

PROJEÇÕES DE VAZÕES AFLUENTES À USINA ELEVATÓRIA SANTA
CECÍLIA (RJ) A PARTIR DE CENÁRIOS DE DESMATAMENTO DA FLORESTA
AMAZÔNICA E DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Rafael Livolis de Alcantara Cabral

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Programa de Pós-graduação em Engenharia
Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio
de Janeiro, como parte dos requisitos necessários
à obtenção do título de Mestre em Engenharia
Civil.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Marcio Cataldi

Rio de Janeiro

Março de 2017

PROJEÇÕES DE VAZÕES AFLUENTES À USINA ELEVATÓRIA SANTA
CECÍLIA (RJ) A PARTIR DE CENÁRIOS DE DESMATAMENTO DA FLORESTA
AMAZÔNICA E DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Rafael Livolis de Alcantara Cabral

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA
(COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL

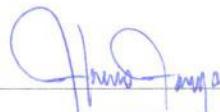
Examinada por:



Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.



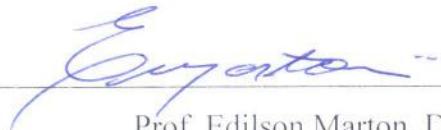
Prof. Marcio Cataldi, D.Sc.



Prof. Afonso Augusto Magalhães de Araujo, D.Sc.



Prof.^a Ana Maria Bueno Nunes, D.Sc.



Prof. Edilson Marton, D.Sc.



Dr. José Otávio Goulart Pecl, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2017

Cabral, Rafael Livolis de Alcantara

Projeções de vazões afluentes à usina elevatória Santa Cecília (RJ) a partir de cenários de desmatamento da floresta amazônica e de mudanças climáticas / Rafael Livolis de Alcantara Cabral. - Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2017.

XIII, 131 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Marcio Cataldi

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2017.

Referências Bibliográficas: p. 97-118.

1. Modelagem Hidrológica. 2. Projeções Climáticas. 3. bacia Hidrográfica do rio Paraíba do Sul. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa, *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil.
III. Título.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pelo dom da vida.

Aos orientadores desta dissertação, Professores Otto Corrêa Rotunno Filho e Marcio Cataldi.

Aos professores e funcionários do Programa de Engenharia Civil, pelo apoio para realização do curso de mestrado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela bolsa ofertada ao autor.

A toda equipe do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LabH2O), funcionários e estudantes, que dispensaram todo apoio durante este tempo.

Ao grupo do Laboratório LAMMOC – Laboratório de Monitoramento e Modelagem do Sistema Climático da UFF, em especial Giulia Costa, que permitiu a geração de cenários que foram empregados nesta dissertação.

A diversas agências e instituições que permitiram a disponibilização de informações e modelos empregados nesta dissertação, como a Agência Nacional de Águas (ANA), o Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS), o Instituto Estadual do Ambiente do Rio de Janeiro (INEA-RJ), a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), *National Center of Atmospheric Research* (NCAR – Estados Unidos) e *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL – Estados Unidos).

Registram-se agradecimentos, em nome do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, ao suporte da FAPERJ, pelo apoio financeiro através dos projetos FAPERJ – processo E-26/103.116/2011 (2012-2014), FAPERJ – Pensa Rio – Edital 34/2014 (2014-2018) – E-26/010.002980/2014 e projeto FAPERJ No. E_12/2015, ao apoio do CNPq, por meio dos projetos CNPq Edital Universal No. 14/2013 – processo 485136/2013-9 e CNPq Edital No. 12/2016 – processo 306944/2016-2, e ao projeto MCT / FINEP / CT-HIDRO (2005-2016) , bem como à Secretaria de Educação Superior (SESu) – Ministério da Educação (MEC) - FNDE – Programa de Educação Tutorial - PET CIVIL UFRJ, pelo contínuo apoio à pesquisa científica no Brasil.

Aos meus familiares, em especial minha mãe Wíria, meu pai Márcio, meu irmão Wladimir e minha avó Elza, que ofereceram todo o suporte e estímulo para que este trabalho pudesse ser realizado.

A todos os amigos e colegas que, diretamente ou indiretamente, contribuíram para que o trabalho fosse finalizado com êxito.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

**PROJEÇÕES DE VAZÕES AFLUENTES À USINA ELEVATÓRIA SANTA
CECÍLIA (RJ) A PARTIR DE CENÁRIOS DE DESMATAMENTO DA FLORESTA
AMAZÔNICA E DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Rafael Livolis de Alcantara Cabral

Março/2017

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Marcio Cataldi

Programa: Engenharia Civil

O presente trabalho procura identificar os possíveis impactos no padrão de vazões naturais afluentes ao sistema Guandu, por meio de modelagem hidrológica, baseando-se na resposta de dois diferentes componentes do sistema climático frente à ação antrópica. Foram utilizados três cenários hipotéticos de desmatamento na Amazônia (15%, 50% e 100%) e mais quatro cenários de emissões futuras de gases de efeito estufa (GEE). Foi utilizada a versão mensal do modelo hidrológico SMAP. O modelo foi calibrado com dados de precipitação da Agência Nacional de Águas (ANA) e de vazões naturais do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS). Para a fase de projeção, foram utilizadas simulações de projeção climática do modelo CAM3.1, baseadas nos cenários de desmatamento, e dados do modelo GFDL-CM2.1, com suporte de cenários de emissão. Como conclusão do trabalho, verificou-se que a resposta oriunda do desmatamento é menos linear e mais complexa que aquela gerada a partir dos cenários de emissão, onde a relação entre impactos e ação antrópica foram mais claras. Com base nos cenários de emissões, destaca-se a possibilidade de redução de 20% a 80% na vazão média afluente à usina de Santa Cecília no fim deste século.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

INFLOW PROJECTIONS TO SANTA CECILIA LIFT STATION (RJ) DRIVEN BY AMAZON FOREST DEFORESTATION AND CLIMATIC CHANGE SCENARIOS

Rafael Livolis de Alcantara Cabral

March/2017

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Marcio Cataldi

Department: Civil Engineering

This study seeks to identify the possible impacts on the natural inflow in the Guandu river system using hydrologic modeling based on the response of two different components of the climate system to human action. We used three hypothetical scenarios of deforestation in the Amazon (15%, 50% and 100%) and four future greenhouse gases (GHG) emissions scenarios. The monthly version of hydrologic model SMAP was used. The model was calibrated with precipitation data from National Water Agency (ANA) and natural flow data from Electric System National Operator (ONS). In the forecast phase, climate forecast data from CAM3.1 model (based on deforestation scenarios) and from GFDL-CM2.1 model with support of emissions scenarios were used. As conclusion of this study, it was found that the changes from deforestation are less linear and more complex than those coming from emission scenarios, where the relationship between climate change impacts and anthropogenic action have been clearer. Based on emission scenarios, we highlight the possibility of a reduction of 20% to 80% on the average inflow rate to Santa Cecília by the end of this century.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS.....	xiii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Contextualização	1
1.2 Identificação do problema	5
1.3 Objetivos	11
1.4 Organização	12
CAPÍTULO 2 - MUDANÇAS CLIMÁTICAS	14
2.1 Sistema climático	14
2.2 Variabilidade climática.....	16
2.3 Evidências das mudanças climáticas	18
2.4 Modelagem climática	23
2.5 Painel intergovernamental sobre mudanças no clima (IPCC).....	24
2.5.1 Cenários de emissões.....	25
CAPÍTULO 3 - AMAZÔNIA E SUAS RELAÇÕES COM O CLIMA	29
3.1 Influência da Amazônia no clima continental	29
3.2 Desmatamento na Amazônia e sua relação com o clima global	31
3.3 Evolução e projeções para o desmatamento na Amazônia	33
3.4 Projeções para o clima devido ao desmatamento	35
CAPÍTULO 4 - ESTUDOS HIDROLÓGICOS.....	38
4.1 Modelos matemáticos.....	38
4.2 Modelagem hidrológica.....	39
CAPÍTULO 5 - MATERIAIS E MÉTODOS	46
5.1 Caracterização da área de estudo	48
5.2 Vazões naturais.....	52
5.3 Dados de precipitação	53
5.3.1 Seleção do período de estudo e das estações pluviométricas	53
5.3.2 Preenchimento de falhas nos registros das séries históricas.....	56
5.3.3 Verificação da homogeneidade dos dados.....	56
5.4 O modelo CAM e os cenários de desmatamento	59
5.5 Modelo GFDL-CM2	62
5.6 Remoção do viés e ajuste dos dados dos modelos	64
5.7 Modelo SMAP mensal.....	65
CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DOS DADOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	69
6.1 Análise estatística das séries históricas.....	69

6.2	Análise das projeções de precipitação	73
6.2.1	Cenários de desmatamento.....	73
6.2.2	Cenários de emissões SRES	77
6.3	Calibração e validação do modelo hidrológico	84
6.4	Análise das projeções de vazões	85
6.4.1	Cenários de desmatamento.....	85
6.4.2	Cenários de emissões SRES	89
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....		94
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		97
ANEXO A – SIMULAÇÃO DE CHUVA E VAZÃO PARA CENÁRIOS DE DESMATAMENTO DA AMAZÔNIA E DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS		119
ANEXO B – DADOS COMPLEMENTARES (EM CD-ROM).....		131

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – A localização e os principais rios das bacias hidrográficas brasileiras mais importantes. Fonte: Ministério dos transportes.	5
Figura 1.2 – Vazões naturais médias mensais totais e de longo período. Fonte: Dados da ONS.	7
Figura 1.3 – Precipitações totais mensais da estação meteorológica de Resende/RJ	9
Figura 1.4 – Precipitações totais mensais da estação meteorológica de Taubaté/SP	9
Figura 1.5 – Anomalias de precipitação (mm) observadas no verão austral (janeiro, fevereiro e março) de 2014 em relação à climatologia de 1981 a 2010.	10
Figura 2.1 – Evolução dos níveis de CO ₂ (NOAA), temperatura média global (HadCRUT3), e atividade de manchas solares desde 1850 (ROB). Linhas finas para temperatura e atividade solar representam médias móveis de 25 anos.	20
Figura 2.2 – Médias globais de temperaturas e calor observados e simulados por modelos climáticos considerando forçantes antrópicas ou não.....	22
Figura 3.1 - Modelo conceitual do jato de baixos níveis (JBN).	31
Figura 3.2 – Impacto global do desmatamento tropical nos regimes de precipitação.....	32
Figura 3.3 – Resultados do modelo para os cenários dos casos extremos para o ano de 2050.....	34
Figura 3.4 – Projeções para a distribuição dos biomas na América do Sul para 2070-2099.....	35
Figura 3.5 – Anomalias de precipitação média (mm/dia) dos cenários de desmatamento completo (a); cenário de 2100 (b); cenário de 2050 (c); cenário de 2025 (d) em relação ao caso controle.....	36
Figura 5.1 – Diagrama esquemático das etapas do trabalho e sua correspondência com os objetivos específicos	47
Figura 5.2 – Bacia do rio Paraíba do Sul.....	49
Figura 5.3 – Sistema hidráulico do rio Paraíba do Sul.	50
Figura 5.4 – Mapa de altitude (m) com as estações pluviométricas na sub-bacia 58 à montante de Santa Cecília.	54
Figura 5.5 – Estações e períodos com falhas; em vermelho, as 29 estações escolhidas.	54
Figura 5.6 – Curvas das duplas massas para verificação da consistência das séries históricas.....	58
Figura 5.7 – Sazonalidade da precipitação de 1982 a 1995 das 29 estações pluviométricas estudadas na bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul.	59

Figura 5.8 – Alteração da cobertura vegetal no CLM: substituição do PFT 4 (azul claro) pelo 15 (marrom). Cobertura vegetal original (a), 15% de desmatamento (b), 50% de desmatamento (c), e 100% de desmatamento (d)	61
Figura 5.9 – Representação do SMAP em sua versão mensal.	68
Figura 6.1 – Série histórica de reanálise de precipitação mensal.	69
Figura 6.2 – Série histórica dos desvios das reanálises de precipitação mensal.	70
Figura 6.3 – Série histórica de vazões naturais mensais.....	71
Figura 6.4 – Série histórica dos desvios das vazões naturais mensais.	72
Figura 6.5 – Comparação entre as médias mensais de 10 anos do cenário de referência de desmatamento (Clima10) antes da remoção do viés.....	73
Figura 6.6 – Médias móveis mensais de 1 ano das projeções de precipitação para os 10 anos de simulação dos cenários de desmatamento após a remoção do viés.....	74
Figura 6.7 – Anomalias das médias mensais de longo curso de precipitação prevista segundo os cenários de desmatamento para 10 anos de simulação	75
Figura 6.8 – Anomalias das médias mensais de longo curso de precipitação prevista segundo os cenários de desmatamento para 2 anos de simulação	76
Figura 6.9 – Comparação entre as médias mensais de 10 anos dos cenários de emissão antes da remoção do viés	78
Figura 6.10 – Projeções de precipitação mensal para o período 2011-2100 segundo os cenários de emissão.	79
Figura 6.11 – Anomalias das médias mensais de 30 anos de precipitação prevista segundo o cenário A1FI.....	80
Figura 6.12 – Anomalias das médias mensais de 30 anos de precipitação prevista segundo o cenário A1B.....	81
Figura 6.13 – Anomalias das médias mensais de 30 anos de precipitação prevista segundo o cenário A2.....	82
Figura 6.14 – Anomalias das médias mensais de 30 anos de precipitação prevista segundo o cenário B1	83
Figura 6.15 – Resultados da calibração do SMAP, de junho de 1982 a maio de 1989.	84
Figura 6.16 – Resultados da validação do SMAP, de junho de 1989 a maio de 1995.	84
Figura 6.17 – Médias móveis mensais de 1 ano das vazões projetadas pelos cenários de desmatamento para 10 anos de simulação; eixo das abscissas representa os anos de simulação.	86
Figura 6.18 – Médias mensais de longo período das vazões projetadas em comparação às das vazões naturais do ONS.....	88
Figura 6.19 – Médias móveis mensais de 10 anos das vazões projetadas para até 2100 pelos cenários de emissão.	90

Figura 6.20 – Médias mensais de 30 anos das vazões projetadas pelos cenários de emissão para o período 2011-2040 em comparação às médias de longo período (1931-2014) das vazões naturais do ONS.....	91
Figura 6.21 – Médias mensais de 30 anos das vazões projetadas pelos cenários de emissão para o período 2041-2070 em comparação às médias de longo período (1931-2014) das vazões naturais do ONS.....	92
Figura 6.22 – Médias mensais de 30 anos das vazões projetadas pelos cenários de emissão para o período 2071-2100 em comparação às médias de longo período (1931-2014) das vazões naturais do ONS.....	93

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Vazões (m ³ /s) no sistema hidráulico do rio Paraíba do Sul no dia 30 de janeiro de 2015.....	6
Tabela 1.2 – Vazões naturais médias mensais totais (m ³ /s) afluentes à Santa Cecília.....	7
Tabela 1.3 – Situação do reservatório equivalente da bacia do rio Paraíba do Sul.....	8
Tabela 5.1 – Municípios que captam água do Paraíba do Sul para abastecimento	51
Tabela 5.2 – Estações pluviométricas escolhidas	55
Tabela 6.1 – Parâmetros do teste de hipótese de mudança de média na série histórica de precipitação	70
Tabela 6.2 – Parâmetros do teste de hipótese de mudança do desvio padrão da série histórica de precipitação.....	70
Tabela 6.3 – Parâmetros do teste de hipótese de mudança de média na série histórica de vazão	71
Tabela 6.4 – Parâmetros do teste de hipótese de mudança do desvio padrão da série histórica de vazão	72

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Contextualização

O último século foi um período marcado pela intensificação da pressão das atividades humanas sobre os recursos naturais do planeta. Steffen *et al.* (2005) apresentam uma série de mudanças de tendência, impulsionadas em diversas frentes, especialmente a partir de meados do século XX. Entre outras coisas, os autores destacam crescimentos significativos dos consumos de água e de papel, da população mundial e do PIB global e da quantidade de veículos motorizados nas ruas bem como perdas de florestas, especialmente tropicais, e da biodiversidade global.

Rockström *et al.* (2009a, 2009b), seguindo por esse contexto de que as atividades humanas têm sido cada vez mais significativas para o planeta Terra – e inspirados pelo conceito de desenvolvimento sustentável – discutiram o conceito de “limites planetários”, que se trata de limites operacionais seguros que deveriam ser respeitados pela civilização humana a fim de se evitar problemas ambientais irreversíveis. Tal conceito parte de uma visão sistêmica da Terra e foi proposto considerando nove (9) diferentes limites a serem respeitados, cada qual referente a um determinado processo do sistema terrestre.

Um desses limiares planetários é o limite relativo às mudanças climáticas, por exemplo. Tal limite é ameaçado pelas emissões de gases e aerossóis decorrentes das atividades antrópicas. Esse fato ocorre porque, como se trata de um dos limites propostos para que as atividades humanas possam alcançar um desenvolvimento sustentável, é sobre estas que vai incidir a pressão relativa à ultrapassagem de tais limites.

Hansen *et al.* (2008) apontam que, em 2008, foi atingido o marco de, aproximadamente, 385 ppm (partes por milhão) de dióxido de carbono (CO₂) na atmosfera. No entanto, é destacado que 350 ppm seria o valor máximo de segurança para a humanidade. Tal limite é proposto também por Steffen *et al.* (2015a, 2015b), que, além disso, incluem a necessidade de se delimitar a forçante radiativa em 1 W/m²

relativa à era pré-industrial. Em 2015, contudo, a concentração de CO₂ se aproximou dos 400 ppm, e a forçante radiativa chegou a 2,29 W/m².

De fato, o crescimento populacional, a intensificação da extração e do consumo dos recursos naturais do planeta, e a utilização de tecnologias pouco eficientes e menos limpas – como as baseadas em combustíveis fósseis, por exemplo – contribuem para uma tendência de crescimento dos impactos ambientais decorrentes das atividades humanas sobre os sistemas naturais. Entre as implicações desses impactos ambientais, especialmente devido à alteração da composição da atmosfera e da cobertura do solo, em todo planeta, estão as mudanças nos padrões climáticos globais.

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC) relata, há algum tempo, que, na opinião dos cientistas que o compõe, já se vivenciam as mudanças climáticas, seja através do aumento na frequência quanto na intensidade dos eventos extremos registrados em todo o planeta (IPCC, 2000; 2007; 2013). Ao encontro dessa perspectiva, outros autores afirmam, ainda, que a frequência e a intensidade de eventos extremos de precipitação e temperatura, por exemplo, já têm aumentado em várias regiões do Brasil nos últimos 50 anos (Marengo *et al.*, 2007; Dereczynski *et al.*, 2013).

Seguindo a premissa de que as mudanças climáticas já estão acontecendo, em 2012 foi liberado, pelo IPCC, um relatório especial sobre gestão de riscos de eventos extremos e desastres para avançar na adaptação às mudanças climáticas (SREX). De acordo com o SREX (IPCC, 2012), estariam sendo experimentados eventos como ondas de calor, furacões, inundações e secas de uma maneira mais frequente e intensa. Tendo em vista que esse eventual aumento na frequência e intensidade dos eventos extremos poderia causar grandes impactos em toda a sociedade, tais como perdas humanas e econômicas, a promoção do gerenciamento de risco torna-se essencial.

Além da severidade dos eventos meteorológicos e climáticos, o relatório apresenta outros elementos importantes para o entendimento dos riscos climáticos. Primeiramente, a presença de bens e atividades humanas em áreas com potencial de ser afetadas pelos eventos extremos, o que foi definido no documento como exposição. Em segundo lugar, a suscetibilidade a esses extremos, combinada com a habilidade de autorrecuperação, que foi definida como vulnerabilidade.

Nesse contexto, ao se voltar para o atual quadro dos recursos hídricos no Brasil, tais elementos são de particular importância. Os recursos hídricos são fonte de

abastecimento de água para importantes atividades humanas, como a irrigação, por exemplo, sendo, portanto, um fator essencial para desenvolvimento da civilização humana ao longo da história. Mais atualmente, esses recursos têm ganhado importância adicional, especialmente para aqueles países com as condições ideais para a geração de energia hidrelétrica. Em particular, nesse último item, precisamente, a vulnerabilidade do país fica evidente. De acordo com o Ministério de Minas e Energia (MME), em 2014, a participação da hidroeletricidade na matriz de energia elétrica do Brasil foi aproximadamente 60%, enquanto que, em anos anteriores, ficou na casa dos 80%. O problema nesse dado é que a hidroeletricidade é fortemente dependente do regime de precipitação, e, desse modo, o fato de que o país é primordialmente dependente de uma única fonte de geração de eletricidade torna o setor elétrico brasileiro bastante vulnerável às variabilidades climáticas.

Especificamente, em seu quinto e último relatório (AR5), baseado em uma extensa bibliografia, o IPCC (2013) aponta que os principais impactos na América Latina atribuídos às mudanças climáticas serão a redução das geleiras dos Andes e o aumento do fluxo do rio da bacia do Prata. As projeções climáticas sugerem aumentos e reduções na precipitação de acordo com a região. É esperada uma redução de 22% no nordeste do Brasil e um aumento de 25% no sudeste da América do Sul. As projeções para 2100 indicam um aumento dos períodos de seca na América do Sul tropical, a leste dos Andes, e nos dias e noites quentes na maior parte do continente.

O relatório ressalta, ainda, que a mudança no uso do solo contribui significativamente para a degradação ambiental ao exacerbar os impactos negativos das alterações climáticas.

Segundo Soares-Filho *et al.* (2006), em 2050, as atuais tendências de expansão agrícola eliminarão um total de 40% das florestas da Amazônia, incluindo pelo menos dois terços da cobertura vegetal de seis grandes bacias hidrográficas e 12 regiões ecológicas, liberando 32 ± 8 Pg de carbono na atmosfera, contribuindo, assim, para o aquecimento global.

No entanto, outro aspecto deve ser considerado a favor da conservação da floresta amazônica. Entre as funções ambientais desempenhadas pela Amazônia, está a ciclagem de água. Nesse sentido, Makarieva (2013) enfatiza o papel das florestas como uma “bomba biótica de umidade” para o continente. Nobre (2014) afirma que, sem os “rios voadores”, grande parte do sul do Brasil – responsável por aproximadamente 70%

do PIB do país e onde estão localizadas as principais usinas hidrelétricas – poderia ser um deserto árido.

Sobre os recursos hídricos, o AR5 (IPCC, 2013) afirma que há fortes evidências de uma redução da oferta de água potável em territórios subtropicais secos, o que aumentaria disputas pelo uso de bacias hidrográficas – algo semelhante ao que acontece atualmente entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, com a disputa pelo uso da água do rio Paraíba do Sul para abastecimento humano, por ocasião da grave crise hídrica impulsionada por longo período de anomalias negativas de precipitação que se iniciou em meados de 2013.

Coelho *et al.* (2015) aponta que a crise hídrica enfrentada pela região sudeste nos verões de 2013/2014 e 2014/2015 foi excepcionalmente severa e, também, a mais rigorosa seca registrada desde 1981 para os verões austrais, revelando o quanto a região é vulnerável às variabilidades de disponibilidade de seus recursos hídricos. Fatores como a baixa frequência de frentes frias, o posicionamento anômalo da Alta Subtropical do Atlântico Sul - ASAS, associado com configurações duradouras de bloqueios atmosféricos, por exemplo, dificultaram a chegada das poucas frentes frias que atingiram o país até a região sudeste do Brasil, impedindo a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), acarretando neste déficit inédito de precipitação na região (Cataldi, 2014).

A ocorrência desse padrão atmosférico anômalo, aliada à crescente preocupação da literatura com as questões climáticas, reforça a necessidade de se rever as atuais condições das grandes cidades do Sudeste – especialmente a cidade do Rio de Janeiro, que é foco deste trabalho – em relação aos seus recursos hídricos, cuja vulnerabilidade climática é cada vez mais evidente.

Nesse sentido, na seção 1.2, será introduzida a problemática concernente às várias cidades do estado do Rio de Janeiro e seus recursos hídricos, especificamente aquelas que dependem das águas do sistema hidráulico do rio Guandu para o abastecimento público.

1.2 Identificação do problema

O Brasil é um dos países mais ricos em bacias hidrográficas do mundo. Possui cerca de 12% das reservas de água doce de todo o planeta (ANA, 2009). No entanto, essas reservas estão distribuídas de maneira desigual. Entre as principais bacias brasileiras, destacam-se as ilustradas na Figura 1.1.

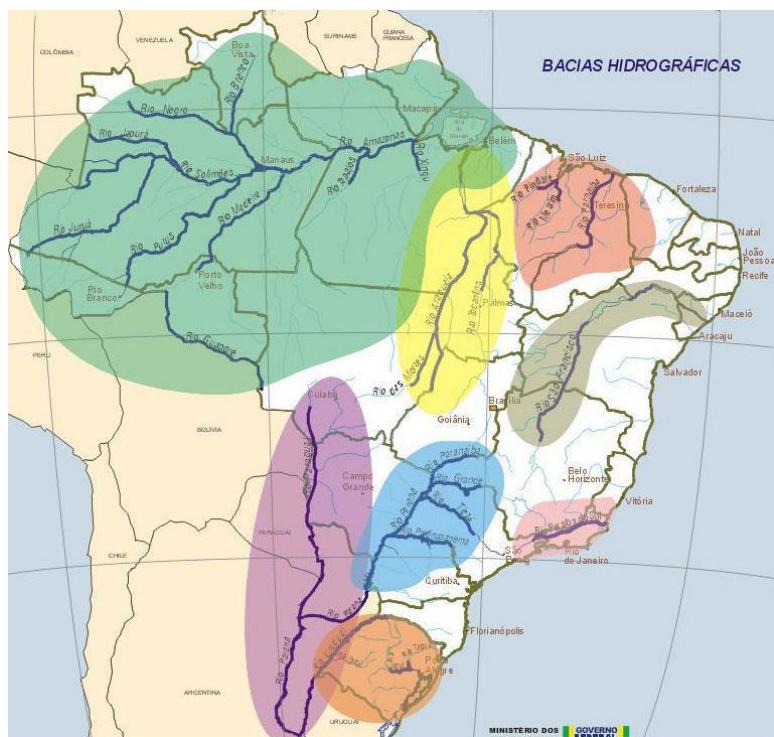


Figura 1.1 – A localização e os principais rios das bacias hidrográficas brasileiras mais importantes. Fonte: Ministério dos transportes.

Uma bacia hidrográfica é constituída por um ou mais rios principais e seus afluentes. A bacia do Paraíba do Sul, que faz parte do Atlântico sudeste, é composta apenas por um rio principal e seus afluentes. Esse rio é responsável pelo abastecimento de várias cidades do vale do Paraíba e do estado do Rio de Janeiro.

Em meados do ano de 2013, iniciou-se um período, nas principais bacias do sudeste brasileiro, que muitos identificaram como sendo uma seca, como se houvesse uma ausência prolongada de precipitação. Embora tal ausência não tenha se confirmado, tratou-se, de fato, de um período atípico marcado fortemente por anomalias negativas de precipitação. Na bacia do Paraíba do Sul, por exemplo, no dia 29 de janeiro de 2015, o volume útil do reservatório equivalente da bacia do rio Paraíba do Sul – que é composto pelos reservatórios de Paraibuna, Santa Branca, Jaguari e Funil – chegou a 21 hm^3 , o

que equivalia a apenas 0,49% do seu volume útil total (Tabela 1.3). Ressalta-se que, naquele momento, dois reservatórios operavam no volume morto (volumes úteis negativos) –Paraibuna e Santa Branca – conforme pode ser visto na Tabela 1.1, que apresenta alguns dados sobre as vazões nos principais pontos do sistema hidráulico da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul no dia 30 de janeiro de 2015:

Tabela 1.1 – Vazões (m^3/s) no sistema hidráulico do rio Paraíba do Sul no dia 30 de janeiro de 2015

	Vazão Afluente	Vazão Defluente	Volume Útil
Paraibuna	50	50	-0,45%
Santa Branca	58	71	-1,59%
Jaguari	17	11	1,79%
Funil	116	114	3,95%
Santa Cecília	137	42	–

Fonte: Dados do ONS

A estação elevatória de Santa Cecília (UEL SC) é o ponto do sistema em que é feita a transposição das águas do rio Paraíba do Sul para o rio Guandu, responsável pelo abastecimento da maior parte da região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro (RMRJ). Parte da vazão afluente à Santa Cecília é liberada para jusante no rio Paraíba do Sul e outra parte é transposta para o sistema Guandu. Como pode ser concluído através da Tabela 1.1, já que a vazão liberada por Santa Cecília para jusante no Paraíba do Sul foi de $42\ m^3/s$ e a vazão afluente é de $137\ m^3/s$, a diferença, $95\ m^3/s$, é a vazão que foi efetivamente transposta.

Contudo, deve-se ressaltar que há uma vazão mínima exigida, por meio de resoluções aprovadas pela Agência Nacional de Águas (ANA), para a transposição. Devido, principalmente, ao persistente quadro anômalo de precipitações, essas vazões de restrições foram sendo continuamente reduzidas. Antes de maio de 2014, Santa Cecília tinha de garantir, no mínimo, uma vazão de $190\ m^3/s$ para o sistema Guandu. Então, em maio de 2014, essa vazão mínima foi reduzida para $173\ m^3/s$ a fim de atender melhor os múltiplos interessados, localizados tanto à jusante no rio Paraíba do Sul, quanto àqueles abastecidos pelo sistema Guandu. No entanto, em julho de 2014, a ANA sentiu a necessidade de reduzir novamente a vazão mínima, que, dessa vez, caiu para $165\ m^3/s$. Em setembro de 2014, houve outra redução, levando a vazão mínima para $160\ m^3/s$. Em dezembro do mesmo ano, a ANA decidiu novamente reduzir a vazão, fixando-a em $140\ m^3/s$. Por fim, em março de 2015, foi aprovada uma resolução que definia a

vazão mínima para transposição como sendo 110 m³/s. Como pôde ser visto anteriormente, mesmo com as sucessivas flexibilizações, a vazão mínima não pôde ser garantida em todos os momentos, haja vista que a vazão efetivamente transposta no dia foi de 95 m³/s, menor que a vazão mínima prevista na última resolução aprovada pela ANA.

Na Tabela 1.2 e na Figura 1.2, é possível observar que, a partir de meados de 2013, dá-se início ao período em que as vazões naturais médias mensais afluentes à Santa Cecília entram em uma prolongada fase abaixo das médias de longo período.

Tabela 1.2 – Vazões naturais médias mensais totais (m³/s) afluentes à Santa Cecília

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
Mínima	171	150	209	175	138	106	91	77	74	83	113	140
Média	500	522	494	350	244	207	172	144	151	182	239	349
Máxima	1016	1034	1088	638	408	687	402	300	488	430	463	678
1955	379	206	261	203	142	121	91	77	90	83	146	244
2013	701	578	471	320	195	175	189	124	110	165	223	331
2014	209	117	174	180	113	109	98	85	88	82	116	146
2015	128	283	278	182	128	118	92	65	127	110	200	387
2016	574	378	487	208								

Fonte: Dados da ONS

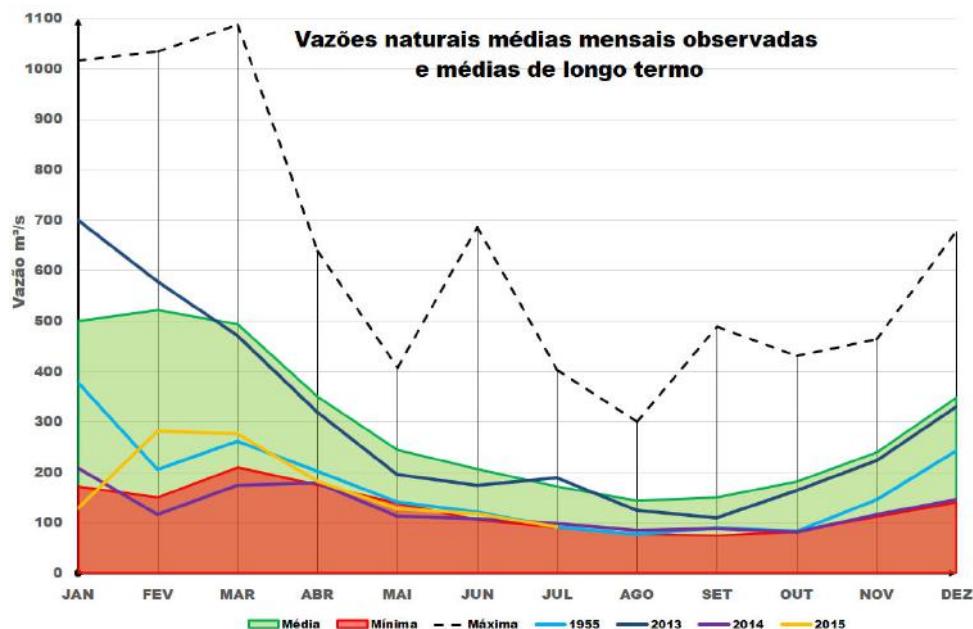


Figura 1.2 – Vazões naturais médias mensais totais e de longo período. Fonte: Dados da ONS.

A partir de agosto de 2013, as vazões mensais passaram a ficar abaixo da média do período de 1931 a 2012. Essa observação vale para as vazões de todos os meses de 2014 e para os meses aqui contabilizados de 2015. Pode ser constatado que as vazões de

2014 aproximaram-se bem das vazões mínimas de longo período e ficaram abaixo daquelas apresentadas no ano de 1955, o ano de destaque em termos de vazões reduzidas no século passado (século XX).

Na Tabela 1.3, apresenta-se o quadro geral da situação do reservatório equivalente da bacia do rio Paraíba do Sul no dia 29 de janeiro de 2015.

Tabela 1.3 – Situação do reservatório equivalente da bacia do rio Paraíba do Sul

RESERVATÓRIOS	Situação em 29/01/2015			
	Cota (m)	Vol. Acum. (hm ³)	Vol. Útil Acum. (hm ³)	% Vol. Útil
Paraibuna	694,48	2.084	-11,5	-0,45**
Santa Branca	604,49	126	-4,9	-1,59**
Jaguari	603,72	457	14	1,79
Funil	445,42	307	24	3,95
Reservatório Equivalente	2.974	21	0,49%	
Santa Cecília	352,67	-	-	-
Pereira Passos*	86,33	-	-	-

* - A UHE Pereira Passos é abastecida pelo reservatório denominado Ponte Coberta

**- Percentual de volume útil calculado pela ANA

Fonte: ANA¹

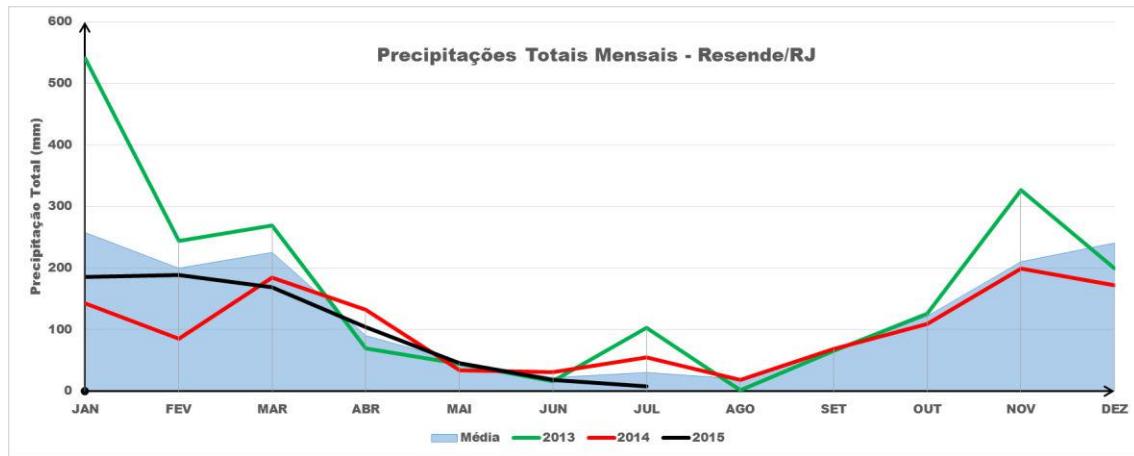
Conforme apontado anteriormente, o volume útil dos quatro (4) reservatórios em conjunto foi de apenas 0,49%. No ano seguinte, no dia 31 de janeiro de 2016, o armazenamento seria de 26,79%.

Os episódios de vazões abaixo da média, basicamente, estão associados a longos períodos de anomalias negativas de precipitação. Desse modo, uma investigação sobre eventuais padrões anômalos dessa variável atmosférica deveria encontrar alguma relação entre os índices de precipitação e esses anos atípicos. No entanto, deve-se considerar que outros fatores podem contribuir para a redução das vazões, como aqueles ligados à gestão hídrica, por exemplo, e, assim, teriam o potencial de intensificar eventos extremos de seca. Tais fatores, quando existem, são comumente chamados de vulnerabilidades e devem ser corrigidos, a fim de se mitigar eventuais impactos decorrentes de eventos extremos.

Em relação à precipitação, apresentam-se aqui dados de duas estações meteorológicas na bacia do Paraíba do Sul, que também revelaram os sinais da crise

¹ Dados disponíveis nos boletins diários e mensais no site da Sala de Situação da ANA: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/saladesituacao/default.aspx>>

identificada anteriormente. Na Figura 1.3 e na Figura 1.4, é possível visualizar que os índices pluviométricos do ano de 2014, de uma maneira geral, em ambas as estações,



foram abaixo da média.

Figura 1.3 – Precipitações totais mensais da estação meteorológica de Resende/RJ

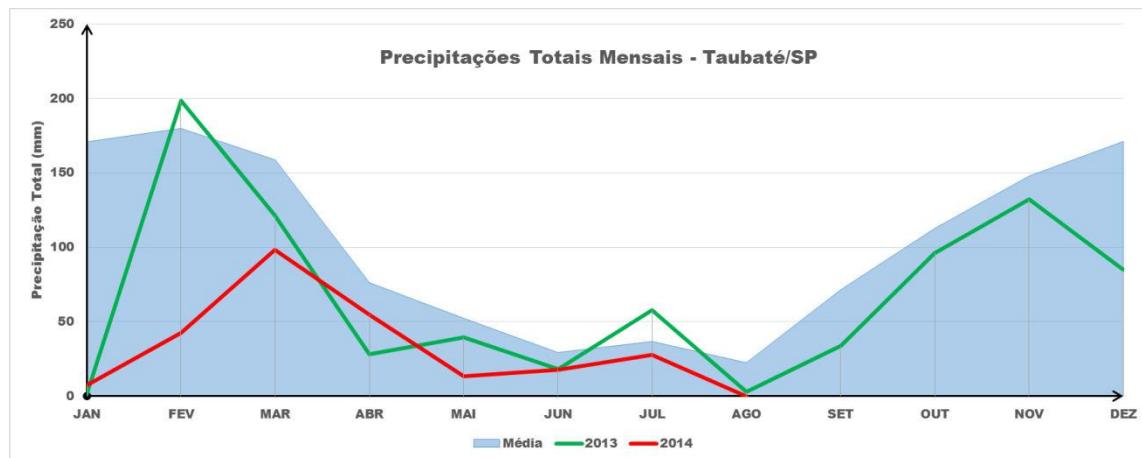


Figura 1.4 – Precipitações totais mensais da estação meteorológica de Taubaté/SP

A Figura 1.5 apresenta as anomalias de precipitação observadas nos meses de verão – janeiro, fevereiro e março – do ano de 2014, considerando a normal climatológica de 1981 a 2010 para esses três meses. Nela está destacada a região sudeste, onde é possível encontrar áreas em que se observam déficits maiores que 300 mm. Destaca-se que, por estar totalmente inclusa na região sudeste, toda a área da bacia do Paraíba do Sul apresentou índices pluviométricos abaixo do esperado.

