitos das mudanças climáticas e restauração florestal sugere que os sistemas estudados apresentam carências. A análise dos índices indica o agravamento do desempenho dos sistemas sob efeitos das mudanças climáticas, afetando diretamente a sustentabilidade dos sistemas hídricos locais.

O impacto das mudanças climáticas afeta a disponibilidade hídrica nas bacias. O cenário de mudanças climáticas associados com um incremento de temperatura média global próxima a 4C, aplicado neste estudo, resulta, em geral, no incremento de severidade das secas e de sua duração. A diminuição da disponibilidade hídrica resulta no incremento do estresse hídrico em todos os sistemas estudados, diminuindo a capacidade do sistema hídrico satisfazer a demanda por água e sua capacidade de recuperação após eventos de déficit. Isto resulta em estados de menor sustentabilidade.

O reflorestamento mostra maior influência no estado dos sistemas hídricos em bacias onde as taxas de reflorestamento são maiores. Nestes, o reflorestamento contribui com o

aumento do estresse hídrico e a diminuição da sustentabilidade, exacerbando assim o efeito do cenário de mudanças climáticas.

Em geral, nos sistemas de grandes reservatórios, as demandas potenciais, derivadas das políticas propostas, possuem pouco ou nenhuma influência no estado de sustentabilidade, diante dos efeitos do cenário de mudanças climáticas e reflorestamento. Entretanto, nenhum dos sistemas de grandes reservatórios se mostra vulnerável quanto à oferta de água futura para as demandas propostas pelos cenários.

Todos os cenários de demandas propostos pelos órgãos responsáveis obtiveram índices piores que os obtidos pelo Base. Esse resultado deve soar como um alerta para os tomadores de decisão em relação a considerar as mudanças climáticas e seus efeitos na hidrologia para um melhor prognóstico, com programas, planos e metas fiéis às possíveis realidades futuras. Por fim, cabe destacar a importância da análise de cenários de projeções futuras de demanda por água a fim de incorporar propostas de mudanças em prol do desenvolvimento sustentável.



## 8. CONCLUSÃO GERAL

A abordagem de blocos e 12 camadas de profundidade do solo utilizado pelo modelo Eta/Noah-MP reproduziu as principais características climatológicas da América do Sul, representando de forma satisfatória a sazonalidade da precipitação e temperatura, com algumas diferenças nas magnitudes. Comparado a outras aplicações, a metodologia aqui empregada resultou numa maior amplitude de temperatura, principalmente nas regiões subtropicais e temperadas, mais ao sul do continente. Em relação aos experimentos futuros considerando o cenário de mudanças climática RCP 8.5, há um aumento da temperatura em quase todo o continente e uma diminuição das chuvas, principalmente no Sudeste Brasileiro. O experimento que considera a restauração florestal apontou um arrefecimento da temperatura em até 1 °C nas regiões onde houve o reflorestamento. Também, houve uma diminuição das taxas de chuva, principalmente das precipitações extremas.

A diminuição nos valores precipitados contribuiu para uma diminuição nas vazões nas bacias do rio Doce, Grande e Paraíba do Sul. O impacto local do reflorestamento nas taxas de chuva colaborou com um maior conteúdo de umidade na camada mais superficial do solo em algumas bacias. No entanto, a presença da vegetação florestal ocasionou também uma maior evapotranspiração nos meses mais secos, associada com a maior profundidade radicular da floresta, resultado em menores conteúdos de umidade na zona de raízes. A redução nas vazões, resultante da combinação do impacto das mudanças climáticas e do reflorestamento, podem comprometer a disponibilidade hídrica nos sistemas que abastecem as populações da região. A presença da floresta resultou na diminuição dos picos máximos no período, sugerindo uma menor vulnerabilidade a inundações na bacia, e uma maior regulação das vazões, permitindo um melhor aproveitamento.

A diminuição da precipitação futura resultou no aumento da quantidade e duração de eventos de seca sob o efeito das mudanças climáticas. Também, a diminuição da vazão causou um agravamento do estresse hídrico dos sistemas hídricos locais. Houve uma diminuição nos indicadores de sustentabilidade, principalmente nos sistemas de reservatório. Apesar do agravamento, os sistemas de reservatório se mostraram menos vulneráveis, enquanto a usina de bombeamento apontou índices menos favoráveis. Nos

sistemas hídricos localizados em bacias onde as taxas de reflorestamento os impactos das mudanças climáticas tendem a ser exacerbados. Não obstante, o impacto das mudanças climáticas, nas projeções aqui analisadas, supera amplamente o impacto do reflorestamento.

A análises dos cenários de demandas, construídos com base em políticas de gestão e manejo dos recursos hídricos plasmadas nos Planos de Bacias das bacias estudadas, mostra que o planejamento proposto poderá não ser eficiente em lidar com os impactos das mudanças climáticas sob o cenário extremo considerado. O planejamento deverá incorporar, nestas bacias, estratégias de adaptação que permitam lidar não apenas com a diminuição da disponibilidade hídrica, mas também com ciclos longos de secas extremas que aumentam o estresse dos sistemas hídricos e diminuem sua capacidade de recuperação.

O estudo possibilitou a percepção de uma relação entre taxa de restauração, impacto da vazão e sustentabilidade hídrica, buscando a otimização de todos os componentes que envolvem a restauração florestal, desde as preocupações ambientais, sociais e econômicas que envolvem a implementação de uma restauração florestal. Esses resultados fornecem um arcabouço técnico-científico do papel da restauração florestal frente às mudanças climáticas, considerando diferentes escalas espaciais e socioeconômicas.

Vale ressaltar que o reflorestamento foi analisado em termos de ciclo hidrológico, sendo mais específico, de forma quantitativa. É sabido que os efeitos do reflorestamento vão muito além da quantidade de água produzida. O arrefecimento da temperatura, como apontado neste trabalho, é um dos efeitos positivos do reflorestamento além da melhora na qualidade da água (KELLER; FOX, 2019), o estoque de carbono (BUSTAMANTE et al., 2019; POORTER et al., 2016), na geração de benefícios para a biodiversidade (MATOS et al., 2019), entre outros serviços ecossistêmicos essenciais (STRAND et al., 2018; STRASSBURG et al., 2016).

Ainda, trabalhos futuros buscarão averiguar os diferentes vieses entre a aplicação aqui proposta com outras aplicações a fim de uma melhor representatividade do clima continental, além da integração de outros cenários futuros de mudanças climáticas e diferentes políticas de manejo florestal. Essas integrações possibilitarão uma visão cada vez mais ampla dos futuros possíveis em relação demanda por água além de efeitos

conjuntos do reflorestamento. Esse avanço no conhecimento do papel das florestas sob efeitos das mudanças climáticas irá possibilitar práticas mais eficientes nessa árdua luta contra os efeitos das mudanças climáticas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABOU RAFEE, S. A. et al. Land use and cover changes versus climate shift: who is the main player in river discharge? A case study in the Upper Paraná River Basin. **Journal of Environmental Management**, v. 309, e114651, 2022.

AFZAL, M.; RAGAB, R. How do climate and land use changes affect the water cycle? Modelling study including future drought events prediction using reliable drought indices. **Irrigation and Drainage**, v. 69, n. 4, p. 806-825, 2020.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2018**: informe anual. Brasília: ANA, 2018.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil**. Brasília: ANA, 2019.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). **Relatório ANEEL 2012**. Brasília: ANEEL, 2013.

ALIFU, H. et al. Enhancement of river flooding due to global warming. **Scientific Reports**, v. 12, n. 1, e20687, 2022.

ALLASIA, D. G. et al. Large basin simulation experience in South America. **IAHS Publication**, v. 303, n. 360, 2006.

ALMEIDA, A. C. et al. Quantifying the effects of Eucalyptus plantations and management on water resources at plot and catchment scales. **Hydrological Processes**, 2016. Doi:10.1002/hyp.10992.

AL-SAFI, H. I. J.; SARUKKALIGE, P. R. The application of conceptual modelling to assess the impacts of future climate change on the hydrological response of the Harvey River catchment. **Journal of Hydro-environment Research**, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jher.2018.01.006>.

ALSHAMMARI, E. et al. The impacts of land use changes in urban hydrology, runoff and flooding: a review. **Current Urban Studies**, v. 11, n. 1, p.120-141, 2023.