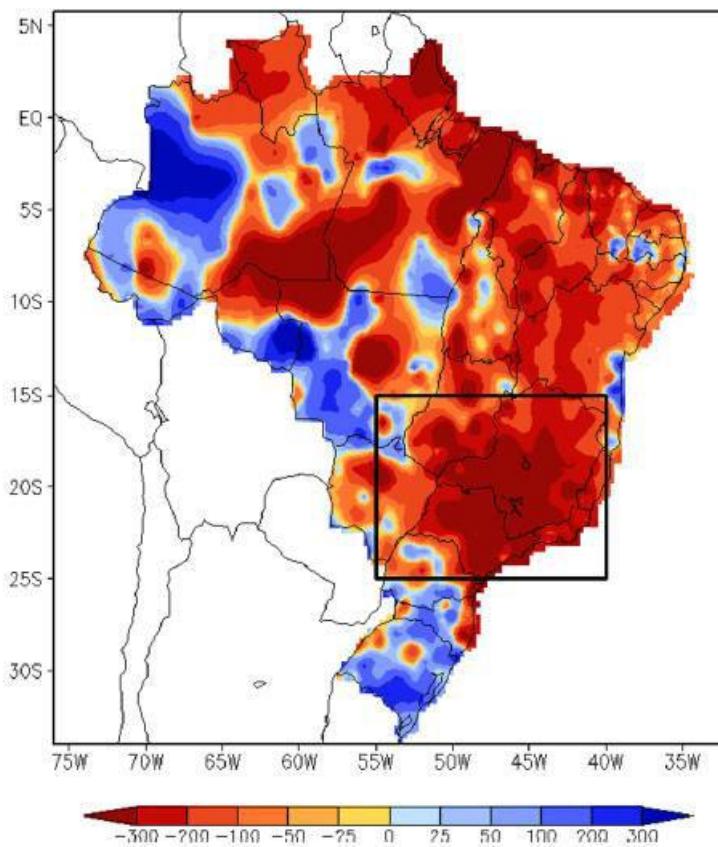


Figura 1.5 – Anomalias de precipitação (mm) observadas no verão austral (janeiro, fevereiro e março) de 2014 em relação à climatologia de 1981 a 2010.
Fonte: Coelho *et al.* (2015)

Embora tal adversidade da natureza não pudesse ter sido evitada, os seus impactos de alguma maneira podem ser minimizados. Dessa forma, identificada a causa do problema em questão, é interessante conhecer alguns outros fatores que têm o potencial de intensificar os impactos de uma crise de seca. O sistema de abastecimento do rio Guandu, por exemplo, possui grandes vulnerabilidades que são crônicas. Trata-se de problemas que podem e devem ser tratados com a implementação de um gerenciamento mais eficiente de recursos hídricos.

Segundo o Atlas do Sistema Nacional de Informações sobre Saneamento (SNIS) 2013, o consumo de água no estado do Rio de Janeiro é o mais elevado do Brasil. São 253,1 litros por habitante por dia — valor 24,1% acima da média do sudeste e 52,2% a mais do que a média nacional.

Uma grande vulnerabilidade do sistema é o rio Poços. Trata-se de um minúsculo tributário do Guandu que está altamente poluído por esgotos. Sua carga de poluição obriga a coleta da CEDAE, a companhia estadual de águas, a retirar mais água do Guandu — para diluir a poluição — do que precisaria se o aparentemente insignificante

rio dos poços estivesse limpo ou se pelo menos a CEDAE mudasse o ponto de coleta. (Revista Clima e Energia – COPPE/UFRJ, 2011).

Ainda, segundo a revista, outro grave problema é a quantidade das perdas na distribuição. O valor pode chegar perto de 50%, dos quais apenas 10% a 12% seriam dos chamados gatos.

Essas questões precisam ser resolvidas para aumentar a resiliência do sistema às variabilidades do clima. Especialmente porque a exposição aos eventos extremos do clima e correspondente tratamento das vulnerabilidades é o primeiro passo para se adaptar para os eventuais impactos. Ressalta-se, por fim, que a discussão das vulnerabilidades do sistema de abastecimento da RMRJ não foi esgotada neste breve texto aqui apresentado.

1.3 Objetivos

Na subseção anterior, identificaram-se importantes vulnerabilidades do sistema de abastecimento da cidade do Rio de Janeiro – e de outros oito (8) municípios que também dependem do sistema hidráulico do rio Guandu. Para o abastecimento dessas cidades, como identificado também anteriormente, um ponto crítico do sistema é a estação elevatória de Santa Cecília (UEL SC), que, através da transposição de parte significativa das águas do rio Paraíba do Sul, é praticamente o único alimentador do sistema Guandu. Na crise relatada na subseção anterior, as afluências na UEL SC foram seriamente modificadas e, por essa razão, as vazões transpostas foram sucessivamente reduzidas, o que impactou, em menor ou maior grau, todos os municípios dependentes dessas águas.

Num contexto de alterações climáticas, eventos extremos, como longos episódios de precipitações anômalas, por exemplo, poderiam se tornar cada vez mais frequentes e até mais intensos. Os principais processos, decorrentes de atividades humanas, responsáveis por perturbar o sistema climático, conduzindo a mudanças no clima, são alterações na composição do solo, devido ao desmatamento, por exemplo, e à emissão de gases de efeito estufa, devido à queima de combustíveis fósseis.

Deve-se ressaltar que, mais do que condenar as ações da civilização humana sobre o sistema terrestre, trata-se de reconhecer uma oportunidade, a de atuar nas

forçantes antrópicas é o meio mais razoável para atenuar eventuais alterações climáticas.

Nesse sentido, como objetivo geral, o propósito deste trabalho é identificar eventuais impactos no padrão de afluências à UEL SC, considerando dois estudos de caso baseados em diferentes forçantes climáticas. De um lado, um grupo de cenários hipotéticos de desmatamento na Amazônia e, do outro, um grupo de cenários futuros do clima, obtidos a partir de diferentes taxas de emissões de gases de efeito estufa, utilizados pelo IPCC em seus relatórios.

Desse modo, tal estudo pode vir a subsidiar estudos de adaptação e mitigação de eventuais impactos climáticos ao sistema de abastecimento da cidade do Rio de Janeiro e cidades vizinhas. Adicionalmente, pode contribuir para o conhecimento sobre os diferentes papéis de cada uma dessas forçantes climáticas para as mudanças climáticas.

Como objetivos específicos, cita-se:

- (I) consolidação dos dados de entrada para a calibração do modelo hidrológico SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) (em sua versão mensal) – coleta e tratamento de dados de precipitação mensal da plataforma Hidroweb (pertencente à ANA); coleta de dados de vazão natural mensal do ONS para a UEL SC;
- (II) preparação dos cenários hipotéticos de desmatamento da Amazônia – tratamento dos dados de projeção climática do modelo CAM 3.1 para a região de estudo;
- (III) preparação dos cenários futuros de emissões – coleta e tratamento dos dados de projeção climática do modelo GFDL-CM2 para os cenários A1FI, A1B, A2 e B1;
- (IV) análise e geração das projeções de vazões afluentes à UEL SC para os diferentes cenários climáticos.

1.4 Organização

Após esta apresentação introdutória, situando os referenciais de análise para o desenvolvimento desta pesquisa, o Capítulo 2 abordará alguns aspectos teóricos a respeito das mudanças climáticas. A discussão inicia-se com um texto abordando aspectos gerais sobre o sistema climático. O capítulo também discute o tema da

variabilidade climática e, então, apresenta alguns trabalhos que objetivaram mostrar evidências das mudanças climáticas. Em seguida, o capítulo enfoca alguns trabalhos relacionados à modelagem climática e, por fim, trata sobre o painel intergovernamental sobre mudanças climáticas (IPCC).

O Capítulo 3 propõe-se a apresentar alguns trabalhos que discutiram a relação da floresta amazônica com o clima em escala global e regional. O capítulo discute, inicialmente, a respeito de trabalhos voltados para a influência da Amazônia no clima continental. Em seguida, apresenta autores que abordam a influência do desmatamento das grandes florestas tropicais em todo o planeta. O capítulo discorre, ainda, sobre trabalhos que estudaram a evolução do desmatamento na Amazônia e apresentaram projeções para o desmatamento no futuro. Por fim, o capítulo volta-se para os possíveis impactos regionais na precipitação considerando a evolução do desmatamento na Amazônia.

O Capítulo 4 aborda aspectos gerais da modelagem hidrológica e apresenta diversas referências de autores que trabalharam com modelagem hidrológica e, principalmente, com estudos hidrológicos aliados a estudos climáticos.

O Capítulo 5 apresenta a metodologia deste trabalho, discutindo, inicialmente, sobre a coleta e a tarefa realizada com os dados hidrológicos e climáticos que subsidiaram o trabalho de modelagem hidrológica. Em seguida, são apresentados os modelos climáticos cujos dados de saída foram utilizados neste trabalho. Por fim, o capítulo propõe-se a apresentar o modelo hidrológico utilizado nesta pesquisa.

O Capítulo 6 relata os resultados de forma integrada com as correspondentes discussões. De início, são apresentadas as projeções de precipitação que subsidiaram a modelagem hidrológica e, em seguida, as projeções de vazões, em cima das quais a discussão apoiou-se principalmente.

Por fim, o Capítulo 7 expõe as conclusões provenientes da discussão dos resultados. São apresentadas, também, as limitações identificadas ao longo do trabalho e algumas recomendações para trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2 - MUDANÇAS CLIMÁTICAS

2.1 Sistema climático

Uma importante noção a se destacar, inicialmente, é a de que o termo “clima” difere do termo “tempo”. “Tempo” são as flutuações no estado da atmosfera, enquanto que o “clima” é o estado médio da atmosfera num período de tempo. De um lado, a investigação do tempo está mais focada na projeção de elementos individuais do tempo, como o desenvolvimento de determinado sistema de baixa ou alta pressão, por exemplo. De outro lado, a investigação do clima tem uma abordagem mais abrangente ao lidar com a totalidade dos sistemas de baixa pressão, por exemplo, tentando resolver questões como quantas tempestades poderão ocorrer no ano seguinte em determinada região, ou se elas se tornarão mais frequentes ou intensas nos próximos anos, como resultado de uma mudança climática. Desse modo, o termo “tempo” é mais apropriado quando relacionado a eventos de curto prazo na atmosfera, enquanto que o termo “clima” é mais bem relacionado a eventos de longos períodos de tempo. A Organização Meteorológica Mundial (World Meteorological Organization – WMO) sugere o período de 30 anos como um intervalo de tempo padrão para definir o clima de uma região.

Enfim, como comumente se afirma, o “tempo” é aquilo que se tem, enquanto que o “clima” é aquilo que se espera. No entanto, a expectativa do clima constrói-se sobre o conhecimento de um complexo sistema, cujo estado médio e suas variabilidades dependem de diversos parâmetros que estão sempre a variar. As principais variáveis climáticas são temperatura, precipitação, pressão atmosférica, vento e umidade, que são influenciadas por diversos fatores naturais como altitude, topografia, latitude, proximidade ao mar e cobertura vegetal, entre outros. Esses fatores são responsáveis por definir, em grande parte, o clima das regiões, contudo não são suficientes isoladamente para justificar o clima terrestre, que é bastante complexo.

O clima da Terra é regulado por diversos componentes e processos complexos relacionados aos fluxos de massa, calor e *momentum* que ocorrem entre tais componentes, impulsionados pela radiação solar – o grande motor do clima terrestre. Desse modo, costuma-se enxergar o clima como sendo um sistema: o sistema climático. O sistema climático terrestre é, portanto, um dinâmico sistema composto de muitos componentes. Esses componentes estão sempre evoluindo e constantemente interagem

uns com os outros. Consequentemente, o sistema climático como um todo também está sempre a evoluir.

Para entender o clima do presente e as possibilidades para o clima do futuro, precisa-se que sejam entendidos os processos que dirigem o clima. Os processos que determinam o clima do planeta, atuantes no ar, na água, no solo e no gelo fazem parte do sistema climático. Os componentes desse sistema climático, onde os processos (ou forçantes) atuam, são a atmosfera, a litosfera (superfície coberta por solo e rochas), a hidrosfera (oceanos, rios e lagos), a criossfera (gelo e neve) e a biosfera (seres vivos). Trata-se de um sistema interativo em que todos os seus componentes interagem uns com os outros a todo o momento, trocando matéria e energia de diversas formas.

A atmosfera é uma fina camada de gases misturados que cobre a Terra e impede que esta se torne muito quente ou muito fria. O ar assume algumas características da superfície abaixo dele. Por exemplo, ventos que passaram sobre o continente, ao chegarem a um determinado local, tendem a ser quentes e secos, enquanto outros tendem a ser frios e úmidos, por terem vindo dos oceanos.

Diferentes tipos de solo e de vegetação na superfície terrestre absorvem diferentes quantidades de energia solar, o que resulta em taxas de evaporação e aquecimento diferentes. A forma (topografia) da Terra também afeta o vento, diminuindo-o ou canalizando-o em certas direções. É o caso, por exemplo, do planalto da Borborema, no interior do nordeste brasileiro, que provoca a elevação do ar úmido oriundo do Oceano Atlântico, fazendo com que ocorra a condensação do vapor no lado oceânico, e o vento chegue seco do outro lado.

A hidrosfera é composta pelos oceanos, rios, lagos e águas subterrâneas. Os oceanos são o maior componente do sistema climático global (constituem aproximadamente 70% da superfície terrestre) e influenciam o clima através da absorção e emissão de calor. Correntes oceânicas transportam grandes quantidades de calor e água em todo mundo. A evaporação dos oceanos é uma importante fonte de vapor de água na atmosfera. A hidrosfera interage com a superfície terrestre e atmosfera através do fornecimento de água subterrânea para as raízes das plantas, permitindo a transpiração.

A criossfera é composta pelo gelo que cobre partes do planeta, principalmente de gelo marinho no Ártico e oceanos do sul, e as camadas de gelo terrestres da Groenlândia e da Antártida. Ela também inclui o gelo e a neve em muitas regiões de alta altitude e terras congeladas (*permafrost*). A criossfera, como um todo, tem perdido massa nas

recentes décadas devido a uma aceleração do derretimento. Essa perda de massa de gelo, se for oriunda dos continentes, poderia contribuir um pouco para a elevação dos níveis dos mares, como também para a maior absorção da radiação solar (alteração do albedo do planeta), bem como para a liberação de gases estufa (antes presos no *permafrost*), e, por fim, pode ameaçar o abastecimento de água das regiões dependentes das geleiras como reservatórios de água.

A biosfera é a parte do planeta, incluindo o ar, a terra, e a água, onde a vida é encontrada. Esse componente é importante fonte e sumidouro de gases de efeito estufa. Fazem parte dele: as grandes florestas tropicais, responsáveis pela conversão do calor sensível em latente – através da transpiração – e pela absorção de CO₂; os plânctons, também grandes sumidouros de CO₂; e, entre outros, os seres humanos, em grande parte, uma importante fonte de CO₂. Desse modo, a biosfera desempenha um papel importante no ciclo do carbono e para determinar a concentração de gás carbônico na atmosfera.

2.2 Variabilidade climática

Conforme apresentado na seção anterior, o sistema climático terrestre trata-se de um sistema bem complexo resultante de basicamente cinco componentes principais – a atmosfera, a hidrosfera, a criossfera, a litosfera e a biosfera – e de suas inter-relações. Ressalta-se que o sistema climático evolui no tempo sob a influência de três fatores: a dinâmica interna, função das mudanças naturais dentro do próprio sistema; as forçantes externas naturais, relacionadas à variação de energia solar incidente (variações em agentes fora do sistema climático); e, finalmente, as forçantes antrópicas, como as rápidas mudanças da composição da atmosfera e no uso da terra, devido às atividades humanas.

Alguns grupos de forçantes sempre existiram. As forçantes naturais garantem que haja uma variabilidade natural no clima terrestre. O clima tem mudado desde a formação do planeta devido à atuação dessas forçantes, sejam aquelas atuantes dentro do próprio sistema terrestre – o deslocamento das placas tectônicas, atividades vulcânicas, flutuações nas circulações oceânicas e mudanças em larga escala na biosfera e criossfera – como aquelas que agem externamente – as variações dos parâmetros

orbitais da Terra (variações de Milankovitch com ciclos de dezenas a centenas de milhares de anos) e variações de intensidade solar (ciclos de 8 a 13 anos).

A Terra já presenciou diversas mudanças climáticas, variando de períodos quentes (interglacial) para períodos frios (glacial), e vice-versa. Essas mudanças, embora profundas, evoluíram muito lentamente no tempo. Por exemplo, grandes mudanças na composição dos seres vivos terrestres e marítimos, mudanças na cobertura de gelo e a movimentação dos continentes são processos que demoram muito tempo para ocorrer. Além disso, os ciclos de Milankovitch também possuem períodos muito longos. Mas, conforme esses processos atuam ao longo do tempo, as pequenas mudanças em um componente induzem outras mudanças nos demais, especialmente porque cada componente possui um tempo de resposta diferente. Enquanto que a atmosfera tem uma resposta de dias, semanas ou meses, os oceanos, por exemplo, levam muito mais tempo para apresentar alterações e entrar em equilíbrio devido ao seu alto calor específico. Esses mecanismos assíncronos, isto é, com diferentes tempos de resposta entre os componentes que estão em constante interação uns com os outros, fazem com que haja dificuldades em se atingir o equilíbrio entre tais componentes e, assim, conduz a alterações climáticas ao longo do tempo.

No entanto, não são apenas as forçantes naturais – internas e externas – que têm atuado no sistema climático terrestre. Em algum momento do ciclo de variabilidade natural do clima do planeta, foi introduzido um novo tipo de forçante, capaz de rivalizar com as demais forçantes em pequena escala de tempo, porquanto as forçantes naturais desempenham papel mais significativo quando se considera uma grande escala de tempo.

Esse novo grupo de forçantes radiativas são as forçantes antrópicas. Assim como as outras forçantes, trata-se de mudanças impostas no balanço de energia do planeta. A energia emitida pelo Sol chega à Terra em toda a faixa do espectro eletromagnético. Como a maioria está na faixa da luz visível, diz-se que a radiação solar é de onda curta. Do total de onda curta que chega à atmosfera, parte é refletida por nuvens e aerossóis, mas parte também é transmitida. Desse montante que chega à troposfera, ou há reflexão, ou há absorção pela superfície devido ao albedo. Grande parte é absorvida pelos oceanos e pela terra. Parte dessa energia do Sol pode ser usada para o fluxo de calor sensível (correntes oceânicas e ventos) e parte para o fluxo de calor latente (evapotranspiração e evaporação). A superfície terrestre passa, então, a emitir radiação de onda longa para a atmosfera (irradiação terrestre). A radiação de onda longa é, então,

absorvida pelos gases do efeito estufa (GEE) e devolvida à superfície. Essa radiação difusa faz com que fique aprisionada energia térmica na troposfera por um pouco mais de tempo. Esse mecanismo garante a manutenção da temperatura do planeta, e é conhecido como efeito estufa natural.

O que se tem discutido muito é que, a partir da revolução industrial, através da queima de combustíveis fósseis e do desmatamento, tem-se liberado, na atmosfera, grande quantidade de CO₂ e outros GEE em um tempo relativamente curto, fazendo com que a atmosfera fique com uma concentração muito alta desses gases, pois a natureza não consegue dar conta da absorção deles. Daí, conclui-se que o efeito estufa, essencial à vida no planeta, pode estar sendo intensificado, pois mais GEE significa mais energia calorífica aprisionada na troposfera. Com essa intensificação, surgiria o aquecimento global, trazendo consigo o aumento da temperatura global e, assim, podendo mudar o clima do planeta.

A compreensão de que o sistema climático é um sistema complexo é muito importante para evitar confusões entre o que é a variabilidade natural do clima e o que seria de fato uma mudança climática. Mais informações podem ser consultadas em Loubere (2012).

2.3 Evidências das mudanças climáticas

A ciência das mudanças climáticas desenvolve-se baseada em alguns fatos já verificados e em algumas relações de causas por eles implicadas. O primeiro fato encontra-se no conhecimento que se tem da propriedade que o dióxido de carbono possui – assim como outros gases de efeito estufa – de absorver energia em comprimentos de onda específicos. Os raios solares chegam segundo um espectro de comprimentos de onda relativamente amplo. Eles atingem a superfície da Terra, e então, boa parte, irradia no ambiente novamente como radiação infravermelha. Mas, o dióxido de carbono absorve energia nesse espectro de infravermelho. E, então, converte a energia irradiada em energia convectada, mantendo-a na atmosfera. Portanto, quanto mais dióxido de carbono há na atmosfera, menos energia escapa de volta para o espaço.

Outro fato é que os seres humanos, desde a revolução industrial, têm emitido cada vez mais CO₂. É fato, também, que as concentrações do dióxido de carbono vêm subindo continuamente numa base anual, apesar das eventuais variações sazonais.

Finalmente, o aquecimento do planeta também é um fato. É claro que esse aquecimento não é tão regular como o aumento dos níveis de dióxido de carbono. Essa situação ocorre porque uns anos são mais quentes ou mais frios que outros, devido a diversos fatores como o El Niño, manchas solares, e até erupções vulcânicas, que ocasionalmente provocam um resfriamento fora dos padrões normais. No entanto, os oceanos estão aquecendo de uma maneira muito mais regular.

Resumindo, foram apresentados os seguintes fatos: que o dióxido de carbono naturalmente contribui para o aquecimento do planeta; que a civilização humana emite, cada vez mais, esse gás; que a concentração CO₂ sobe, ano a ano, continuamente; e, por fim, que o planeta está se aquecendo. Tais fatos não se encontram isolados uns dos outros e, portanto, mais sentido se consegue ao retirar deles algumas relações de causa já evidentes.

Primeiro, considerando-se os fatos de que a concentração de dióxido de carbono vem aumentando e de que as atividades humanas emitem o mesmo gás, deve-se questionar se os seres humanos são os responsáveis pela elevação dos níveis de CO₂ na atmosfera. Contudo, em princípio, não há nada mais que possa estar causando esse aumento. Mesmo se algo a mais estivesse causando esse acréscimo, não há resposta para onde iria todo o carbono que é emitido. De fato, o que ocorre é que, de todo o carbono que se emite, metade termina nos oceanos, tornando-os mais ácidos. Esse é um outro grande problema, e a outra metade vai para a atmosfera, elevando, assim, gradualmente os níveis de dióxido de carbono. Parte desse dióxido de carbono, é claro, será absorvida e reemitida pelas plantas, mas a quantidade de carbono no sistema tende a aumentar.

Segundo, considerando-se, também, os fatos de que o dióxido de carbono – assim como outros GEE – tem capacidade de contribuir para o aquecimento do planeta e de que este já vem se aquecendo, pode-se questionar se a crescente quantidade de CO₂ na atmosfera, aliada à propriedade desse gás, é responsável por todo o aquecimento que se está presenciando. O Sol é um elemento muito importante ao se considerar o aquecimento do planeta. Na primeira metade do século passado, a atividade solar cresceu um pouco. Então, para o aquecimento na primeira metade do último século, o Sol deve, de alguma maneira, ter contribuído para tal. Mas o Sol não apresentou aumento de sua atividade desde as décadas de 1940 e 1950. Portanto, o aquecimento a partir de lá deveria ter outra causa.

Por outro lado, há evidências diretas, obtidas de satélites, de que o dióxido de carbono está aquecendo o planeta. Satélites monitoram a energia que deixa a Terra. Ela chega na forma dos raios solares ao longo de todo o espectro eletromagnético, e sai como luz infravermelha. Esse escape é importante para não superaquecer o planeta. Os satélites têm mostrado que a quantidade de radiação que escapa nos comprimentos de onda em que o dióxido de carbono e o metano absorvem, por exemplo, vem diminuindo, o que significa que os dois gases estão retendo mais energia dentro do planeta.

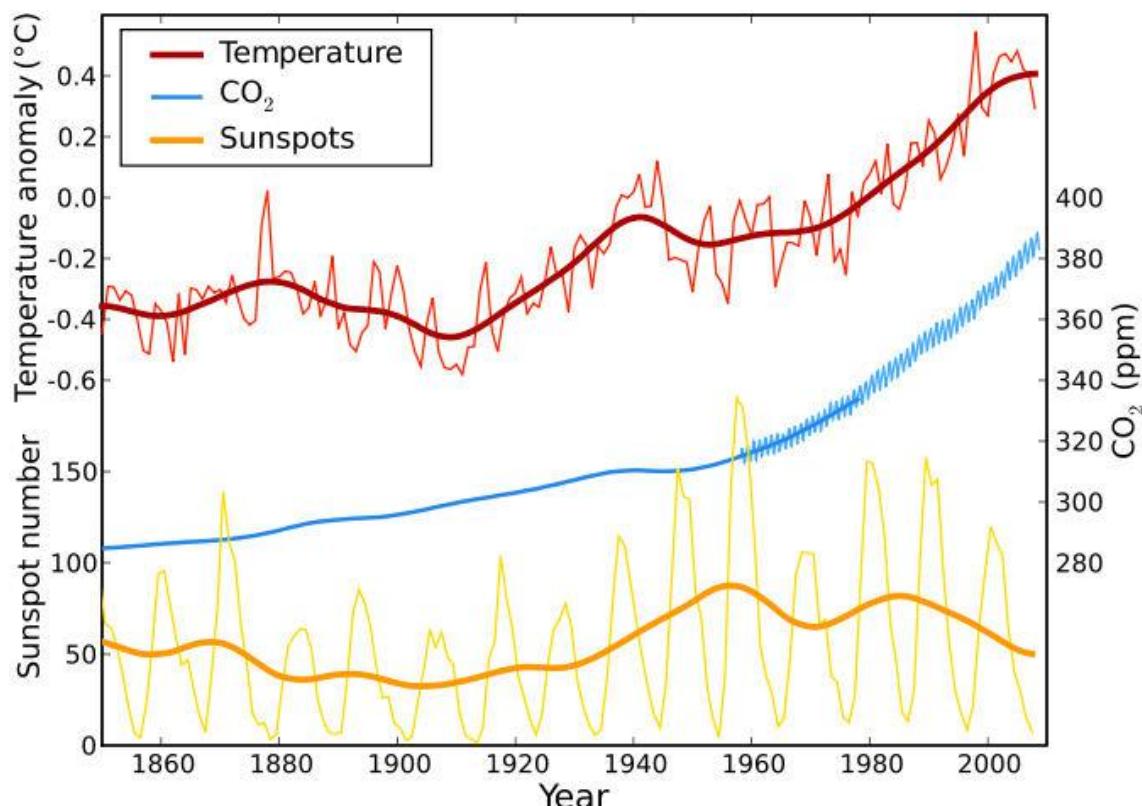


Figura 2.1 – Evolução dos níveis de CO₂ (NOAA), temperatura média global (HadCRUT3), e atividade de manchas solares desde 1850 (ROB). Linhas finas para temperatura e atividade solar representam médias móveis de 25 anos.

Fonte: Pogorila (2013), disponível em <<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Temp-sunspot-co2.svg>>

Pode-se observar que, no início da série (Figura 2.1), a temperatura do planeta varia entre períodos mais quentes e mais frios, sendo esse fato devido à variação da atividade solar, com período de 22 anos nos chamados ciclos de Schwabe. Após a década de 1970, enquanto as temperaturas sobem, a atividade solar mantém-se estável e as concentrações de CO₂ elevam-se. Além disso, considerando que apesar de se ter, em 2012, presenciado período de baixa solar e, em 2015, ainda se estar passando por uma

baixa atividade solar, a temperatura do planeta apresentou-se como a mais alta das séries históricas. Essa constatação indica que a temperatura média global pode não estar sendo somente controlada variações da atividade solar, mas também pelas concentrações de gases de efeito estufa, embora a atividade solar tenha se mostrado, na maior parte do tempo, a principal responsável pela variação na temperatura.

Cook (2010) aponta que as pesquisas climatológicas vêm trazendo diversas evidências de que a ação humana tem papel significativo na ocorrência das mudanças climáticas. Em primeiro lugar, análises do tipo de carbono atmosférico associam a elevação da concentração desse gás na atmosfera às atividades humanas envolvendo a queima de combustíveis fósseis. Em segundo, medições por satélite e na superfície indicam que o dióxido de carbono contribui para uma retenção de calor na atmosfera que não deveria ocorrer naturalmente. Finalmente, os padrões no aquecimento são consistentes com uma intensificação do efeito estufa natural, e parte significativa da estrutura da atmosfera tem se modificado. Enfim, o autor ressalta que as evidências da participação humana na ocorrência do aquecimento global não são baseadas apenas em teoria ou modelagem computacional, mas em várias observações diretas e independentes feitas no mundo real.

Para citar alguns exemplos, Jones *et al.* (2003) descrevem um resfriamento na alta atmosfera. Lastovi *et al.* (2006) associa a diminuição da alta troposfera a uma mudança climática. Santer *et al.* (2003) ressalta a influência das forçantes antrópicas com a elevação da tropopausa. Harries *et al.* (2001) aponta que há menos calor escapando para o espaço. Manning *et al.* (2006) encontrou, em seu estudo, uma menor concentração de oxigênio no ar e mais carbono proveniente de combustíveis fósseis no ar. Alexander *et al.* (2006), em sua investigação sobre as mudanças globais observadas nos extremos climáticos diários, verificou um aquecimento maior nas noites que nos dias. Evans *et al.* (2006) relata uma maior quantidade de calor retornando para a superfície terrestre. Wei *et al.* (2009) apresenta evidências da relação entre as emissões de dióxido de carbono provenientes da queima de combustíveis fósseis e a acidificação dos oceanos na região da grande barreira de corais na Austrália. Por fim, Barnett *et al.* (2005) identifica um padrão complexo de aquecimento dos oceanos nos últimos quarenta anos, que não pode ser explicado pela variabilidade natural do clima, e conclui que tem origem antrópica.

O quinto e mais recente relatório do IPCC, publicado em 2013, com base em diversos trabalhos científicos, aponta que as atividades humanas continuamente afetam

o balanço de energia da Terra pelas alterações das emissões e das concentrações resultantes dos gases radiativos bem como em função das mudanças do uso da terra.

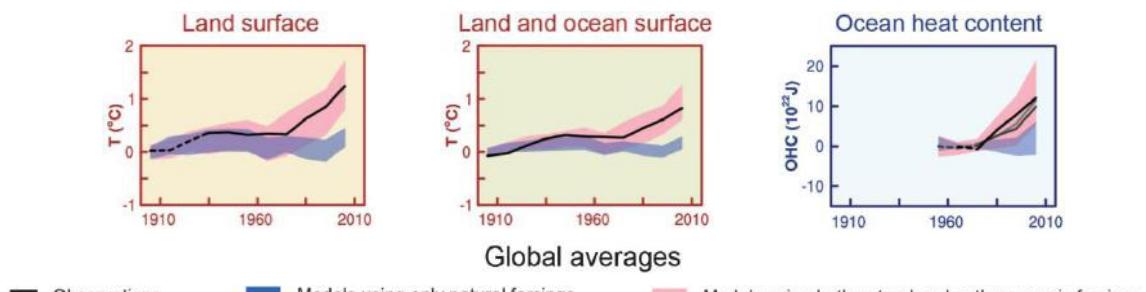


Figura 2.2 – Médias globais de temperaturas e calor observados e simulados por modelos climáticos considerando forçantes antrópicas ou não.

Fonte: adaptado de IPCC (2013)

Pelas projeções históricas (Figura 2.2), os modelos que consideram apenas as variáveis ambientais apresentam uma tendência de estabilização climática. Em outras palavras, desconsiderando a ação humana, o clima no planeta não estaria vivenciando um aumento da sua temperatura média. Quando se comparam os dados desses modelos de forçantes naturais com os modelos que aplicam forçantes antrópicas, nota-se uma divergência crescente entre eles a partir da metade do século XX, já que os dados que levam em consideração o impacto humano apresentam tendência de aumento da temperatura, ou seja, a influência humana é clara, segundo o IPCC (2013).

O relatório afirma, também, no entanto, que os processos que afetam o clima podem apresentar considerável variabilidade natural. Mesmo na ausência de forçantes externas, variações periódicas e caóticas em diversas escalas espaciais e temporais são observadas.

Entre as evidências das mudanças climáticas apresentadas, destacam-se:

- médias globais da temperatura do ar, em nível de superfície, dos continentes e oceanos aumentaram ao longo dos últimos 100 anos;
- observações de concentrações de CO₂, de temperatura média global e de elevação do nível do mar estão geralmente bem dentro da faixa do esperado pelas projeções anteriores do IPCC; todavia o observado recente aumento das concentrações de CH₄ e N₂O são menores que aqueles assumidos em cenários dos relatórios anteriores;

- mudanças climáticas, sejam induzidas por forçantes naturais ou humanas, podem levar a alterações na probabilidade de ocorrência ou intensidade de eventos extremos.

O IPCC (2013) ressalta, ainda, que considera, com cuidado, as incertezas, e que há avanços nas capacidades de modelagem e medições. Ao longo das últimas décadas, os novos sistemas de observação, especialmente sistemas baseados em satélite, têm aumentado o número de observações sobre o clima da Terra por ordens de grandeza.

2.4 Modelagem climática

À medida que a sociedade se desenvolve, a necessidade de se tomar decisões levando-se em conta o futuro aumenta. Todavia, o nosso futuro é desconhecido. Portanto, então, ele deve ser estimado. No entanto, quando importantes decisões precisam ser tomadas em relação ao futuro, precisa-se de informações tão precisas quanto for possível. Não bastam informações qualitativas. Nesse sentido, os modelos climáticos são as melhores ferramentas disponíveis capazes de fazer projeções com resultados quantitativos.

Os modelos climáticos globais são representações matemáticas dos principais processos do sistema climático. Suas equações são baseadas em observações, bem como em leis físicas já estabelecidas, como a conservação de massa, energia e *momentum*.

Assim como qualquer modelo matemático, os modelos climáticos globais são versões simplificadas do mundo real, usadas para testar o entendimento e fazer projeções. Por exemplo, os modelos podem ser usados para estimar como o clima poderia responder a mais erupções vulcânicas, com a mesma luz solar, mais gases de efeito estufa ou outras possíveis mudanças no sistema climático.

Os modelos trabalham dividindo o sistema climático em caixas tridimensionais, ou células de grade, de diferentes tamanhos, que representam múltiplos blocos de quilômetros quadrados da Terra. Essa divisão ocorre tanto horizontalmente como verticalmente, a partir da superfície terrestre para a atmosfera, assim como para baixo, em direção ao fundo do oceano.

Os modelos produzem resultados para cada célula de grade e incluem temperatura, precipitação, pressão, umidade e velocidade do vento. O clima modelado

por um desses modelos evolui ao longo do tempo, razão pela qual eles são conhecidos como modelos dinâmicos.

A modelagem climática em grande escala consome enormes recursos de informática e é tão cara que, em cada ano, apenas alguns experimentos podem ser realizados em todo o mundo. Até mesmo os modelos mais sofisticados são representações aproximadas de um sistema muito complexo, de forma que ainda são limitados na previsão do clima futuro (Marengo, 2006). Cabe ressaltar que, de 2006 para cá, com os avanços da informática, em especial, da computação de alto desempenho, as simulações climáticas começaram a ser realizadas com uma frequência muito maior e por diversos centros de pesquisa em todo o globo. No entanto, mesmo com esses avanços, a modelagem climática ainda apresenta sérias limitações.

2.5 Painel intergovernamental sobre mudanças no clima (IPCC)

Desde a década de 1980, evidências científicas sobre a possibilidade de mudanças climáticas globais vêm despertando um interesse crescente no público e na comunidade científica (IPCC, 2013). Com o objetivo de proporcionar acesso às informações científicas, técnicas e socioeconômicas relevantes ao entendimento da extensão dos problemas causados pelas mudanças climáticas, em 1988, foi criado o Painel Intergovernamental sobre Mudanças do Clima (*Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC*).

O IPCC é um painel científico ligado às Nações Unidas e à Organização Meteorológica Mundial (OMM), que conta com a participação de cerca de 2500 pesquisadores de diversos países, especialistas em diferentes áreas, tais como clima, meteorologia, hidrometeorologia, biologia e ciências afins. Divididos em três grupos de trabalho (GTs), os pesquisadores reúnem-se regularmente a cada quatro anos e discutem as evidências científicas mais recentes e atualizadas, assim como o estado da arte de vários tipos de modelos computacionais climáticos, com a meta de chegar a um consenso sobre as tendências mais recentes em mudança de clima.

Como resultado das discussões entre os GTs, são produzidos relatórios de avaliação (*assessment report*) sobre mudanças climáticas. Esses relatórios são estruturados basicamente em três partes, e cada uma dessas partes é produzida por um GT. O GT1 produz o documento intitulado “As Bases Científicas”, “Impactos,

Adaptação e Vulnerabilidade” é produzido pelo GT2, enquanto “Mitigação” é gerado pelo GT3. Esses relatórios fornecem uma revisão atualizada de todas as informações e estudos relacionados a mudanças climáticas e podem ser consultados pela comunidade científica e público em geral através do portal do IPCC. Especialmente para os políticos tomadores de decisões, é publicado um relatório sumário para tomadores de decisões, que esboça os principais temas abordados nos relatórios de avaliação, auxiliando-os na elaboração de diretrizes ambientais e socioeconômicas.

Desde a sua formação, o IPCC produziu cinco (5) relatórios de avaliação sobre mudanças climáticas: em 1990, 1995, 2001, 2007 e 2013/2014. Publicado em 1990, o primeiro relatório científico (*first assessment report* - FAR) reuniu argumentos em favor da criação da Convenção do Quadro das Nações Unidas para Mudanças do Clima (UNFCC), instância na qual os governos negociam políticas referentes à mudança climática. Em 1995, foi publicado o segundo relatório científico (*second assessment report* - SAR), que forneceu as bases para as negociações que levaram à adoção do protocolo de Kyoto em 1997, mostrando a indiscutível relevância política desses relatórios (MARENGO, 2007). O terceiro relatório científico (*third assessment report* - TAR) conclui que “*existe novas e fortes evidências que a maior parte do aquecimento observado durante os últimos 50 anos é atribuída às atividades humanas*”. A conclusão apresentada no quarto relatório científico (AR4), de 2007, diz que extremos climáticos atingirão todo o planeta e que as regiões mais atingidas serão a dos países menos desenvolvidos localizados em regiões tropicais.

O quinto relatório de avaliação (AR5) reafirma a influência humana no aquecimento da atmosfera e do oceano, em alterações no ciclo global da água, nas reduções do gelo e neve, na elevação do nível médio do mar e em mudanças com respeito a alguns eventos climáticos extremos e que a maior parte dos aspectos da mudança do clima persistirá por muitos séculos, ainda que as emissões de dióxido de carbono (CO₂) sejam interrompidas.

2.5.1 Cenários de emissões

Em 2000, foi introduzido o conceito de cenários de emissão, definidos no relatório especial sobre cenários de emissão (*Special Report on Emissions Scenarios* - SRES) (IPCC, 2000). Esses cenários foram usados como forçantes para as projeções

numéricas do clima nos terceiro e quarto relatórios do IPCC. Segundo MARENGO (2007), esses cenários representam uma visão possível do desenvolvimento futuro de emissões de substâncias que têm um efeito radiativo potencial (gases do efeito estufa e aerossóis), baseados em uma combinação coerente de assunções sobre forçantes controladoras como demografia, desenvolvimento socioeconômico e tecnológico, assim como suas interações.

A criação dos cenários de emissão SRES foi fundamentada nos resultados do IPCC (2000), que aponta que as concentrações dos gases de efeito estufa cresceram consideravelmente desde o início da revolução industrial como consequência das atividades humanas, sendo as emissões de CO₂ resultado, principalmente, do uso de combustíveis fósseis e, em menor escala, da mudança no uso do solo (conversão de florestas) e das emissões de CH₄ e N₂O, provenientes das atividades agrícolas. A contínua emissão dos gases do efeito estufa poderia causar um aquecimento global e induzir mudanças no sistema climático durante o século XXI.

Segundo o SRES (IPCC, 2000), quatro linhas evolutivas qualitativas proporcionam quatro conjuntos de cenários denominados “famílias”: A1, A2, B1 e B2. O conjunto de cenários consiste em seis grupos de cenários obtidos das quatro famílias: A2, B1 e B2 (um grupo para cada) e três grupos dentro da família A1, caracterizando desenvolvimentos alternativos da tecnologia de energia, notadamente, A1FI (intenso uso de combustível fóssil), A1B (uso balanceado de combustíveis fósseis e não fósseis) e A1T (predominantemente uso de combustíveis não fósseis).

As linhas evolutivas descrevem a relação entre as forças motrizes das emissões de gases do efeito estufa e aerossóis e a sua evolução durante o século XXI para grandes regiões do mundo e globalmente. Cada linha evolutiva representa um modo diferente de desenvolvimento demográfico, social, econômico, tecnológico e ambiental. Os cenários A têm maior ênfase no crescimento econômico, enquanto os cenários B têm mais ênfase na proteção ambiental. Os cenários com índice 1 assumem uma maior globalização e os cenários com índice 2 uma maior regionalização. Segundo IPCC (2000), as principais características desses cenários são detalhadas a seguir.

- A1 é o cenário que descreve um mundo futuro onde a globalização é dominante. Neste cenário, o crescimento econômico é rápido, o crescimento populacional é pequeno e o desenvolvimento de tecnologias é mais rápido e eficiente. Os temas subjacentes principais são

a convergência econômica e cultural, com uma redução significativa em diferenças regionais e renda per capita. Neste cenário, os indivíduos procuram riqueza pessoal em lugar de qualidade ambiental.

- A2 é o cenário que descreve um mundo futuro muito heterogêneo, onde a regionalização é dominante. Existiria um fortalecimento de identidades culturais regionais, com ênfase em tradições locais e autossuficiência. Outras características são um crescimento populacional alto e menor preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido. As mudanças tecnológicas são mais fragmentadas e mais lentas do que nos outros cenários.

- B1 é o cenário que descreve um mundo convergente com a mesma população global, que atinge o pico em meados do século XXI e declina em seguida. Descreve uma rápida mudança na estrutura econômica mundial, com introdução de tecnologias limpas. A ênfase está em soluções globais para sustentabilidade ambiental, econômica e social e inclui esforços combinados para o desenvolvimento de tecnologia rápida.