ALVES, B. C. C.; SOUZA FILHO, F. D. A. D.; SILVEIRA, C. D. S. Análise de tendências e padrões de variação das séries históricas de vazões do Operador Nacional do Sistema (ONS). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 4, p.19-34, 2013.

ALVES, L. M. et al. Assessment of rainfall variability and future change in Brazil across multiple timescales. **International Journal of Climatology**, v.41, e1875-e1888, 2021.

ALVES, L.M. et al. Início da estação chuvosa na região Sudeste do Brasil: parte 1: estudos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.3, p.385-394, 2005.

AMENT, F.; SIMMER, C. Improved representation of land-surface heterogeneity in a non-hydrostatic numerical weather prediction model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 121, p. 153-174, 2006.

AMERICAN WATER WORKS ASSOCIATION (AWWA). **Residential end uses of water**. Denver: AWWA, 1999.

ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, v. 291, p. 1–27, 2004.

ARNAULT, J. et al. Role of runoff–infiltration partitioning and weather overland flow on land–atmosphere feedbacks: a case study with the WRF-Hydro coupled modeling system for West Africa. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 5, p. 1489-1516, 2016.

ARORA, V. K.; BOER, G. J. A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models. **Global Change Biology**, v. 11, n. 1, p. 39–59, 2005.

ARORA, V. K.; BOER, G. J. Uncertainties in the 20th century carbon budget associated with land use change. **Global Change Biology**, v. 16, n. 12, p.3327–3348, 2010.

ARORA, V. K. et al. The effect of terrestrial photosynthesis down regulation on the twentieth-century carbon budget simulated with the CCCma Earth System Model. **Journal of Climate**, v.22, p. 6066–6088, 2009.

ARORA, V. K.; MATTHEWS, H. D. Characterizing uncertainty in modeling primary terrestrial ecosystem processes. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 23, 2009. Doi: 10.1029/2008GB003398.

ARORA, V. K. et al. Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. **Geophysical Research Letters**, v. 38, L05805, 2011. Doi: 10.1029/2010GL046270.

AVISSAR, R. Conceptual aspects of a statistical-dynamical approach to represent landscape subgrid-scale heterogeneities in atmospheric models. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 2729-2742, 1992.

AVISSAR, R.; WERTH, D. Global hydroclimatological teleconnections resulting from tropical deforestation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, p.134–145, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JHM406.1>.

AYGÜN, O.; KINNARD, C.; CAMPEAU, S. Impacts of climate change on the hydroweather northern midlatitude cold regions. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 44, n. 3, p. 338-375, 2020.

AZIZI, H.; NEJATIAN, N. Evaluation of the climate change impact on the intensity and return period for drought indices of SPI and SPEI (study area: Varamin plain). **Water Supply**, v. 22, n. 4, p. 4373-4386, 2022.

BAE, D. H.; GEORGAKAKOS, K. P.; NANDA, S. K. Operational forecasting with real-time databases. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 121, n. 1, p. 49-60, 1995.

BALSAMO, G. et al. A revised hydrology for the ECMWF model: verification from field site to terrestrial water storage and impact in the Integrated Forecast System. **Journal of hydrometeorology**, v. 10, n. 3, p. 623-643, 2009.

BANKES, S. Exploratory modeling for policy analysis. **Operation Research**, v. 41, n. 3, p. 435-449, 1993.

BARNEY, G. **The global 2000: report to the President of the U.S.: entering the twenty-first century**. New York: Pergamon, 1980.

BARTHOLOME, E.; ALLAN, S. B. GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, n. 9, p.1959-1977, 2005.

BATHURST, J. C. et al. Forests and floods: using field evidence to reconcile analysis methods. **Hydrological Processes**, v. 34, n. 15, p. 3295-3310, 2020.

BETTS, A. K. et al. Assessment of the land surface and boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta model using FIFE data. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 11, p. 2896-2916, 1997.

BETTS, A.; MILLER, M. A new convective adjustment scheme, part II: single column mode tests using GATE wave, Bomex and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.112, p. 693-709, 1986.

BILLA, L. **Application of hydro-meteorological model and gis in short range severe flood forecasting and mapping**. 2006. Thesis (PhD) - Universiti Putra, Malaysia, 2006.

BLÖSCHL, G. et al. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? **Hydrological Processes**, v. 21, n. 9, p. 1241-1247, 2007.

BONAN, G. B. Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces. **Journal of Climate**, 1995.

BONELL, M.; BRUINJZELL, L. A. **Forests, water and people in the humid tropics: past, present and future hydrological research for integrated land and water management**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

BOTTA, A.; RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J. A. **LBA-ECO LC-04 THMB model simulations for the Amazon and Tocantins basins: 1939-1998**. 2012. Disponível em: <http://daac.ornl.gov>.

BOU-ZEID, E. et al. The persistent challenge of surface heterogeneity in boundary-layer meteorology: a review. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 177, p. 227-245, 2020.

BOWLING, L. C. et al. Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne–Kalix basin: PILPS Phase 2 (e): 1: experiment description and summary intercomparisons. **Global and Planetary Change**, v. 38, n. 1/2, p. 1-30, 2003.

BRASIL. MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES (MCTI). **Quarta comunicação nacional do Brasil à convenção quadro das Nações Unidas sobre mudança do clima**. Brasília: MCTI, 2021. 620p.

BRASILIENSE, C. S. et al. Climatologias da temperatura do ar e da precipitação na Bacia do Rio Paraíba do Sul, região sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 43, n. 1, p. 355-365, 2020.

BROWN, A. E. et al. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alteration. **Journal of Hydrology**, v. 310, n. 1/4, p. 28-61, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.010>.

BRUIJNZEEL, L. A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 104, p.185–228, 2004. Doi: 10.1016/j.agee.2004.01.015.

BUENDIA, C. et al. Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. **Science of Total Environment**, v. 540, p. 144-157, 2016. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.005>.

BURROWS, B.; MAYNE, A.; NEWBURY, P. **Into the 21st century: a handbook for a sustainable future**. Adamantine, Twickenham: [s.n.], 1991.

BUSTAMANTE, M. M. C. et al. Ecological restoration as a strategy for mitigating and adapting to climate change: lessons and challenges from Brazil. **Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change**, v.24, n. 3, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11027-018-9837-5>.

CANNON, A. J.; SOBIE, S. R.; MURDOCK, T. Q. Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: how well do methods preserve changes in quantiles and extremes? **Journal of Climate**, v. 28, n. 17, p. 6938-6959, 2015.

CAO, Q.; LIU, Y.; GEORGESCU, M.; WU, J. Impacts of landscape changes on local and regional climate: a systematic review. **Landscape Ecology**, v. 35, p. 1269-1290, 2020.

CARRIELO, F. **A região do Vale do Paraíba Paulista analisada sob a ótica da ecologia de paisagens: mudanças no uso e cobertura da terra entre o período de 1986 e 2010**. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012.

CASADEI, S.; PEPPOLONI, F.; PIERLEONI, A. A new approach to calculate the water exploitation index (WEI+). **Water**, v.12, n. 11, e3227, 2020.

CERÓN, W. L. et al. Recent intensification of extreme precipitation events in the La Plata Basin in Southern South America (1981–2018). **Atmospheric Research**, v. 249, e105299, 2021.

CHAGAS, V. B.; CHAFFE, P. L.; BLÖSCHL, G. Climate and land management accelerate the Brazilian water cycle. **Nature Communications**, v. 13, n. 1, e 5136, 2022.

CHASE, T. N. et al. Simulated impacts of historical landcover changes on global climate in northern winter. **Climate Dynamics**, v.16, p. 93-105, 2000.

CHEN, J. M.; CIHLAR, J. Retrieving leaf area index of boreal conifer forests using Landsat TM images. **Remote Sensing of Environment**, v. 55, n. 2, p. 153-162, 1996.

CHERKAAUER, K. A.; LETTENMAIER, D. P. Simulation of spatial variability in snow and frozen soil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D22, 2003.

CHIM, K. et al. Identifying future climate change and drought detection using CanESM2 in the upper Siem Reap River, Cambodia. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 94, e 101182, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2020.101182>.