- B2 é o cenário que descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais para a sustentabilidade econômica, social e ambiental. Neste cenário, a população global aumenta continuamente a uma taxa inferior à do cenário A2, com níveis intermediários de desenvolvimento econômico e mudança tecnológica menos rápida e mais diversa do que em B1 e A1. A mudança tecnológica é mais diversa com forte ênfase nas iniciativas comunitárias e inovação social, em lugar de soluções globais. Este cenário enfatiza a proteção ambiental e a igualdade social, mas níveis locais e regionais são seus enfoques.

No AR5, foi introduzido o conceito de RCPs (*representative concentration pathways*), que, pela primeira vez, incluiu cenários que exploram as abordagens de mitigação das mudanças climáticas, ao contrário dos cenários tradicionais SRES, que não consideravam políticas climáticas (Van Vuuren *et al.*, 2011; IPCC, 2013).

O RCP6.0 é considerado análogo ao A1B, já que o cenário A1B tem emissões cumulativas semelhantes ao observado no cenário RCP6.0, assumindo uma combinação

equilibrada de tecnologias e fontes de energia, com melhorias da tecnologia e de recursos de tal modo que não há dominância de apenas uma única fonte de energia.

O RCP8.5 é análogo ao A1FI, pois apesar de ele possuir uma linha evolutiva semelhante à do A1B, esse cenário assume que a maior fonte de energia mundial continua sendo os combustíveis fósseis durante o século XXI. O cenário A1FI tem emissões cumulativas semelhantes a RCP8.5, assumindo um caminho de energia intensiva em carbono consistente com a estratégia de desenvolvimento atual de países com abundantes recursos de carvão e que a tecnologia permitirá o desenvolvimento de recursos de petróleo e de gás natural não convencionais.

O RCP4.5 é semelhante ao B1 utilizado no AR4. Ambos são baseados em um alto nível de consciência ambiental e social combinada com uma abordagem mundial coerente, por parte do governo, das empresas, da mídia e do público em geral, para um desenvolvimento mais sustentável.

O cenário RCP2.6 não apresenta similaridade entre os cenários SRES. Esse cenário assume que a redução das emissões de gases de efeito estufa é uma alta prioridade, de forma que as estratégias de mitigação serão voltadas a desenvolver prontamente um perfil energético mundial baseado numa mistura de energia nuclear, bioenergia e de energia renováveis (solar e eólica), e exigir praticamente que todo o CO₂ liberado pela queima de combustíveis fósseis sejam capturados e sequestrados. O cenário RCP2.6 apresenta emissões globais líquidas de CO₂ negativas após 2070, isto é, o ser humano será capaz de remover o CO₂ da atmosfera mais rapidamente do que emiti-lo.

Apesar de os novos RCPs representarem um esforço em direção à redução de incertezas e à maior e mais eficaz integração entre as pesquisas das diferentes equipes ligadas ao IPCC, cabe mencionar a importância dos cenários de emissão SRES para pesquisas sobre mudanças climáticas, já que, segundo Nakicenovic *et al.* (2000) apud Alcamo (2001), cenários são imagens do futuro, ou futuros alternativos, que não são projeções nem predições, mas uma imagem alternativa sobre como o futuro pode se desdobrar.

CAPÍTULO 3 - AMAZÔNIA E SUAS RELAÇÕES COM O CLIMA

3.1 Influência da Amazônia no clima continental

A Amazônia é a única no mundo a ser composta por uma extensa e contínua faixa de floresta tropical úmida. Com uma área de aproximadamente 6,5 milhões de km², que corresponde a 56% das florestas tropicais da Terra, a Amazônia desempenha um importante papel nas trocas de energia, umidade e massa entre a superfície continental e a atmosfera, fornecendo serviços ambientais fundamentais para a manutenção do clima regional e global, tais como: o armazenamento e absorção do excesso de carbono da atmosfera, o transporte de gases traço, aerossóis e vapor de água para regiões remotas e, principalmente, a reciclagem de precipitação. A floresta amazônica também atua como uma das fontes indispensáveis de calor para a atmosfera global por meio de sua intensa evapotranspiração e liberação de calor latente de condensação na média e alta troposfera em nuvens convectivas tropicais, contribuindo na geração e manutenção da circulação atmosférica em escalas regional e global (Fisch *et al.*, 1998; Rocha, 2001; Artaxo *et al.*, 2005; Fearnside, 2005; Marengo, 2006; Malhi *et al.*, 2008; Nobre *et al.*, 2009a,b; Satyamurty *et al.*, 2013 apud Rocha *et al.*, 2015).

A bacia amazônica comporta-se como fonte de vapor de água para outras regiões, fornecendo umidade predominantemente para o sudeste da América do Sul, região central e sudeste do Brasil, e bacia do Prata, e principalmente nos meses de primavera e de verão (Marengo, 2005; Drumond *et al.*, 2008; Arraut e Satyamurty, 2009). A umidade fornecida a partir da evapotranspiração da Amazônia é transportada pelos ventos predominantes, e a precipitação decorrente da evapotranspiração aumenta de nordeste para sudoeste na bacia (Eltahir e Bras, 1994). Parte da umidade é interceptada pela cordilheira dos Andes e transportada através dos jatos de baixos níveis (JBs), a leste da cadeia de montanhas, para a bacia do Prata, sendo que 70% da precipitação, nesta região, é de origem terrestre; isto significa que a evapotranspiração, com origem na Amazônia, tem uma contribuição significativa sobre os recursos hídricos na bacia do Prata (Van der Ent *et al.*, 2010). Ademais, o transporte de umidade da Amazônia em direção ao sudeste da América do Sul aumenta durante anos cujo fenômeno El Niño é configurado. (Drumond *et al.*, 2014 apud Rocha *et al.*, 2015).

Os JBNs ocorrem com frequência em muitas partes do mundo. Esses ventos de máxima velocidade nos baixos níveis da atmosfera são importantes no que concerne aos fluxos verticais e horizontais de temperatura e umidade e estão associados com o desenvolvimento e a evolução da convecção profunda. Uma vez que a convecção profunda é ativada, uma quantidade significativa de nebulosidade é produzida, sobretudo nos níveis superiores, e esse mecanismo é responsável por parte da precipitação sobre a América do Sul durante o verão. A relação entre JBNs e convecção profunda sugere que os JBNs exercem um importante papel na manutenção do clima regional (Stensrud, 1996 apud Rocha *et al.*, 2015).

Marengo *et al.* (2004) desenvolveram uma climatologia do JBN da América do Sul (Figura 3.1), a leste dos Andes, utilizando os campos de umidade e circulação provenientes das reanálises do NCEP-NCAR no período de 1950-2000 e de observações de ar superior realizadas sobre a Bolívia e o Paraguai desde 1998. Os campos de circulação nos níveis alto e baixo da atmosfera foram derivados das médias sazonais e dos compostos do JBN durante as estações de verão e inverno. No que concerne às características da circulação regional, durante o verão, os compostos do JBN mostram o aumento no transporte de umidade meridional em baixos níveis proveniente da América do Sul Equatorial, bem como um trem de ondas, em altos níveis, oriundo da parte oeste do Oceano Pacífico propagando-se para o continente sul americano. A intensificação do JBN no verão austral associa-se ao estabelecimento de uma crista em altos níveis no sul do Brasil e a um cavado sobre grande parte da Argentina. As anomalias de circulação nos níveis superior e inferior da atmosfera sugerem que a intensificação do JBN tem relação com a intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e, posteriormente, com a penetração de frentes frias, produzindo, assim, chuvas intensas na região de saída do jato, o que contribui para a formação dos complexos convectivos de mesoescala (CCM) (Rocha *et al.*, 2015).

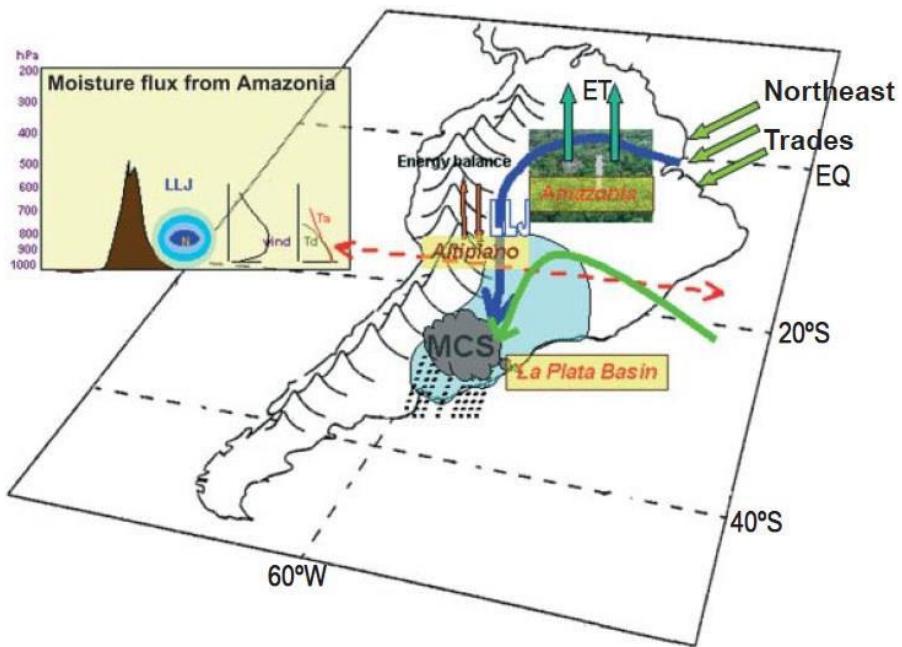


Figura 3.1 - Modelo conceitual do jato de baixos níveis (JBN).
Fonte: Vera *et al.* (2006).

Na Figura 3.1, a seta azul representa o transporte de umidade da Amazônia, enquanto o transporte de umidade do oceano Atlântico subtropical é representado pela seta verde.

3.2 Desmatamento na Amazônia e sua relação com o clima global

Entre os principais serviços ambientais desempenhados pela Amazônia, estão a estocagem de carbono, a manutenção da biodiversidade e a ciclagem da água. No entanto, é muito comum associar apenas o seu estoque de carbono ao seu papel em uma eventual mudança climática global. De fato, o contínuo desflorestamento da Amazônia não afeta apenas a quantidade de carbono na atmosfera, e seus impactos podem não se limitar à escala regional.

Lawrence e Vandecar (2014), através de extensa revisão de estudos acadêmicos sobre o desmatamento de florestas tropicais, não só na bacia do Amazonas, mas também na África Central e no sudeste da Ásia, verificaram que muitos desses estudos utilizam modelos climáticos para simular o que aconteceria se fossem removidas essas florestas completamente. Os autores sugerem que o desmatamento nos trópicos pode afetar o clima do outro lado do mundo. Os modelos indicam, por exemplo, que o desmatamento na Amazônia poderia reduzir a quantidade de precipitação sobre o centro-oeste dos

Estados Unidos e até mesmo no nordeste da China. Do mesmo modo, o desmatamento na África Central poderia causar uma queda na precipitação no sul da Europa e o desmatamento no sudeste asiático poderia trazer condições mais úmidas ao sul da Europa e da Península Arábica.

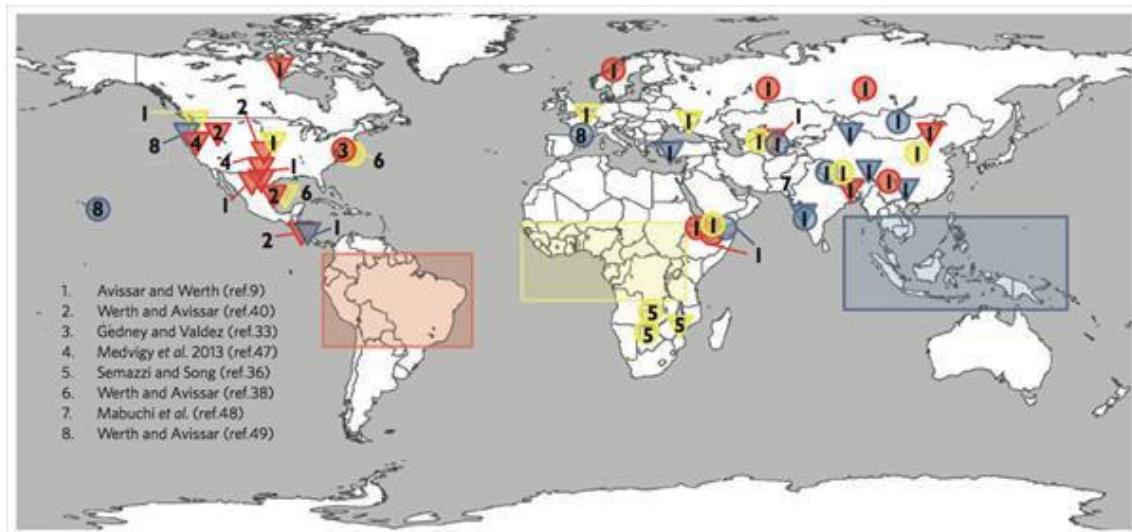


Figura 3.2 – Impacto global do desmatamento tropical nos regimes de precipitação.
 Fonte: Lawrence e Vandecar (2014)

A Figura 3.2 mostra projeções de elevação da precipitação (círculos) e de reduções (triângulos) resultantes do desmatamento completo, tanto da Amazônia (vermelho), quanto da África (amarelo) e do sudeste asiático (azul). Os retângulos indicam a área onde a floresta foi removida nos modelos, e os números fazem referência às fontes do estudo.

Segundo Lawrence e Vandecar (2014), o desmatamento na Amazônia afeta a precipitação na China devido a duas razões principais. Primeiro, as florestas tropicais são responsáveis por resfriar o ar acima delas pela conversão da água do solo em umidade no ar. A transpiração das árvores aumenta o fluxo do calor latente e reduz o fluxo de calor sensível. Retirar as árvores é remover o resfriamento desse adicional de umidade na atmosfera. O efeito é tão significativo, que segundo o estudo, se todas as árvores nos trópicos fossem cortadas, a temperatura global poderia aumentar em até 0,7°C.

A segunda razão é que, com o desaparecimento das florestas, o ar se aqueceria, o que geraria o crescimento de grandes massas de ar quente. Quando essas massas de ar quente alcançassem os níveis superiores da atmosfera, criariam ondulações, chamadas de teleconexões, que fluiriam para médias e altas latitudes.

Os autores ressaltam o porquê de se estudar um caso extremo como o desmatamento completo das florestas tropicais. Apesar de pouco provável, é interessante entender o quão importante são as florestas tropicais para a manutenção do sistema de apoio à vida na Terra. Apesar do destaque ao pior caso, os autores afirmam que alguns estudos utilizam cenários mais realistas, o que ajuda a identificar potenciais pontos de ruptura se o desmatamento continuar no atual ritmo. É o caso da Amazônia, por exemplo, que, segundo alguns estudos, a limpeza de 30 a 50 por cento de suas florestas provocaria um dano significativo na forma como ela funciona como um ecossistema.

Lawrence e Vandecar (2014) também analisam mudanças que já aconteceram devido ao desmatamento. No Brasil, por exemplo, a estação chuvosa começa 11 dias mais tarde em áreas desmatadas.

3.3 Evolução e projeções para o desmatamento na Amazônia

Segundo a ONG Imazon, que monitora o desmatamento na Amazônia há mais de 20 anos, foram derrubados 1.700 km² de floresta nativa entre agosto de 2014 e fevereiro de 2015. Trata-se de um aumento de 215% em relação ao registrado no ano anterior. A área desmatada é maior que a cidade de São Paulo.

Soares *et al.* (2006) modelaram a cobertura vegetal na Amazônia para 2050 através de 8 cenários. Em um extremo está o cenário BAU (*business-as-usual*), que assume que as atuais tendências de desmatamento continuarão; estradas agendadas para serem abertas serão realizadas; o comprometimento com legislações que exigem reservas florestais em terras privadas continuará baixo; e novas áreas protegidas não serão criadas. O cenário BAU assume que até 40% das florestas no interior das áreas protegidas estarão sujeitas ao desmatamento, subindo para 80% fora das áreas protegidas.

No outro extremo, o cenário de governança assume que a legislação ambiental do país será realmente implementada na Amazônia através do cumprimento da exigência de reservas nas terras privadas, do zoneamento agroecológico e da expansão das áreas protegidas.

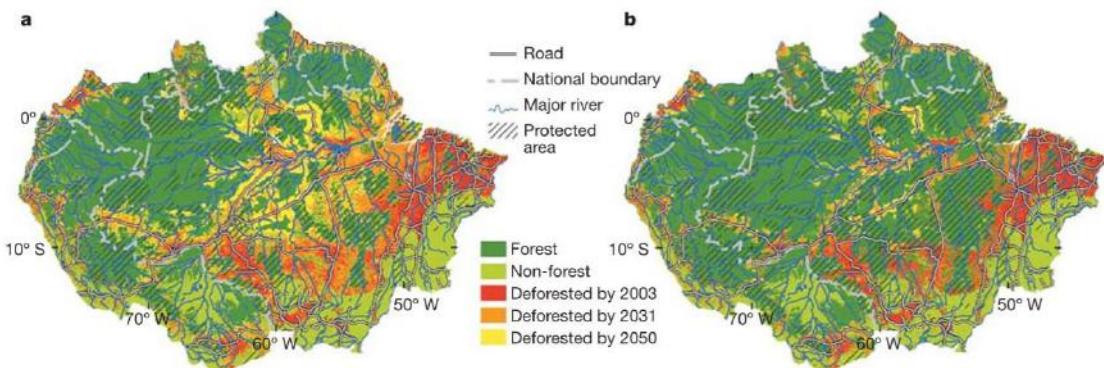


Figura 3.3 – Resultados do modelo para os cenários dos casos extremos para o ano de 2050.

Fonte: Soares Filho *et al.* (2006).

A Figura 3.3 mostra a cobertura vegetal para o cenário BAU (a) e para o cenário da governança (b).

Soares *et al.* (2006) estimam que a floresta de dossel fechado na Amazônia será reduzida de 5,3 milhões de quilômetros quadrados para 3,2 milhões de quilômetros quadrados no cenário BAU em 2050 (uma perda de aproximadamente 40%), enquanto que, no cenário da governança, restarão ainda 4,5 milhões de quilômetros quadrados.

Em todos os cenários, o desmatamento futuro está concentrado na porção leste da Amazônia, onde a densidade de estradas pavimentadas continuará a ser maior por muitas décadas (Soares *et al.*, 2006).

Segundo Soares *et al.* (2006), em 2050, 32 ± 8 Pg de carbono serão emitidos no cenário BAU, o que equivale a 4 anos das atuais emissões globais anuais, enquanto que, no cenário da governança, serão lançados na atmosfera 15 ± 4 Pg.

Nobre *et al.* (2011), no relatório *Dangerous Climate Change in Brazil*, apresentam projeções para a cobertura vegetal na América do Sul para 2099 através de 3 diferentes modelos (Figura 3.4), onde é possível ver que grande parte da Amazônia terá suas florestas tropicais substituídas por savana. Os modelos ETA CCS, RegCM3 e HadRM3P utilizaram o cenário de emissões A2 do IPCC.

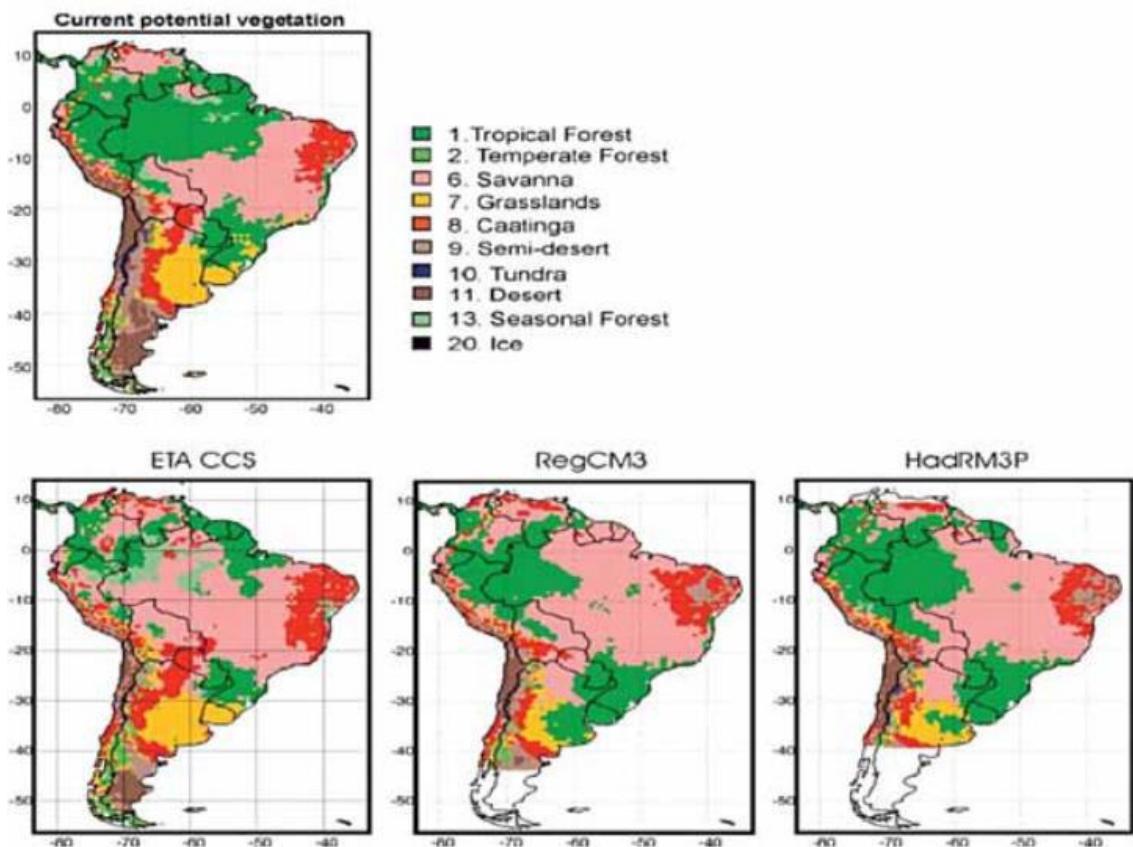


Figura 3.4 – Projeções para a distribuição dos biomas na América do Sul para 2070-2099.

Fonte: Nobre *et al.* (2011)

3.4 Projeções para o clima devido ao desmatamento

Sampaio *et al.* (2006), através da projeção do desmatamento na Amazônia para 2100, produziu alguns resultados sobre os possíveis impactos regionais na precipitação usando o modelo atmosférico global do CPTEC descrito em Cavalcanti *et al.* (2002) e Kinter *et al.* (1997). Foram elaborados cinco (5) cenários de desmatamento na Amazônia: um cenário para o caso controle, em que tudo permanece como está; um cenário para a cobertura do solo esperada para 2025; outro cenário para a cobertura do solo esperada para 2050; outro cenário para a cobertura do solo esperada para 2100; e, por fim, um cenário para o desflorestamento completo e a conversão da floresta tropical em pasto.

A partir das projeções de desmatamento, foram gerados os impactos na precipitação. Sampaio *et al.* (2006) verificou que a precipitação anual média foi

reduzida por 14,5% para o caso do completo desmatamento (400~900 mm/ano). Esse resultado está de acordo com resultados de simulações anteriores (Lean and Warrilow, 1989; Nobre, *et al.*, 1991; Henderson-Sellers *et al.*, 1993; Lean *et al.*, 1993, Sud *et al.*, 1996, Lean *et al.*, 1996, Manzi and Planton, 1996, Rocha *et al.*, 1996, Hahmann and Dickinson., 1997, Costa and Foley, 2000, Rocha, 2001, Werth and Avissar, 2002, Voldoire and Royer, 2004; Correia,2005). Para os outros cenários, a precipitação foi reduzida em: 2,2% para 2025; 8% para 2050; e 13,2% para 2100. As mudanças na precipitação para o cenário de 2100 e para o de desmatamento completo mostram redução na precipitação simulada no leste da Amazônia e um aumento na porção oeste (Figura 3.5).

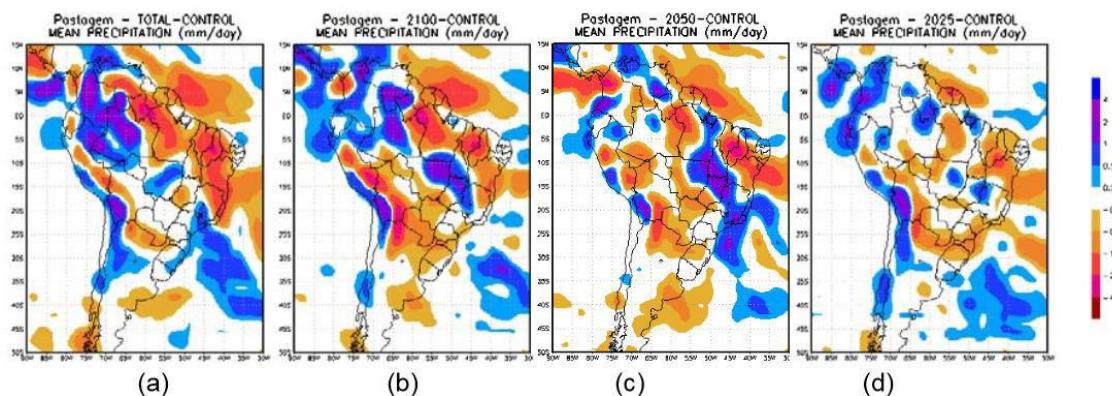


Figura 3.5 – Anomalias de precipitação média (mm/dia) dos cenários de desmatamento completo (a); cenário de 2100 (b); cenário de 2050 (c); cenário de 2025 (d) em relação ao caso controle.

Fonte: Sampaio *et al.* (2006)

A redução da cobertura vegetal causou um aumento do escoamento, mas não causou uma diminuição da umidade do solo. Pelo contrário, houve um aumento da umidade do solo em todos os cenários em relação ao caso de controle. Esse fato justifica-se porque a redução da evapotranspiração, que está associada com a redução da rugosidade, que, por sua vez, diminui os fluxos de calor latente de superfície através da diminuição do coeficiente de arrasto (Hohmann e Dickinson, 1997; Oyama, 2002) quando se substitui uma floresta tropical por pastagem. Complementarmente, ao reduzir a evapotranspiração, o desmatamento resulta em menos água sendo bombeada na atmosfera, contribuindo, assim, para a diminuição da precipitação. De acordo com Foley *et al.* (2003), a redução nessas enormes áreas desmatadas também é uma consequência das mudanças no balanço de energia e água. A redução da radiação solar absorvida e o aumento da temperatura da superfície levam a uma diminuição no

aquecimento radiativo líquido da superfície terrestre, definido como a diferença entre a radiação solar absorvida e radiação de onda longa (infravermelha). Esse processo deixa menos energia para alimentar a circulação atmosférica, que resulta em um resfriamento da atmosfera superior, seguido de subsidência e menos precipitação sobre a região florestada (Eltahir, 1996). Além disso, ao substituir uma floresta tropical por pastagem, há um aumento no albedo (floresta tropical - 0,12 / 0,14; pasto - 0,17 / 0,19) e isso leva à redução do radiação líquida e do fluxo de calor latente na superfície (Hohmann e Dickinson, 1997), o que resulta numa diminuição da precipitação (Oyama, 2002). Charney (1975) e Charney *et al.* (1977) demonstraram que o impacto de um aumento de 5% do albedo continental equivale a uma redução na precipitação de 5% a 20%. Sampaio *et al.* (2006) verificou que, por substituir toda a floresta por pastagem degradada, há um aumento de cerca de 5% no albedo continental e uma redução de cerca de 14,5% da precipitação.

CAPÍTULO 4 - ESTUDOS HIDROLÓGICOS

4.1 Modelos matemáticos

Os modelos são representações da realidade. Uma das formas de representar a realidade é através de equações matemáticas que descrevam os fenômenos físicos de interesse. Tais ferramentas são chamadas de modelos matemáticos. Desse modo, os modelos matemáticos são compostos por um sistema de equações e procedimentos compostos por variáveis e parâmetros. As variáveis têm como característica o fato de variarem de valor com o tempo, durante a execução do modelo, enquanto os parâmetros permanecem constantes durante todo o tempo de simulação, podendo variar apenas espacialmente.

Além dos parâmetros, sempre constantes, as variáveis podem ser classificadas em três grupos. O primeiro grupo incluiria as variáveis de estado, que representam o estado do sistema modelado a cada instante de tempo, podendo ser, por exemplo, o conteúdo de água no solo. O segundo grupo de variáveis são as variáveis de fluxo (ou de interações) entre as componentes do modelo, como, por exemplo, as taxas de infiltração, que interferem no conteúdo de água no solo. Essas variáveis estão relacionadas às funções de transferência e são calculadas em função das demais variáveis e dos parâmetros. Por fim, o terceiro grupo são as variáveis de entrada do modelo, que não são calculadas ou afetadas pela simulação, mas seus valores precisam ser explicitados para iniciá-la. Um exemplo é a chuva que é utilizada como variável de entrada num modelo hidrológico. Essas variáveis agem como moduladores dos fluxos nas simulações (Rennó, 2004).

De uma maneira geral, segundo Clarke (1973), os modelos podem ser subdivididos em estocásticos e determinísticos bem como em conceituais e empíricos. Considerando a classificação como estocástico ou determinístico, se o modelo leva em conta, na sua formulação, o conceito de probabilidade e aleatoriedade da ocorrência das variáveis, o modelo é classificado na categoria de estocástico. Se tais questões são ignoradas, e o modelo seguir uma lei rígida muito bem definida, ele será classificado como determinístico. Por outro lado, observando-se a classificação segundo o enquadramento de conceitual ou empírico, se o modelo se baseia em leis físicas para a

sua formulação, deveria ser classificado como conceitual. Mas, se for baseado na experiência de observação do fenômeno, deveria ser, então, classificado como empírico.

Os modelos hidrológicos podem, ainda, ser classificados em concentrados ou distribuídos. Quando os modelos não consideram a variação espacial das suas variáveis, apenas a variação temporal, estes são classificados como concentrados. Neles, os parâmetros que representam as características físicas locais são únicos para toda a área de estudo. Quando é considerada a variação espacial das variáveis, além da temporal, os modelos são considerados distribuídos. Nesse caso, os parâmetros tendem a variar espacialmente (Tucci, 1987).

4.2 Modelagem hidrológica

Um modelo matemático, quando se propõe a estudar ou estimar o fluxo de água e seus componentes sobre uma superfície, pode ser definido como um modelo hidrológico. Para que essa representação matemática seja satisfatória, é importante que se compreendam bem os processos e componentes do ciclo hidrológico, especialmente aqueles relacionados à superfície terrestre.

Do ponto de vista hidrológico, o solo pode ser entendido como um reservatório, cujo volume de água armazenado pode ser bastante variável no tempo, dependendo de muitos fatores. O balanço de água no solo pode ser resolvido computando-se todas as entradas e as saídas do sistema. A principal entrada de água no sistema é a precipitação. Considerando a existência de uma cobertura vegetal sobre o solo, a água da chuva é primeiramente interceptada pelo dossel, podendo a água também atingir diretamente o solo ou corpos de água. A água interceptada pode, então, ser evaporada. Da água que chega até a superfície do solo, parte é infiltrada, penetrando o perfil de solo, e parte pode escoar superficialmente. A água infiltrada redistribuir-se-á ao longo do perfil de solo. Simultaneamente à entrada de água no solo, a água pode estar sendo evaporada pela superfície ou retirada do solo pelas raízes e transpirada pelas folhas do dossel. A água pode, ainda, descer o perfil de solo e chegar ao lençol freático ou, em algumas situações, pode haver um fluxo ascendente de água no solo (Landsberg e Gower, 1997 apud Rennó, 2004).

A modelagem hidrológica dá-se por uma sucessão de etapas. Como, geralmente, os modelos já existentes são adaptados às necessidades de cada estudo, parte-se da etapa

de calibração, onde os parâmetros físicos serão determinados, manualmente, por tentativa e erro, ou automaticamente, mediante o emprego de técnicas de otimização. Enquanto no método de tentativa e erro tenta-se descobrir qual o conjunto de parâmetros que mais aproxima os valores calculados de vazão daqueles observados, no método automático, define-se uma função objetivo que quantifique os desvios e que, com o suporte de técnicas de otimização, permitirá a obtenção de um valor ótimo.

Com respeito a essa discussão sobre questões relacionadas à obtenção de um conjunto ótimo de parâmetros e relações com o processo de calibração e correspondente superfície de resposta de um modelo hidrológico, o leitor pode consultar trabalhos como Dawdy and O'Donnell (1965), Ibbitt (1970), Ibbitt and O'Donnell (1971), Johnston and Pilgrim (1976), Pickup (1977), Diskin e Simon (1977), Canedo (1979), Sorooshian and Arfi (1982), Sorooshian et al. (1983), Gupta and Sorooshian (1983), Gupta and Sorooshian (1985), Sorooshian and Gupta (1985), Hendrickson *et al.* (1988), Rotunno Filho (1989), Silva (1990), Duan *et al.* (1992), Thomaz (1992), Xavier (2002), entre outros.

A etapa seguinte é a da validação, onde será testada a calibração do modelo, a partir de condições diferentes da etapa anterior, em que foram escolhidos os parâmetros. Na medida em que modelo seja validado, com desempenho aceitável para diferentes condições, prossegue-se para a etapa da aplicação ou projeção, onde o modelo parte dos valores de entrada conhecidos e deverá produzir os dados de saída ainda não conhecidos.

Nesse sentido, diversos estudos hidrológicos têm sido conduzidos para melhor avaliar os dados de entrada e algoritmos de modelos hidrológicos bem como procedimentos de calibração e validação, conforme apontam O'Donnell e Canedo (1980). Nesta breve revisão, ilustra-se com o desenvolvimento de alguns estudos nacionais que envolvem modelagem hidrológica e sensoriamento remoto, com referências na literatura internacional. Mais recentemente, algumas pesquisas passam também a integrar as informações sobre campos pluviométricos observacionais e campos oriundos de simulações de precipitação usando modelos climáticos globais e regionais sob a perspectiva de análise de mudanças climáticas e impactos hidrológicos com potencial aplicação ou aplicados à modelagem hidrológica, que guardam relação mais estreita com o trabalho desta dissertação.

Por exemplo, inicia-se pelo trabalho de Di Bello (2005), que analisou o comportamento da umidade do solo no SMAP II, versão suavizada, na escala diária,

com enfoque na região de Barreiras na bacia do rio Grande (Bahia), afluente do rio São Francisco. O trabalho foi estimulado pela realização do experimento SMEX03 (*Soil Moisture Experiment*) em dezembro de 2003, com prioridade para região de cerrado, com vistas a estabelecer comparações entre dados de satélite e dados coletados *in situ* para o estado de umidade do solo em vários locais na região da bacia. Na pesquisa, o autor desenvolve um estudo de balanço hídrico com dados hidrológicos disponibilizados pela ANA no período de 1984-2004, perfazendo o cálculo da umidade via modelo SMAP. Após um rigoroso trabalho de consistência, calibração e validação do modelo envolvendo dados de precipitação, evaporação, curvas-chaves e vazão, o autor compara os dados de umidade volumétrica produzida pelo modelo com os dados coletados *in situ*, notadamente para os dias de dezembro de 2003 quando havia medições disponíveis.

O trabalho mostrou a importância de se examinar, sob o ponto de vista físico, o comportamento dos estados de armazenamento interno do modelo hidrológico, especialmente da zona vadosa do solo, e não somente os dados de entrada de precipitação e de evaporação tendo em vista priorizar a reprodução adequada da vazão observada. Nesse caso, em especial, destacou a importância de experimentos que disponibilizem informações que permitam avançar na concepção e no desenvolvimento de modelos do tipo chuva-vazão de forma mais plena com potencial de ser empregado em diferentes aplicações nas áreas de energia, suprimento alimentar, produção agrícola, escassez e inundações e de mudanças climáticas, entre outras.

Adicionalmente, o autor apontou que, apesar das limitações dos modelos concentrados e do avanço dos modelos distribuídos, a menor exigência de dados de entrada e a maior facilidade de calibração são fatores que atestam a grande utilidade que os modelos concentrados ainda têm.

Libos (2008), em um estudo qualitativo e quantitativo para a bacia do rio Manso (MT), inserida na bacia do rio Cuiabá, utilizou dois modelos hidrológicos, um distribuído (MGB-IPH) e outro concentrado - o SMAP suavizado. Seus resultados destacaram o potencial de se realizar estudos integrados de quantidade e qualidade de água via modelos chuva-vazão concentrado e distribuído, que apresentaram comportamentos bastante satisfatórios, segundo a autora.

Getirana (2009), por sua vez, examina a modelagem hidrológica na bacia do rio Negro, afluente do rio Amazonas pela margem esquerda, sob o ponto de vista das contribuições agregadas dos dados altimétricos espaciais na modelagem hidrológica,

adotando, no trabalho, o modelo distribuído MGB-IPH. Extensa análise de balanço hídrico e de avaliação do regime hidrológico é produzida para a região de estudo situada na Amazônia com base em diversos dados espaciais de satélite e na rede de dados observacionais. Por outro lado, Xavier (2012) emprega o modelo SMAP mensal para estudo do comportamento hidrológico de bacias integrado com dados do satélite *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE), que refletem o armazenamento de água espacialmente em diversas regiões do planeta, mais especificamente reflexo da coluna de água que integra contribuições de águas superficiais, zona vadosa e água subterrânea. No estudo, em uma primeira fase, aborda a variação do armazenamento de água na bacia Amazônica ao longo de diversos anos, especialmente do século XXI, quando dados do GRACE tornaram-se disponíveis, indicando comportamentos e tendências a partir de uma análise de componentes principais. Em uma segunda etapa, contrasta essa informação do satélite GRACE obtida para algumas regiões da bacia do rio Negro com os resultados obtidos via emprego do modelo hidrológico SMAP na sua versão mensal, que, por sua vez, permite identificar a variação do armazenamento de água em uma bacia hidrográfica a partir de dados de chuva, evaporação e vazão.

Na região sudeste do Brasil, Gonçalves (2008) realizou um estudo de modelagem hidrológica na bacia do rio Piabanha, que abrange alguns municípios da região serrana do Rio de Janeiro, como Petrópolis e Teresópolis, utilizando dois modelos do tipo chuva-vazão, o modelo concentrado SMAP - versão original com Rosenbrock e versão com suavização hiperbólica - e o semidistribuído TOPMODEL. Apesar das limitações e vantagens específicas de cada ferramenta, o autor verificou, através dos desempenhos bastante satisfatórios, que houve uma complementaridade e sinergia no entendimento dos processos físicos da bacia ao utilizar as duas ferramentas. Analisou ainda o potencial da modelagem hidrológica para emprego em estudos de regionalização de vazões.

Adicionalmente, Viana (2012) procurou avaliar a capacidade de regionalização hidrológica do modelo SMAP na bacia do rio Preto. De forma a enfrentar a carência de dados hidrometeorológicos, utilizou-se o cálculo do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e, com essa abordagem, verificou-se que, com algumas ressalvas, os índices de desempenho encontrados credenciam o modelo SMAP para conhecer a disponibilidade hídrica de bacias hidrográficas sem monitoramento fluviométrico adequado.

Molinari (2015) conduz estudo de qualidade de água para a bacia do rio Piabanga, situada na região serrana do Rio de Janeiro, com suporte da realização de um diagnóstico de longo curso na escala anual, de uma análise por componentes principais e do emprego de um modelo hidrológico semidistribuído na escala diária. O estudo ilustra o potencial dos procedimentos empregados na metodologia proposta para melhor direcionar o monitoramento e a condução de novos experimentos de campo.

Mais recentemente, Araujo (2016) produz rigorosa e extensa avaliação da base de dados hidrológicos disponíveis para a bacia do rio Piabanga/RJ. Entre outras contribuições, avalia os fenômenos atmosféricos intervenientes, incluindo a relação entre o sudeste do Brasil e a região amazônica, e o regime hidrológico na região montanhosa do Rio de Janeiro. Em especial, enfoca o estado de umidade na bacia do Piabanga a partir de dados de chuva e de índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) por satélite de forma acoplada com dados observacionais e mediante o uso do modelo SMAP na sua versão diária. Análise espaço-temporal via coeficiente de Hurst é também produzida para avaliar o grau de persistência das condições físico-hidrológicas predominantes na região com vistas à proposição de um monitoramento hidrológico e meteorológico adequado para a região serrana do estado do Rio de Janeiro.

Complementarmente, Lopes (2016) realizou uma análise da chuva com vistas a identificar episódios denominados de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) na bacia do rio Grande, afluente do rio Paraná, situada na região sudeste do Brasil, utilizando técnicas de sensoriamento remoto, com suporte dos satélites *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE). Em especial, propõe um novo índice para identificar o potencial de ocorrência de ZCAS, estabelecendo conexões entre a que ocorre na Amazônia e o que ocorre no sudeste brasileiro, para melhor evidenciar padrões de secas e de inundações nessa região.