CHNG, B.; KHUP, P. K.; PUTRA, N. A. **Water security: issues and challenges in SEA**. [S.l.]: NTS, 2008.

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L. Evaluation of Eta model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v.12, p. 537-555, 2005.

CHOU, S. C. et al. Assessment of climate change over South America under RCP 4.5 and 8.5 downscaling scenarios. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 512-525, 2014. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.4236/ajcc.2014.35043>.

CHOU, S. C. et al. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 3/4, p. 635-653, 2011. Doi:10.1007/s00382-011-1002-8.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1988.

CHRISTENSEN, O. B. et al. **The HIRHAM regional climate model version 5**. Copenhagen? Danish Meteorological Institute, 2006.

CLARK, E. A. et al. Continental runoff into the oceans (1950-2008). **American Meteorological Society**, 2015. Doi: 10.1175/JHM-D-14-0183.1.

CLAUSSEN, M. Estimation of areally-averaged surface fluxes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 54, n. 4, p. 387-410, 1991.



COE, M. T. Modeling terrestrial hydrological systems at the continental scale: testing the accuracy of an atmospheric GCM. **Journal of Climate**, v. 13, n. 4, p. 686-704, 2000.

COLLINS, W. J. et al. Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. **Geoscience Model Development**, v.4, p. 1051-1075, 2011.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change? **Journal of Hydrology**, v. 245, n. 1/4, p. 218-238, 2001.

COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DOCE (CBH-DOCE). **Plano integrado de recursos hídricos da bacia hidrográfica do Rio Doce e planos de ações para as unidades de planejamento e gestão de recursos hídricos no âmbito da bacia do Rio Doce: relatório final**. [S.l.]: CBH, 2010.

COOK, K. H. et al. Seasonal asymmetry of equatorial East African rainfall projections: Understanding differences between the response of the long rains and the short rains to increased greenhouse gases. **Climate Dynamics**, v. 55, p. 1759-1777, 2020.

COPPETEC. **Plano estadual de recursos hídricos do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: COPPETEC, 2014.

CUPOLILLO, F.; ABREU, M. L.; VIANELLO, R. L. Climatologia da bacia do rio Doce e sua relação com a topografia local. **Revista Geografias**, p.45-60, 2008.

DA ENCARNAÇÃO PAIVA, A. C. et al. Urban expansion and its impact on water security: the case of the Paraíba do Sul River Basin, São Paulo, Brazil. **Science of the Total Environment**, v. 720, e137509, 2020.

DA SILVA, P. E. et al. Precipitation and air temperature extremes in the Amazon and northeast Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 2, p. 579-595, 2019.

DABA, M. H.; YOU, S. Assessment of climate change impacts on river flow regimes in the upstream of Awash Basin, Ethiopia: based on IPCC fifth assessment report (AR5) climate change scenarios. **Hydrology**, v. 7, n. 4, e 98, 2020.

DAI, A.; BLOECKER, C. E. Impacts of internal variability on temperature and precipitation trends in large ensemble simulations by two climate models. **Climatic Dynamics**, v. 52, p. 289–306, 2018. Doi:10.1007/s00382-018-4132-4.

DAI, Y. et al. The common land model. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, n. 8, p. 1013-1024, 2003.

DANANDEH MEHR, A. et al. Climate change impacts on meteorological drought using SPI and SPEI: Case study of Ankara, Turkey. **Hydrological Sciences Journal**, v. 65, n. 2, p. 254-268, 2020.

DAVID, C. H. et al. River network routing on the NHDPlus dataset. **Journal of Hydrometeorology**, v.12, n. 5, p. 913–934, 2011.

- DEARDORF, J. W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, p. 1889–1903, 1978.
- DEBORTOLI, N. et al. Detecting deforestation impacts in Southern Amazonia rainfall using rain gauges. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 6, p. 2889-2900, 2016. Doi: 10.1002/joc.4886.
- DEFOURNY, P. et al. Global and regional land cover mapping and characterization for climate modelling: current achievements of the Land Cover component of the ESA Climate Change Initiative. In: LIVING PLANET SYMPOSIUM, 2016. **Proceedings...** 2016.
- DERECZYNSKI, C. et al. Downscaling of climate extremes over South America – Part I: model evaluation in the reference climate. **Weather and Climate Extremes**, v. 29, e100273, 2020. Doi:10.1016/j.wace.2020.100273.
- DESSAI, S.; HULME, M. Does climate adaptation policy need probabilities? **Climate Policy**, v. 4, 2004.
- DESSAI, S. et al. Do we need better predictions to adapt to a changing climate? **EOS**, v. 90, p. 111–112, 2009.
- DEVARAJ, N. et al. An insight on the speciation and genetical imprint of bicarbonate ion in the groundwater along K/T boundary, South India. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, p. 1-18, 2018.
- DEY, M. M. et al. Weather impact of climate change and climate change adaptation strategies for fisheries sector in Solomon Islands: Implication for food security. **Marine Policy**, v. 67, p. 171-178, 2016.
- DI VITTORIO, A. V. et al. Initial land use/cover distribution substantially affects global carbon and local temperature projections in the integrated orna system model. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 34, n. 5, e2019GB006383, 2020.
- DIB, V. et al. Shedding light on the complex relationship between forest restoration and water services. **Restoration Ecology**, e13890, 2023.
- DICKINSON, R. E.; CICERONE, R. J. Future global warming from atmospheric trace gases. **Nature**, v. 319, p.109–115, 1986. Doi:10.1038/319109a0.
- DICKINSON, R. E. et al. Interactive canopies for a climate model. **Journal of Climate**, v.11, p. 2823–2836, 1998. Doi:10.1175/1520-0442(1998)011<2823:ICFACM>2.0.CO;2.
- DOS SANTOS, J. Y. G. et al. Modeling the impacts of future LULC and climate change on runoff and sediment yield in a strategic basin in the Caatinga/Atlantic forest ecotone of Brazil. **Catena**, v. 203, e105308, 2021.

DUFFY, P. B. et al. Projections of future meteorological drought and wet periods in the Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 112, p. 13172–13177, 2015.

EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY (EEA). **The European environment – state and outlook**. Copenhagen: EEA, 2005.

EHSANI, N. et al. Reservoir operations under climate change: storage capacity options to mitigate risk. **Journal of Hydrology**, v. 555, p. 435-446, 2017.

ELETROBRAS. **Relatório anual 2018**. [S.l.]: Eletrobras, 2018.

ELLISON, D. et al. Trees, forests and water: cool insights for a hot world. **Global Environmental Change**, v. 43, p. 51-61, 2017.

EMANUEL, K. Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century. **PNAS**, v. 110, n. 30, p. 12219-12224, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1073/pnas.1301293110>.

ESPINOZA VILLAR, J. C. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 1574–1594, 2009. Doi:10.1002/joc.1791.

EYRING, V. et al. Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. **Geoscientific Model Development**, v. 8, n. 12, p. 10,539–10,583, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmdd-8-10539-2015>.

FALCO, M. et al. Assessment of CORDEX simulations over South America: added value on seasonal climatology and resolution considerations. **Climate Dynamics**, v. 52, p. 4771–4786, 2018. Doi: 10.1007/s00382-018-4412-z.

FALKENMARK, M.; ROCKSTRÖM, J. The new blue and green water paradigm: breaking new ground for water resources planning and management. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 132, n. 3, p. 129-132, 2006.

FAMIGLIETTI, J. S.; WOOD, E. F. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. **Water Resources Research**, v. 30, n. 11, p. 3061–3078, 1994.

FARIA, T. D. O. et al. Surface albedo in different land-use and cover types in Amazon forest region. **Ambiente e Agua**, v. 13, n. 2, e 1, 2018. Doi:10.4136/ambi-agua.2120.

FARR, T. G. et al. The shuttle radar topography mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007.

FELS, S. B.; SCHWARTZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of Atmospheric Science**, v. 32, p. 1475-1488, 1975.

FILOSO, S. et al. Impacts of forest restoration on water yield: a systematic review. **PloS One**, v. 12, n. 8, e0183210, 2017.

FISCH, G. et al. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, p. 47–59, 2004.

FOLLAND, C. K. et al. Causes of irregularities in trends of global mean surface temperature since the late 19th century. **Science Advances**, v. 4, n. 6, eaao5297, 2018.