Colonese (2016) avaliou o uso de dados de previsão quantitativa de precipitação do modelo ETA nos modelos PREVIVAZH e SMAPII (versão suavizada) para a previsão de vazões diárias de quatro bacias localizadas na região sul. Desse modo, indicou possíveis caminhos a se desenvolver no uso de saídas de modelos atmosféricos como dados de entrada em modelos hidrológicos e na própria modelagem hidrológica num contexto de planejamento da operação do Sistema Interligado Nacional (SIN).

Ramos (2016) destaca a sensibilidade do sistema elétrico brasileiro à diversidade de regimes hidrológicos nas bacias hidrográficas nacionais, ressaltando os verões

atípicos de 2013/2014 e 2014/2015. Nesse sentido, conseguiu verificar indícios da existência de uma teleconexão que pode ser associada com as condições hidroenergéticas do SIN, destacando que o maior entendimento dos fenômenos atmosféricos e climáticos que atuam na geração de precipitação pode aumentar a previsibilidade da ocorrência de anomalias extremas, permitindo ações capazes de atenuar o risco de desabastecimento de energia elétrica e de água.

Rebello *et al.* (2017) utilizou técnicas de sensoriamento remoto, como o *advanced microwave scanning radiometer* (AMSR) e dados do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), um dos produtos do *moderate resolution imaging spectroradiometer* (MODIS), para o estudo e monitoramento de eventos de seca nas regiões nordeste e sudeste do Brasil. Entre outras coisas, os autores verificaram que ambas as séries dos dados de AMSR e NDVI apresentaram quedas de umidade no solo no ano de 2014, ano em que o sudeste passava por um episódio de chuvas anômalas. A série proveniente do AMSR apresentou uma queda mais acentuada que aquela proveniente do NDVI.

Vasquez *et al.* (2017), por sua vez, motivados pelo período de chuvas anômalas enfrentado pela região sudeste, procuraram explicar esse evento meteorológico que levou à falta de água na região utilizando técnicas de suavização de Hodrick-Prescott e transformadas de ondeletas (*wavelets*) em séries históricas de precipitação e séries de temperatura da superfície do mar (SST) com o objetivo de encontrar ciclos de variabilidades e tendências que poderiam explicar os padrões de precipitação.

Melo *et al.* (2016) destacam que a região da bacia do rio Paraná, uma importante produtora hidroenergética e com 32% da população do país enfrentou um período em que houve o comprometimento do abastecimento de água de 11 milhões de pessoas em São Paulo, por exemplo. Nesse sentido, procuraram estabelecer uma relação entre secas hidrológica e meteorológica, utilizando sensoriamento remoto e dados de modelagem e monitoramento. Desse modo, identificaram duas importantes secas que ocorreram entre 1995 e 2015 na bacia do rio Paraná, uma no ano de 2000 e outra no ano de 2014, havendo precipitações de 20 a 50% abaixo da média de longo período. O estoque de água subterrâneo, estimado utilizando o GRACE, apresentou uma queda de 150 km³ entre 2011 e 2015. Os dados das simulações de umidade do solo mostraram uma redução durante os períodos de seca e isso levou a um decréscimo de 30% do estoque de água subterrâneo em relação à sua capacidade máxima. Os autores ressaltaram a importância de se integrar diferentes ferramentas para os estudos de avaliação de secas e

para o entendimento das relações entre a seca meteorológica e hidrológica num contexto de gerenciamento de recursos hídricos.

Adicionalmente, estudo importante na perspectiva de análise de secas na região sudeste do Brasil com base em dados GRACE está registrado em Getirana (2016).

Diante dessa breve exposição revisada de alguns trabalhos na literatura, que motiva a realização desta pesquisa, expõe-se, no próximo capítulo, a metodologia concebida para articular alguns procedimentos de análise empregados na presente dissertação.

CAPÍTULO 5 - MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades foram divididas em algumas etapas a fim de cumprir os objetivos específicos. Nesse sentido, após a caracterização da área de estudo, no item 5.1, é apresentado, no item 5.3, o procedimento envolvendo os dados pluviométricos coletados do banco de dados da ANA. Esse item está relacionado ao objetivo específico I, que é obter dados de precipitação de qualidade para a calibração do modelo hidrológico.

A seguir, no item 5.4, é apresentado o modelo CAM 3.1. Esse item está relacionado ao objetivo específico II, que é obter dados de projeção de precipitação considerando o desmatamento como forçante climática.

No item 5.5, é apresentado o modelo GFDL-CM2. Esse item está relacionado ao objetivo específico III, que é obter dados de projeção de precipitação considerando a queima de combustíveis fósseis como forçante climática.

No item 5.6, são apresentados os procedimentos de remoção do viés dos dados gerados pelos modelos climáticos, etapa importante para o último objetivo específico.

Por fim, no item 5.7, são apresentados os procedimentos relacionados ao modelo hidrológico SMAP. Esse item está relacionado ao objetivo específico IV, que é gerar projeção de vazão baseada em cada uma das projeções climáticas.

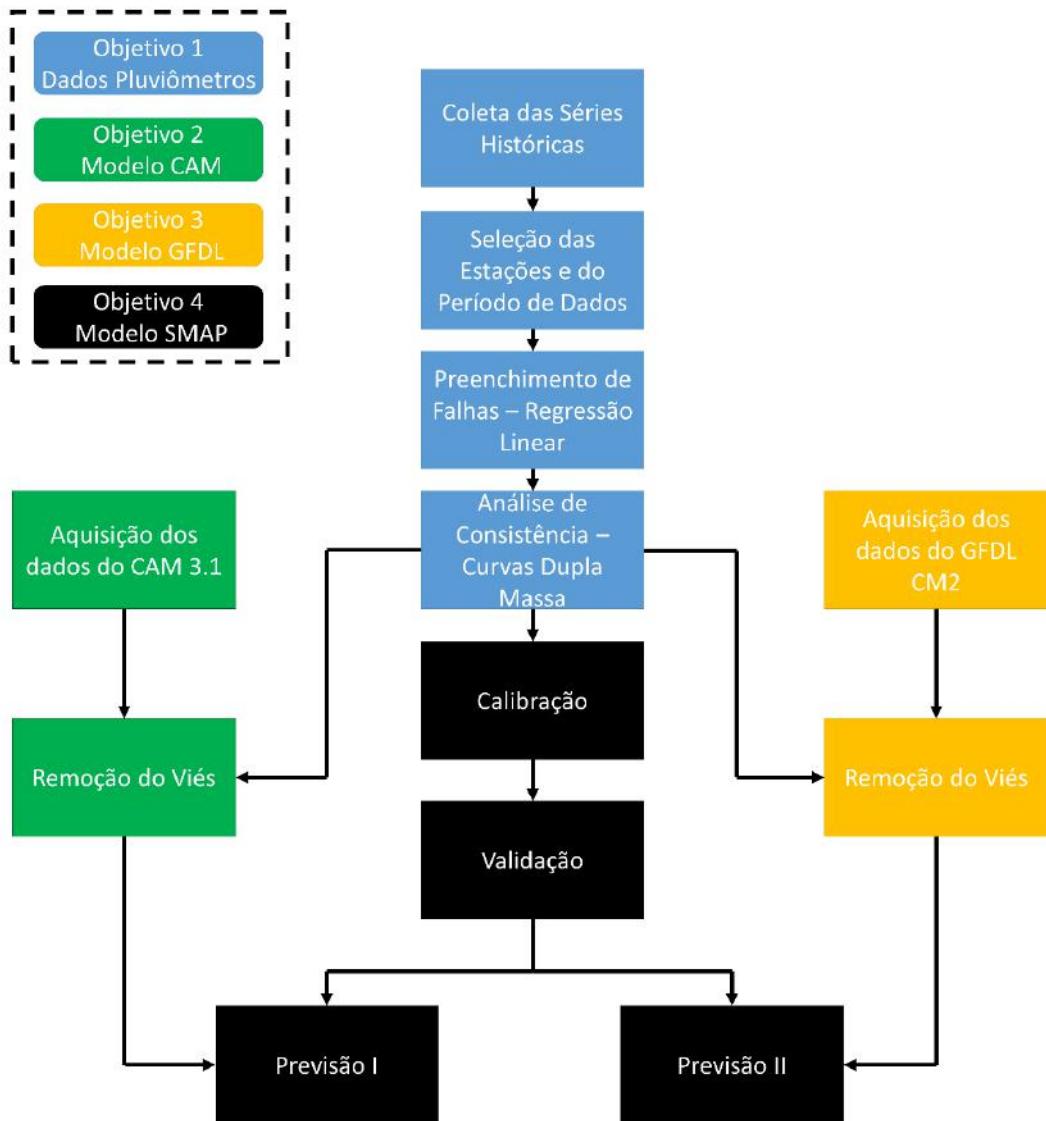


Figura 5.1 – Diagrama esquemático das etapas do trabalho e sua correspondência com os objetivos específicos

O trabalho iniciou-se com a coleta dos dados de precipitação das estações pluviométricas pelo Hidroweb (<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>). Nessa etapa, foram selecionados as estações e o período de análise com base na consistência dos dados e na ocorrência de falhas nos registros. Em seguida, foi realizado o preenchimento das falhas através de regressão linear. Após o preenchimento das falhas, foi feita a verificação da consistência dos dados tratados através de curvas de dupla massa.

Outra etapa do trabalho foi coletar os resultados das simulações do modelo CAM, responsável por gerar a projeção de precipitação baseada nos cenários de desmatamento na Amazônia.

Outra etapa, também, foi coletar resultados das simulações do modelo GFDL-CM2, um dos modelos utilizados pelo IPCC em seus relatórios.

Após essa etapa, para que as simulações pudessem ser comparadas aos dados observados de precipitação, procedeu-se à etapa de ajuste com remoção de viés.

Por fim, deu-se início à etapa da modelagem hidrológica utilizando o modelo SMAP na sua versão mensal. O modelo foi calibrado e validado utilizando os dados observados de precipitação em períodos distintos. A projeção de vazões foi realizada utilizando, como dados de entrada, as precipitações previstas pelos modelos climáticos.

5.1 Caracterização da área de estudo

O rio Paraíba do Sul resulta da confluência dos rios Paraibuna e Paraitinga, que nascem no estado de São Paulo, a 1.800 metros de altitude. O curso de água percorre 1.150 km, passando por Minas Gerais, até desaguar no Oceano Atlântico em São João da Barra (RJ). Os principais usos da água na bacia são: abastecimento, diluição de esgotos, irrigação e geração de energia hidrelétrica, sendo que o Paraíba do Sul é o principal manancial de abastecimento do estado do Rio de Janeiro. No leito do rio Paraíba do Sul, estão localizados importantes reservatórios de usinas hidrelétricas, como Paraibuna, Santa Branca e Funil (ANA²).

² <http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/saladesituacao/v2/RioParaibadoSul.aspx>

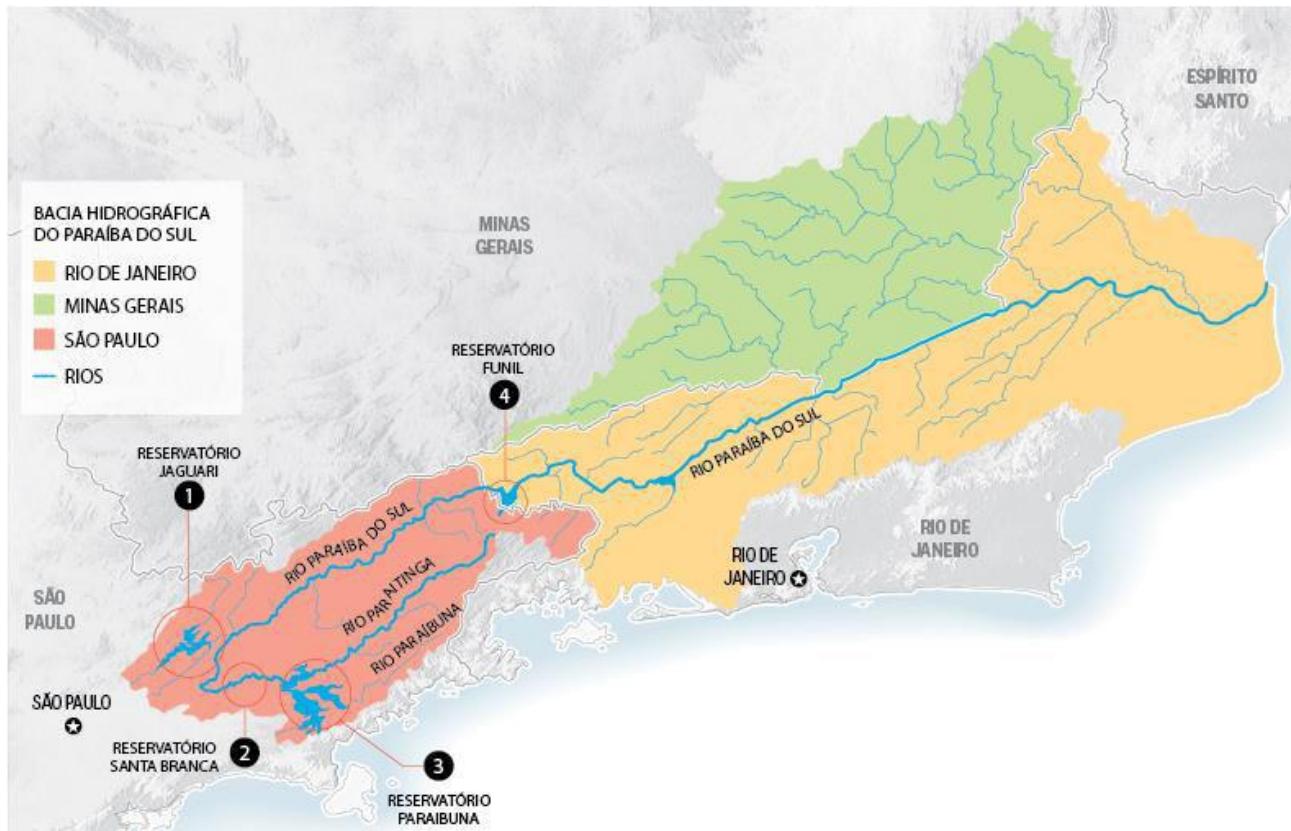


Figura 5.2 – Bacia do rio Paraíba do Sul.

A bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul tem destacada importância no cenário nacional por estar localizada entre os maiores polos industriais e populacionais do país e pelo processo que envolve o gerenciamento de seus recursos hídricos. Caracteriza-se pelos acentuados conflitos de usos múltiplos e pelo peculiar desvio das águas para a bacia hidrográfica do rio Guandu com a finalidade de geração de energia e abastecimento de cerca de nove milhões de pessoas na região metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), formando o sistema hidráulico do rio Paraíba do Sul, um intrincado e complexo conjunto de estruturas hidráulicas existentes nas bacias hidrográficas dos rios Paraíba do Sul e Guandu, que interliga as duas bacias (ANA²).

DIAGRAMA ESQUEMÁTICO

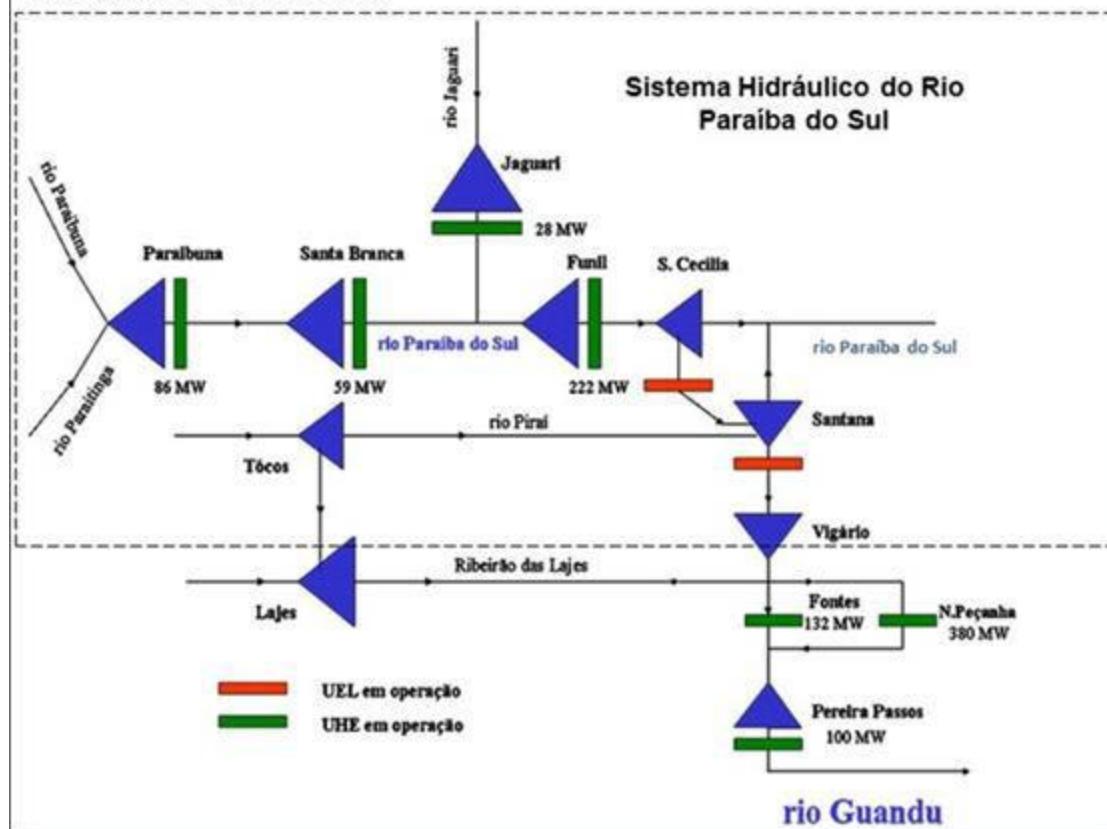


Figura 5.3 – Sistema hidráulico do rio Paraíba do Sul.
Fonte: ANA¹

A bacia do rio Paraíba do Sul tem uma área de aproximadamente 62.074 km² e abrange 184 municípios, sendo 88 em Minas Gerais, 57 no Rio de Janeiro e 39 em São Paulo. Dos 52 municípios que são banhados pelo rio Paraíba do Sul, ou por seus reservatórios formadores (Paraibuna e Paraitinga), 28 captam água do Paraíba do Sul para abastecimento (ANA²).

Na estação elevatória Santa Cecília, situada no município de Barra do Piraí (RJ), é feita a divisão entre as águas que serão bombeadas para serem transpostas para o rio Guandu e as que seguirão para jusante na bacia do rio Paraíba do Sul. No que concerne ao rio Guandu, há a conexão da estação de abastecimento de água para cerca de nove milhões de pessoas da RMRJ, além de indústrias e outros usuários. Por outro lado, na bacia do Paraíba do Sul, estão outras cidades e usuários (ANA²).

A operação dos reservatórios do Paraíba do Sul é discutida periodicamente no âmbito do grupo de trabalho permanente de acompanhamento da operação hidráulica do Paraíba do Sul (GTAOH), do comitê de integração da bacia hidrográfica do rio Paraíba

do Sul (Ceivap), que conta, entre outros, com a participação de representantes dos órgãos gestores dos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais (ANA²).

Tabela 5.1 – Municípios que captam água do Paraíba do Sul para abastecimento

Município	População abastecida pelo rio Paraíba do Sul (hab.)	Demanda média no rio Paraíba do Sul (L/s)
Aparecida/SP	34.498	92
Caçapava/SP	7.251	4
Guararema/SP	22.240	75
Jacareí/SP	170.803	517
Natividade da Serra/SP	2.788	9
Paraibuna/SP	5.131	12
Pindamonhangaba/SP	141.708	192
Redenção da Serra/SP	1.881	3
Santa Branca/SP	12.140	31
São José dos Campos/SP	469.000	1.578
Taubaté/SP	174.510	521
Tremembé/SP	16.251	32
Barra do Piraí/RJ	85.818	254
Barra Mansa/RJ	162.748	472
Cambuci/RJ	6.433	29
Campos dos Goytacazes/RJ	350.769	1.110
Itaocara/RJ	11.463	42
Paraíba do Sul/RJ	34.305	91
Pinheiral/RJ	18.948	53
Porto Real/RJ	13.655	42
Quatis/RJ	9.501	27
Resende/RJ	93.671	304
São Fidélis/RJ	24.590	79
São João da Barra/RJ	10.215	36
Sapucaia/RJ	4.659	33
Três Rios/RJ	68.158	206
Vassouras/RJ	19.154	58
Volta Redonda/RJ	255.584	737

Fonte: ANA²

A região sudeste, de maneira geral, é caracterizada por sua diversificação climática e por apresentar um clima predominantemente tropical, quente e úmido, com variações determinadas pelas diferenças de altitude e entradas de ventos marinhos (COPPETEC, 2001).

A bacia do rio Paraíba do Sul apresenta clima tropical com temperatura média anual que oscila entre 18 °C e 24 °C. As mais altas temperaturas ocorrem na região de Itaperuna, na bacia do rio Muriaé, com média das máximas situada em torno de 32 °C (COPPETEC, 2001).

Os maiores índices pluviométricos ocorrem no trecho paulista da serra do Mar, nas regiões do maciço do Itatiaia e seus contrafortes e na serra dos Órgãos, trecho da serra do Mar que acompanha a região serrana do estado do Rio de Janeiro, onde a precipitação anual chega a ultrapassar 2.000 mm. Nessas três regiões de altitudes elevadas, a média das temperaturas mínimas chega a menos de 10 °C (COPPETEC, 2001).

As menores pluviosidades ocorrem em uma estreita faixa do médio Paraíba (entre Vassouras e Cantagalo, no estado do Rio de Janeiro) e no curso inferior da bacia (regiões norte e noroeste fluminense), com precipitação anual entre 1.000 mm e 1.250 mm (COPPETEC, 2001).

O efeito orográfico é determinante para a gênese das chuvas na região. Na serra do Mar, há a ocorrência de maiores valores e diferenças de precipitação, pois, além do efeito orográfico, há a penetração de ar úmido proveniente do oceano (COPPETEC, 2001).

O regime de chuvas é caracterizado por um período seco, que se estende de junho a setembro, e um período muito chuvoso, que abrange os meses de novembro a janeiro, quando ocorrem as grandes cheias do rio Paraíba do Sul (COPPETEC, 2001).

5.2 Vazões naturais

O ONS³ disponibiliza séries completas de vazões naturais mensais para o período de 1931 a 2014, por meio de planilha eletrônica, para, entre outros fins, subsidiar trabalhos de modelagem matemática, pesquisa e desenvolvimento.

Para o ONS, o termo vazão natural é usado para identificar a vazão que ocorreria em uma seção do rio, se não houvesse as ações antrópicas na sua bacia contribuinte — tais como regularizações de vazões realizadas por reservatórios, desvios de água, evaporações em reservatórios e usos consuntivos (irrigação, criação animal e abastecimentos urbano, rural e industrial). A vazão natural é obtida por meio de um

³ http://www.ons.org.br/operacao/vazoes_naturais.aspx

processo de reconstituição, que considera a vazão observada no local e as informações relativas às ações antrópicas na bacia. A reconstituição das vazões naturais é de fundamental importância para a atividade de planejamento do uso dos recursos hídricos, tendo a finalidade de resgatar as características naturais de magnitude e variabilidade das vazões afetadas pelas ações antrópicas nas bacias (ONS, 2005 apud Pruski *et al.*, 2011).

Além dos dados de vazões naturais, foram fornecidos, pelo ONS, dados de normais climatológicas de evaporação potencial, importante para a modelagem hidrológica. A evaporação potencial refere-se à quantidade de água transferida para a atmosfera por meio da evaporação e da transpiração, considerando o solo bem suprido de água.

5.3 Dados de precipitação

A fim de calibrar o modelo hidrológico, foram coletados dados mensais de precipitação de estações pluviométricas.

Em diversos pontos das várias bacias hidrográficas distribuídas pelo país, podem ser encontradas estações pluviométricas e fluviométricas. Essa malha de estações é responsável pela produção de séries históricas das variáveis hidrológicas. As informações produzidas ao longo do tempo podem ser consultadas através da internet. Nesse sentido, a Agência Nacional de Águas (ANA), através de um sistema de informações hidrológicas – o Hidroweb – disponibiliza gratuitamente, entre outros recursos, diversos dados hidrológicos, que podem ser consultados por estações pluviométricas ou fluviométricas.

A seguir, na seção 5.3.1, será detalhado o procedimento realizado para a obtenção dos dados das estações pluviométricas.

5.3.1 Seleção do período de estudo e das estações pluviométricas

Inicialmente, foi obtido, no banco de dados da ANA, a relação de todas as estações do Hidroweb. Com esse inventário de estações, verificaram-se quais estações pertencentes à sub-bacia 58 (Paraíba do Sul) efetivamente ofereciam informações de pluviômetro – com auxílio do *software* Hidro, disponibilizado pela ANA.

Foi possível, então, obter as séries históricas de todas essas estações. A partir desse passo, foram selecionadas aquelas estações que apresentavam dados consistidos. Esse procedimento resultou em 53 estações (Figura 5.4 – Mapa de altitude (m) com as estações pluviométricas na sub-bacia 58 à montante de Santa Cecília.).

Partiu-se, então, para a identificação dos períodos de falhas naquelas estações que possuíam dados de precipitação consistidos a fim de selecionar as melhores estações para se trabalhar (Figura 5.5).

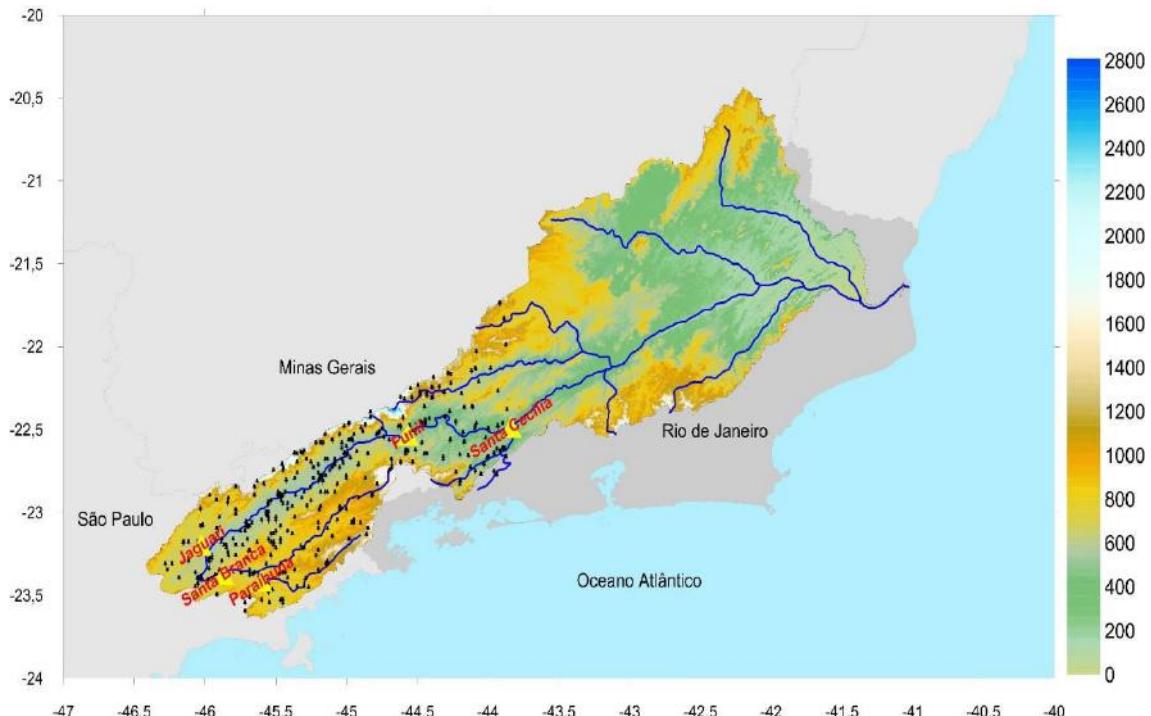


Figura 5.4 – Mapa de altitude (m) com as estações pluviométricas na sub-bacia 58 à montante de Santa Cecília.

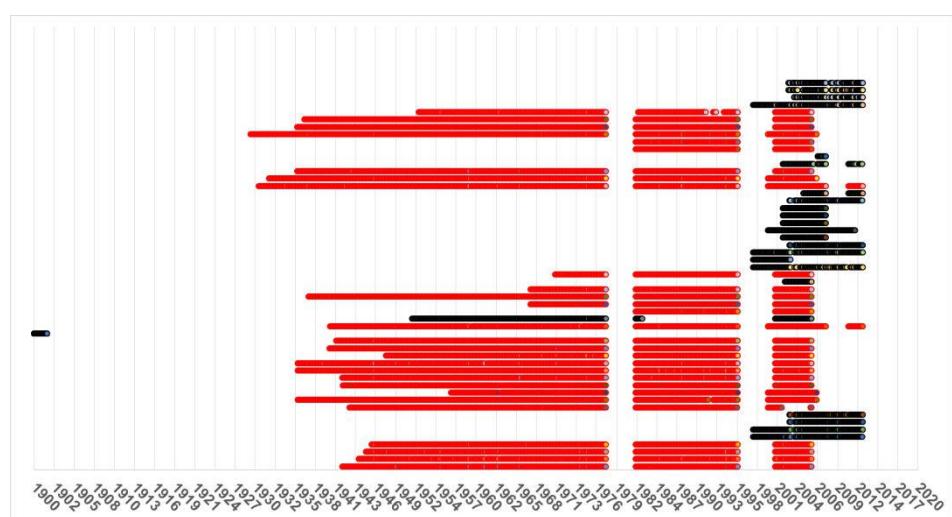


Figura 5.5 – Estações e períodos com falhas; em vermelho, as 29 estações escolhidas.

Identificados os períodos com falhas de cada estação que possuía dados consistidos, foram escolhidas 29 estações abrangendo o período de dados que se estende de janeiro de 1982 a dezembro de 1995. Trata-se do período mais recente de dados contínuos (sem falhas) na maior parte das estações.

Tabela 5.2 – Estações pluviométricas escolhidas

Código	Nome	Lat (º)	Lon (º)	Alt (m)
2143011	CONCEIÇÃO DO IBITIPOCA	-21,7578	-43,9178	970
2143019	USINA BRUMADO	-21,8556	-43,8864	710
2243004	CONSERVATORIA	-22,2875	-43,9294	550
2243202	FAZENDA SÃO GABRIEL	-22,0117	-43,875	798
2244001	QUELUZ	-22,5494	-44,7889	500
2244010	FAZENDA SANTA CLARA (EX BOCAINA)	-22,6919	-44,975	550
2244030	NHANGAPI	-22,5033	-44,6156	440
2244033	SANTA ISABEL DO RIO PRETO	-22,2311	-44,0647	544
2244034	RIBEIRÃO DE SÃO JOAQUIM	-22,3036	-44,1869	620
2244035	SANTA RITA DO JACUTINGA	-22,1506	-44,09	530
2244036	ZELINDA	-22,2431	-44,2636	550
2244037	FUMAÇA	-22,2975	-44,3106	720
2244038	PONTE DO SOUZA	-22,2706	-44,3917	950
2244039	FAZENDA AGULHAS NEGRAS	-22,3378	-44,5903	1245
2244042	BARRA MANSA	-22,5381	-44,1753	376
2244044	GLICÉRIO	-22,4742	-44,2289	390
2244045	NOSSA SENHORA DO AMPARO	-22,3856	-44,1075	400
2244047	VISCONDE DE MAUÁ (ESC. AGROT)	-22,33	-44,5383	1030
2244048	CAMPOS DE CUNHA	-22,9211	-44,8222	750
2244058	MIRANTÃO (CAPELINHA DAS FLORES)	-22,2539	-44,495	978
2245032	GUARATINGUETÁ	-22,8122	-45,1825	519
2245048	PINDAMONHANGABA	-22,9111	-45,4703	524
2245055	ESTRADA DE CUNHA	-22,9958	-45,0417	790
2344009	ALTO S. DO MAR - B. MATO LIMPO	-23,1536	-44,8589	1050
2345062	TAUBATÉ	-23,0394	-45,5589	586
2345063	CAÇAPAVA	-23,0778	-45,7103	545
2345065	SÃO LUÍS DO PARAITINGA	-23,2219	-45,3233	760
2345067	PONTE ALTA 1	-23,3292	-45,1403	888
2345071	SANTA BRANCA	-23,3689	-45,9011	573

Após a seleção das estações, verificou-se que três (3) estações estavam com falhas dentro do período escolhido: as estações 2244001 (ou p5), 2244010 (ou p6) e 2345071 (ou p29). A fim de preencher as falhas nessas séries de dados, foram identificadas as três (3) estações mais próximas de cada uma dessas estações com falhas. O procedimento para preenchimento de falhas será apresentado na seção 5.3.2.

5.3.2 Preenchimento de falhas nos registros das séries históricas

Segundo Tucci (2002) e Bertoni e Tucci (2007), o método da regressão linear é mais aprimorado que o da ponderação regional, por exemplo. Além disso, segundo Oliveira (2010), ao comparar diferentes metodologias de preenchimento de falhas, verificou que, entre os métodos utilizados, o de regressão linear foi aquele que apresentou melhor performance. O método da regressão linear múltipla correlaciona a estação com falhas com as estações vizinhas, conforme a Equação 5.1.

Modelo estatístico de regressão linear múltipla (5.1)

$$P_x = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i P_i$$

onde:

P_x - precipitação mensal da estação com falha a ser preenchida (mm);

P_i - precipitação mensal da estação vizinha de ordem “i” para o mês em que se verificou a falha (mm);

a_0 e a_i – coeficientes de ajuste do modelo linear.

Conforme previamente indicado, foram utilizadas as três (3) estações mais próximas das estações com falhas para o preenchimento com o método apresentado, o que resultou nas seguintes equações aceitas no nível de confiança de 95%, a saber:

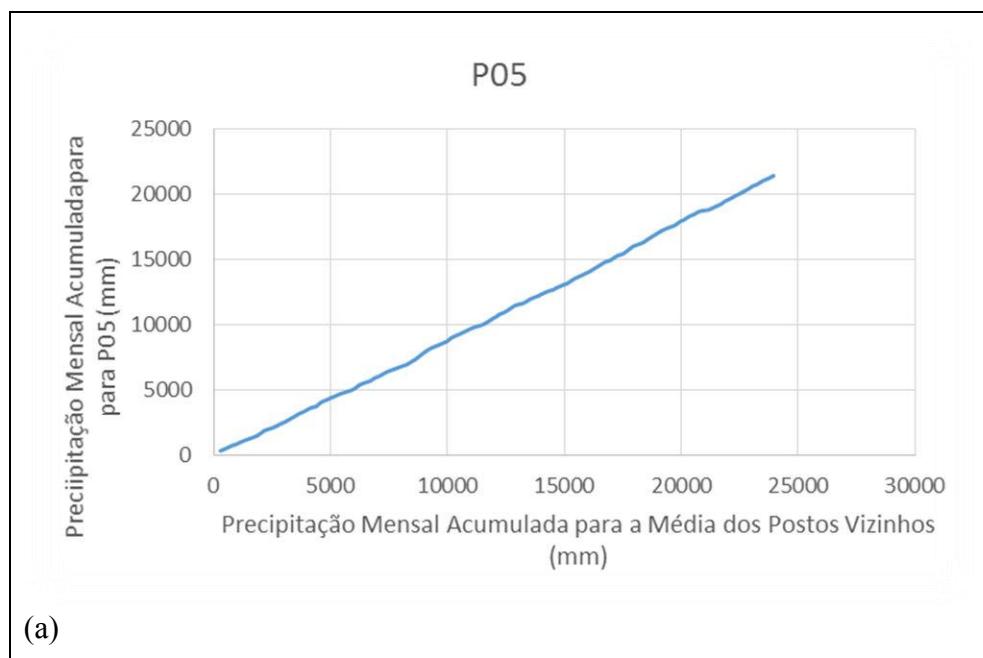
- a) $Y_{P5} = 3,977672 + 0,952811 X_{P7} + 0,062131 X_{P14} - 0,01173 X_{P18}$
- b) $Y_{P6} = 1,800603 + 0,510647 X_{P21} + 0,383929 X_{P19} + 0,022403 X_{P23}$
- c) $Y_{P29} = 8,422961 + 0,852509 X_{P26} - 0,34564 X_{P25} + 0,500052 X_{P27}$

5.3.3 Verificação da homogeneidade dos dados

Segundo Pedrazzi (2004), mudanças na locação ou exposição de um pluviômetro podem causar um efeito significativo na quantidade de precipitação que ele mede, conduzindo a dados inconsistentes, identificados como dados de natureza distinta dentro do mesmo registro.

O método da dupla massa, desenvolvido pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS, 1966), é um método de prática mais comum adotado no Brasil para análise de consistência de dados, sendo válido apenas para séries mensais e anuais. A metodologia consiste em selecionar os postos de uma região, acumular para cada um deles os valores mensais e, se for o caso, dispor, em um gráfico cartesiano, os valores acumulados correspondentes ao posto a validar (nas ordenadas) e de outro posto confiável adotado, que, usualmente, é a média de diversos postos vizinhos, adotada como base de comparação (nas abscissas). Por esse método, é possível identificar erros sistemáticos, como, por exemplo, mudança de declividade ou tendência, erros de transcrição ou postos sujeitos a diferentes regimes pluviométricos entre outras (ANA).

Segundo Bertoni e Tucci (2002), se a série histórica preenchida é proporcional à série temporal da média das estações vizinhas, os pontos devem se alinhar segundo uma reta. Na Figura 5.6, são apresentadas as curvas de dupla massa para os postos em que foram preenchidas falhas.



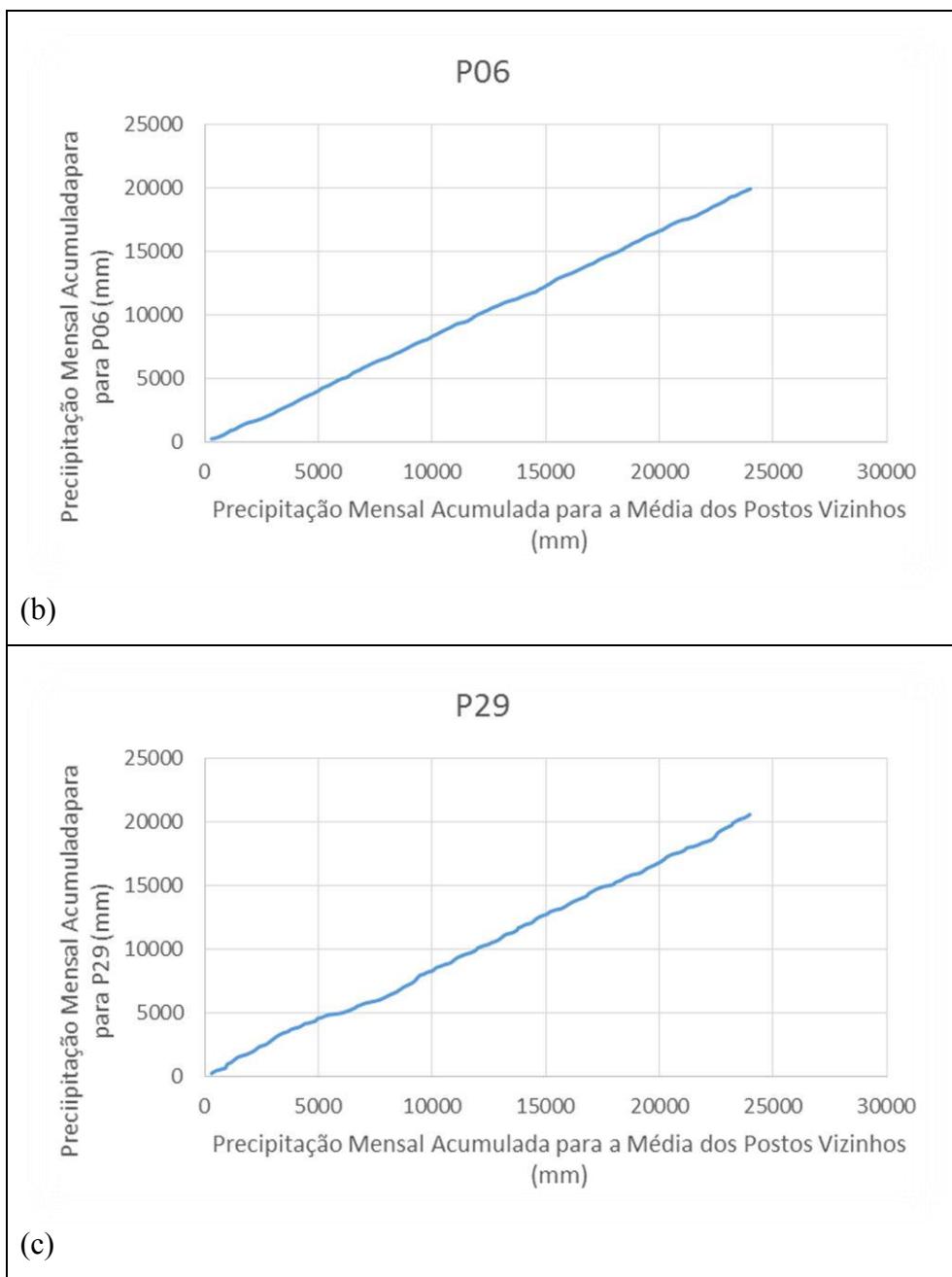


Figura 5.6 – Curvas das duplas massas para verificação da consistência das séries históricas

A Figura 5.7 apresenta as médias mensais de longo termo das precipitações das 29 estações pluviométricas escolhidas após o preenchimento das falhas.

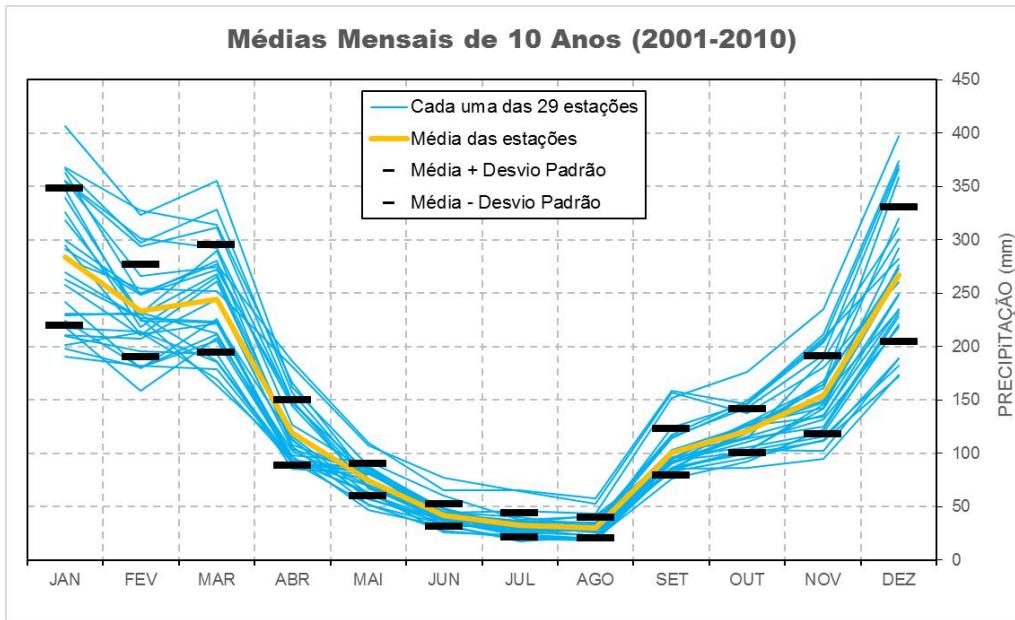


Figura 5.7 – Sazonalidade da precipitação de 1982 a 1995 das 29 estações pluviométricas estudadas na bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul.

5.4 O modelo CAM e os cenários de desmatamento

Para este trabalho, a interação com o CAM limitou-se à coleta dos dados de projeção referentes às simulações do clima na América do Sul a partir de três (3) cenários climáticos perturbados pelo desmatamento na Amazônia, além de um caso controle, em que não foi alterada a cobertura vegetal da região. Todos esses dados foram provenientes do trabalho desenvolvido por Costa (2016). Ressalta-se, portanto, que o fato de um trabalho já estar em andamento com dados produzidos pelo CAM em sua versão 3.1 foi determinante para o uso de tais dados produzidos por essa versão do modelo.

O modelo CAM 3.1 é a sexta geração de modelos climáticos desenvolvidos pelo NCAR, inicialmente chamados de *Community Climate Model* (CCMs). Os primeiros modelos foram desenvolvidos em 1983 pelo NCAR, e eram denominados CCM0A e CCM0B, baseados no modelo espectral australiano e em uma versão adiabática do modelo, também espectral, do ECMWF (Collins *et al.*, 2004).

As principais características do modelo CAM 3.1 são: modelo de domínio público e código fonte aberto; tridimensional e transiente; aproximações físicas de acordo com a estrutura vertical do modelo; solução das equações primitivas no domínio vertical e temporal através de aproximações de diferenças finitas e no domínio

horizontal através de transformações espetrais; modelo basicamente Euleriano, mas com módulos semi-Lagrangeanos; possibilidade de acoplamento com modelos (módulos) de superfície (solo), oceano e gelo; suas parametrizações físicas são referentes aos processos de convecção profunda, convecção úmida, condensação, precipitação, fração de nuvens, radiação de onda curta, radiação de onda longa, difusão vertical e camada limite atmosférica (Collins *et al.*, 2004).

O fato de o CAM 3.1 possuir soluções das equações primitivas no domínio horizontal através de transformações espetrais permite representar o comportamento espacial ondulatório da circulação atmosférica de grande escala (Dias, 2014).

As simulações numéricas utilizaram uma grade horizontal de aproximadamente 1,4 x 1,4 graus de resolução espacial, que corresponde aos T85 níveis de truncamento triangulares no espaço espectral (128 pontos de latitude e 256 pontos de longitude) e 26 níveis na vertical.

Para o caso controle, foi gerado o clima global a partir dos campos médios mensais da temperatura da superfície do mar (TSM) para todo o globo, no período de 1981 a dezembro de 2010, provenientes do projeto OI – *optimun interpolation*, de forma semelhante ao descrito em Cataldi *et al.* (2010). A fim de se garantir a estabilidade das simulações, foram utilizados 10 anos consecutivos de integração do modelo.

Para a geração dos cenários climáticos de desmatamento, utilizaram-se, como referência, as informações de cobertura vegetal do ano de 2004. Os cenários basearam-se no trabalho de Soares-Filho *et al.* (2006), em que se verifica a tendência do avanço do desmatamento na região Amazônica ocorrer no entorno das rodovias, estas concentradas principalmente no leste e sudeste da floresta Amazônica.

O CAM 3.1 utiliza o modelo acoplado de cobertura vegetal e uso do solo, CLM – *Community Land Model* (versão 2.1). Ele reconhece 15 possíveis coberturas vegetais, ou tipos funcionais de vegetação (PFTs), além de solo descoberto, todos representados pelos seus respectivos códigos.

Para geração dos cenários de alteração da cobertura do solo, foram inseridas perturbações no clima do caso controle, por meio do emprego de diferentes taxas de substituição do PFT da região Amazônica. As simulações foram realizadas alterando o tipo funcional de vegetação – PFT característico da região Amazônica, representado pelo código 4 – “*broadleaf evergreen tropical tree*” (árvore tropical sempre verde de folhas largas/amplas) pelo código 15 – “*crop 1*” (área de cultivo/colheita agrícola). Essa

alteração seguiu a tendência de evolução do desmatamento, ocasionada principalmente pela expansão agrícola, descrita no trabalho de Soares-Filho *et al.* (2006).

Foram gerados 3 cenários com diferentes taxas de desmatamento, 15%, 50% e 100%, tendo como referência o ano de 2004. Foi utilizada, como base, a climatologia do caso controle.

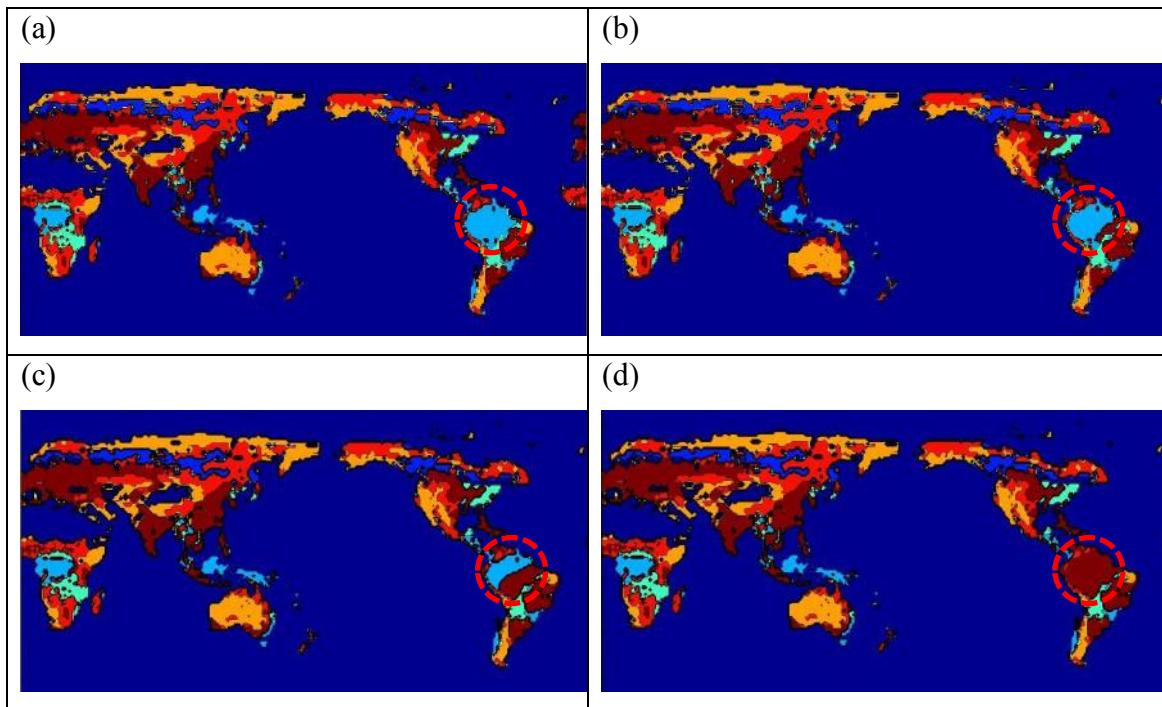


Figura 5.8 – Alteração da cobertura vegetal no CLM: substituição do PFT 4 (azul claro) pelo 15 (marrom). Cobertura vegetal original (a), 15% de desmatamento (b), 50% de desmatamento (c), e 100% de desmatamento (d).

Fonte: adaptado de Costa (2016)

As simulações foram elaboradas em um computador com processador Intel Core i5, com 8 Gb de Ram. A compilação foi feita com o compilador Intel® Parallel Studio XE Composer Edition, versão para instituições de educação. A paralelização do código foi feita com o auxílio do protocolo de transferência de dados gratuito OPENMPI (<http://www.open-mpi.org/>), no sistema Operacional CENTOS 6.5. Foram utilizados, nas simulações, apenas os processadores reais, já que as rodadas que utilizaram também os processadores virtuais tiveram seu desempenho computacional significativamente comprometido. Para cada mês de integração, o custo computacional foi de cerca de 150 minutos, totalizando aproximadamente 50 dias de simulação para todos os casos.

Os resultados apresentados, neste trabalho, foram obtidos de simulações realizadas no LAMMOC – Laboratório de Monitoramento e Modelagem do Sistema Climático da UFF.

5.5 Modelo GFDL-CM2

A terceira fonte de dados pluviométricos utilizada, neste trabalho, foi o modelo GFDL-CM2. Trata-se de um modelo de circulação geral acoplado oceano-atmosfera desenvolvido no Laboratório Geofísico de Dinâmica dos Fluidos do NOAA nos Estados Unidos. Esse modelo foi um dos principais modelos climáticos usados no quarto relatório de avaliação do IPCC de 2007, e suas soluções são descritas em uma série de artigos publicados no periódico *Journal of Climate* em 2006.

O modelo foi construído com duas componentes, uma componente atmosférica e outra componente oceânica. A componente atmosférica do modelo CM2 possui 24 níveis na vertical, uma resolução de 2 graus na direção leste-oeste e 2,5 graus em norte-sul. Essa resolução é suficiente para resolver os grandes ciclones das latitudes médias responsáveis pela variabilidade do clima. A atmosfera inclui uma representação dos fluxos radiativos, misturando, na camada limite atmosférica, representações dos impactos das nuvens stratus e cumulus, um esquema para representar o arraste dos ventos de nível superior causados pelas ondas gravitacionais, as mudanças na distribuição espacial de ozônio e a capacidade de representar o impacto de vários gases de efeito estufa. A componente oceânica possui 50 níveis verticais e uma resolução de 1 grau na direção leste-oeste e variando em norte-sul de 1 grau nas regiões polares para $\frac{1}{3}$ de um grau ao longo do Equador. Essa resolução é suficiente para resolver o atual sistema equatorial, mas possui pouca resolução para capturar os vórtices de mesoescala altamente energéticos, cujos efeitos advectivos e difusivos devem ser parametrizados. Outras parametrizações essenciais incluem: uma altura livre de superfície, que muda em resposta à evaporação, precipitação e convergência de correntes oceânicas; a absorção de luz solar, ligada a concentrações de clorofila observadas; uma representação da camada de mistura oceânica; a inclusão de turbulência gerada pela mistura de maré nos recifes; e esquemas permitindo que a água dos mares marginais, tais como o Mar Vermelho e o Báltico, misturem através dos estreitos em suas bocas (Delworth *et al.*, 2006).

Dois conjuntos de modelos foram rodados para o IPCC, compostos por circulações oceânicas muito semelhantes, mas de metodologias diferentes para resolver as equações de movimento. O resultado é que os modelos têm soluções para o vento muito diferentes sobre o Oceano Austral, com o CM2.0 exibindo a tendência comum dos ventos de serem deslocados em direção ao Equador, enquanto o modelo CM2.1 é

um dos poucos que tem ventos próximos da latitude e magnitude corretas na região (Russel *et al.*, 2006), sendo um dos melhores em uma gama de características atmosféricas. O modelo CM2.1 tem, também, uma das melhores simulações de El Niño entre os modelos do IPCC. No entanto, como é o caso da maioria desses modelos acoplados rodados sem ajuste de fluxo, os modelos não conseguem captar as zonas de ressurgência de frio ao longo das fronteiras orientais do Pacífico e Atlântico e tendem a reproduzir uma bacia Amazônica excessivamente seca (van Oldenburgh *et al.*, 2005; Wittenberg *et al.*, 2006).

Neste trabalho, foram utilizadas as simulações baseadas nos seguintes cenários apresentados pelo IPCC (2001):

- A1F - como é um cenário A, possui baixo comprometimento com o desenvolvimento sustentável; 1 se refere a um mundo mais integrado; F está relacionado ao uso intensivo de combustíveis fósseis; nesse cenário, há um pico de 9 bilhões de pessoas em 2050;
- A1B - semelhante ao A1F, mas não há mais a ênfase nos combustíveis fósseis;
- B1 - o B refere-se a um maior comprometimento com o desenvolvimento sustentável; 1 refere-se a um mundo mais integrado;
- A2 - o A refere-se ao baixo comprometimento com o desenvolvimento sustentável; 2 refere-se a um mundo heterogêneo, mais dividido; nesse cenário, a população cresce continuamente.

Tais cenários foram escolhidos com a finalidade de se abranger uma faixa de possibilidades para o futuro. Assim, tem-se: um cenário com a população crescendo continuamente com baixo comprometimento com o desenvolvimento sustentável (A2); outro cenário com baixo comprometimento com o desenvolvimento sustentável, incluindo uma clara ênfase no uso de combustíveis fósseis, mas com pico de população no meio do século (A1F); e, ainda, outro semelhante ao anterior, mas retirando-se a ênfase nos combustíveis fósseis (A1B); por fim, um cenário mais otimista, em que há um claro comprometimento com um desenvolvimento mais sustentável (B1).

Os dados de projeção do modelo foram coletados diretamente do endereço eletrônico do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL/NOAA). O modelo possui 100 anos de dados, num período de 2001 a 2100, em que os 10 primeiros anos,

até 2010, foram utilizados para o ajuste do restante da série com base nos dados observados.

5.6 Remoção do viés e ajuste dos dados dos modelos

Como os dados de precipitação vêm de diferentes fontes, é importante que se verifique qualquer viés nesses dados antes de usá-los no modelo hidrológico. O ajuste para remoção do viés dar-se-á por meio da multiplicação por um coeficiente de correção mensal, calculado através da relação entre as médias mensais de longo período da precipitação observada e da prevista, conforme as Equações 5.2 e 5.3.

Fator multiplicativo (5.2)

$$C_m = \frac{P_{OBSm}}{P_{PREVm}}$$

Equação de ajuste (5.3)

$$P'_{PREV}(t) = P_{PREV}(t) \times C_m$$

Onde

C_m - coeficiente de correção para o mês m, m: {janeiro, ..., dezembro};

P_{OBSm} - média de longo período da precipitação mensal observada;

P_{PREVm} - média de longo período da precipitação mensal prevista;

$P'_{PREV}(t)$ - precipitação do tempo t corrigida;

$P_{PREV}(t)$ - precipitação prevista para o tempo t.

O ajuste foi realizado no caso controle para ambos os modelos. Para o CAM, o caso controle são os dados provenientes da simulação do clima global. Para o GFDL-CM2, foram considerados, como controle, os dez primeiros anos de dados.

Como pode ser visto nos resultados, no caso controle, ambos os modelos subestimam a precipitação, quando comparados com os índices pluviométricos observados. O ajuste dos dados procura corrigir esse problema.

5.7 Modelo SMAP mensal

O modelo SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) é um modelo hidrológico conceitual determinístico desenvolvido para simular a transformação da precipitação em vazão (Lopes *et al.*, 1982). Ele foi originalmente desenvolvido para projeções diárias e é baseado no princípio de conservação de massa. Suas principais vantagens são a relativamente simples utilização e a possibilidade de usar poucos parâmetros que descrevem toda a bacia. Por essa razão, ele é um modelo concentrado, onde as equações de transferência são em função do tempo apenas. A distribuição espacial da precipitação é representada pelo parâmetro de peso espacial para cada estação pluviométrica. As entradas do modelo são as séries de precipitação, evaporação potencial e vazão natural.

Em sua versão mensal, o SMAP é constituído de dois reservatórios matemáticos, reservatório do solo (zona aerada) e reservatório subterrâneo (zona saturada) e as funções de transferência são atualizadas a cada mês.

O SMAP, na versão utilizada (descrito por Fernández Bou *et al.*, 2015), está adaptado para ser um modelo conceitual e matemático, uma vez que o processo de calibração utiliza ferramentas de otimização. A calibração dos parâmetros físicos, e também dos pesos temporais e espaciais, consiste em achar os valores apropriados para maximizar a eficiência global. O coeficiente de eficiência global é baseado na diferença entre as vazões observada e calculada.

- Reservatórios Matemáticos:
 - Reservatório do solo (5.4)

$$Rsolo(t) = Rsolo(t-1) + P(t) - Es(t) - Er(t) - Rec(t)$$

- Reservatório subterrâneo (5.5)

$$Rsub(t) = Rsub(t-1) + Rec(t) - Eb(t)$$

- Inicialização do reservatório do solo (5.6)

$$Rsolo(1) = Tuin * Str$$

- Inicialização do reservatório subterrâneo (5.7)

$$Rsub(1) = [Ebin * 2630] / [(1-k) * Ad]$$

- Precipitação ponderada: (5.8)

$$P(t) = \sum_{mes=-3}^0 \left(\sum_{i=1}^s (P_i(t) \cdot w_i) \cdot w_{mes} \right)$$

- Funções de transferência:

- Escoamento superficial (5.9)

$$Es(t) = P(t) * Tu(t)^k 2t$$

- Evaporação (5.10)

$$Er(t) = Tu(t) * Ep$$

- Recarga subterrânea (5.11)

$$Rec(t) = R_{solo} * Capc * Tu(t)^4$$

- Escoamento de base (5.12)

$$Eb(t) = (1-k) * R_{sub}(t)$$

- Vazão total (5.13)

$$Q(t) = (Es + Eb) * Ad / 2630$$

onde:

R_{solo} - reservatório do solo (zona aerada) (mm);

R_{sub} - reservatório subterrâneo (zona saturada) (mm);

$P(t)$ - precipitação ponderada (mm);

$Er(t)$ - evaporação (mm);

$Es(t)$ - escoamento superficial (mm);

$Rec(t)$ - recarga subterrânea (mm);

$Eb(t)$ - escoamento de base (mm);

Ad - área de drenagem (km^2);

Ep - evaporação potencial (mm);

- Parâmetros:

Str - capacidade de saturação do solo (mm);
 k2t - parâmetro de escoamento superficial (adimensional);
 Capc - capacidade de campo (ou coeficiente de recarga) (adimensional);
 k - coeficiente de recessão (m^{-1});
 Tu - teor de umidade do solo (adimensional) e $Tu = R_{solo} / Str$;
 Tuin - teor de umidade inicial (adimensional);
 Ebin - vazão básica inicial (m^3/s);
 wi - peso da estação i (adimensional), sendo $1 \leq i \leq S$, e S o número de estações;
 Wmes - peso do mês (adimensional), considerar que mês = 0 é o atual mês naquele momento e $3 \leq mês \leq 0$ - isso afirma que a vazão natural pode ser influenciada pela precipitação dos 3 meses passados e do mês atual.

- Equação de otimização:

O processo de otimização utiliza as equações do coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (E) e do erro absoluto médio percentual (MAPE).

- Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (5.14)

$$E = 1 - \frac{\sum (Q_o(t) - Q_c(t))^2}{\sum (Q_o(t) - \bar{Q}_o)^2}$$

- Erro absoluto médio percentual (5.15)

$$MAPE = \frac{1}{n} \sum \frac{|Q_o(t) - Q_c(t)|}{Q_o(t)}$$

onde:

E - coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (adimensional) e $E \leq 1$;

MAPE - erro absoluto médio percentual (adimensional) e $MAPE \geq 0$;

$Q_o(t)$ - vazão no tempo t;

$Q_c(t)$ - vazão calculada no tempo t;

\bar{Q}_o - vazão média.

- Coeficiente de eficiência global

$$GEC = E + 1 - MAPE$$

onde:

GEC - coeficiente de eficiência global (adimensional) e $GEC \leq 2$.

O SMAP usa os primeiros 3 meses das séries para preparar a projeção de vazão, isto é, para inicializar as variáveis. Por esse motivo, os resultados de projeção iniciam só no quarto mês em vez do primeiro mês. Isso quer dizer que se, por exemplo, a operação da série inicia em abril de 2005, a projeção só começará em julho de 2005.

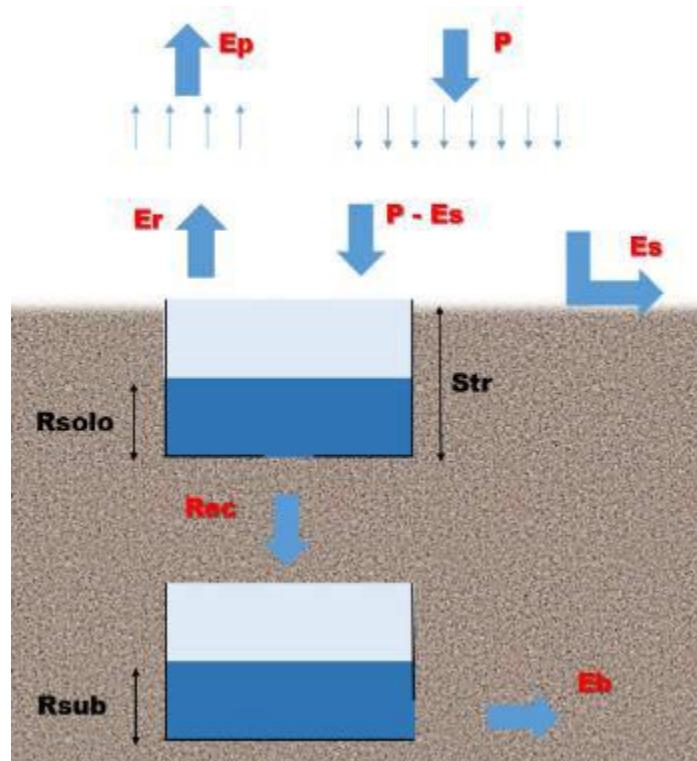


Figura 5.9 – Representação do SMAP em sua versão mensal.

Na Figura 5.9, a água proveniente da precipitação torna-se escoamento superficial ou infiltra no reservatório do solo. Dessa água, parte torna-se evapotranspiração e outra, recarga subterrânea, que mais adiante se converte em escoamento de base. É esse escoamento que, juntamente com o superficial, irão compor a vazão.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DOS DADOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Nesta seção, serão analisados os dados das séries históricas de precipitação e de vazão, e, em seguida, serão apresentadas e discutidas as projeções de vazão – geradas pelo modelo hidrológico – tanto para os cenários de desmatamento, como para os cenários de emissão.

6.1 Análise estatística das séries históricas

A fim de identificar quaisquer tendências nas séries de dados de entrada do modelo hidrológico, foram realizadas análises de estacionariedade nas séries históricas de precipitação e vazão. Como não havia uma série longa proveniente dos pluviômetros, recorreu-se às séries de reanálises. Inicialmente, procurou-se verificar uma mudança significativa na média da série de precipitação mensal em (mm/mês), no entanto, o teste de hipótese não permitiu afirmar que tal mudança tenha ocorrido, de modo que não foi identificada uma tendência significativa na série (Figura 6.1 - Tabela 6.1). No entanto, ao analisar a série dos desvios padrões de 12 meses, verificou-se que houve uma mudança significativa dos desvios na série de precipitação (Figura 6.2 - Tabela 6.2). O aumento do desvio padrão ao longo do tempo, reflete um certo aumento da variabilidade na série de precipitação.

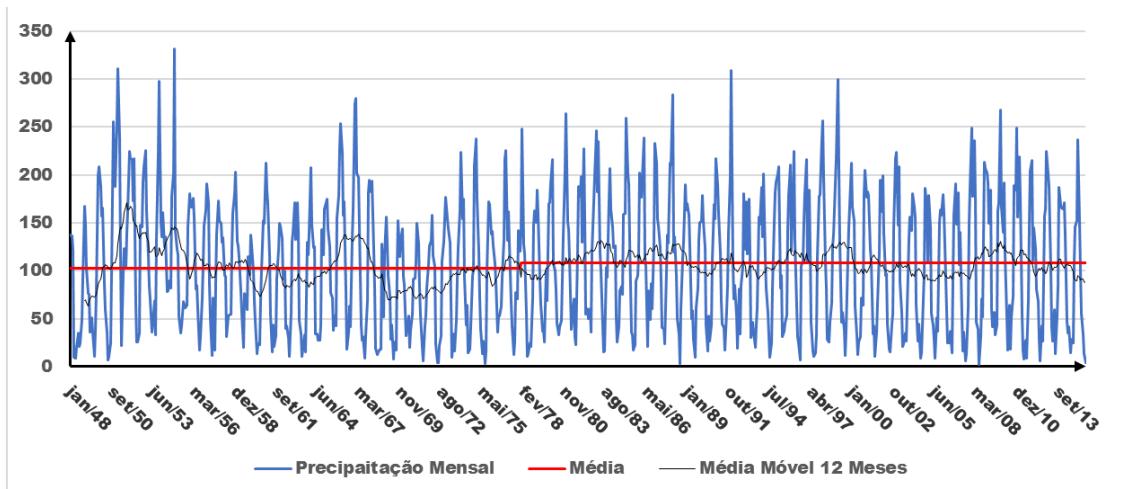


Figura 6.1 – Série histórica de reanálise de precipitação mensal.
Dados obtidos do NCEP-DOE Reanalysis 2 project.

Tabela 6.1 – Parâmetros do teste de hipótese de mudança de média na série histórica de precipitação

Pop1 (1948-1977)		Pop2 (1978-2015)		
μ	102,391	μ	108,227	
σ	66,3181	σ	69,6394	
n	360	n	452	
H0	$\mu_1 - \mu_2 = 0$	H0 não pode ser rejeitada		
H1	$\mu_1 - \mu_2 \neq 0$			
α	5%			
t	1,2114			
tcrit	1,96			

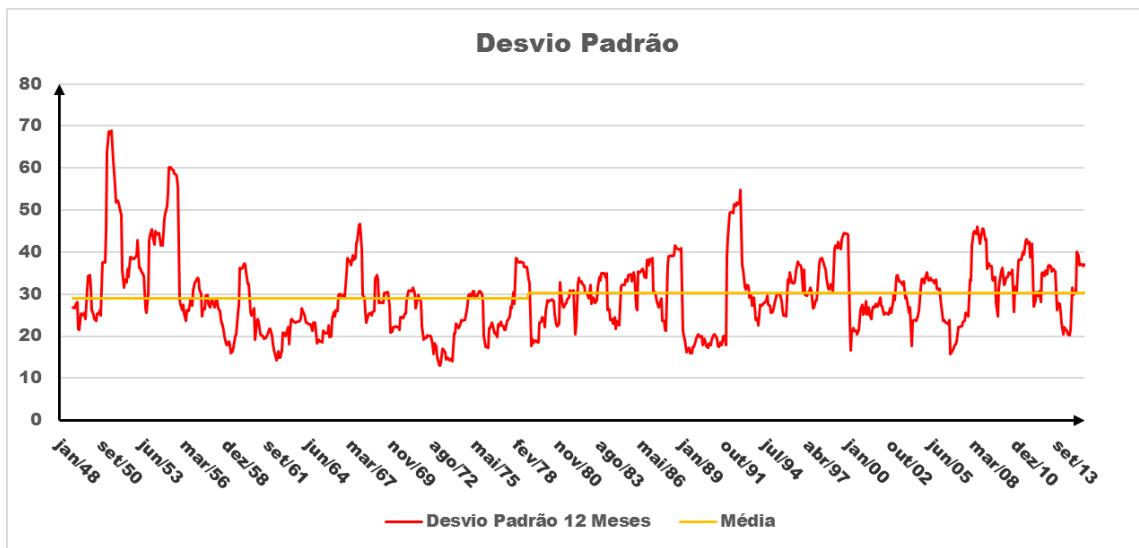


Figura 6.2 – Série histórica dos desvios das reanálises de precipitação mensal.

Tabela 6.2 – Parâmetros do teste de hipótese de mudança do desvio padrão da série histórica de precipitação

Pop1		Pop2		
μ	28,9021	μ	30,267	
σ	10,5637	σ	7,64699	
n	360	n	441	
H0	$\mu_1 - \mu_2 = 0$	H0 pode ser rejeitada		
H1	$\mu_1 - \mu_2 \neq 0$			
α	5%			
t	2,11759			
tcrit	1,96			

A análise de estacionariedade da série de vazões naturais pelo teste de hipótese não identificou também tendência significativa de mudança na média da série (Figura 6.3 - Tabela 6.3). No entanto, a análise da série dos desvios padrões de 12 meses mostrou que houve uma mudança ainda mais significativa dos desvios na série de vazões que na série de precipitação (Figura 6.4 - Tabela 6.4). O aumento do desvio padrão ao longo do tempo reflete um aumento da variabilidade na série de vazões naturais.

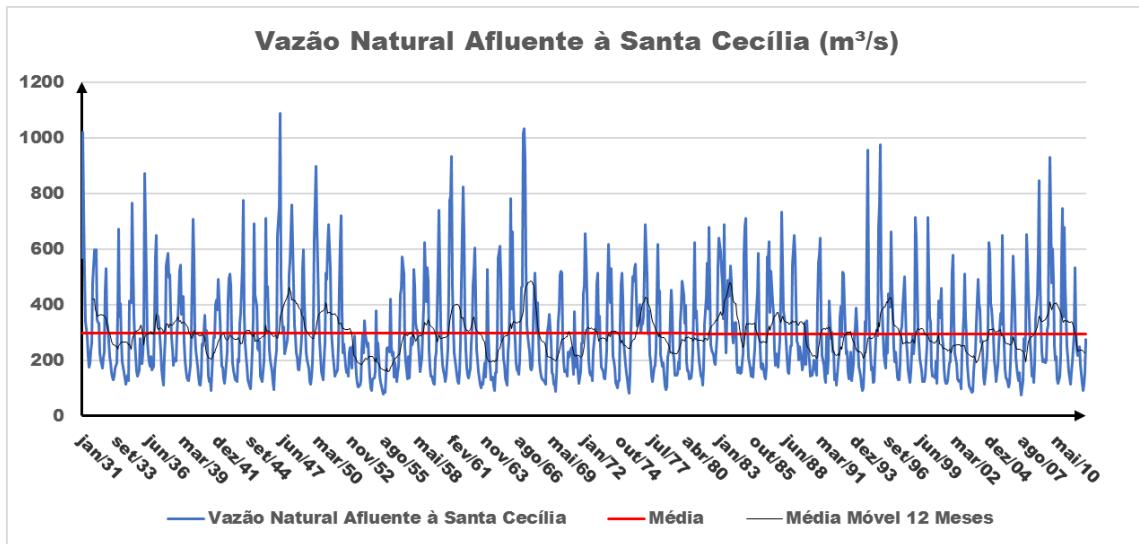


Figura 6.3 – Série histórica de vazões naturais mensais.
Dados obtidos do ONS.

Tabela 6.3 – Parâmetros do teste de hipótese de mudança de média na série histórica de vazão

Pop1		Pop2	
μ	296,255	μ	295,482
σ	177,178	σ	170,379
n	600	n	384
H0	$\mu_1 - \mu_2 = 0$	H0 não pode ser rejeitada	
H1	$\mu_1 - \mu_2 \neq 0$		
α	5%		
t	0,06778		
tcrit	1,96		

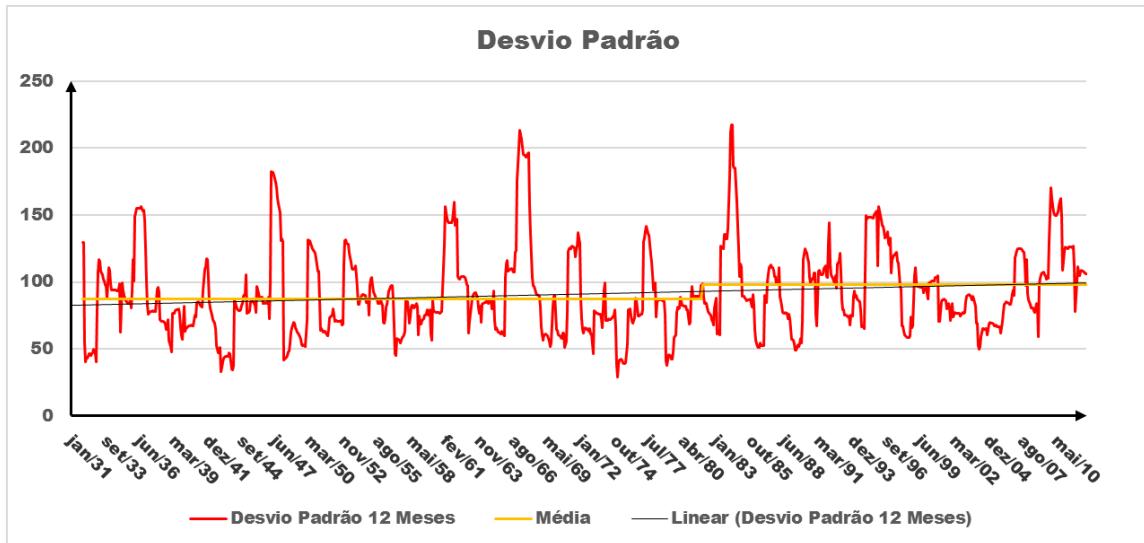


Figura 6.4 – Série histórica dos desvios das vazões naturais mensais.

Tabela 6.4 – Parâmetros do teste de hipótese de mudança do desvio padrão da série histórica de vazão

Pop1		Pop2		
μ	87,1091	μ	97,9236	
σ	31,9781	σ	30,2609	
n	600	n	373	
H0	$\mu_1 - \mu_2 = 0$	H0 pode ser rejeitada		
H1	$\mu_1 - \mu_2 \neq 0$			
α	5%			
t	5,23477			
tcrit	1,96			

6.2 Análise das projeções de precipitação

6.2.1 Cenários de desmatamento

A Figura 6.5 apresenta as médias de longo curso de precipitação da série de dados observados e da série obtida do cenário de referência (clima do modelo) a ser comparado com os demais cenários de desmatamento (Clima10). O gráfico revela uma tendência de o modelo climático subestimar as precipitações do clima da área de estudo. Desse modo, como apresentado no item 5.6, foi realizada uma remoção desse viés, ajustando a curva do clima de referência ao clima observado (real).

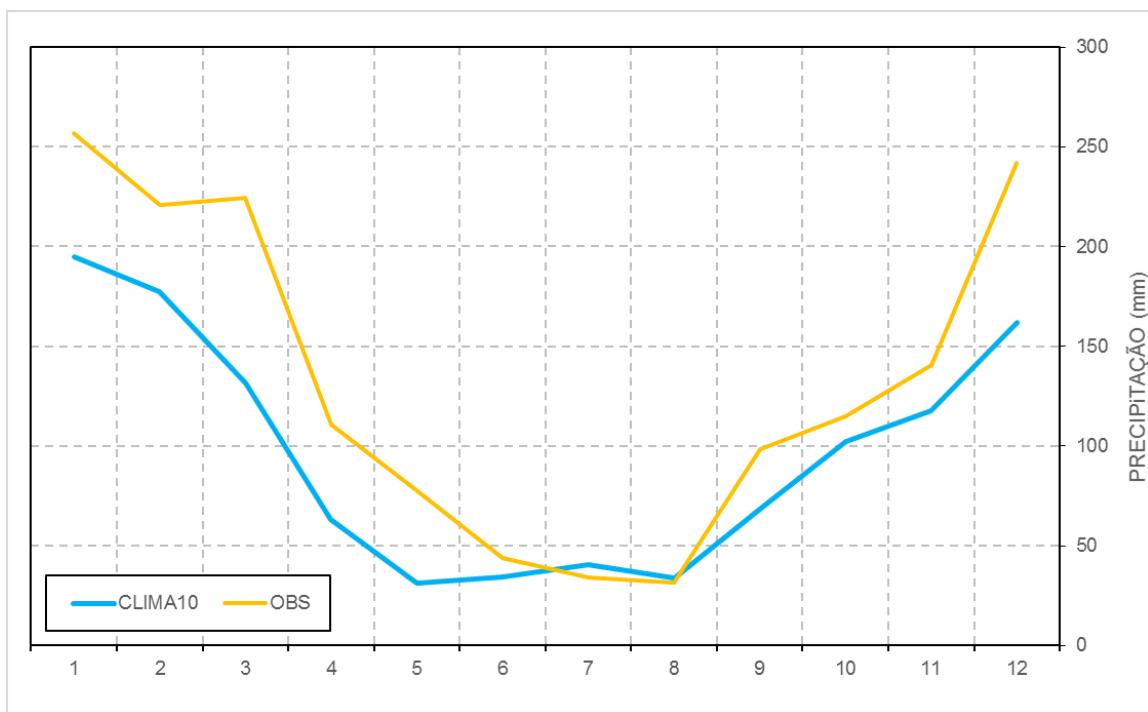


Figura 6.5 – Comparação entre as médias mensais de 10 anos do cenário de referência de desmatamento (Clima10) antes da remoção do viés.

A Figura 6.6 mostra as médias móveis de 12 meses das séries previstas de precipitação de cada cenário de desmatamento, após a remoção do viés. Destaca-se que o cenário de 15% apresenta clara tendência de aumento da precipitação, e o cenário de 50% apresenta tendência para redução. Tais tendências deverão ser verificadas também nas séries previstas de vazões.

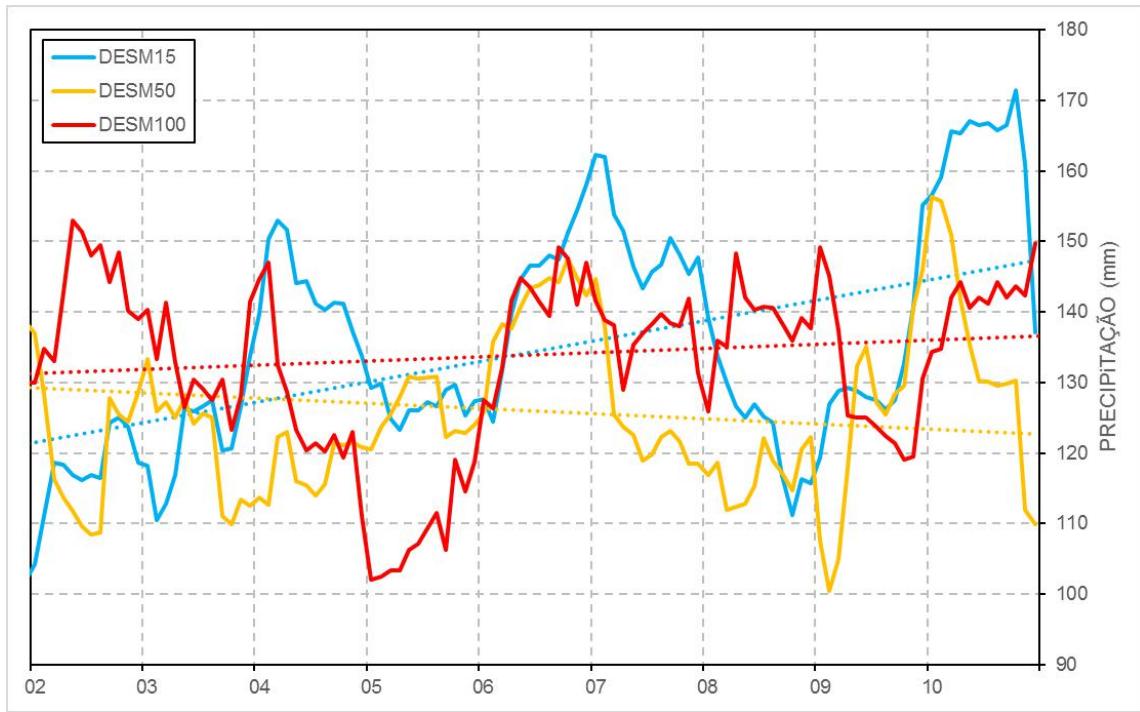


Figura 6.6 – Médias móveis mensais de 1 ano das projeções de precipitação para os 10 anos de simulação dos cenários de desmatamento após a remoção do viés.