FOLLUM, M. L. **Auto route rapid flood inundation model**. Vicksburg: Coastal and Hydraulics Lab, 2013.

FOLLUM, M. L. et al. AutoRAPID: a model for prompt streamflow estimation and flood inundation mapping over regional to continental extents. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 53, n. 2, p. 280-299, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12476>.

FREITAS, S. R.; MELLO, M. D.; CRUZ, C. B. M. Relações entre maturidade estrutural da floresta e índices de vegetação na Mata Atlântica. In SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005.

GAGNON-LEBRUN, F.; AGRAWALA, S. **Progress on adaptation to climate change in developed countries. an analysis of broad trends**. [S.l.]: OECD, 2006.

GALINDO-LEAL, C.; CÂMARA, I. G. **Mata Atlântica**. biodiversidade, ameaças e perspectivas. São Paulo: Fundação SOS Mata Atlântica, 2005.

GAO, X. et al. Temporal and spatial evolution of the standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) in the Loess Plateau under climate change from 2001 to 2050. **Science of the Total Environment**, v. 595, p.191-200, 2017.

GAROFOLO, L. et al. Projeções de descargas extremas sob impactos das mudanças climáticas na região Amazônica. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 69, n. 1, p. 209-227, 2017.

GEBRESILASSIE, A. et al. **Impacts of climate and land use change on hydrological response in Gumara Watershed, Ethiopia**. 2020. Preprint.

GEORGAKAKOS, K. P.; BRAS, R. L. A hydrologically useful station precipitation model, 1. formulation. **Water Resources Research**, v. 20, n.11, p. 1585-1596, 1984.

GEORGAKAKOS, K. P.; HUDLOW, M. D. Quantitative precipitation forecast techniques for use in hydrologic forecasting. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 65, n. 11, p. 1186-1200, 1984.

GHOSH, R.; KANSAL, A.; VENKATESH, G. Urban water security assessment using an integrated metabolism approach: case study of the National Capital Territory of Delhi in India. **Resources**, v. 8, p. 1–15, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/resources8020062>.

GIORGI, F. An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models. Part I: theoretical framework. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 8, p. 1885-1899, 1997.

GIORGI, F.; AVISSAR, R. Representation of heterogeneity effects in earth system modeling: experience from land surface modeling. **Reviews of Geophysics**, v. 35, n. 4, p. 413-437, 1997.

GLOBAL WATER PARTNERSHIP TECHNICAL ADVISORY COMMITTEE (GWP TAC). **Integrated water resources management**. Stockholm: GWP, 2000.

GOHARI, A.; MIRCHI, A.; MADANI, K. System dynamics evaluation of climate change adaptation strategies for water resources management in central Iran. **Water Resources Management**, v. 31, p. 1413-1434, 2017.

GOSLING, S. N.; ARNELL, N. W. A global assessment of the impact of climate change on water scarcity. **Climatic Change**, v. 134, e371, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0853-x>.

GOYAL, M. K. et al. Comparative assessment of SWAT model performance in two distinct catchments under various DEM scenarios of varying resolution, sources and resampling methods. **Water Resources Management**, v. 32, p. 805-825, 2018.

GRAHAM, D. N.; BUTTS, M. B. Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. In: SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. (Ed.). **Watershed models**. Boca Raton: CRC Press, 2005. p.245–272.

GREY, D.; SADOFF, C. W. Sink or Swim? Water security for growth and development. **Water Policy**, v. 9, p. 545-571, 2007.

GRIP, H.; FRITSCH, J. M.; BRUINZEEL, L. A. Soil and water impacts during forest conversion and stabilisation to new land use. In: BONELL, M.; BRUIJNZEEL, L. A. (Ed.). **Forests, water and people in the humid tropics**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

GUEVARA-OCHOA, C.; MEDINA-SIERRA, A.; VIVES, L. Spatio-temporal effect of climate change on water balance and interactions between groundwater and surface water in plains. **Science of the Total Environment**, v. 722, e137886, 2020.

GUIMBERTEAU, M. et al. Impacts of future deforestation and climate change on the hydrology of the Amazon Basin: a multi-model analysis with a new set of land-cover change scenarios. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, p. 1455-1475, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/hess-21-1455-2017>.

GUZHA, A. C. et al. Impacts of land use and land cover change on surface runoff, discharge and low flows: evidence from East Africa. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v.15, p. 49-67, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.11.005>.

HÁK, T.; JANOUŠKOVÁ, S.; MOLDAN, B. Sustainable development goals: a need for relevant indicators, **Ecological Indicators**, v. 60, p. 565-573, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2015.08.003>.

HÄNSEL, S. et al. Assessing homogeneity and climate variability of temperature and precipitation series in the capitals of north-eastern Brazil. **Frontiers in Earth Science**, v. 4, e 29, 2016. Doi: 10.3389/feart.2016.00029.

HARRIS, I. et al. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. **Scientific Data**, v. 7, n. 1, e109, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>.

HASHIMOTO, T.; STEDINGER, J. R.; LOUCKS, D. P. Reliability, resilience and vulnerability criteria for water resource system performance evaluation. **Water Resources Research**, v. 18, n. 1, p. 14–20, 1982.

HASSAN, W.; NILE, B. Climate change and predicting future temperature in Iraq using CanESM2 and HadCM3 modeling. **Modeling Earth System and Environment**, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s40808-020-01034-y>.

HEINEMANN, G.; KERSCHGENS, M. Comparison of methods for area-averaging surface energy fluxes over heterogeneous land surfaces using high-resolution non-hydrostatic simulations. **International Weather Journal of climatology**, v. 25, n. 3, p. 379-403, 2005.

HERRERA, A. et al. **Catastrophe or new society?** a latin american world model. Ottawa: IDRC, 1976.

HU, Q. et al. Effects of climate and land-cover change on stream discharge in the Ozark highlands, USA. **Environmental Modeling and Assessment**, v. 10, p. 9–19, 2004.

HUA, W. et al. Assessing climatic impacts of future land use and land cover change projected with the CanESM2 model. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 12, p. 3661-3675, 2015.

HUANG, B. et al. Marine biodiversity evaluation based on the pressure-state-response (PSR) model of Changhai County, Liaoning Province. **Biodiversity Science**, v. 24, n. 1, p. 48-54, 2016.

HUGONNET, R. et al. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. **Nature**, v. 592, p. 726–731, 2021.

HURTT, G. C. et al. Harmonization of global land use change and management for the period 850–2100 (LUH2) for CMIP6. **Geoscientific Model Development**, v. 13, n. 11, p. 5425-5464, 2020.

HUSSAIN, Z. et al. A comparative appraisal of classical and holistic water scarcity indicators. **Water Resources Management**, v. 36, n. 3, p. 931-950, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11269-022-03061-z>.

ILSTEDT, U. et al. The effect of afforestation on water infiltration in the tropics: a systematic review and meta-analysis. **Forest Ecology and Management**, v. 251, n. 1/2, p. 45–51, 2007.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Produto Interno Bruto – PIB**. Rio de Janeiro: IBGE, 2021.

INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2007**: synthesis report. Cambridge: Cambridge University Press, 2014b. Disponível em: [https://ipcc-wg2.gov/AR5/images/uploads/WGIIAR5-PartB\\_FINAL.pdf](https://ipcc-wg2.gov/AR5/images/uploads/WGIIAR5-PartB_FINAL.pdf).

INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2014**: mitigation of climate change. Cambridge: Cambridge University Press, 2014c.

INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2014**: synthesis report. Cambridge: Cambridge University Press, 2014d.

INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2022**: impacts, adaptation, and vulnerability. Cambridge: Cambridge University Press, 2022.

INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE (IPCC). **Summary for policymakers**. 2019. In press.

JAKOVAC, C.C. et al. Loss of secondary-forest resilience by land-use intensification in the Amazon. **Journal of Ecology**, v.10 3, p. 67-77, 2015. Doi: 10.1111/1365-2745.12298.

JARAMILLO, F.; DESTOUNI, G. Developing water change spectra and distinguishing change drivers worldwide. **Geophysical Research Letters**, v. 41, p. 8377– 8386, 2014. Doi:10.1002/2014GL061848.

JASPER, K.; GURTZ, J.; LANG, H. Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. **Journal of Hydrology**, v. 267, n. 1, p. 40-52, 2002.

JEHANZAIB, M. et al. Investigating the impacts of climate change and human activities on hydrological drought using non-stationary approaches. **Journal of Hydrology**, v. 588, e125052, 2020.

JESUS, E. T. D. et al. Meteorological and hydrological drought from 1987 to 2017 in Doce River Basin, Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 25, 2020.

JUWANA, I.; MUTTIL, N.; PERERA, B. J. C. Indicator-based water sustainability assessment: a review. **Science of the Total Environment**, v. 438, p. 357-371, 2012.

JUWANA, I.; PERERA, B. J. C.; MUTTIL, N. A water sustainability index for West Java–Part 2: refining the conceptual framework using Delphi technique. **Water Science and Technology**, v. 62, n. 7, p. 1641-1652, 2010.

KABEJA, C. et al. The impact of reforestation induced land cover change (1990–2017) on flood peak discharge using HEC-HMS hydrological model and satellite observations: a study in two mountain basins, China. **Water**, v. 12, n. 5, e1347, 2020.

KADOW, C.; HALL, D. M.; ULBRICH, U. Artificial intelligence reconstructs missing climate information. **Nature Geoscience**, v.13, n. 6, p. 408–413, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0582-5>.

KAHADUWA, A.; RAJAPAKSE, L. Review of climate change impacts on reservoir hydrology and long-term basin-wide water resources management. **Building Research & Information**, v. 50, n. 5, p. 515-526, 2022.

KAHN, H.; BROWN, W.; MARTEL, L. **The next 200 years**: a scenario for america and the world. New York: Morrow, 1976.

KASTRIDIS, A.; THEODOSIOU, G.; FOTIADIS, G. Investigation of flood management and mitigation measures in ungauged NATURA protected watersheds. **Hydrology**, v.8, n. 4, e170, 2021.

KELLER, A. A.; FOX, J. Giving credit to reforestation for water quality benefits. **PloS One**, v. 14, n. 6, e0217756, 2019.

KHANNA, J. et al. Regional dry-season climate changes due to three decades of Amazonian deforestation. **Nature Climate Change**, v.7, n. 3, p. 200-204, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/nclimate3226>.

KNUTTI, R. et al. A review of uncertainties in global temperature projections over the twenty-first century. **Journal of Climate**, v.21, p. 2651–2663, 2008.

KOSTER, D.; SUAREZ, MAX J. Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of sustainable vegetation stands. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 97, p. 2697-2715 1992.

KOSTER, R. D. et al. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. model structure. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D20, p. 24809–24822, 2000.

KRIEGLER, E. et al. Fossil-fueled development (SSP5): an energy and resource intensive scenario for the 21st century. **Global Environmental Change**, v. 42, p. 297-315, 2017.

KRONEMBERGER, D. M. P. et al. Sustainable development in São Paulo: an overview based on barometer of sustainability tool. **Sociedade & Natureza**, v. 20, p. 25-50, 2008.



KURIQI, A. et al. Ecological impacts of run-of-river hydropower plants: current status and future prospects on the brink of energy transition. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v.142, e110833, 2021.

KUSANGAYA, S. et al. Impacts of climate change on water resources in southern Africa: a review. **Physics and Chemistry of the Earth**, p. 67–69, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.pce.2013.09.014>.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Methods in Computational Physics**, v. 17, p. 173-265, 1974.

LANE, R. A.; KAY, A. L. Climate change impact on the magnitude and timing of hydrological extremes across Great Britain. **Frontiers in Water**, v. 3, e684982, 2021.

LARSEN, L. et al. Exploratory modeling: extracting causality from complexity. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 95, n. 32, p. 285-286, 2014. Doi:10.1002/eost.v95.32 Ley.

LARSEN, M. A. D. et al. Integrated climate and hydrology modelling catchment scale coupling of the HIRHAM regional climate model and the MIKE SHE hydrological model. In: EUROPEAN FULLY COUPLED ATMOSPHERIC-HYDROLOGICAL MODELING AND WRF-HYDRO USERS WORKSHOP, 2014. **Proceedings...** 2014.

LEACH, M. et al. Equity and sustainability in the Anthropocene: a social–ecological systems perspective on their intertwined futures. **Global Sustainability**, v. 1, e13, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/sus.2018.12>.

LEAL, C. G.; GUSMÃO, C. I. (Ed.). **The Atlantic Forest of South America: biodiversity status, threats, and outlook**. [S.l.]: Island Press, 2003.

LI, B.; AVISSAR, R. The impact of spatial variability of land-surface characteristics on land-surface heat fluxes. **Journal of Climate**, v. 7, n. 4, p. 527-537, 1994.

LI, X. et al. Reforestation in southern China enhances the convective afternoon rainfall during the post-flood season. **Frontiers in Environmental Science**, v. 10, e 942974, 2022.

LI, Y.; LENCE, B. J. Estimating resilience for water resources systems. **Water Resources Research**, v. 43, 2007.

LI, Z. et al. GIS based dynamic modeling of fire spread with heterogeneous cellular automation model and standardized emergency management protocol. In: ACM SIGSPATIAL, 3., 2017. **Proceedings...** 2017. Doi:10.1145/3152465.3152470.

LIANG, W. et al. Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on a Budyko hydrological model in China's Loess Plateau. **Water Resources Research**, v. 51, n. 8, p. 6500–6519, 2015.

- LIANG, X.; WOOD, E. F.; LETTENMAIER, D. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. **Global and Planetary Change**, v. 13, n. 1/4, p. 195-206, 1996.
- LIU, W. et al. Assessing hydrological responses to reforestation and fruit tree planting in a sub-tropical forested watershed using a combined research approach. **Journal of Hydrology**, v. 590, e125480, 2020.
- LIVERMAN, D. M. et al. Global sustainability: toward measurement. **Environmental Management**, v. 12, p. 133-143, 1988.
- LOTFIRAD, M.; ESMAEILI-GISAVANDANI, H.; ADIB, A. Drought monitoring and prediction using SPI, SPEI, and random forest model in various climates of Iran. **Journal of Water and Climate Change**, v. 13, n. 2, p. 383-406, 2022.
- LOUCKS, D. P. Quantifying trends in system sustainability. **Hydrological Science Journal**, v. 42, n. 4, p. 513–530, 1997.
- LOUCKS, D. P.; VAN BEEK, E. **Water resources systems planning and management**. Paris: UNESCO, 2005.
- LU, J. et al. Performance of the standardized precipitation index based on the TMPA and CMORPH precipitation products for drought monitoring in China. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 11, p. 1387–1396, 2018.
- MAHMOOD, R. et al. Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 4, p. 929-953, 2014.
- MAHRT, L.; EK, M. The influence of atmospheric stability on potential evaporation. **Journal of Climate Applied Meteorology**, v. 23, p. 222–234, 1984.
- MANABE, S. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 739–774, 1969.
- MANABE, S.; SMAGORINSKY, J.; STRICKLER, R. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. **Monthly Weather Review**, v. 93, p. 769-798, 1965.
- MANAN, Z.A.; WAN ALWI, S.R.; UJANG, Z. Water pinch analysis for an urban system: a case study on the Sultan Ismail Mosque at the Universiti Teknologi Malaysia (UTM). **Desalination**, v. 194, p. 52-68, 2006.
- MANRIQUE-SUÑÉN, A. et al. Representing land surface heterogeneity: Offline analysis of the tiling method. **Journal of Hydrometeorology**, v.14, n. 3, p. 850-867, 2013.
- MARENGO, J. A. et al. The drought and the 2014-2015 water crises in São Paulo, **Revista USP**, n. 106, p. 31–44, 2015. Doi:10.11606/issn.2316-9036.v0i106p31-44.