A Figura 6.7 e a Figura 6.8 apresentam as anomalias mensais de longo curso das projeções oriundas dos cenários de desmatamento. A primeira é baseada nos 10 anos de simulação, enquanto a segunda apenas nos 2 primeiros anos. De uma maneira geral, as anomalias negativas mais significantes localizam-se nos primeiros meses. Elas são maiores no cenário de 50% e tendem a aumentar em todos os cenários quando o período de simulação é reduzido para 2, por exemplo.

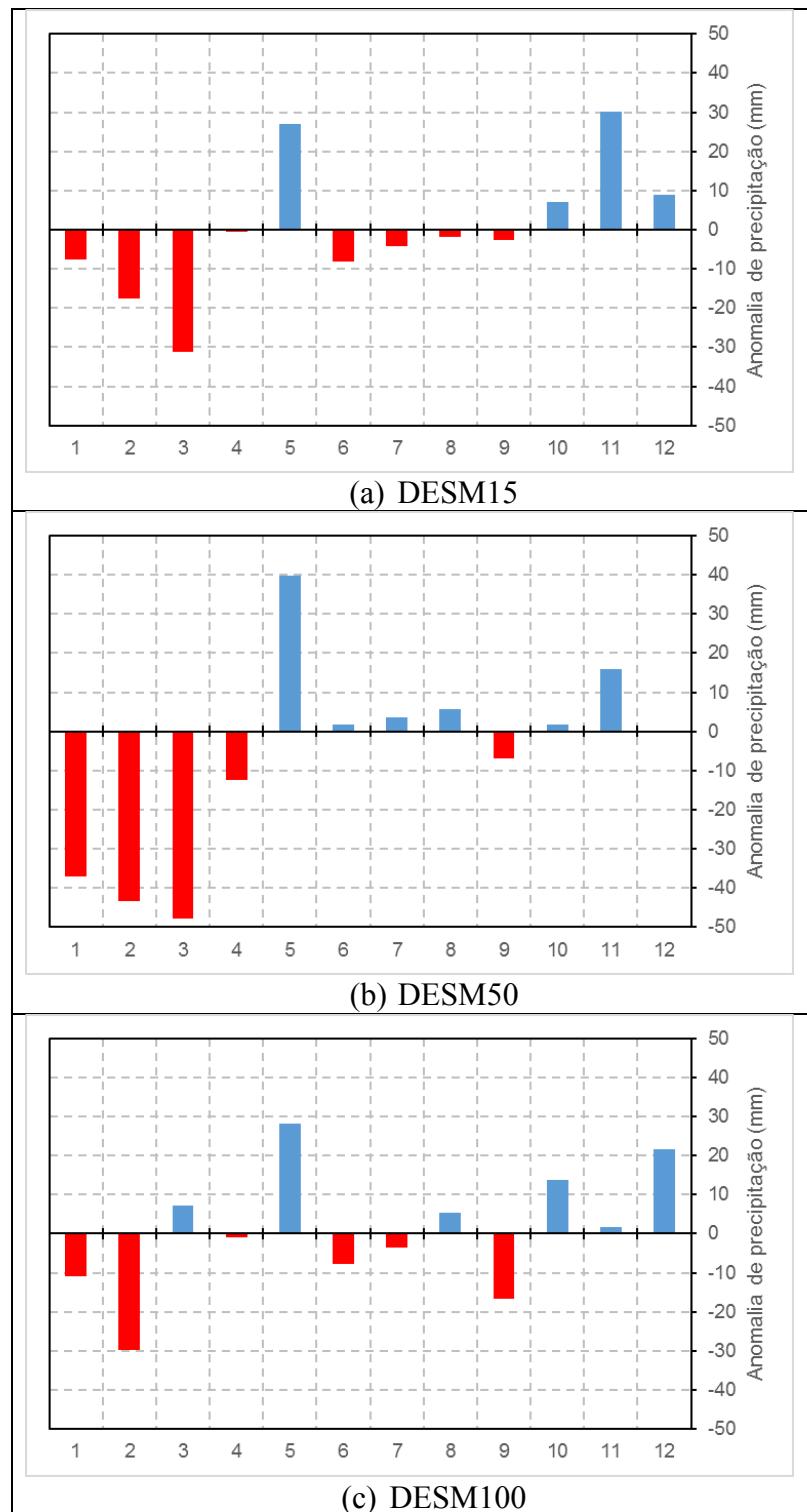


Figura 6.7 – Anomalias das médias mensais de longo curso de precipitação prevista segundo os cenários de desmatamento para 10 anos de simulação

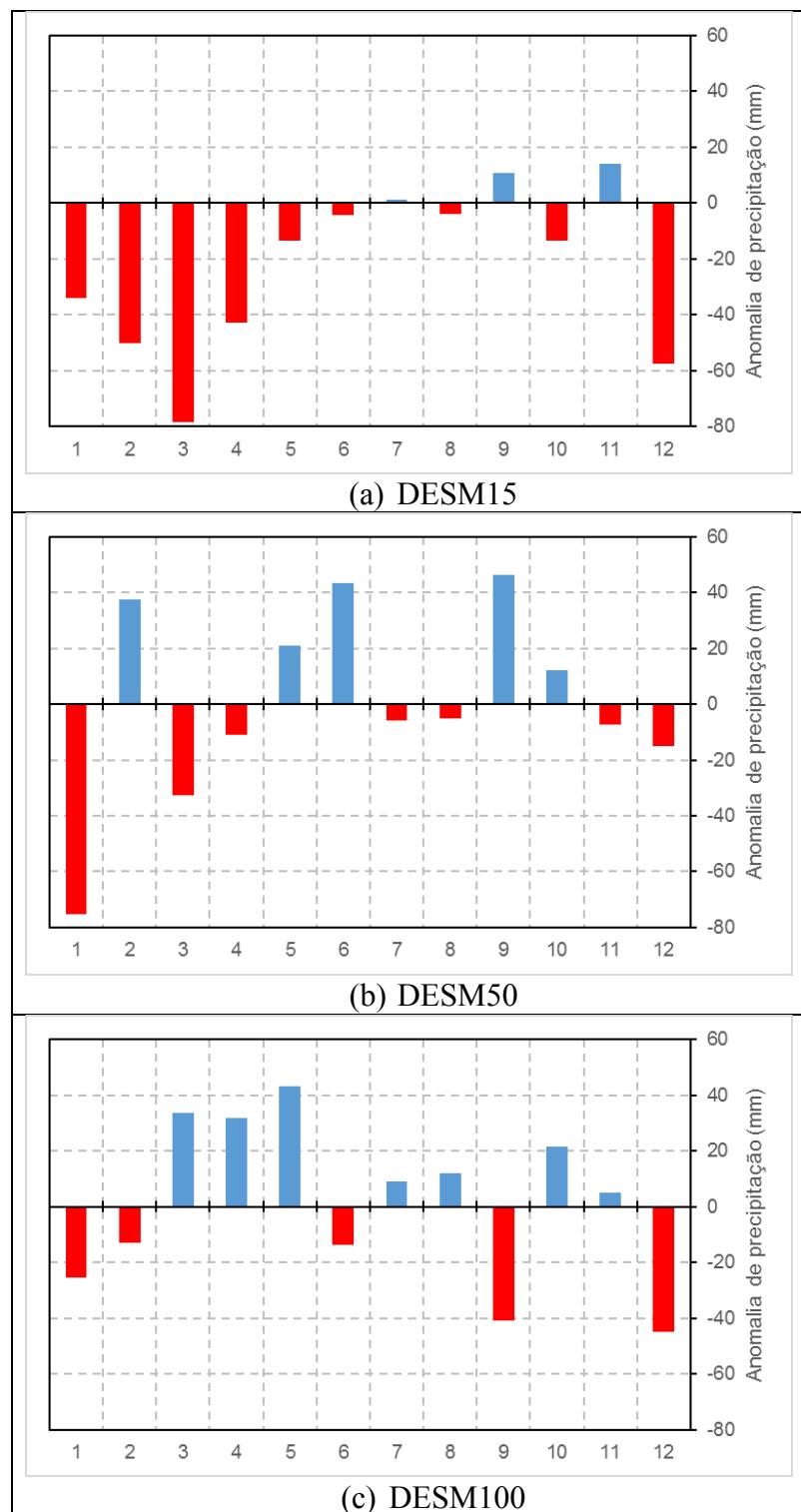


Figura 6.8 – Anomalias das médias mensais de longo curso de precipitação prevista segundo os cenários de desmatamento para 2 anos de simulação

6.2.2 *Cenários de emissões SRES*

A Figura 6.9 apresenta as médias de longo curso de precipitação da série de dados observados e das séries obtidas dos cenários de emissão para o período de controle. Assim como para os cenários de desmatamento, verificou-se uma tendência de o modelo climático, com os cenários de emissão, subestimar as precipitações do clima da área de estudo. Desse modo, foi realizada a remoção dos vieses, ajustando-se as curvas de precipitação do período de controle de todos os cenários à curva de precipitação observada (real).

A Figura 6.10 mostra as médias móveis de 10 anos das séries previstas de precipitação de cada cenário de emissão, após a remoção dos vieses. Destaca-se que todos os cenários apresentam tendência de redução das precipitações ao longo das décadas. Além disso, identifica-se que o cenário de B1 é o cenário mais otimista, distanciando-se dos demais cenários. O cenário A2 é aquele com a menor projeção de precipitação para o fim do século. Tais padrões deverão ser verificados também nas séries previstas de vazões.

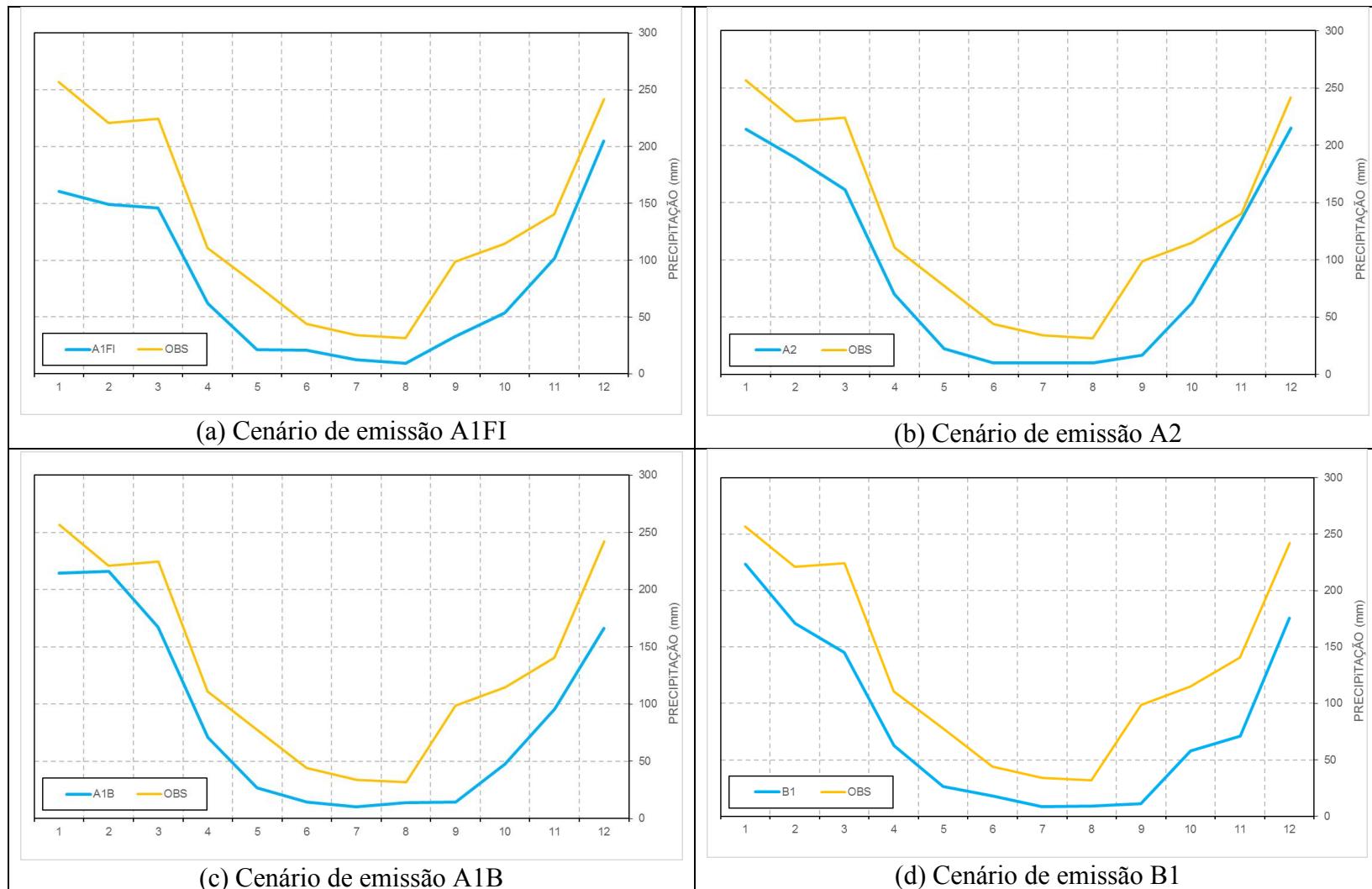


Figura 6.9 – Comparação entre as médias mensais de 10 anos dos cenários de emissão antes da remoção do viés

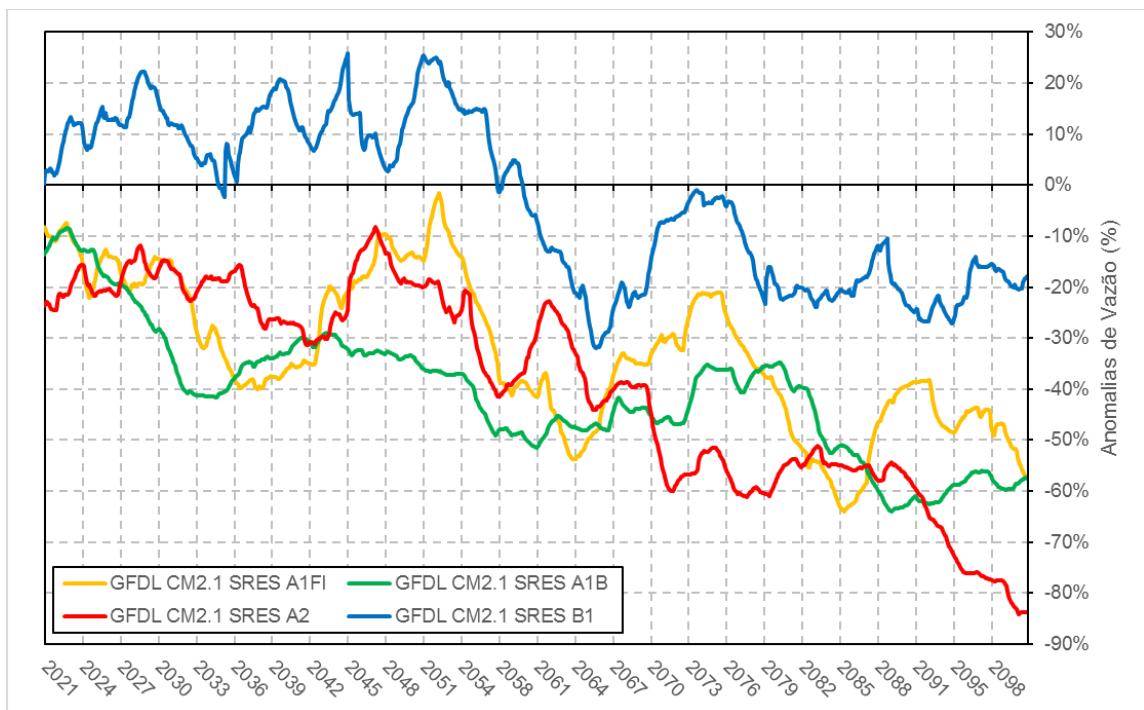


Figura 6.10 – Projeções de precipitação mensal para o período 2011-2100 segundo os cenários de emissão.

A Figura 6.11, a Figura 6.12, a Figura 6.13 e a Figura 6.14 apresentam as anomalias mensais de longo curso das projeções oriundas dos cenários de emissão. A primeira é baseada no cenário A1FI, que apresentou o maior pico de anomalia negativa (Figura 6.11-f). Tal cenário apresenta anomalia positiva nos primeiros meses e grandes anomalias negativas nos últimos. O segundo gráfico é baseado no cenário A1B, enquanto o terceiro, no cenário A2. O quarto gráfico apresenta um maior equilíbrio de anomalias positivas e negativas, que vai se perdendo com o tempo. Em todos os cenários, as anomalias negativas crescem ao longo do século.

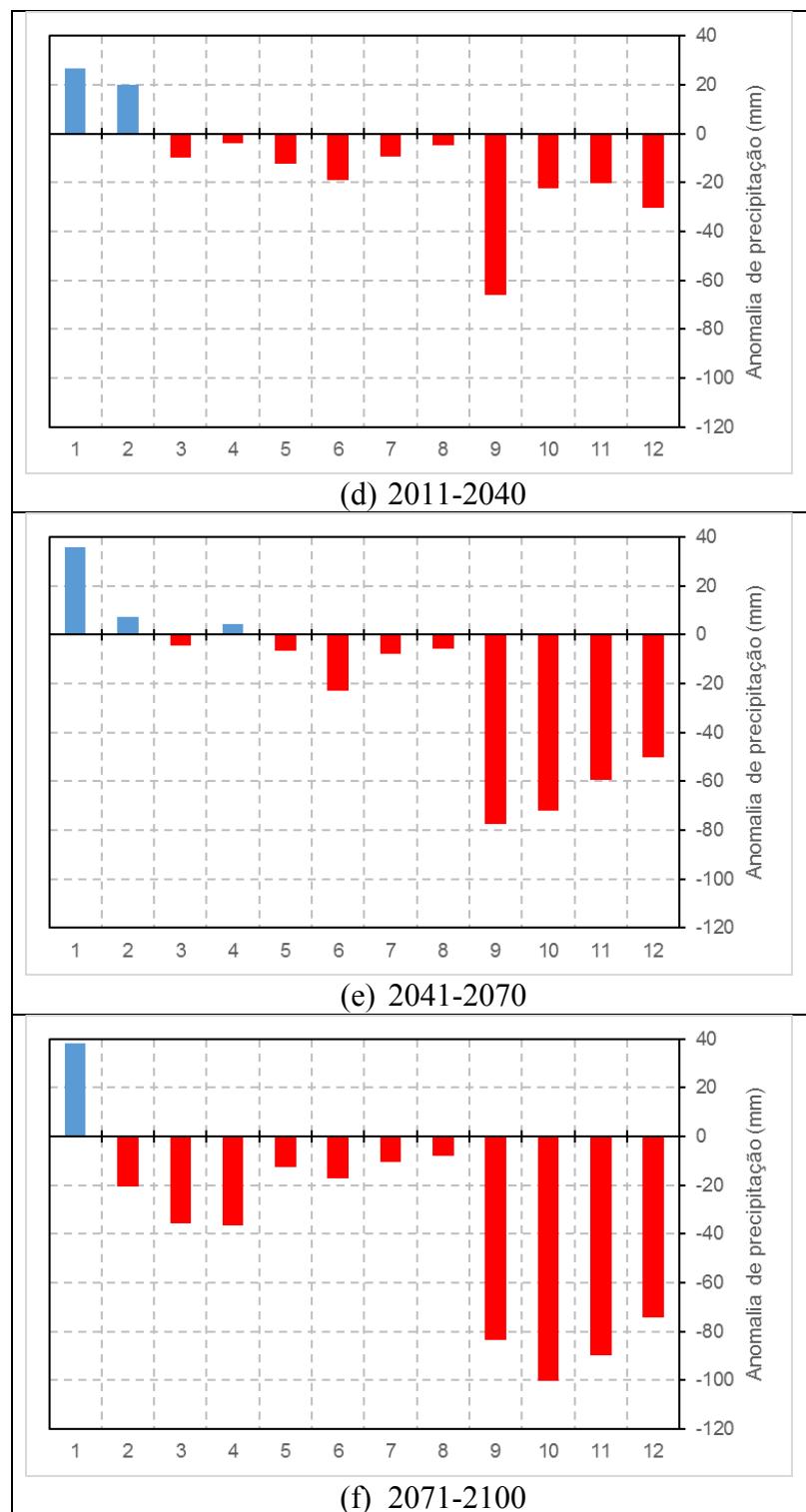


Figura 6.11 – Anomalias das médias mensais de 30 anos de precipitação prevista segundo o cenário A1FI

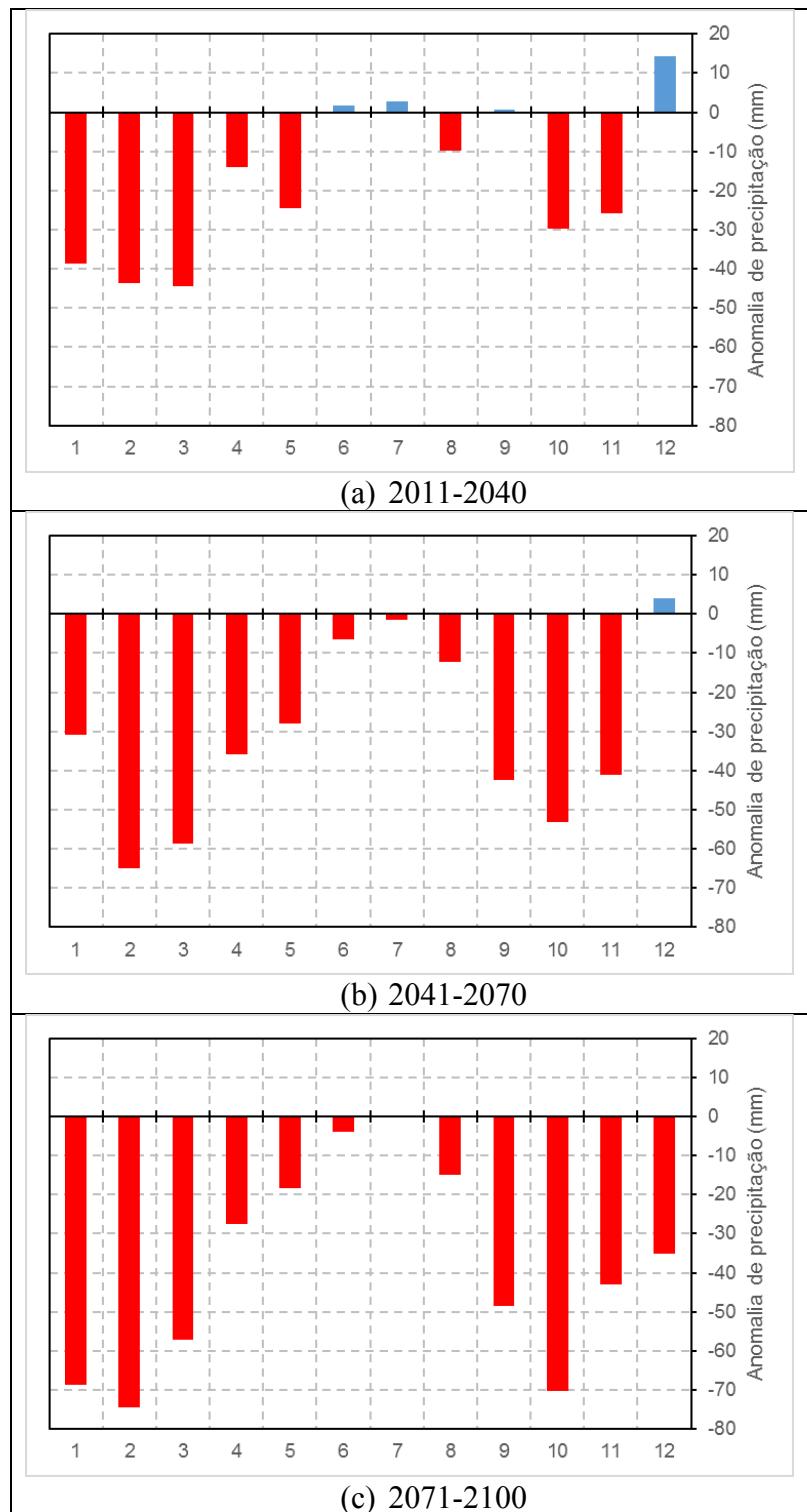


Figura 6.12 – Anomalias das médias mensais de 30 anos de precipitação prevista segundo o cenário A1B

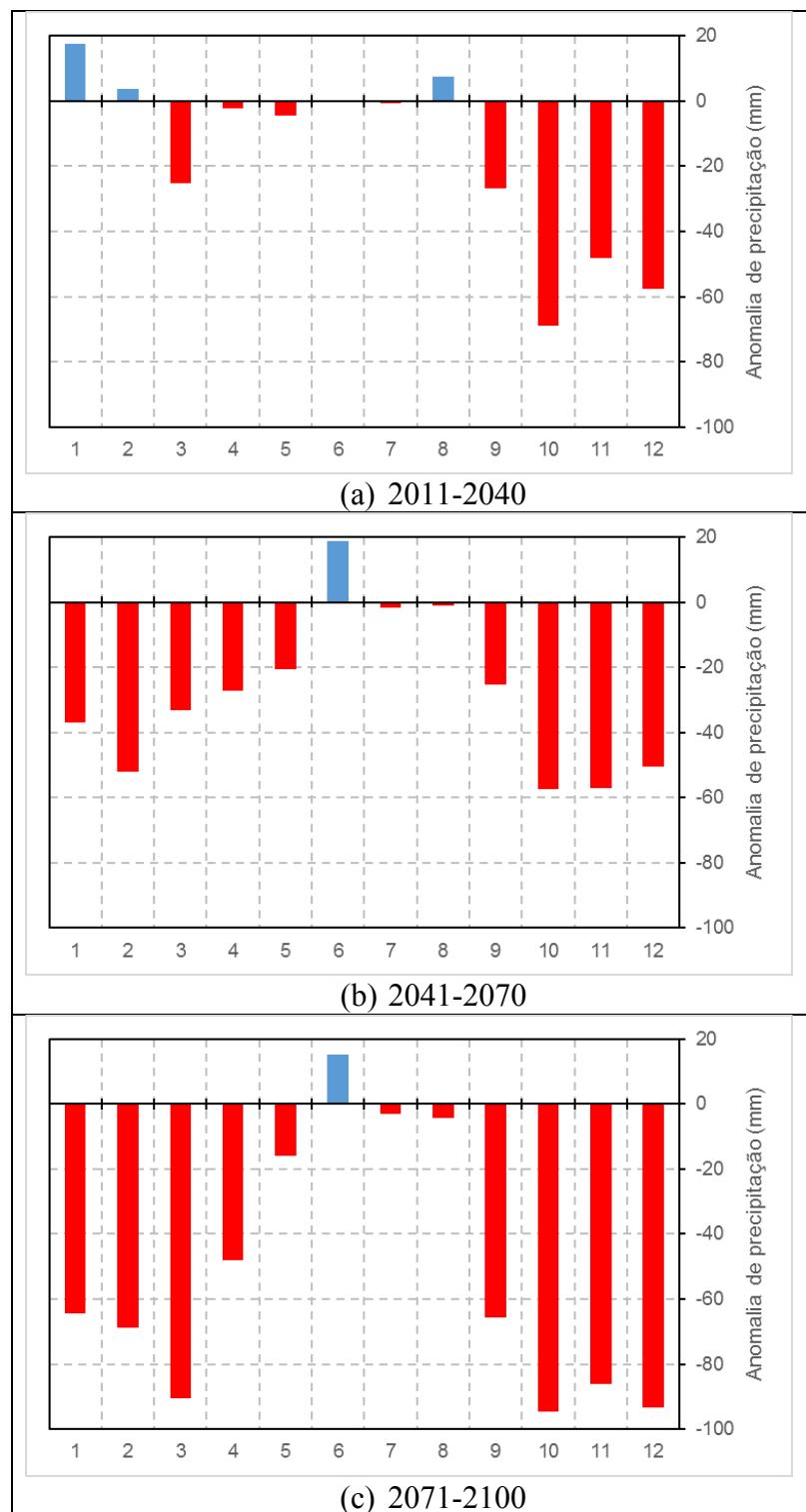


Figura 6.13 – Anomalias das médias mensais de 30 anos de precipitação prevista segundo o cenário A2

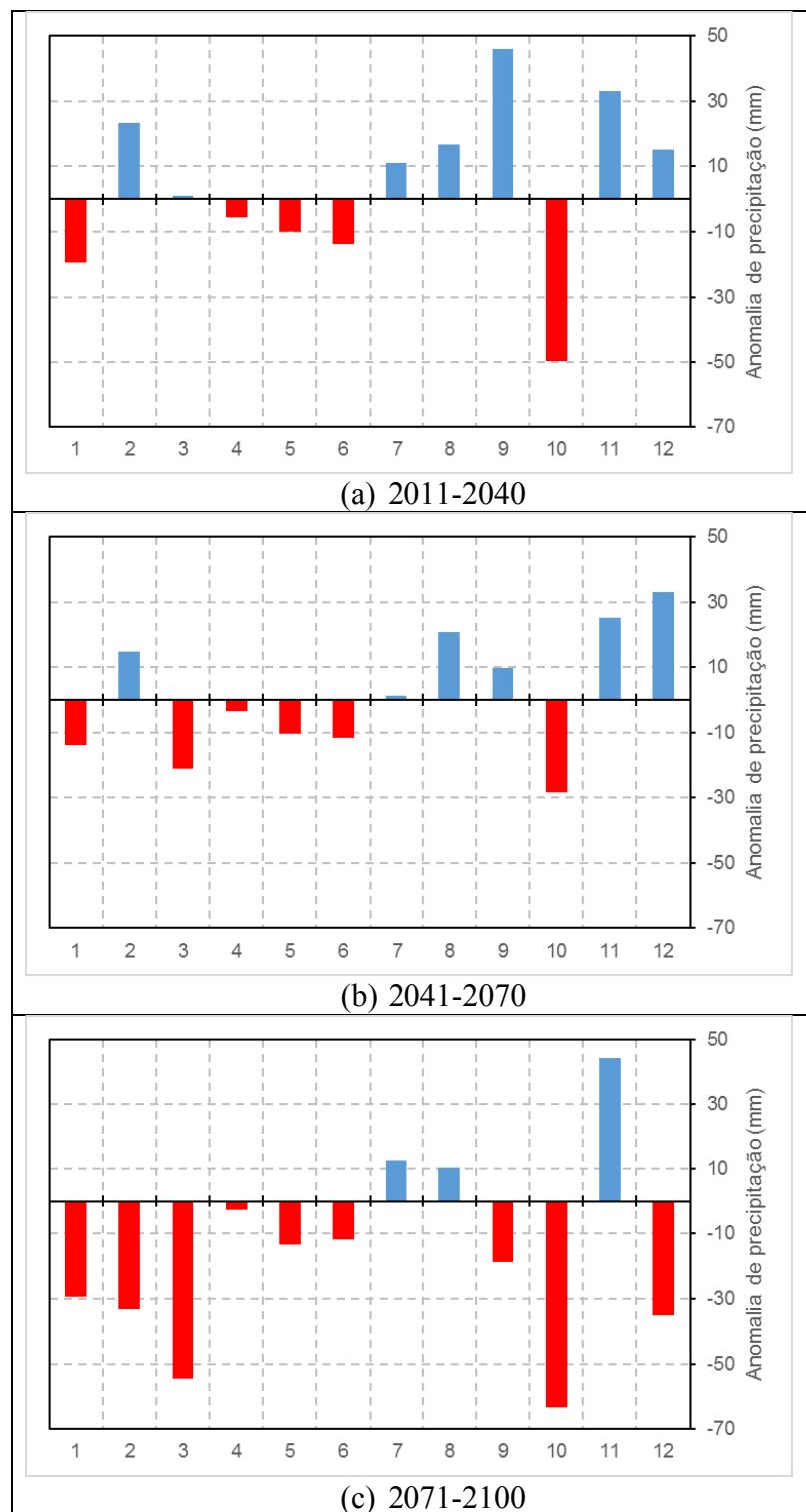


Figura 6.14 – Anomalias das médias mensais de 30 anos de precipitação prevista segundo o cenário B1

6.3 Calibração e validação do modelo hidrológico

A Figura 6.15 mostra os resultados do processo de treinamento do modelo hidrológico, correspondente ao período de 1982 a 1989, e a Figura 6.16 mostra os resultados do período de validação de 1989 a 1995. A linha azul representa a vazão natural e a linha vermelha representa a vazão calculada pelo SMAP. O coeficiente de eficiência global atingido na fase de calibração foi de 1,838 e na fase de validação foi de 1,631.

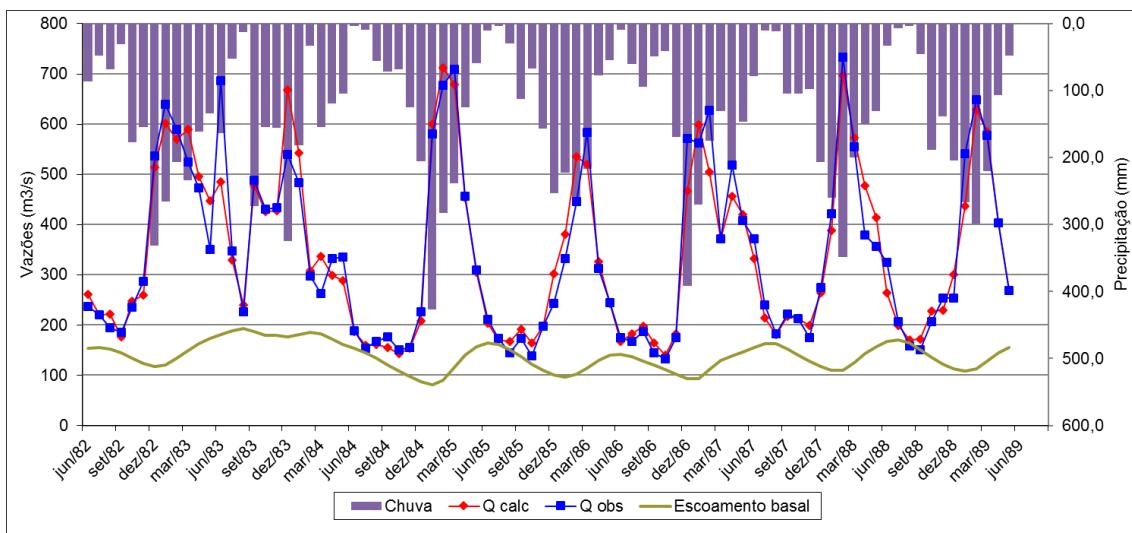


Figura 6.15 – Resultados da calibração do SMAP, de junho de 1982 a maio de 1989.

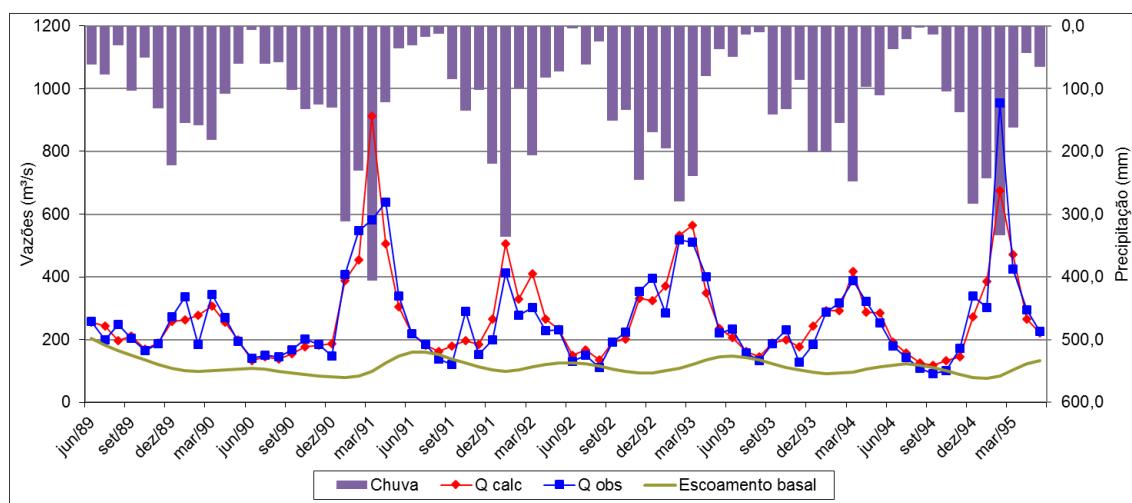


Figura 6.16 – Resultados da validação do SMAP, de junho de 1989 a maio de 1995.

6.4 Análise das projeções de vazões

6.4.1 *Cenários de desmatamento*

Foram analisados três (3) cenários de desmatamento. O primeiro cenário – DESM 15 – refere-se ao caso de uma área florestada que perdeu apenas 15% de sua vegetação nativa em relação à área florestada na Amazônia de 2004 apresentada por Soares-Filho *et al.* (2006). O segundo cenário – DESM50 – por sua vez, representa uma área florestada que perdeu 50% de sua vegetação nativa. Por fim, o terceiro cenário – DESM100 – considera a perda de 100% da área florestada na Amazônia.

A Figura 6.17 apresenta a evolução das médias móveis de 12 meses das anomalias de vazão ao longo dos meses até o décimo ano da simulação. As anomalias mensais foram calculadas através da diferença entre os valores mensais de vazão dos três cenários de desmatamento e as médias mensais de longo período do cenário de referência (i.e., o cenário sem a imposição de perturbação climática) – o CLIMA10. Para tanto, a partir dessa figura, verificou-se que, de uma maneira geral, todos os cenários apresentam tendência de aumento das vazões ao longo dos anos, de modo que as anomalias negativas são mais comuns nos primeiros anos de simulação, e as positivas nos últimos anos. Na maior parte do tempo, o cenário de 15% apresenta anomalias positivas, e o cenário de 50% anomalias negativas.

Ressalta-se que, a partir desse momento, houve a apresentação dos resultados considerando os 10 anos de projeção e, também, considerando apenas os 2 primeiros anos. Nesse sentido, as médias de longo período ora são compostas de 10 anos, ora são compostas de apenas 2 anos. Tal distinção foi realizada para melhor observar as perturbações decorrentes da mudança de cobertura do solo, que parecem estar sendo atenuadas ao se considerar os 10 anos de simulação. Esse fato ocorreu em função do modelo climático utilizado no trabalho de Costa (2016) não ter sido acoplado a uma componente oceânica. Utilizaram-se, para a inicialização do modelo, as médias de TSM de um clima não perturbado. O oceano, nesse sentido, age modificando a atmosfera, mas o inverso não é verdade. Assim, o Oceano Atlântico não perturbado atua como um agente equilibrador a restabelecer as condições atmosféricas anteriores ao desmatamento da Amazônia.

A Figura 6.18 traz as anomalias mensais previstas para as vazões em termos de porcentagem das vazões naturais históricas do ONS. Essas anomalias relativas são contabilizadas pelo eixo da direita. As colunas azuis representam anomalias positivas e as vermelhas representam anomalias negativas. Além disso, a Figura 6.18 inclui uma comparação entre as médias mensais de longo período – de 2 anos (a, b, c) e de 10 anos (d, e, f) – das vazões naturais históricas de 1931 a 2014 (em verde) e o resultado das anomalias previstas sobre essas séries históricas (em amarelo).

De uma maneira geral, a partir dessa figura, viu-se que, ao se considerar as anomalias das médias de 10 anos (d, e, f), as maiores anomalias negativas tendem a se concentrar nos primeiros meses do ano – os meses chuvosos de verão. No cenário de 15% (d) e 100% (f), as anomalias das médias mensais de 10 anos não são muito significativas, mas no cenário de 50% (e), elas são bem mais nítidas. Ressalta-se que, conforme o período das médias de longo período se reduz – por exemplo, de 10 anos para 2 anos (a, b, c) – as diferenças tendem a ser maiores em todos os cenários.

Ainda, a partir da Figura 6.18, é possível ver mais claramente que o cenário de 50% apresenta as maiores anomalias negativas, especialmente nas médias mensais de 2 anos (b). Destaca-se o cenário de 15%, ao apresentar anomalias negativas de vazão em todos os meses do ano, considerando um período de 2 anos de simulação (a). Além disso, o cenário de 100% apresenta anomalias positivas para quase todos os meses, considerando o mesmo tempo de simulação (c).