- MARENGO, J. A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil. **Parcerias Estratégicas**, v. 13, n. 27, p.149-176, 2010.
- MARENGO, J. A., ALVES, L. M. Tendências hidrológicas da bacia do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p. 215-226, 2005.
- MARQUES, A. C.; VERAS, C. E.; RODRIGUEZ, D. A. Assessment of water policies contributions for sustainable water resources management under climate change scenarios. **Journal of Hydrology**, v. 608, e127690, 2022.
- MARSHALL, J.; RADKO, T. Residual-mean solutions for the Antarctic Circumpolar Current and its associated overturning circulation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 33, n. 11, p. 2341-2354, 2003.
- MARTÍNEZ-RETURETA, R. et al. Influence of climate and land cover/use change on water balance: an approach to individual and combined effects. **Water**, v.14, e2304, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/w14152304>.
- MARTINS, M. A. et al. On the sustainability of paddy rice cultivation in the Paraíba do Sul river basin (Brazil) under a changing climate. **Journal of Cleaner Production**, v.386, e135760, 2021.
- MARTINS, M. A. et al. Improving drought management in the Brazilian semiarid through crop forecasting. **Agricultural Systems**, v. 160, p. 21-30, 2018.
- MATOS, F. A. R. et al. Secondary forest fragments offer important carbon-biodiversity co-benefits. **Global Change Biology**, v.26, n.2, p. 509-522, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/gcb.14824>.
- MATTHEWS, H. D. et al. An integrated approach to quantifying uncertainties in the remaining carbon budget. **Communications Earth & Environment**, v. 2, n. 1, p. 1–11, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00064-9>.
- MAYS, L. W. **Water resources sustainability**. New York: McGraw-Hill, 2007.
- MCKEE, T. B.; DOESKEN, N.J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY, 8, 1993. **Proceedings...** Anaheim, CA: AMS, 1993. p.179–184.
- MCMAHON, T. A.; ADELOYE, A. J.; SEN-LIN, Z. Understanding performance measures of reservoirs. **Journal of Hydrology**, v. 324, p. 359–382, 2006.
- MEADOWS, D. D. et al. **The limits to growth**. New York: Universe Books, 1972.
- MEAWOLLENBERG, E.; EDMUNDS, D.; BUCK, L. **Anticipating change: scenarios as a tool for adaptive forest management: a guide**. Bogor: CIFOR, 2000.
- MELLO, C. R. et al. Climate change impacts on water resources of the largest hydropower plant reservoir in southeast Brazil. **Water**, v. 13, e1560, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/w13111560>.

- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews in Geophysics Space Physics**, v. 20, p. 851-875, 1982.
- MESINGER, F. et al. An upgraded version of the Eta model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 116, n. 3/4, p. 63-79, 2012.
- MOHOR, G. S. et al. Exploratory analyses for the assessment of climate change impact on the energy production in an Amazon run-of-river hydropower plan. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 6, p. 71-19, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.04.003>.
- MÖLDERS, N.; RAABE, A.; TETZLAFF, G. A comparison of two strategies on land surface heterogeneity used in a mesoscale  $\beta$  meteorological model. **Tellus A**, v. 48, n.5, p. 733-749, 1996.
- MORELLATO, L. P. C.; HADDAD, C. F. **introduction**: the Brazilian Atlantic Forest 1. **Biotropica**, v. 32, n. 4b, p. 786-792, 2000.
- MORICE, C. P. et al. An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 data set. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 126, e2019JD032361, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2019JD032361>.
- MORITA, T.; ROBINSON J. Greenhouse gas emission mitigation scenarios and implications. In: IPCC (Ed.). **Climate change 2001**. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- MOUSIVAND, A.; ARSANJANI, J. J. Insights on the historical and emerging global land cover changes: the case of ESA-CCI-LC datasets. **Applied Geography**, v. 106, p. 82-92, 2019.
- NAKICENOVIC, N. et al. **Special report on emissions scenarios**. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.
- NARDO, M. et al. Tools for composite indicators building. **Ispra**, v. 15, n. 1, p. 19-20, 2005.
- NEILL, A. J.; BIRKEL, C.; MANETA, M. P.; TETZLAFF, D.; SOULSBY, C. Structural changes to forests during regeneration affect water flux partitioning, water ages and hydrological connectivity: Insights from tracer-aided ecohydrological modelling. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 25, n. 9, p. 4861-4886, 2021.
- NGO, T. T. et al. Water scarcity in Vietnam: a point of view on virtual water perspective. **Water Resources Management**, v. 32, p. 3579-3593, 2018.
- NILAWAR, A.P.; WAIKAR, M.L. Use of SWAT to determine the effects of climate and land use changes on streamflow and sediment concentration in the Purna River basin, India. **Environmental Earth Science**, v. 77, n. 23, e 783, 2018. Disponível: <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7975-4>.

- NILSALAB, P.; GHEEWALA, S. H.; SILALERTRUKSA, T. Methodology development for including environmental water requirement in the water stress index considering the case of Thailand. **Journal of Cleaner Production**, v. 167, p. 1002-1008, 2017.
- NIU, G. Y. et al. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. model description and evaluation with local-scale measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D12, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2010JD015139>.
- NIU, G-Y. et al. A simple TOPMODEL based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, D21106, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2005JD006111>.
- NIU, G-Y. et al. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with gravity recovery and climate experiment data. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, D07103, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006JD007522>.
- NIU, G-Y.; YANG, Z-L. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, p. 937–952, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JHM538.1>.
- NIU, G-Y.; YANG, Z-L. The effects of canopy processes on snow surface energy and mass balances. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, D23111, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2004JD004884>.
- NÓBREGA, R. L. et al. Effects of conversion of native cerrado vegetation to pasture on soil hydro-physical properties, evapotranspiration and streamflow on the Amazonian agricultural frontier. **PloS One**, v. 12, n. 6, e0179414, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0179414>.
- NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological model. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 3, p. 536-549, 1989.
- NOWOSAD, J.; STEPINSKI, T. F.; NETZEL, P. Global assessment and mapping of changes in mesoscale landscapes: 1992–2015. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 78, p. 332-340, 2019.
- O’CONNOR, J. C. et al. Forests buffer sustain variations in precipitation. **Global Change Biology**, v. 27, n. 19, p. 4686-4696, 2021.
- OBUBU, J. P. et al. Determination of the connectedness of land use, land cover change to water quality status of a shallow lake: a case of Lake Kyoga Basin, Uganda. **Sustainability**, v. 14, n. 1, e372, 2021.
- ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS (ONU). **Transforming our world: the 2030 agenda for sustainable development**. New York: ONU, 2015.

OVERGAARD, J.; ROSBJERG, D.; BUTTS, M.B. Land-surface modelling in hydrological perspective? A review. **Biogeosciences**, v. 3, n. 2, p. 229-241, 2006.

PALMER, W.C. **Meteorological drought**. Washington: Weather Bureau, 1965.

PALOMINO-LEMUS, R. et al. Climate change projections of boreal summer precipitation over tropical America by using statistical downscaling from CMIP5 models. **Environmental Research Letters**, v. 12, n. 12, e124011, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9bf7>.

PAN, H.-L.; MAHRT, L. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. **Boundary Layer Meteorology**, v. 38, p.185–202, 1987.

PATZ, J. A. et al. Impact of regional climate change on human health. **Nature**, v. 438, n. 7066, p. 310-317, 2005.

PEREIRA FILHO, A. et al. Convective rainfall in Amazonia and adjacent tropics. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 5, p. 137-161, 2015. Doi: 10.4236/acs.2015.52011.

PÉREZ-MARTÍN, M. A. et al. Modeling water resources and river-aquifer interaction in the Júcar River Basin, Spain. **Water Resources Management**, v. 28, p. 4337-4358, 2014.

PESQUERO, J. F. et al. Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, n. 1/2, p. 75-93, 2009. Doi: 10.1007/s00704-009-0123-z.

PETERSON, G. D.; CUMMING, G. S.; CARPENTER, S. R. Scenario planning: a tool for conservation in an uncertain world. **Conservation Biology**, v. 17, n. 2, p. 358-366, 2003.

PIECZKA, I. et al. Validation of RegCM regional and HadGEM global climate models using mean and extreme climatic variables. **Időjárás**, v. 123, p. 409–433, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.28974/idojaras.2019.4.1>.

PIELKE, R.A. Land use and climate change. **Science**, v. 310, p. 1625–1626, 2005.

PIELKE, R. A; CHASE, T.N. A proposed new metric for quantifying the climatic effects of human-caused alterations to the global water cycle. In: SYMPOSIUM ON OBSERVING AND UNDERSTANDING THE VARIABILITY OF WATER IN WEATHER AND CLIMATE, 83., 2003. **Proceedings...** AMS, 2003.