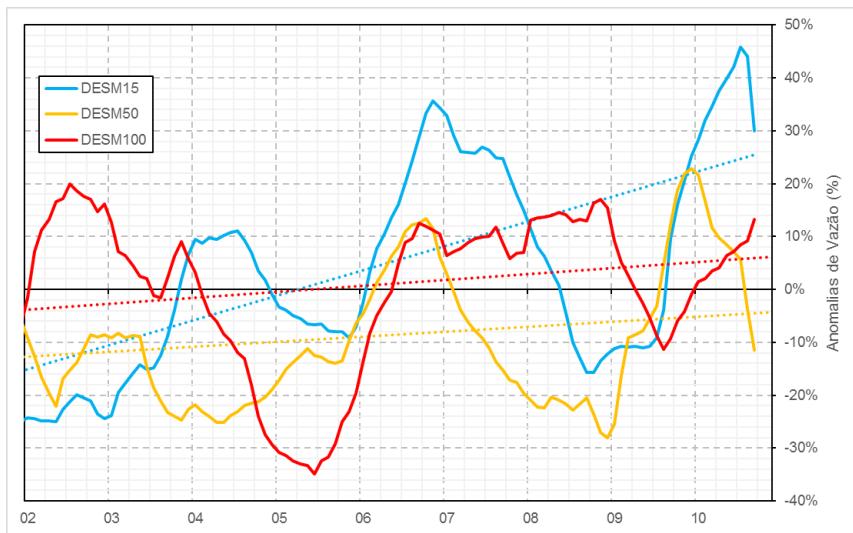


Figura 6.17 – Médias móveis mensais de 1 ano das vazões projetadas pelos cenários de desmatamento para 10 anos de simulação; eixo das abscissas representa os anos de simulação.

Ressalta-se que as interações entre desmatamento e o sistema climático tendem a ser bem complexas e, por muitas vezes, não lineares. O que explica a não linearidade da relação do aumento do desmatamento com a redução da chuva, mesmo nos primeiros dois anos de simulação. De fato, os processos de *feedback* são bastante complexos e um mapeamento da dinâmica atmosférica associada com essa forçante se faz necessário, como pode ser observado em Costa (2016).

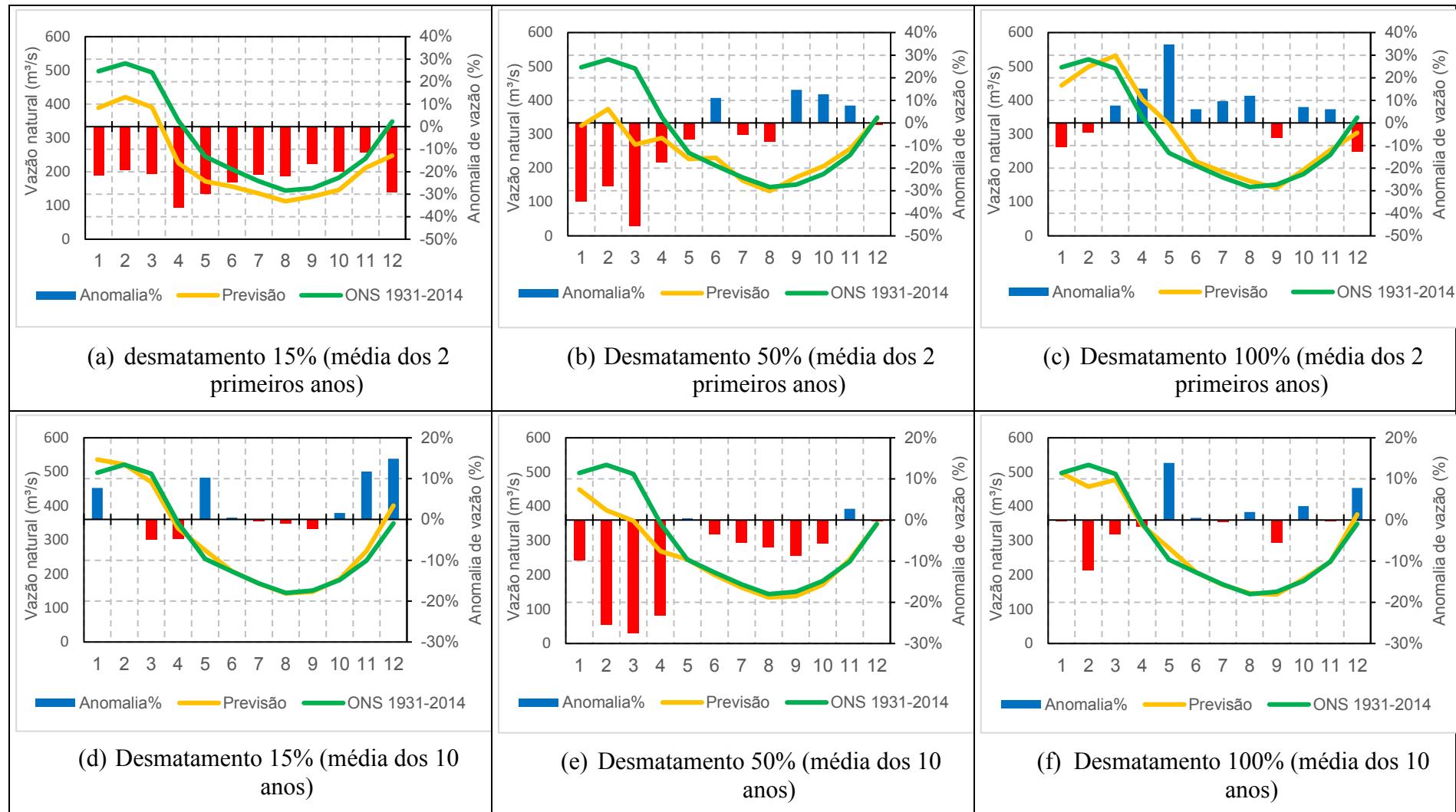


Figura 6.18 – Médias mensais de longo período das vazões projetadas em comparação às das vazões naturais do ONS.

6.4.2 *Cenários de emissões SRES*

A Figura 6.19 apresenta a evolução das médias móveis de 10 anos das anomalias de vazão ao longo dos meses até 2100. As anomalias mensais foram calculadas através da diferença entre os valores mensais de vazão previstas de 2011 a 2100 e as médias de longo curso do período de controle (2001-2010). Ao se observar o gráfico, vê-se que os cenários de emissão, exceto o B1, preveem desde o início anomalias negativas, que tendem a ser cada vez maiores até o fim do século. Ressalta-se que o cenário A2 apresenta as maiores anomalias negativas em 2100 e que o cenário B1 muda significativamente sua média ao longo da década de 50. Verificou-se, também, que o cenário de A1B se apresentou abaixo do cenário A1FI na maior parte do tempo de projeção.

Tanto a Figura 6.20 quanto a Figura 6.21 e a Figura 6.22 trazem as anomalias mensais previstas para as vazões em termos de porcentagem das vazões naturais históricas do ONS. Essas anomalias relativas são contabilizadas pelo eixo da direita. As colunas azuis representam anomalias positivas e as vermelhas representam anomalias negativas. Além disso, essas figuras incluem uma comparação entre as médias mensais de longo curso das vazões naturais históricas de 1931 a 2014 (em verde) e o resultado das anomalias previstas sobre essas séries históricas (em amarelo).

A Figura 40 apresenta as projeções para o período de 2011-2040. Com exceção do cenário B1 (d), todos os cenários apresentam apenas anomalias negativas, que são mais significativas nos meses mais chuvosos. Isso coloca a curva das vazões previstas (amarela) sempre abaixo da histórica (verde), além de deformá-la nos meses que deveriam ser mais chuvosos. No cenário A1B (b), as anomalias negativas são mais significativas o ano todo, sendo aquele que mais afasta a curva da projeção da curva histórica. No entanto, o cenário A2 (c) é aquele que apresenta a maior anomalia negativa, representando uma redução de quase 50% na precipitação média de 30 anos para dezembro até 2040. Em contrapartida, o cenário B1 apresenta predominantemente anomalias positivas, tendo um pico de aproximadamente 50% em setembro.

A Figura 6.21 apresenta as projeções para o período de 2041-2070. Novamente, com exceção do cenário B1 (d), todos os cenários apresentam apenas anomalias negativas, que são mais significativas em todos os meses, especialmente naqueles considerados mais chuvosos. Novamente o cenário A1B (b) apresenta o maior montante

de anomalias negativas, inclusive apresentando a maior das anomalias negativas do período – acima dos 50% nos meses de outubro e novembro. No período considerado, o cenário B1 (d) reduziu consideravelmente a quantidade de anomalias positivas e as suas intensidades. O cenário passa a mostrar anomalias negativas, mais significantes no inverno, enquanto que a anomalia positiva mais significativa é de 20% em fevereiro.

Finalmente, a Figura 6.22 apresenta as projeções para o período de 2071-2100. Nesse período, todos os cenários, sem exceção, apresentam apenas anomalias negativas, que se mostram muito mais significativas, especialmente nos cenários A1B (b) e A2 (c), com quase todos os meses apresentando anomalias entre 60 e 80%.

Em recente publicação da Subsecretaria de Desenvolvimento Sustentável da Secretaria de Assuntos Estratégicos da Presidência da República (SAE/PR) de 2015 – intitulada de Brasil 2040: Cenários e Alternativas de Adaptação à Mudança do Clima – foram utilizados dois modelos climáticos (ETA/MIROC5 e ETA/HadGEM2-ES) para dois cenários (RCP4.5 e RCP8.5) a fim de produzir projeções de vazão para até o fim do século. Verificou-se que, de uma maneira geral, na região sudeste, os modelos indicam margens que sugerem uma maior possibilidade de reduções nas vazões – de até 70% (o que é próximo ao encontrado) – ou leve aumento.

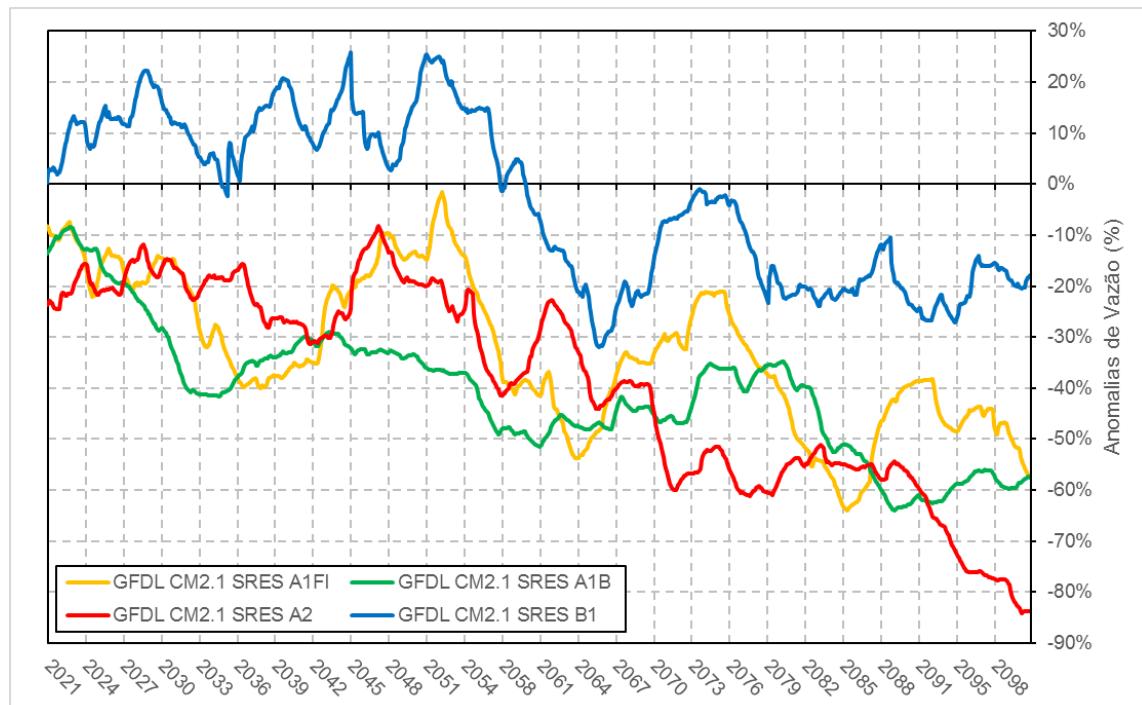


Figura 6.19 – Médias móveis mensais de 10 anos das vazões projetadas para até 2100 pelos cenários de emissão.

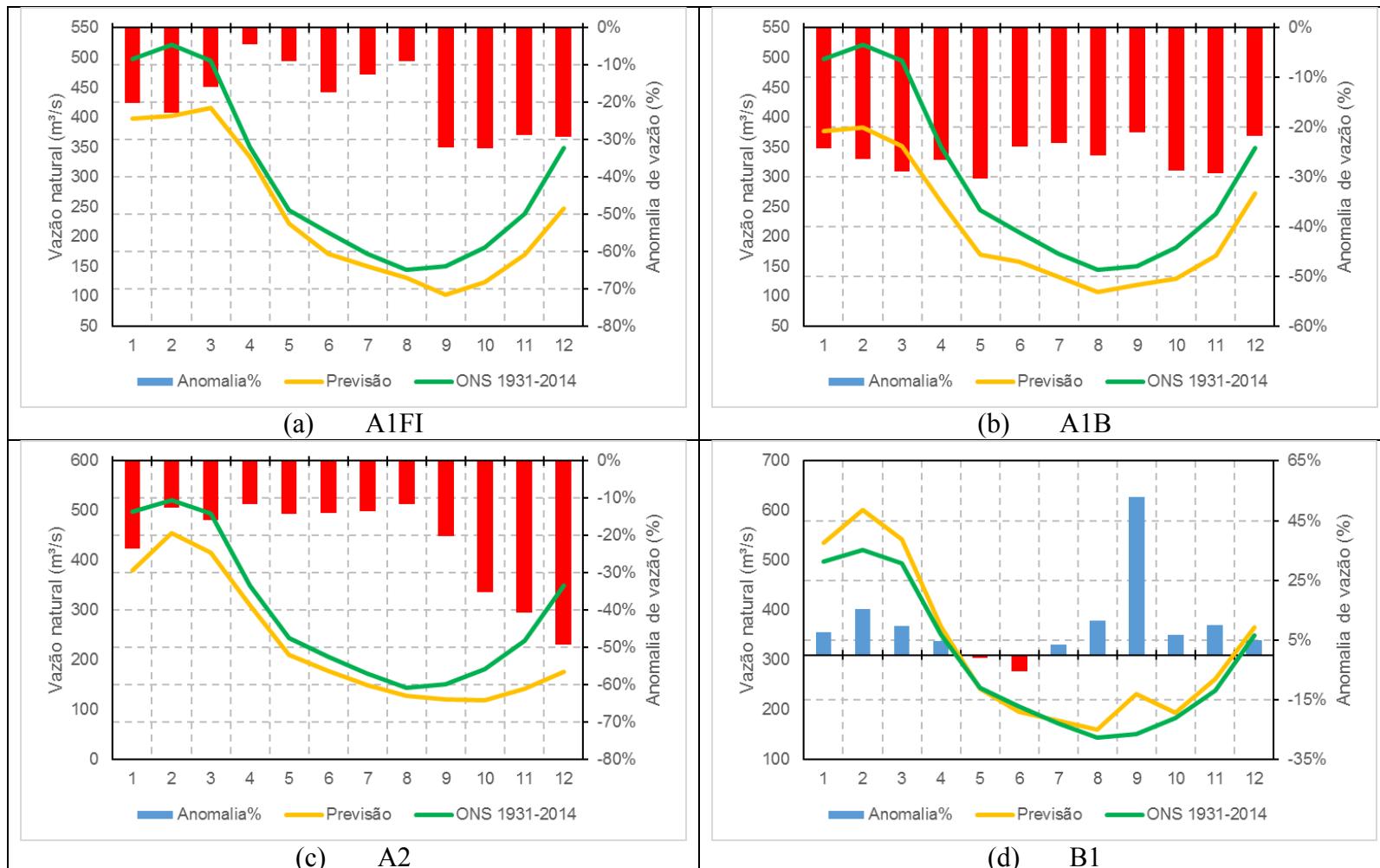


Figura 6.20 – Médias mensais de 30 anos das vazões projetadas pelos cenários de emissão para o período 2011-2040 em comparação às médias de longo período (1931-2014) das vazões naturais do ONS.

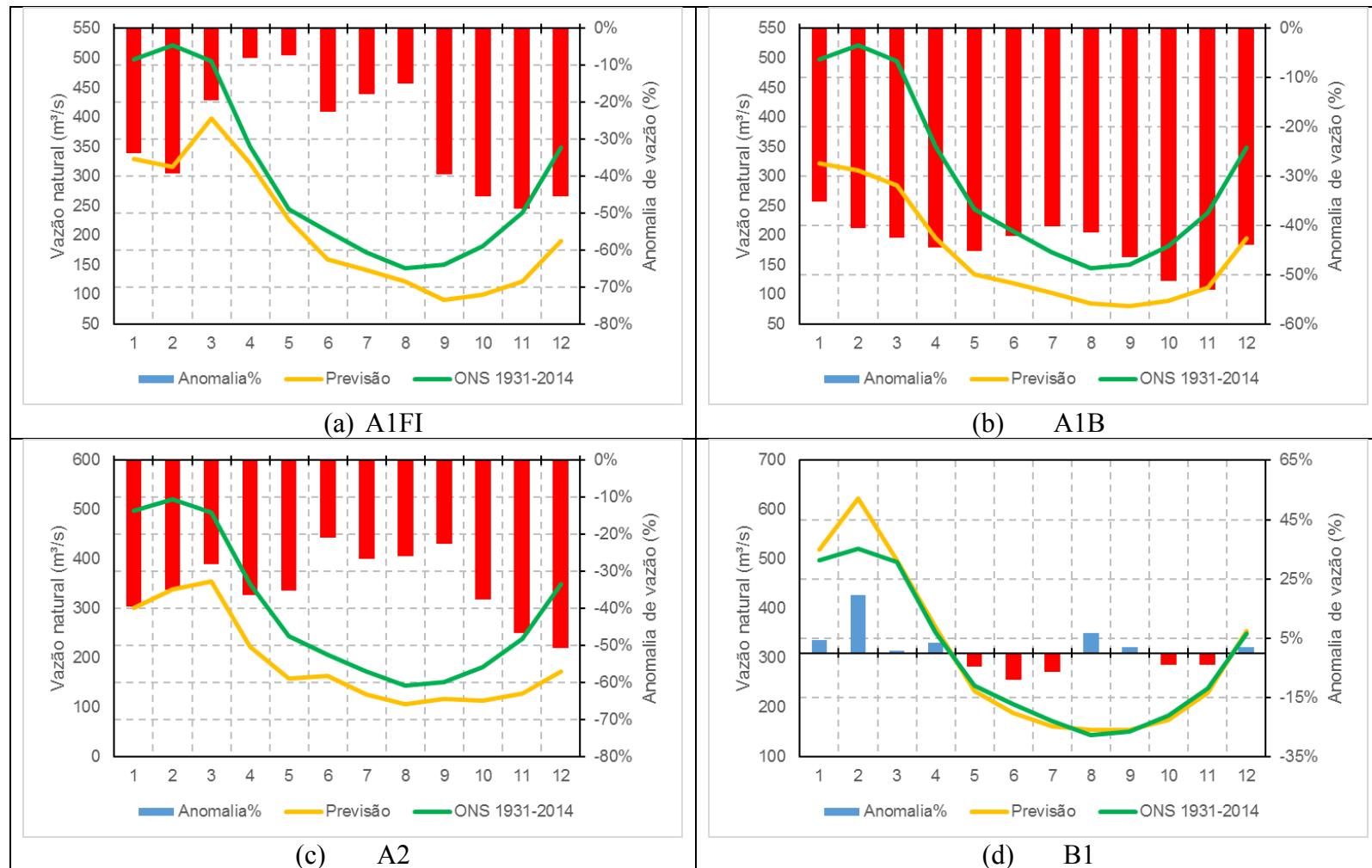


Figura 6.21 – Médias mensais de 30 anos das vazões projetadas pelos cenários de emissão para o período 2041-2070 em comparação às médias de longo período (1931-2014) das vazões naturais do ONS.

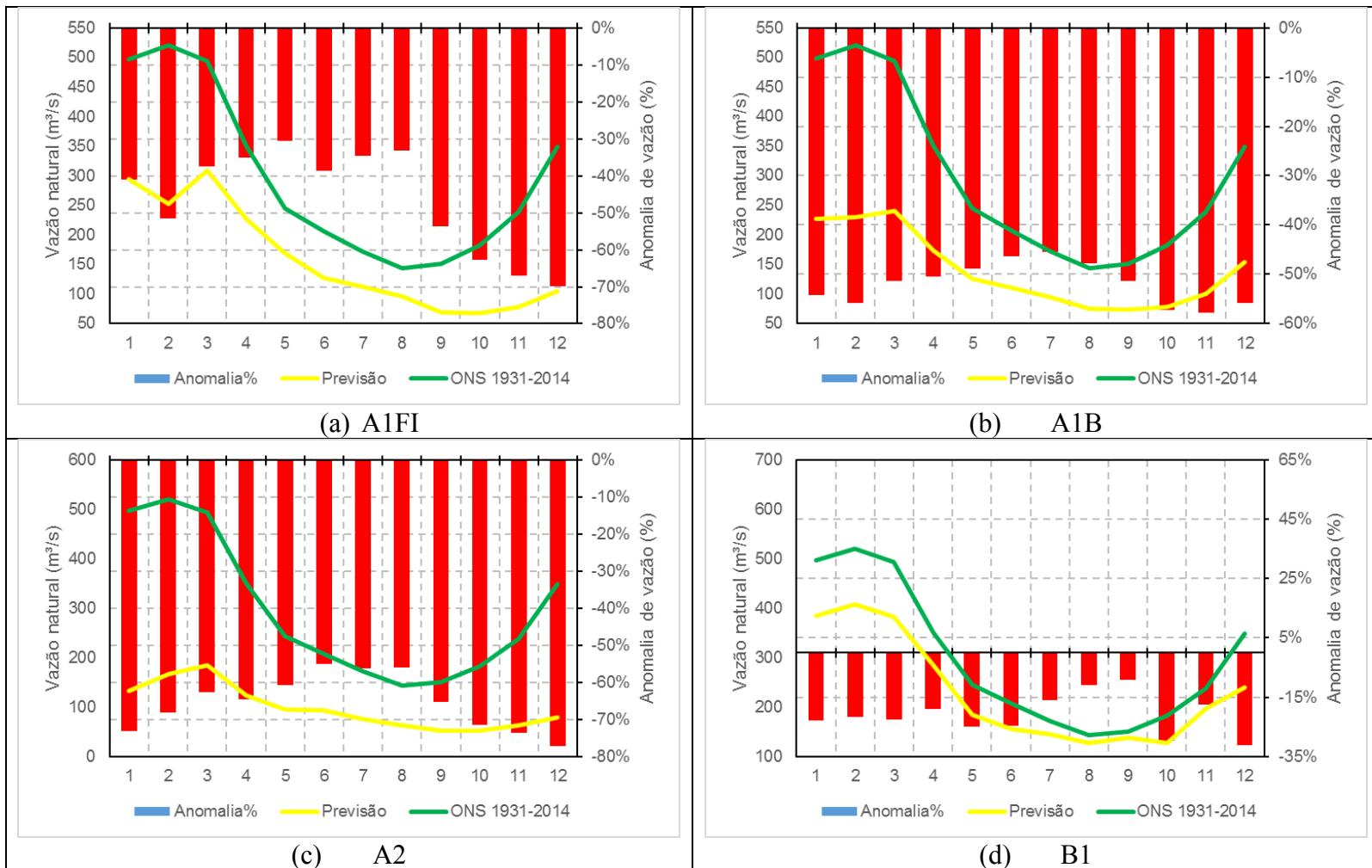


Figura 6.22 – Médias mensais de 30 anos das vazões projetadas pelos cenários de emissão para o período 2071-2100 em comparação às médias de longo período (1931-2014) das vazões naturais do ONS.

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise das projeções baseadas nos cenários de desmatamento revelou diferentes respostas em função do tempo de simulação do modelo climático. Devido ao fato de não haver uma componente oceânica acoplada ao modelo atmosférico, as relações dinâmicas do sistema climático não foram completamente representadas e o oceano, representado apenas pelas condições médias de TSM, tendeu a "amortecer" as projeções de precipitação e, consequentemente, as de vazão.

Além disso, deve-se destacar o comportamento inesperado do cenário de completo desmatamento, que não parece seguir uma clara evolução dos outros cenários. O padrão geral de crescimento das anomalias negativas é interrompido, e as anomalias positivas crescem e são mais comuns.

Em resumo, as anomalias negativas tendem a ser mais comuns nos primeiros meses do ano. O cenário de 50% é aquele que apresenta as maiores anomalias negativas, que são mais intensas ao se considerar apenas dois anos de simulação. Nos demais cenários, as anomalias, tanto positivas, quanto negativas, não são tão significativas para os dez anos de simulação. Mas, ao se considerar apenas os dois primeiros anos, as anomalias negativas passam a ser bem mais comuns no cenário de 15% – embora, não sejam maiores que as do cenário de 50% – e o cenário de 100%, por outro lado, apresenta anomalias positivas mais significativas. A análise desses cenários indicou uma margem de até aproximadamente 45% de anomalia negativa e 35% de positiva.

Excetuando-se o cenário de desmatamento completo, com o avançar do desmatamento foi verificada a intensificação das anomalias negativas, de tal modo que é possível concluir que o crescimento do desmatamento pode ter alguma relação com a maior possibilidade de redução das vazões na região do sistema hidráulico da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul. No entanto, ao se voltar para a forçante radiativa das emissões de GEE, as relações foram bem mais claras.

De uma maneira geral, a análise das projeções baseadas no cenário de emissões revelou que, para todos os meses, são esperadas maiores possibilidades de ocorrência de anomalias negativas de vazão natural mensal, especialmente nos meses mais chuvosos, quando as anomalias negativas poderão ser ainda maiores. Verificou-se, também, que a possibilidade de anomalias negativas mais intensas cresce ao longo século, de modo

que, o comportamento sazonal das vazões pode ser alterado significativamente até o fim do século.

Deve-se levar em consideração, no entanto, que, nas projeções baseadas nos cenários de emissão, as eventuais incertezas aumentam quanto mais distante o horizonte de simulação. Desse modo, os impactos de tal cenário são apresentados a cada 30 anos até o fim do século. E, por isso, também, são apresentados os resultados finais de anomalias de vazão em termos relativos.

Já para os próximos anos até a década de 2040, especialmente nos meses mais chuvosos, foi verificada a possibilidade de redução das vazões de 30% a 50% em relação às médias de 1931 a 2014. No período seguinte, até a década de 2070, a redução poderia crescer e passar dos 50%. Por fim, para o fim do século, as vazões poderiam ser reduzidas de 60% a 80%. Ressalta-se que esses valores não são aqueles esperados por eventos extremos no futuro. Trata-se, no entanto, das médias de longo curso, que são valores "suavizados". Eventos extremos, como a seca que ocorreu em 2013/2014 e 2014/2015, que atingiu, em alguns meses, déficits de vazão de 70%, poderiam trazer impactos ainda mais graves.

A possibilidade de redução das vazões e, consequentemente da disponibilidade hídrica, deveria ser suficiente para que ações fossem tomadas para a adaptação e mitigação dos eventuais impactos à região, que é responsável por boa parte do PIB do país. A redução da oferta de água pode ameaçar seriamente a economia da região, através da crescente redução das atividades industriais e das atividades agrícolas, responsáveis estas pela produção de alimentos. Estariam, assim, sendo afetados, principalmente, aqueles socialmente mais vulneráveis, o que seria um elemento, portanto, de aprofundamento das desigualdades sociais.

Por fim, ressalta-se, como uma limitação deste estudo, o fato de que houve apenas a intenção de se investigar as possíveis mudanças futuras nas vazões naturais afluentes à unidade elevatória de Santa Cecília e, portanto, na confiabilidade do sistema de abastecimento de água da região metropolitana do Rio de Janeiro, de tal modo que os resultados aqui apresentados não devem ser interpretados como previsão das condições futuras.

Em relação à análise dos cenários de desmatamento, seria interessante comparar os resultados obtidos aqui com novas simulações a partir de um modelo acoplado oceano-atmosfera, como, por exemplo, o modelo de simulação do sistema terrestre do

NCAR, o CESM 1.2, a fim de melhor verificar o papel do oceano no "amortecimento" das perturbações decorrentes do desmatamento.

Ressalta-se, também, que, a análise da forçante radiativa decorrente da emissão dos GEE poderia ser conduzida baseando-se em mais de um modelo climático e com os novos cenários RCPs, trazendo uma maior gama de futuros possíveis. Esse procedimento poderia ser aliado à regionalização (*downscaling*) de tais simulações.

Cabe ainda mencionar que foi utilizada a normal climatológica de evaporação potencial no modelo hidrológico, inclusive na etapa de projeção. Não houve uma projeção de evaporação, como no caso da precipitação. Nesse caso, um estudo mais realista deveria considerar obter uma série de projeções de evaporação. Considerando que só foram utilizados valores médios de evaporação, sem considerar sua evolução num futuro hipotético, pode-se dizer que, possivelmente, isso acarretou numa superestimava dos valores de vazão para o futuro, pois seria esperado que, com o aumento da temperatura, a evaporação aumentasse também e, com isso, reduzisse ainda mais as vazões.

Por fim, para um estudo mais completo, seria interessante, também, estudar cada componente do reservatório equivalente da bacia do rio Paraíba do Sul, estimando-se as perturbações nas suas séries de afluência, verificando eventuais deslocamentos de picos, tendências, mudanças nas médias, nos desvios padrões, entre outras. Além disso, de modo complementar à modelagem hidrológica para projeção de vazões, ajustar as demandas, baseando-se em estimativas de projeções de população e consumo para a região metropolitana do Rio de Janeiro, e utilizar um modelo de planejamento e alocação dos recursos hídricos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCAMO, J., **Scenarios as tools for international environmental assessments.** Environmental Issue Report n. 24, Experts' corner report Prospects and Scenarios n. 5, European Environmental Agency. Copenhagen, 2001. Disponível em: <[goo.gl/7s4c3a](https://www.goo.gl/7s4c3a)>

ALEXANDER, L. V., ZHANG, X., PETERSON, T. C., CAESAR, J., GLEASON, B., TANK, A. M. G. K., HAYLOCK, M., COLLINS, D., TREWIN, B., RAHIMZADEH, F., TAGIPOUR, A., KUMAR, K. R., REVADEKAR, J., GRIFFITHS, G., VINCENT, L., STEPHENSON, D.B., BURN, J., AGUILAR, E., BRUNET, M., TAYLOR, M., NEW, M., ZHAI, P., RUS-TICUCCI, M., VAZQUEZ-AGUIRRE, J. L. **Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation**, Journal Of Geophysical Research, v.111, n. D5, 2006. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2005JD006290/epdf>>

ANA, Agência Nacional de Águas. **HidroWeb.** Disponível em: <<http://www.snh.gov.br/hidroweb/>>.

ANA, Agência Nacional de Águas. **Fatos e tendências.** Conselho Empresarial Brasileiro para o Desenvolvimento Sustentável. Brasília, 2009. Disponível em: <http://arquivos.ana.gov.br/imprensa/publicacoes/fatosetendencias/edicao_2.pdf>

ARRAUT, J. R.; SATYAMURTY, P. **Precipitation and water vapor transport in the southern hemisphere with emphasis on the south american region.** Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 48, n. 9, p. 1902-1912, 2009. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2009JAMC2030.1>>

ARTAXO, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; PROCPÓPIO, A. S.; RIZZO, L. V.

Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. Acta Amazonica, v. 35, n. 2, p. 185-196, 2005. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/aa/v35n2/v35n2a08.pdf>>

BARBOSA, H.M.J., MARENKO, J.A., 2008, Análise preliminar da TSM dos modelos acoplados utilizados no IPCC-AR4. In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 5 p., São Paulo, Ago. 2008. Disponível em: <http://www.fap.if.usp.br/~hbarbosa/uploads/Site/Publications/Barbosa_CBMet2008.pdf>

BARNETT, T. P., PIERCE, D. W., ACHUTARAO, K. M., GLECKLER, P. J., SANTER, B. D., GREGORY, J. M., WASHINGTON, W. M., Penetration of human-induced warming into the world's oceans, v. 309, n. 5732, p. 284-287, 2005. Disponível em: <<http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.514.3148&rep=rep1&type=pdf>>

BERTONI J. C.; TUCCI, C. E. M. PRECIPITAÇÃO. IN: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação.** Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p.177-241, 2007.

BRAGANZA, K., D. KAROLY, T. HIRST, M. E. MANN, P. STOTT, R. J. STOUFFER, S. TETT, Simple indices of global climate variability and change: Part I—Variability and correlation structure, Clim. Dyn., 20, p. 491–502, 2003. Disponível em <http://www.meteo.psu.edu/holocene/public_html/shared/articles/Braganzaetal03.pdf>

CANEDO, P. M. (1979), The reliability of conceptual catchment model calibration, Ph.D. dissertation, University of Lancaster, U.K.

CATALDI, M., ASSAD, L. P. F., TORRES JUNIOR, A. R., DRUMMOND ALVES, J. L., Estudo da influência das anomalias da TSM do atlântico sul

extratropical na região da confluência Brasil Malvinas no regime hidrometeorológico de verão do sul e sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Meteorologia, vol. 25, n°4, 2011.

CATALDI, M.; **A influência do clima no tempo na América do Sul.** In: XVIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2014, Recife. Anais do XVIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2014.

CHARNEY, J. G., **Dynamics of deserts and drought in the Sahel.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 101, n. 428, p. 193-202, 1975.

CHARNEY, J. G., W. J. QUIRK, S. H. CHOW, J. KORNFIELD, **A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions.** Journal of Atmospheric Science, v. 34, p. 1366-1385, 1977. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%281977%29034%3C1366%3AACSOTE%3E2.0.CO%3B2>>

CLARKE, C. O., **Storage and the unit hydrograph,** Proc. AM. Soc. Civil Eng., n.69, p. 1419-1447, 1945.

CLARKE, R. T. (1973), **A review of some mathematical models used in hydrology with observations on their calibration and use,** J. of Hydrology, 19, pp. 1-20.

COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F.; FIRPO, M. A. F. **Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil.** Theoretical and Applied Climatology, v. 1, p. 1, 2015.

COLLINS, W. D., RASCH, P. J., BOVILLE, B. A., HACK, J. J., MCCAA, J. R., WILLIAMSON, D. L., KIEHL, J. T., BRIEGLER, B. **Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3).** Technical Report NCAR, 214 pp, 2004. Disponível em: <www.cesm.ucar.edu/models/atm-cam/docs/description/description.pdf>

COLLINS, W.J., BELLOUIN, N., DOUTRIAUX-BOUCHER, M., GEDNEY, N., HALLORAN, P., HINTON, T., HUGHES, J., JONES, C.D., JOSHI, M., LIDDICOAT, S., MARTIN, G., O'CONNOR, F., RAE, J., SENIOR, C., TOTTERDELL, I., WILTSHIRE, A., WOODWARD, S. **Development and evaluation of an Earth-System model - HadGEM2.** Geoscientific Model Development, 4, p. 1051-1075, 2011. Disponível em: <<http://www.geosci-model-dev.net/4/1051/2011/gmd-4-1051-2011.pdf>>

COLONESE, J. P., **Uso de dados de precipitação em modelos de previsão de vazões diárias utilizados no planejamento da operação do sistema interligado nacional.** Tese de mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2016.

COOK, J. **The Scientific Guide to Global Warming Skepticism**, 2010. Disponível em: <http://www.skepticalscience.com/docs/Guide_to_Skepticism.pdf>

COPPE/UFRJ – Laboratório de Hidrologia. **Projeto gestão dos recursos hídricos da bacia do rio Paraíba do Sul, RJ – diagnóstico e prognóstico do plano de recursos hídricos da bacia do rio Paraíba do Sul.** 2001. (PGRH-RE-09-R0). Disponível em: <<http://www.hidro.ufrj.br/pgrh/pgrh-re-009-r1/pgrh-re-009-r1.pdf>>.

CORREIA, F. W. S., **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional e global.** Tese de Doutorado, INPE – São José dos Campos, 2005.

COSTA, G. A. S. **Avaliação do impacto de diferentes cenários de desmatamento na região amazônica sobre o clima do Brasil.** Dissertação (Mestrado em Engenharia de Biossistemas), Universidade Federal Fluminense – Niterói, 2016.

COSTA, M. H. AND FOLEY, J. A., **Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia.** Journal of Climate, v. 13, p. 18–34, 2000. Disponível em:

<<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%282000%29013%3C0018%3ACEODAD%3E2.0.CO%3B2>>

DAWDY, D. R., AND T. O'DONNELL, **Mathematical models of catchment behaviour**, *Journal of the Hydraulics Division*, 91, 123-137, 1965.

DELWORTH, T. L., BROCCOLIB, A. J., ROSATIA, A., STOUFFERA, R. J., BALAJIC, V., BEESLEYD, J. A., COOKEE, W. F., DIXONA, K. W., DUNNEA, J., DUNNEF, K. A., DURACHTAE, J. W., FINDELLA, K. L., GINOUXA, P., GNANADESIKANA, A., GORDONA, C. T., GRIFFIESA, S. M., GUDGELA, R., HARRISONA, M. J., HELDA, I. S., HEMLERA, R. S., HOROWITZA, L. W., KLEINA, S. A., KNUTSONA, T. R., KUSHNERG, P. J., LANGENHORSTE, A. R., LEEE, H. -C., LINA, S. -J., LUD, J., MALYSHEVH, S. L., MILLYF, P. C. D., RAMASWAMYA, V., RUSSELLC, J., SCHWARZKOPFA, M. D., SHEVLIAKOVAH, E., SIRUTISA, J. J., SPELMANA, M. J., STERNA, W. F., WINTONA, M., WITTENBERGA, A. T., WYMANA, B., ZENGE, F., ZHANGC, R. **GFDL's CM2 global coupled climate models. Part I: formulation and simulation characteristics**. *Journal of Climate - Especial Section*, 19, p. 643-674, 2006. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JCLI3629.1>>

DEREZYNSKI, C. P.; LUIZ SILVA, W. & MARENGO, J.A. **Detection and projections of climate change in Rio de Janeiro, Brazil**. *American Journal of Climate Change*, v. 2, n.1, p. 25-33, 2013.

DI BELLO, R. C., **Análise do comportamento da umidade do solo no modelo chuva-vazão SMAP II – versão com suavização hiperbólica - Estudo de caso: região de Barreiras na bacia do rio Grande - BA**, Tese de mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.

DIAS, T. L., **Estudo da influência do degelo do Ártico no clima global**. Tese de mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014.

DISKIN, M. H., AND E. SIMON (1977), **A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models**, J. of Hydrology, 20, pp. 129-149.

DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. **A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin**. Journal of Geophysical Research, v. 113, n. D14, p. 1-9, 2008. Disponível em: <goo.gl/uaWp05>

DRUMOND, A.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. **The role of Amazon Basin moisture on the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis**. Hydrology and Earth System Sciences Discussion, v. 11, n. 1, p. 1023-1046, 2014. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/2577/2014/hess-18-2577-2014.pdf>>

DUAN, Q., S. SOROOSHIAN, AND V. K. GUPTA, **Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models**, *Water Resour. Res.*, 28, 1015-1031, 1992.

EPE, **Balanço energético nacional 2015 – Ano base 2014: Relatório síntese**. Rio de Janeiro, 2015. Disponível em: <https://ben.epe.gov.br/downloads/Relatorio_Final_BEN_2015.pdf>

ELTAHIR, E. A. B.; BRAS, R. L. **Precipitation recycling in the Amazon basin**. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 120, n. 518, p. 861-880, 1994. Disponível em: <http://web.mit.edu/eltahir/www/Publications_files/1994%20Eltahir%20Bras%20precip%20recy%20Amazon%20basin%20QJRMetSoc.pdf>

ELTAHIR, E. A. AND GONG, C., **Dynamics of wet and dry years in West Africa**. Journal of Climate, v.9, p. 1030-1042, 1996. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%281996%29009%3C1030%3ADOWADY%3E2.0.CO%3B2>>

EVANS W. F. J., PUCKRIN E., **Measurements of the radiative surface forcing of climate**, P1.7, AMS 18th Conference on Climate Variability and Change, 2006. Disponível em: <<https://ams.confex.com/ams/pdffiles/100737.pdf>>

FEARNSIDE, P. M. **Deforestation in Brazilian Amazonia: history, rates, and consequences**. Conservation Biology, v. 19, n. 3, p. 680-688, 2005. Disponível em: <http://philip.inpa.gov.br/publ_livres/Preprints/2005/Cons%20Biol-Amazon%20deforestation%20-%20FINAL.pdf>

FERNÁNDEZ BOU A. S., VENTURA DE SÁ R., CATALDI M. **Flood forecasting in the upper Uruguay River basin**. Natural Hazards 79, 1239-1256, 2015.