PIELKE, R. A. et al. The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 360, n. 1797, p. 1705-1719. 2002.

- PILOTTO, I. L. et al. Impacts of the land use and land-cover changes on local hydroclimate in southwestern Amazon. **Climate Dynamics**, p. 1-16, 2023.
- PILOTTO, I. L. et al. Comparisons of the Noah-MP land surface model simulations with measurements of forest and crop sites in Amazonia. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 127, p. 711-723, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00703-015-0399-8>.
- PILOTTO, I. L. et al. Effects of the surface heterogeneities on the local climate of a fragmented landscape in Amazonia using a tile approach in the Eta/Noah-MP model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 143, n. 704, p. 1565-1580, 2017. Doi: 10.1002/qj.3026.
- POFF, N. L. et al. The ecological limits of hydrologic alteration (ELOHA): a new framework for developing regional environmental flow standards. **Freshwater Biology**, v. 55, p. 147–170, 2010.
- PONTES, P. R. M. et al. Effects of climate change on hydrology in the most relevant mining basin in the Eastern Legal Amazon. **Water**, v. 14, n. 9, e1416, 2022.
- POORTER, L.; BONGERS, F.; ROZENDALL, D. M. A. Biomass resilience of neotropical secondary forests. **Nature**, v. 530, p. 211–214, 2016.
- POPP, A. et al. Land-use futures in the shared socio-economic pathways. **Global Environmental Change**, v. 42, p. 331-345, 2017.
- PREIN, A. F. et al. A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. **Reviews of Geophysics**, v. 53, n. 2, p. 323-361, 2015.
- PRENTICE, I. C. et al. Reliable, robust and realistic: the three R's of next-generation land-surface modelling. **Atmospherical Chemical Physics**, v. 15, p. 5987-6005, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/acp-15-5987-2015>.
- PRETTY, J. L.; HILDREW, A. G.; TRIMMER, M. Nutrient dynamics in relation to surface–subsurface hydrological exchange in a groundwater fed chalk stream. **Journal of Hydrology**, v. 330, n. 1/2, p.84-100, 2006.
- RASKIN, P. et al. **Ecosystems and human well-being: scenarios**. Washington: Island Press, 2005. p. 35–44.
- RAULINO, J. B. S.; SILVEIRA, C. S.; LIMA NETO, I. E. Assessment of climate change impacts on hydrology and water quality of large semi-arid reservoirs in Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 66, n. 8, p. 1321-1336, 2021.
- REGOTO, P. et al. Observed changes in air temperature and precipitation extremes over Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. 11, p. 5125-5142, 2021.

RIAHI, K. et al. The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: an overview. **Global Environmental Change**, v. 42, p. 153-168, 2017.

RIBEIRO, M. C. et al. The Brazilian Atlantic forest: how much is left, and how is the remaining forest distributed: implications for conservation. **Biological Conservation**, v.142, p. 1141-1153, 2009.

ROBERTSON, J. **The sane alternative: a choice of futures**. St. Paul, Minnesota: [s.n.], 1983.

ROCHA, J. et al. Impacts of climate change on reservoir water availability, quality and irrigation needs in a water scarce Mediterranean region (southern Portugal). **Science of the Total Environment**, v. 736, e139477, 2020.

RODRIGUEZ, D.A.; TOMASELLA, J. On the ability of large-scale hydrological models to simulate land use and land cover change impacts in Amazonian basins. **Hydrological Sciences Journal**, v. 61, n. 10, p. 1831-1846, 2016.

RODRIGUEZ-RINCON, J.P.; PEDROZO-ACUÑA, A.; BREÑA-NARANJO, J.A. Propagation of hydro-meteorological uncertainty in a model cascade framework to inundation prediction. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 7, p. 2981–2998, 2015.

ROHDE, R. A.; HAUSFATHER, Z. The Berkeley earth land/ocean temperature record. **Earth System Science Data**, v. 12, n. 4, p. 3469–3479. 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/essd-12-3469-2020>.

ROSIM, S. et al. Terrahydro-A distributed hydrological system using graph structure for unified water flow representation. In: IEEE INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, 2011. **Proceedings... IEEE**, 2011. p. 4192-4195.

ROUGIER, J.; SEXTON, D. M. H. Inference in ensembles experiments. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v. 365, n. 1857, 2007. Doi: 10.1098/rsta.2007.2071.

ROUNSEVELL, M. D. A. et al. Future scenarios of European agricultural land use: II. projecting changes in cropland and grassland. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 107, p. 101–116, 2005.

SACHS, J.D. **From millennium development goals to sustainable development**. [S.l.: s.n.], 2012.

SALEMI, L. F. et al. Land-use change in the Atlantic rainforest region: Consequences for the hydrology of small catchments. **Journal of Hydrology**, v. 499, p. 100-109, 2013.



SANDOVAL-SOLIS, S.; MCKINNEY, D.C.; LOUCKS, D.P. Sustainability index for water resources planning and management. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 137, p. 381–390, 2011. Doi: 10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0000134.

SCHAAKE, J. C. et al. Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. **Journal of Geophysical Research: Atmosphere**, v. 101, n. D3, p. 7461–7475, 1996.

SCHEWE, J. et al. Multimodel assessment of water scarcity under climate change. **PNAS**, v. 111, n. 9, p. 3245-3250, 2014. Doi:10.1073/pnas.1222460110.

SCHULLA, J.; JASPER, K. **Model description WaSiM-ETH**. Zürich: IAC ETH, 2000.

SELLERS, A.H.; MCGUFFIE, K.; PITMAN, A.J. The Project for Intercomparison of Land-surface Parametrization Schemes (PILPS): 1992 to 1995. **Climate Dynamics**, v. 12, n. 12, p. 849–859, 1996.

SENEVIRATNE, S. I. et al. Allowable CO<sub>2</sub> emissions based on regional and impact-related climate targets. **Nature**, v. 529, n. 7587, p. 477-483, 2016.

SHEIL, D. Forests, atmospheric water and an uncertain future: the new biology of the global water cycle. **Forest Ecosystems**, v. 5, n. 1, p. 1-22, 2018.

SHUKLA, J.; MINTZ, Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate. **Science**, v. 215, n. 4539, p. 1498-1501, 1982. Doi: 10.1126/science.215.4539.1498.

SHUTTLEWORTH, W. J. **Terrestrial hydrometeorology**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2012.

SIDĀU, M. R. et al. Assessing hydrological impact of forested area change: A remote sensing case study. **Atmosphere**, v.12, n. 7, e 817, 2021.

SIQUEIRA JÚNIOR, J. L.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A. Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira River basin. **Climate Change**, v. 129, n. 1/2, p. 117–129, 2015. Doi: 10.1007/s10584-015-1338-x.

SITTICHOK, K.; VONGPHET, J.; SEIDOU, O. Predicted rainfall, surface runoff and water yield responses to climate change in the Phetchaburi River Basin, Thailand. **Asian Journal of Water, Environment and Pollution**, v. 19, n. 3, p. 1-13, 2022.

SIVAPALAN, M.; JOTHITYANGKON, C.; MENABDE, M. Linearity and nonlinearity of basin response as a function of scale: discussion of alternative definitions. **Water Resources Research**, v. 38, n. 2, p.41, 2002.

SIWAR, C.; AHMED, F.; BEGUM, R. A. Climate change, agriculture and food security issues: Malaysian perspective. **Journal of Food Agricultural Environmental**, v. 11, n. 2, p. 1118-1123, 2013.

SLATER, A. G. et al. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2 (d). **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, n. 1, p. 7-25, 2001.

SONG, F. et al. Trends in surface equivalent potential temperature: a more comprehensive metric for global warming and weather extremes. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 119, n. 6, e2117832119. 2022. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.2117832119>.

SORRIBAS, M.V. et al. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. **Climatic Change**, v. 136, n. 3/4, p. 555–570, 2016.

SPÄTH, F. et al. The land–atmosphere feedback observatory: a new observational approach for characterizing land–atmosphere feedback. **Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems**, v.12, n. 1, p. 25-44, 2023.

STAINFORTH, D.A. et al. Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. **Nature**, v. 433, n. 7024, p. 403–406, 2005.

STEPHENS, C. M. et al. Landscape changes and their hydrologic effects: Interactions and feedbacks across scales. **Earth-Science Reviews**, v. 212, e103466, 2021.

STRAND, J. et al. Spatially explicit valuation of the Brazilian amazon forest’s ecosystem services. **Nature Sustainability**, v.1, p. 657–664, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41893-018-0175-0>.

STRASSBURG, B. B. N. et al. The role of natural regeneration to ecosystem services provision and habitat availability: a case study in the Brazilian Atlantic Forest. **Biotropica**, v. 48, p. 890–899, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/btp.12393>.

STRASSBURG, B. B. N. et al. Strategic approaches to restoring ecosystems can triple conservation gains and halve costs. **Nature Ecology and Evolution**, v. 3, p. 62–70, 2019.

SULLA-MENASHE, M.; FRIEDL, M. A. **User guide to collection 6 MODIS Land cover (MCD12Q1 and MCD12C1) product**. [S.l.]: USGS, 2018.

TABARI, H. Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. **Scientific Reports**, v. 10, n. 1, e13768, 2020.

TAMM, O. et al. Modelling the effects of land use and climate change on the water resources in the eastern Baltic Sea region using the SWAT model. **Catena**, v. 167, p. 78–89, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.04.029>.

TANDON, N. F.; ZHANG, X.; SOBEL, A. H. Understanding the dynamics of future changes in extreme precipitation intensity. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 6, p. 2870-2878, 2018.

TAREKEGN, N. et al. Modeling the impact of climate change on the hydrology of Andasa watershed. **Modeling Earth Systems and Environment**, p. 1-17, 2021.

TEBALDI, C.; KNUTTI, R. The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v. 365, p. 2053–2075, 2007.

THAKUR, P. et al. Hydrometeorological hazards mapping, monitoring and modelling. In: NAVALGUND, R. R.; SENTHIL, K. A.; NANDY, S. (Ed.). **Remote sensing of northwest Himalayan ecosystems**. Singapore: Springer, 2019. p. 143–148. Disponível em: [https://doi.org/10.1007/978-981-13-2128-3\\_7](https://doi.org/10.1007/978-981-13-2128-3_7).

THOMSON, A. M. et al. RCP4. 5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. **Climatic Change**, v. 109, p. 77-94, 2011.

Thornthwaite, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948.

UNESCO WORKING GROUP. **Sustainability criteria for water resource systems**. Cambridge: Cambridge University Press, 1999.

VALDES-ABELLAN, J.; PARDO, M. A.; TENZA-ABRIL, A. J. Observed precipitation trend changes in the western Mediterranean region. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 1285-1296, 2017.

VAN BELLEN, H. M. **Indicadores de sustentabilidade**. São Paulo: FGV, 2006.

VAN DER ENT R.J.; SAVENIJE, H.H.G. Length and time scales of atmospheric moisture recycling. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.11, p.1853–1863, 2011.

VAN DER ENT, R. J.; et al. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. **Water Resources Research**, v. 46, n. 6, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2010WR009127>.

VAN DER ENT, R. J. et al. Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle – Part 2: moisture recycling. **Earth System Dynamics**, v. 5, n. 2, e 471, 2014.

VAN VLIET, M. T. H. et al. Power-generation system vulnerability and adaptation to changes in climate and water resources. **Nature Climate Change**, v. 6, n. 4, e 375, 2016.

VAN VUUREN, D. P. et al. The representative concentration pathways: an overview. **Climatic Change**, v. 109, p. 5–31, 2011. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>.

VELJOVIC, K. et al. Regional climate modeling: should one attempt improving on the large scales? Lateral boundary condition scheme: any impact? **Meteorologische Zeitschrift**, v. 19, p. 237–246, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2010/0460>.

VICENTE-SERRANO, S. M.; BEGUERÍA, S.; LÓPEZ-MORENO, J. I. A multiscale drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. **Journal of Climate**, v.23, n. 7, p. 1696-1718, 2010.

VISENTIN, C. et al. Life cycle sustainability assessment: a systematic literature review through the application perspective, indicators, and methodologies. **Journal of Cleaner Production**, v. 270, e122509, 2020.

VON RANDOW, C. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 5–26, 2004.

VOSE, R. S. et al. Implementing full spatial coverage in NOAA's global temperature analysis. **Geophysical Research Letters**, v. 48, n. 4, p. 1–9, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2020GL090873>.

VOZINAKI, A.-E. K.; TAPOGLOU, E.; TSANIS, I. K. Hydrometeorological impact of climate change in two Mediterranean basins. **International Journal of River Basin Management**, v.16, n. 2, p. 245-257, 2018. Doi: 10.1080/15715124.2018.1437742.

WABLE, P. S.; JHA, M. K.; GORANTIWAR, S. D. Assessing suitability of temperature-based reference evapotranspiration methods for semi-arid basin of Maharashtra. **Journal of Agrometeorology**, v. 21, n.3, p. 351-356, 2019.

WANG, Q.; JIANG, R.; LI, R. Decoupling analysis of economic growth from water use in City: A case study of Beijing, Shanghai, and Guangzhou of China. **Sustainable Cities and Society**, v.41, p. 86-94, 2018.

WANG, Q.; LI, S.; LI, R. Evaluating sustainability of Water-Energy-Food (WEF) nexus using an improved matter-element extension model: a case study of China. **Journal of Cleaner Production**, 2018. Doi: 10.1016/j.jclepro.2018.1008.1213.

WANG, Q.; LI, S.; LI, R. Evaluating water resource sustainability in Beijing, China: combining PSR model and matter-element extension method. **Journal of Cleaner Production**, v. 206, p. 171-179, 2019.

WANG-ERLANDSSON, L. et al. Remote land use impacts on river flows through atmospheric teleconnections. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 8, p. 4311-4328, 2018.

WARD, A. S. et al. Analysis of current and future SPEI droughts in the La Plata Basin based on results from the regional Eta climate model. **Water**, v. 9, e 857, 2017.

WATERAID. **Water security framework**. 2012. Disponível em: <https://doi.org/WAT-17>.

WESTRICK, K.; STORCK, P.; MASS, C. Description and evaluation of a hydrometeorological forecast system for mountainous watersheds. **Weather Forecast**, v. 17, p. 250–262, 2002.

WINKLER, K. et al. Global land use changes are four times greater than previously estimated. **Nature Communications**, v. 12, n. 1, e 2501, 2021.

WORLD HEALTH ORGANIZATION (WHO). **Summary and policy implications** Vision 2030: the resilience of water supply and sanitation in the face of climate change, Geneva: WHO, 2009.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WHO). **State of the global climate 2020**. Geneva: WHO, 2021.

XAVIER, A. C. F. et al. Selecting “the best” nonstationary Generalized Extreme Value (GEV) distribution: on the influence of different numbers of GEV-models. **Bragantia**, v. 78, p. 606-621, 2019.

XUAN, Y.; CLUCKIE, I. D.; WANG, Y. Uncertainty analysis of hydrological ensemble forecasts in a distributed model utilising short-range rainfall prediction, **Hydrology and Earth System Sciences**, v.13, p. 293-303, 2009.

YARNAL, B. et al. A linked meteorological and hydrological model system: the Susquehanna River Basin Experiment (SRBEX). **Global and Planetary Change**, v. 25, n. 1, p. 149-161, 2000.

YIN, D. et al. Understanding the role of initial soil moisture and precipitation magnitude in flood forecast using a hydrometeorological modelling system. **Hydrological Processes**, v. 36, n. 10, e14710, 2022. Doi:10.1002/hyp.14710.

ZHU, D.; DAS, S.; REN, Q. Hydrological appraisal of climate change impacts on the water resources of the Xijiang Basin, South China. **Water Multidisciplinary Digital Publishing Institute**, v. 9, n. 10, e793, 2017.

ZILLI, M. T. et al. A comprehensive analysis of trends in extreme precipitation over southeastern coast of Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 5, p. 2269-2279, 2017.

ZUBIETA, R. et al. Comparative analysis of climate change impacts on meteorological, hydrological, and agricultural droughts in the Lake Titicaca basin. **Water**, v. 13, n. 2, e175, 2021.