FERRERO, B., **Estudo comparativo da estrutura e variabilidade das massas de água a partir das simulações numéricas do 4RA/IPCC**. Dissertação de M.Sc., Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2009. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/21/21132/tde-29042010-162547/publico/msc_bruno.pdf>

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. **Uma revisão sobre o clima da Amazônia**. Acta Amazonica, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/aa/v28n2/1809-4392-aa-28-2-0101.pdf>>

FOLEY, J.A., M.H. COSTA, C. DELIRE, N. RAMANKUTTY, AND P. SNYDER. **Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate**. Frontiers in Ecology and the Environment v. 1, n. 1, p. 38-44, 2003. Disponível em: <<https://nature.berkeley.edu/biometlab/espmon298/Foley%20et%20al%2020003.pdf>>

GETIRANA, A. C. V. **Extreme water deficit in Brazil detected from space**. Journal of Hydrometeorology, v. 17, n2, p 591-599, 2016. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S09218181120002032>>

GONÇALVES, R. C., **Modelagem hidrológica do tipo chuva-vazão via SMAP e TOPMODEL - Estudo de caso: bacia do Rio Piabanga/RJ**, Tese de mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2008.

GUPTA, V. K., AND S. SOROOSHIAN, **Uniqueness and observability of conceptual rainfall-runoff model parameters: the percolation process examined**, *Water Resour. Res.*, 19(1), 269-276, 1983.

GUPTA, V. K., AND S. SOROOSHIAN, **The automatic calibration of conceptual catchment models using derivative-based optimization algorithms**, *Water Resour. Res.*, 21(4), 473-485, 1985.

HAHMANN, A.; DICKINSON R. E., **RCCM2-BATS model over tropical South America: Applications to tropical deforestation**. *Journal of Climate*, v. 10, 1944-1964, 1997. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%281997%29010%3C1944%3ARBMOTS%3E2.0.CO%3B2>>

HANSEN, J., M. SATO, P. KHARECHA, D. BEERLING, R. BERNER, V. MASSON-DELMOTTE, M. PAGANI, M. RAYMO, D.L. ROYER, AND J.C. ZACHOS, 2008: **Target atmospheric CO₂: Where should humanity aim?** *Open Atmos. Sci. J.*, 2, p. 217-231, 2008. Disponível em: <http://www.columbia.edu/~jeh1/2008/TargetCO2_20080407.pdf>

HARRIES, J. E., BRINDLEY, H. E., SAGOON, P. J., BANTGES, R. J. **Increases in greenhouse forcing inferred from the outgoing longwave radiation spectra of the Earth in 1970 and 1997.**, 410, p. 355-357, 2001. Disponível em: <<http://www.gutenberg.org/cache/epub/1/pg1000/pg1000.html>>

HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R.E.; DURBIDGE, T.B.; KENNEDY, P.J.; MCGUFFIE, K.; PITMAN, A.J. **Tropical deforestation modeling local to regional scale climate change**. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, n. D4, p. 7289-7315, 1993.

HENDRICKSON, J. D., S. SOROOSHIAN, AND L. E. BRAZIL, **Comparison of Newton-type and direct search algorithms for calibration of conceptual rainfall-runoff models**, *Water Resour. Res.*, 24(5), 691-700, 1988.

IBBITT, R. P., **Systematic parameter fitting for conceptual models of catchment hydrology**, Ph. D. thesis, Univ. of London, 1970.

IBBITT, R. P., AND T. O'DONNELL, **Fitting methods for conceptual catchment**, *Journal Hydraul. Eng.*, 97(HY9), 1331-1342, 1971.

JOHNSTON, P. R., AND D. PILGRIM, **Parameter optimization for watershed models**, *Water Resour. Res.*, 12(3), 477-486, 1976.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC), Special Report Emissions Scenarios, **Summary for policymakers**. A Special Report of IPCC Working Group III. IPCC, Genebra, Suiça, 2000. Disponível em: <<https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/spm/sres-en.pdf>>

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC), **Climate change 2007: The physical science basis**. Contribution of Working Group I to the Forth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 996 pp. New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007. Disponível em: <https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4_wg1_full_report.pdf>

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation**. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 582 pp. New York, NY, USA: Cambridge University Press. 2012. Disponível em: <http://ipcc-wg2.gov/SREX/images/uploads/SREX-All_FINAL.pdf>

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC), 2013, **Climate change 2013: The physical science basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

1535 pp. New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. Disponível em:

<http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf>

JONES, G., TETT, S. & STOTT, P., **Causes of atmospheric temperature change 1960-2000: A combined attribution analysis**. Geophysical Research Letters, v. 30, n. 5, 1228, 2003. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2002GL016377/epdf>>

KNUTTI, R., SEDLACEK, J., “**Robustness and uncertainties in the new CMIP5 coordinated climate model projections**”, Nature Climate Change, v. 3, p. 369-373, 2013. Disponível em: <<http://www.iac.ethz.ch/content/dam/ethz/special-interest/usys/iac/iacd/documents/group/climphys/knutti/publications/knutti12natcc.pdf>>

LANDSBERG, J.J.; GOWER, S.T.; **Applications of physiological ecology to forest management**. New York, Academic Press, 1997. Disponível em <http://samples.sainsburysebooks.co.uk/9780080527383_sample_732984.pdf>

LAŠTOVIČKA, J., AKMAEV, R. A., BEIG, G., BREMER, J., EMMERT, J. T. **Global change in the upper atmosphere**. Science. v. 314, n. 5803, p. 1253-1254, 2006. Disponível em: <http://www.ufa.cas.cz/html/climaero/topics/global_change_science.pdf>

LAWRENCE, D., VANDECAR, K., **Effects of tropical deforestation on climate and agriculture**. Nature Climate Change, v. 5, n. 1, 2014.

LEAN, J.; WARRILOW, D.A. **Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation**. Nature, v.342, n. 6248, p. 411-413, 1989.

LEAN, J.; ROWNTREE, P.R. **A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation**. Quarterly Journal Royal Meteorological Society. 119, p.509-530, 1993.

LEAN, J.; BUTTON, C.B.; NOBRE, C.; ROWNTREE, P.R. **The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics.** In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. Amazonian Desforestation and Climate. Chichester, UK. John Wiley, p. 549-576, 1996. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/37680017_The_simulated_impact_of_Amazonian_deforestation_on_climate_using_measured_ABRACOS_vegetation_characteristics>

LIBOS, M. I. P. C., **Modelagem hidrológica quali-quantitativa: estudo de caso da bacia hidrográfica do rio Manso – MT**, Tese de doutorado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2008.

LOPES, A. F. M., **Avaliação da chuva em episódios de ZCAS na região sudeste do Brasil - estudo de caso: bacia do rio Grande**, Tese de mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2016.

LOPES J, BRAGA B, CONEJO J. **SMAP—a simplified hydrological model, applied modeling in catchment hydrology.** In: Singh (ed) Water Resources Publications. 1982.

LOPES, J. E. G. **Smap-Manual.** 1999. Disponível em: <pha.poli.usp.br/LeArq.aspx?id_arq=3596>

LOUBERE, P.: **“The global climate system”**. Nature Education Knowledge. v. 3, n. 24, p. 24, 2012. Disponível em: <<http://www.nature.com/scitable/knowledge/library/the-global-climate-system-74649049>>

MAKARIEVA, A. M., GORSHKOV, V. G., SHEIL, D., NOBRE, A. D., LI, B. L. **Where do winds come from? A new theory on how water vapor condensation influences atmospheric pressure and dynamics.** Atmos. Chem.

Phys. 13, p. 1039–1056, 2013. Disponível em: <<http://www.atmos-chem-phys.net/13/1039/2013/acp-13-1039-2013.pdf>>

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. **Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon.** Science, v. 319, n. 5860, p. 169-172, 2008. Disponível em: <goo.gl/aINpAH>

MANNING, A.C., KEELING, R.F. (2006). **Global oceanic and land biotic carbon sinks from the Scripps atmospheric oxygen flask sampling network.** Tellus, 58B, p. 95–116, 2006. Disponível em: <<http://bluemoon.ucsd.edu/publications/manning/ManningandKeeling2006.pdf>>

MANZI, A. O.; PLANTON, S., **A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data.** In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L., ed. Amazonian Desforestation and Climate. Chichester, UK. John Wiley, p. 505-529, 1996. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/37680016_A_simulation_of_Amazonian_deforestation_using_a_GCM_calibrated_with_ABRACOS_and_ARME_data>

MARENGO, J. A. **Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River basin water budget.** Climate Dynamics, v. 24, n. 1, p. 11-22, 2005.

MARENGO J.A., NOBRE, C.A., CHOU, S.H., TOMASELLA, J., SAMPAIO, G., ALVES, L. M., OBREGON, G. O., SOARES, W. R., BETTS, R., KAY, G. **Dangerous climate change. A Brazil-UK analysis of climate change and deforestation impacts in the Amazon.** 55pp 2011. Disponível em: <http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/destaques/relatorio_ingles.pdf>

MARENGO, J. A. **Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin.** Theoretical and Applied Climatology, v. 78, n. 1-3, p. 79-96, 2004. Disponível em:

<http://www.pbmccoppe.ufrj.br/en/component/docman/doc_view/867-marengo2004>

MARENGO, J. Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Série Biodiversidade, 26. Brasília: MMA. 2006. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/estruturas/imprensa/_arquivos/livro%20completo.pdf>

MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the Amazon Basin: a historical review and current state-of-the-art. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 21, n. 3a, p. 1-19, 2006. Disponível em: <http://www.rbm.org.br/port/revista/revista_dl.php?id_artigo=202&id_arquivo=352>

MARENGO, J.A., Caracterização do clima no século XX e cenários climáticos no Brasil e na América do Sul para o século XXI derivados dos modelos globais de clima do IPCC. 2007. Disponível em: <http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/prod_probio/Relatorio_1.pdf>

MEEHL, G. A., COVEY, C., DELWORTH, T., LATIF, M., McAVANEY, B., MITCHELL, J. F. B., STOUFFER, R. J., TAYLOR, K. E., The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research, Bulletin of American Meteorological Society, v. 88, n. 1, p. 1383–1394, 2007. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-88-9-1383>>

MELO, D. C. D., SCANLON, B. R., ZHANG, Z., WENDLAND, E., YIN, L. Reservoir storage and hydrologic responses to droughts in the Paraná River basin, south-eastern Brazil. Hydrology and earth system sciences, 20, 4673-4688, 2016.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. Journal of Climate, v.4, p.957-988, 1991. Disponível em:

<<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%281991%29004%3C0957%3AADARCC%3E2.0.CO%3B2>>

NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A; ARTAXO, P. **Understanding the climate of Amazonia: progress from LBA.** In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. (Orgs.). Amazonia and Global Change. Geophysical Monograph Ser, vol. 186. Washington, D.C.: American Geophysical Union Books, 2009a. p. 145-147. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2008GM000716/pdf>>

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A; FU, R.; POVEDA, G. **Characteristics of Amazonian climate: main features.** In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. (Orgs.). Amazonia and Global Change. Geophysical Monograph Ser, vol. 186. Washington, D.C.: American Geophysical Union Books, 2009b. p. 149-162. Disponivel em: <https://www.researchgate.net/profile/German_Poveda/publication/233802360_Characteristics_of_Amazonian_Climate_Main_Features/links/0deec52b7985f32e92000000.pdf>

NOBRE, A. D. **“The climate future of the Amazon”.** Scientific Assessment Report. ARA - Amazonian Regional Coordination. São José dos Campos, Outubro de 2014. Disponível em: <http://www.ccst.inpe.br/wp-content/uploads/2014/11/The_Future_Climate_of_Amazonia_Report.pdf>

O'DONNEL, T., AND CANEDO, P. M. , ***The reliability of conceptual basin model calibration***, Proceedings of the Oxford Symposium on Hydrological Forecasting, IAHS, Publ. No. 129, pp. 263-269, 1980.

OEH/NSW. **“Our climate system: how it works and changes”.** Office of Environment and Heritage (OEH) - New South Wales Government (NSW, Australia). Disponível em: <<http://www.environment.nsw.gov.au/climateChange/climatesystem.htm>>

OLIVEIRA, L. F. C.; FIORENZE, A.P.; MEDEIROS, A.M.M.; SILVA, M.A.S.

Comparação de metodologias de preenchimento de falhas de séries históricas de precipitação pluvial anual. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. v.14, n.11, p.1186-1192, 2010. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbeaa/v14n11/v14n11a08.pdf>>

OPERADOR NACIONAL DO SISTEMA ELÉTRICO - ONS. Revisão das séries de vazões naturais nas principais bacias do Sistema Interligado Nacional - SIN. Brasília, 2005.

OYAMA, M.D., **Consequências climáticas da mudança de vegetação do Nordeste Brasileiro: um estudo de modelagem.** Tese de Doutorado, INPE – São José dos Campos, 2002. Disponível em: <<http://mtc-m16.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/jeferson/2003/09.01.15.24/doc/publicacao.pdf>>

PEDRAZZI, J.A. FACENS – **Hidrologia aplicada.** Disponível em: <<http://www.facens.br/site/alunos/download/hidrologia>>.

PICKUP, G., **Testing the efficiencies of algorithms and strategies for automatic calibration of rainfall-runoff models,** *Hydrol. Sci. Bull.*, 22(2), 257-274, 1977.

PINHEIRO, J.U., NEVES, J.A., CHAVES, R.R., MENDES, D., BARRETO, N.J.C., **Avaliação de modelos do CMIP5 que melhor expressam a atuação dos vórtices ciclônicos em altos níveis (VCANS) no nordeste brasileiro,** Revista Brasileira de Geografia Física, v. 7, n. 5, pp. 891-904, 2014. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Naurinete_Barreto/publication/281303260_AVALIACAO_DE_MODELOS_DO_CMIP5_QUE_MELHOR_EXPRESSA_M_A_ATUACAO DOS_VORTICES_CICLONICOS_EM_ALTOS_NIVEIS VCANS_NO_NORDESTE_BRASILEIRO_NEB/links/55e1167308aede0b572ff c9e.pdf>

PO-CHEDELEY, S., FU, Q., **Discrepancies in tropical upper tropospheric warming between atmospheric circulation models and satellites,** Environmental

Research Letter, v. 7, 8 pp, 2012. Disponível em:
<<http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/7/4/044018/pdf>>

POGORILA, K., **Formation and development of international quota trade for greenhouse gas emissions in the context of agriculture management improvement**, Balanced Nature Using, v. 5, n. 1, p. 51-55, 2013. Disponível em: <http://natureus.org.ua/repec/archive/1_2013/9.pdf>

PRUSKI, F. F., RODRIGUEZ, R. G., SOUZA, J. F., SILVA, B. M. B., SARAIVA, I. S. **Conhecimento da disponibilidade hídrica natural para a gestão dos recursos hídricos**. Eng. Agríc., Jaboticabal , v. 31, n. 1, p. 67-77, Feb. 2011. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/eagri/v31n1/v31n1a07.pdf>>

RAMOS, S. M., **Padrões de teleconexões atmosféricas e climatológicas associadas com as condições hidroenergéticas do sistema interligado nacional**, Tese de mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2016.

REBELLO, V. P. A., GETIRANA, A., LAKSHMI, V., ROTUNNO FILHO, O. C. **Monitoring drought in Brazil by remote sensing**. Remote sensing of hydrological extremes, Springer remote sensing/photogrammetry. p. 197-218, 2017.

RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas**. 2004. 148 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/~camilo/camilo_tese.pdf>

ROCHA, H.; NOBRE, C.; BONATTI, J.; WRIGHT, I. AND SELLERES, P. A **vegetation-atmosphere interaction study for Amazonia deforestation using field data and a "single column" model**. Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society, v.122, n. 531, p 567-594. 1996.

ROCHA, E. J. P. **Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 210f. Tese (Doutorado) –

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos – SP, 2001.

ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; FONSECA, P. A. M. **Reciclagem de precipitação na Amazônia: um estudo de revisão.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 30, n. 1, p. 59–70, 2015. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v30n1/0102-7786-rbmet-30-01-00059.pdf>>

ROCKSTRÖM, J., STEFFEN, W., NOONE, K., PERSSON, A., CHAPIN, F. S., LAMBIN, E. F., LENTON, T. M., SCHEFFER, M., FOLKE, C., SCHELLNHUBER, H. J., NYKVIST, B., DE WIT, C. A., HUGHES, T., VAN DER LEEUW, S., RODHE, H., SÖRLIN, S., SNYDER, P. K., COSTANZA, R., SVEDIN, U., FALKENMARK, M., KARLBERG, L., CORELL, R. W., FABRY, V. J., HANSEN, J., WALKER, B., LIVERMAN, D., RICHARDSON, K., CRUTZEN, P., FOLEY, J. A. **A safe operating space for humanity.** Nature, v. 461, 2009a, p. 472 - 475. Disponível em: <<http://web.mit.edu/2.813/www/readings/PlanetaryBoundaries.pdf>>

ROCKSTRÖM, J., STEFFEN, W., NOONE, K., PERSSON, A., CHAPIN, F. S., LAMBIN, E. F., LENTON, T. M., SCHEFFER, M., FOLKE, C., SCHELLNHUBER, H. J., NYKVIST, B., DE WIT, C. A., HUGHES, T., VAN DER LEEUW, S., RODHE, H., SÖRLIN, S., SNYDER, P. K., COSTANZA, R., SVEDIN, U., FALKENMARK, M., KARLBERG, L., CORELL, R. W., FABRY, V. J., HANSEN, J., WALKER, B., LIVERMAN, D., RICHARDSON, K., CRUTZEN, P., FOLEY, J. A. **planetary boundaries: exploring the safe operating space for humanity.** Ecology and Society, v.14, n.2, 32, 2009b. Disponível em: <<http://ced.agro.uba.ar/gran-chaco/sites/default/files/pdf/sem6/Rockstorm%20et%20al%202009.pdf>>

ROTUNNO FILHO, O. C., **Comparação de dois métodos de otimização de parâmetros em modelos hidrológicos chuva-vazão,** Tese de mestrado, COPPE/UFRJ, Brasil, 1989.

RUSSEL, J. L., STOUFFER, R. J., DIXON, K. W. **Intercomparison of the Southern Ocean circulation in IPCC coupled model control simulations.** Journal of Climate, v. 19, n. 18, p. 4560-4575, 2006. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JCLI3869.1>>

SECRETARIA DE ASSUNTOS ESTRATÉGICOS - SAE/PR (2015) **Brasil 2040: cenários e alternativas de adaptação à mudança do clima – resumo executivo.** Brasília. 2015. Disponível em: <<http://www.sae.gov.br/wp-content/uploads/BRASIL-2040-Resumo-Executivo.pdf>>

SAMPAIO, G.; NOBRE, CARLOS; SATYAMURTY, P. **Projected Amazonian deforestation in the 21th century and possible regional climatic impacts.** Foz Iguaçu. 8 ICSHMO, p. 939-944. 2006. Disponível em: <http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.31.16.29.54/doc/Projected_Amazonian_Deforestation_Gilvan_2006.pdf>

SANTER, B. D., WEHNER, M. F., WIGLEY, T. M. L., SAUSEN, R., MEEHL, G. A., TAYLOR, K. E., AMMANN, C., ARBLASTER, J., WASHINGTON, W. M., BOYLE, J. S., BRAGGEMANN, W. **Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes.** Science, v. 301, n. 5632, p. 479-483. 2003. Disponível em: <http://stephenschneider.stanford.edu/Publications/PDF_Papers/santertext.pdf>

SATYAMURTY, P.; da COSTA, C. P. W.; MANZI, A. O. **Moisture source for the Amazon basin: a study of contrasting years.** Theoretical and Applied Climatology, v. 111, n. 1-2, p.195-209, 2013.

SILVA, L. P., **Calibração automática de modelos tipo chuva-vazão utilizando técnicas de suavização: uma aplicação ao modelo SMAP II,** Tese de mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1990.

SILVEIRA, C.S., SOUZA FILHO, F.A., COSTA, A.C., CABRAL, S.L., 2013, **Avaliação de desempenho dos modelos do CMIP5 quanto à representação dos padrões de variação da precipitação no século XX sobre a região**

nordeste do Brasil, Amazônia e bacia do Prata e análises das projeções para o cenário RCP 8.5, Revista Brasileira de Meteorologia, v. 28, n. 3, p. 317-330.

SOARES-FILHO, B. S., NEPSTAD, D. C., CURRAN, L. M., CERQUEIRA, G. C., GARCIA, R. A., RAMOS, C. A., VOLL, E., McDONALD, A., LEFEBVRE, P., SCHLESINGER, P. **Modeling conservation in the Amazon basin**. *Nature* 440, 520–523. 2006. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Paul_Lefebvre/publication/7224027_Modelling_Conservation_in_the_Amazon_Basin/links/0912f50aa84da55f4f000000.pdf>

SOROOSHIAN, S., AND F. ARFI, **Response surface parameter sensitivity analysis methods for post calibration studies**, *Water Resour. Res.*, 18, 1531-1538, 1982.

SOROOSHIAN, S., Q. DUAN, AND V. K. GUPTA, **Calibration of rainfall-runoff models: application of global optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model**, *Water Resour. Res.*, 29, 1185-1194, 1993

SOROOSHIAN, S., V. K. GUPTA, AND J. L. FULTON, **Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: influence of calibration data variability and length on model credibility**, *Water Resour. Res.*, 19, 251-259, 1983.

STEFFEN, W., SANDERSON, A., TYSON, P. D., JAGER, J., MATSON, P. A., MOORE III, B., OLDFIELD, F., RICHARDSON, K., SCHELLNHUBER, H. J., TURNER II, B. L., WASSON, R. J. (2005) **Global change and the Earth system: a planet under pressure**. Springer. Alemanha. 2005. Disponível em: <http://www.igbp.net/download/18.56b5e28e137d8d8c09380001694/1376383141875/SpringerIGBPSynthesisSteffenetal2004_web.pdf>

STEFFEN, W., RICHARDSON, K., ROCKSTROM, J., CORNELL, S. E., FETZER, I., BENNETT, E. M., BIGGS, R., CARPENTER, S. R., VRIES, W., DE WIT, C. A., FOLKE, C., GERTEN, D., HEINKE, J., MACE, G. M., PERSSON L. M., RAMANATHAN, V., REYERS, B., SORLIN, S. **planetary Boundaries**:

guiding human development on a changing planet. Science, v. 347, n. 6223, p. 736-46. 2015a. Disponível em: <<http://www-ramanathan.ucsd.edu/files/pr210.pdf>>

STEFFEN, W., BROADGATE, W., DEUTSCH, L., GAFFNEY, O., LUDWIG, C. **The trajectory of the Anthropocene: the great acceleration.** The Anthropocene Review, v. 2, n.1, p. 81-98, 2015b. Disponível em: <<http://ann.sagepub.com/content/2/1/81.full.pdf>>

STENSRUD, D. J. **Importance of low-level jets to climate: a review.** Journal of Climate, v. 9, n. 8, p. 1698-1711, 1996. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%281996%29009%3C1698%3AIOLLJT%3E2.0.CO%3B2>>

SUD, Y. C.; WALKER, G. K.; KIM, J. H.; LISTON, G. E.; SELLERS, P. J.; LAU, W. K. M. **Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario: a GCM simulation study.** Journal of Climate, v.9, p.3225-3247, 1996. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%281996%29009%3C3225%3ABCOATD%3E2.0.CO%3B2>>

TAYLOR, K. E., RONALD, J. S., MEEJL, G. A., **An overview of CMIP5 and the experiment design,** Bulletin of the American Meteorological Society, v. 93, n.4, p. 485-498, 2012 Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Stouffer_Ronald/publication/235793806_An_overview_of_CMIP5_and_the_Experiment_Design/links/0c96053b3f1644333d000000.pdf>

THOMAZ, F. R., **Análise e superação de algumas dificuldades na calibração automática do modelo SMAP-II – versão suavizada,** Tese de Mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1992.

TUCCI, C. E. M., **Modelos determinísticos**, ABRH, Ed.Nobel, Rio de Janeiro. 1987.

TUCCI, C. E. M. **Regionalização de vazão.** Porto Alegre: UFRGS, 256p, 2002.

VAN DER ENT, R. J.; SAVENIJE, H. H. G.; SCHAEFLI, B.; STEELE-DUNNE, S.C.

Origin and fate of atmospheric moisture over continents. Water Resources Research, v. 46, n. 9, p. 1-12, 2010. Disponível em: <https://infoscience.epfl.ch/record/162492/files/vdEnt_2010WR009127.pdf>

VAN VUREN, D.P., EDMONDS, J., KAINUMA, M., RIAHI, K., THOMSON, A., HIBBARD, K., HURTT, G.C., KRAM, T., KREY, V., LAMARQUE, J., MASUI, T., MEINSHAUSEN, M., NAKICENOVIC, N., SMITH, S.J., ROSE, S.K., **The representative concentration pathways: an overview.** Climatic Change v. 109 n. 1-2, p. 5-31. 2011. Disponível em: <goo.gl/BrMqBG>

VAN OLDENBURGH, G. J., PHILIP, S. Y., COLLINS, M., **El Nino in a changing climate: a multi-model study.** Ocean Science, v.1, n. 2, p. 81-95. 2005. Disponível em: <<http://www.ocean-sci.net/1/81/2005/os-1-81-2005.pdf>>

VÁSQUEZ P., I. L., ARAUJO, L. M. N., MOLION, L. C. B., ABDALAD, M. A., MOREIRA, D. M., SANCHEZ, A., BARBOSA, H. A., ROTUNNO FILHO, O. C. **Historical analysis of interannual rainfall variability and trends in southeastern Brazil based on observational and remotely sensed data.** Climate Dynamics. p. 1-14. 2017.

VIANA, L. Q., **Avaliação do potencial de regionalização hidrológica do modelo chuva-vazão SMAP na bacia do rio Preto usando NDVI**, Tese de mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2012.

VOLDOIRE, A.; ROYER, J. F. **Tropical deforestation and climate variability.** Climate Dynamics, v. 22, p. 857-874, 2004. Disponível em: <http://www.geoma.lncc.br/pdfs/Voldoire_Royer_ClyDyn2004.pdf>

WEI, G., MCCULLOCH, M. T., MORTIMER, G., DENG, W., XIE, L., **Evidence for ocean acidification in the Great Barrier Reef of Australia**, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 73, n. 8, p. 2332–2346. 2009. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Wenfeng_Deng/publication/223834869_E>

[vidence_for_ocean_acidification_in_the_Great_BARRIER_Reef_of_Australia/links/00b49519656b1eea03000000.pdf](http://www.esrl.noaa.gov/psd/paleo/pubs/2005/00b49519656b1eea03000000.pdf)

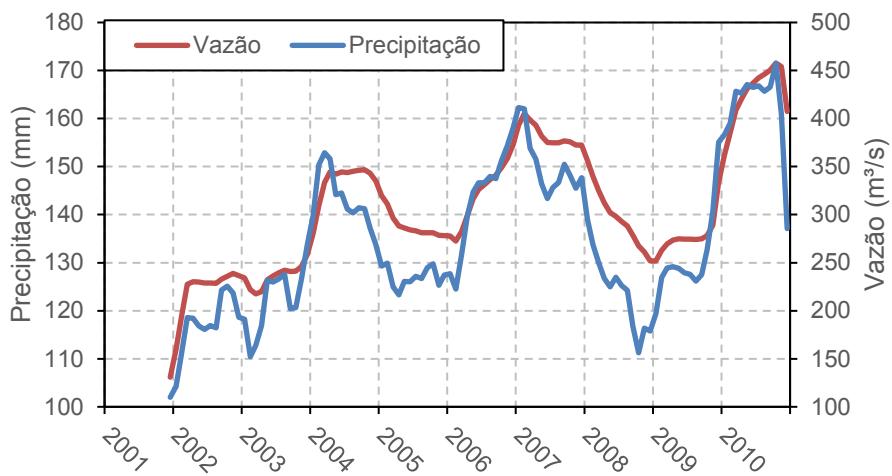
WERTH, D., AVISSAR, R., **The local and global effects of Amazon deforestation**, Journal of Geophysical Research., v. 107, n. D20, p. 8087, 2002. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2001JD000717/epdf>>

WITTENBERG, A. T., ROSATI, A., LAU, N. -C., PLOSHAY, J. J. **GFDL's CM2 global coupled climate models—Part 3: Tropical Pacific Climate and ENSO**. Journal of Climate, v. 19, n. 5, p. 698-722. 2006. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JCLI3631.1>>

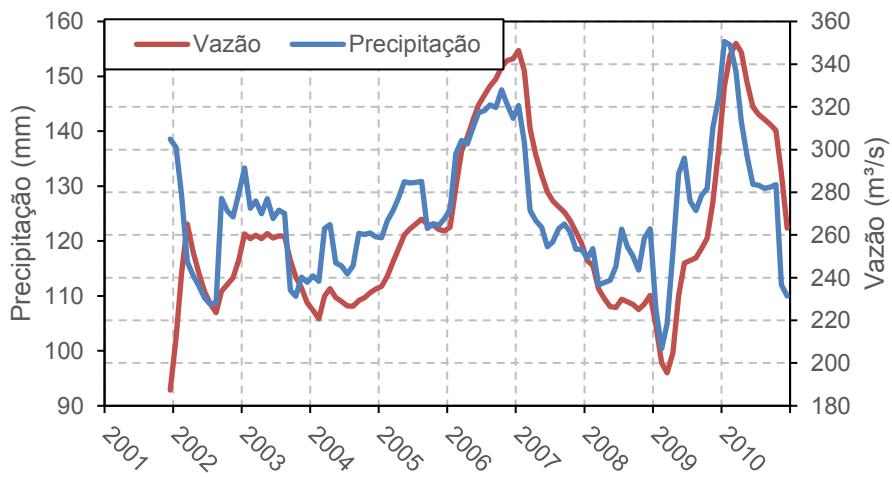
XAVIER, L .N. R.,**Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo Topmodel**, Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2002.

**ANEXO A – SIMULAÇÃO DE CHUVA E VAZÃO PARA CENÁRIOS DE
DESMATAMENTO DA AMAZÔNIA E DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

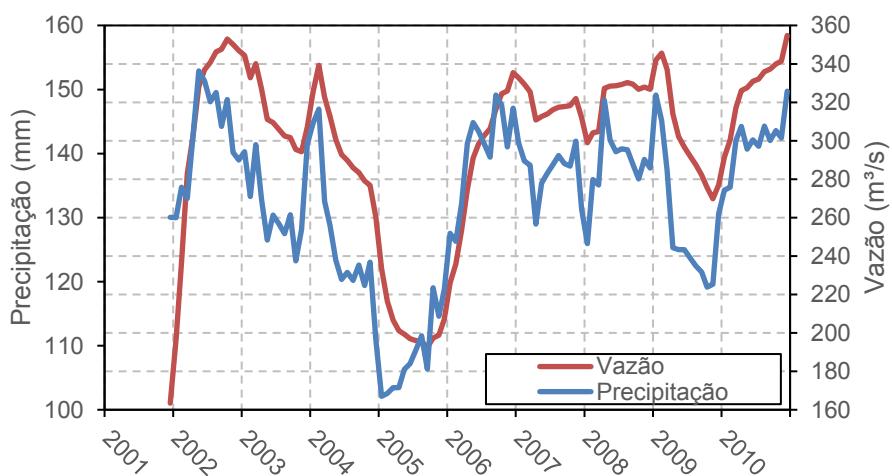
Médias Móveis de 1 Ano - DESM15



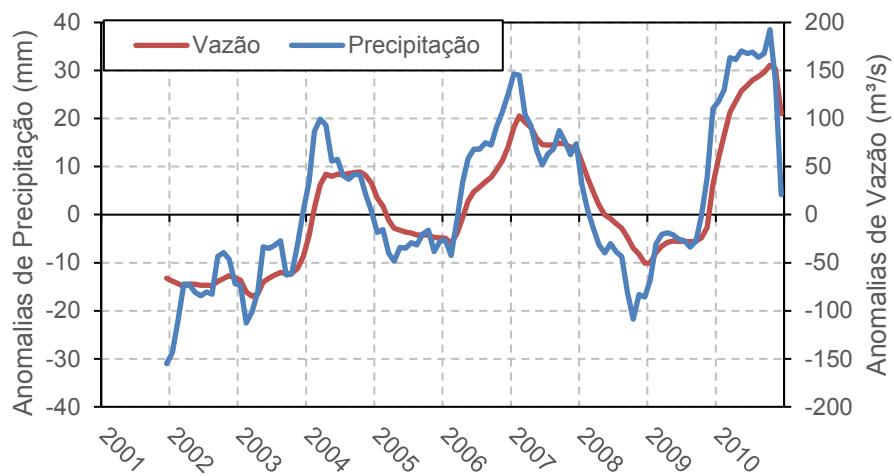
Médias Móveis de 1 Ano - DESM50



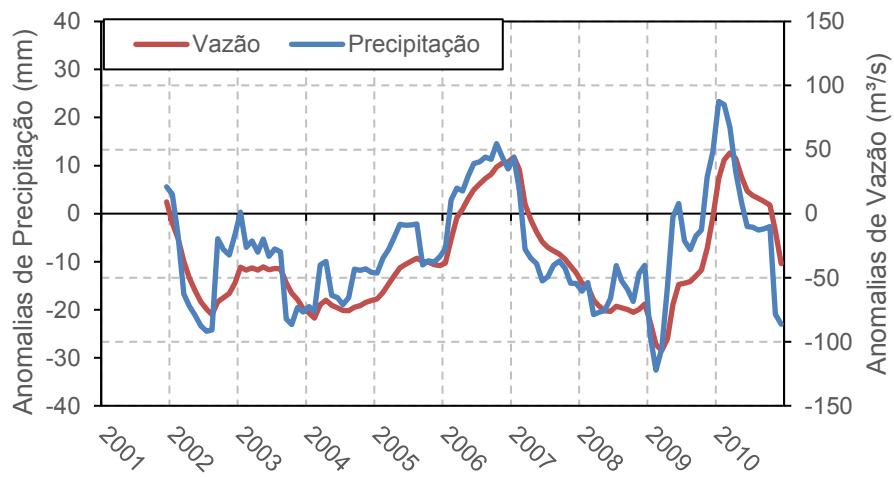
Médias Móveis de 1 Ano - DESM100



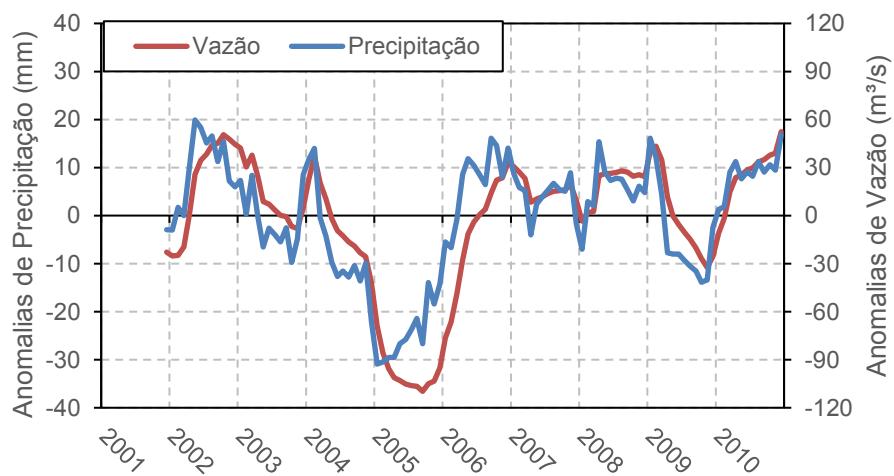
Médias Móveis de 1 Ano - DESM15



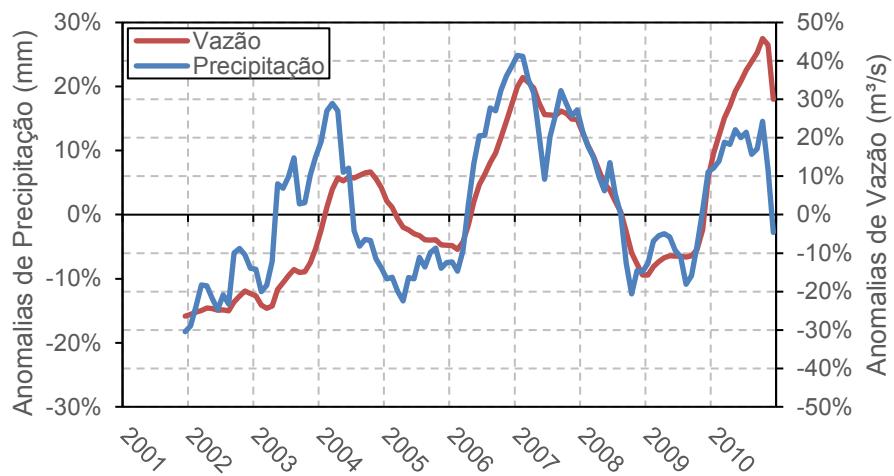
Médias Móveis de 1 Ano - DESM50



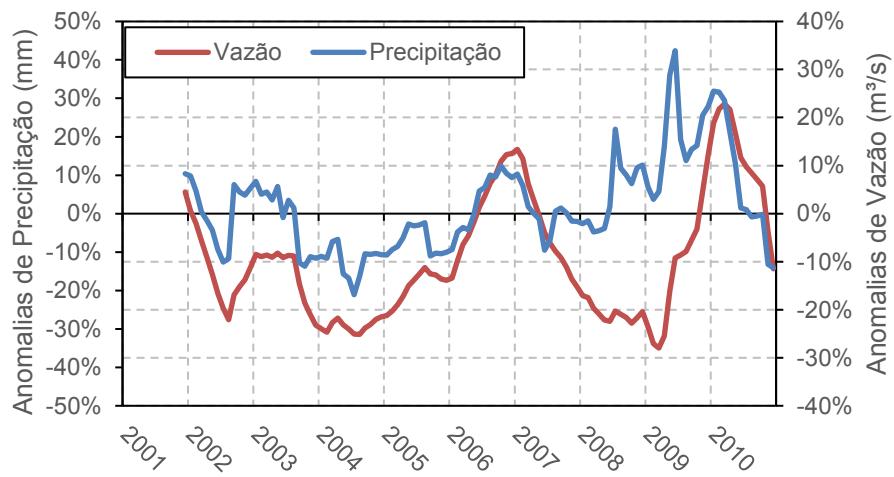
Médias Móveis de 1 Ano - DESM100



Médias Móveis de 1 Ano - DESM15



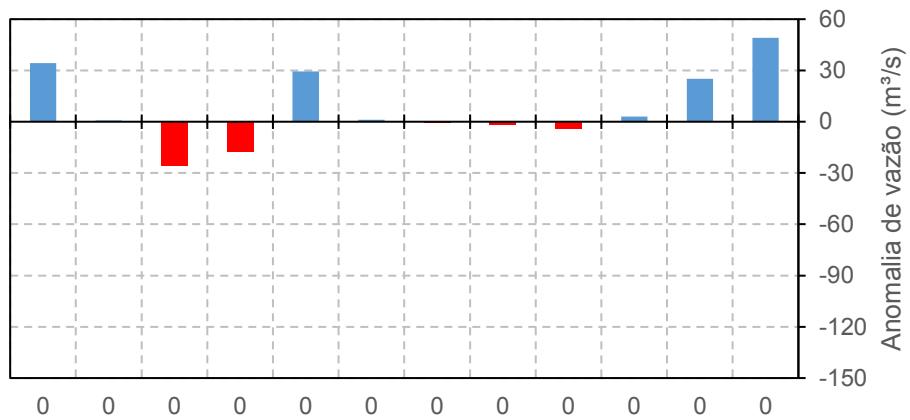
Médias Móveis de 1 Ano - DESM50



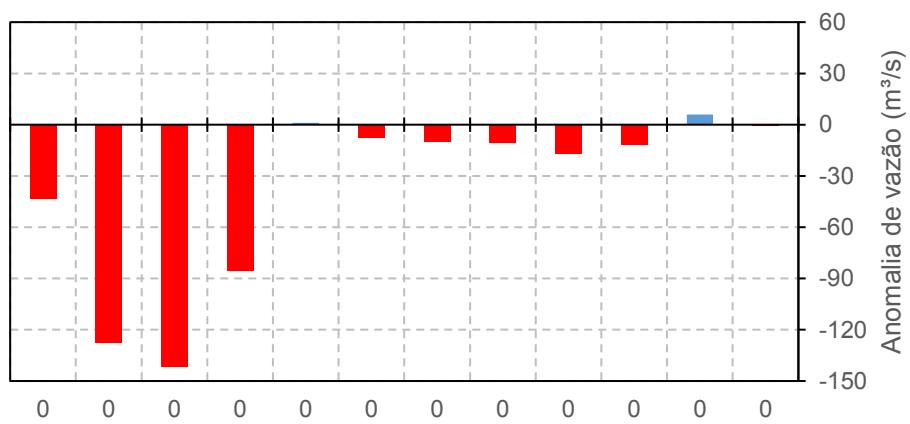
Médias Móveis de 1 Ano - DESM100



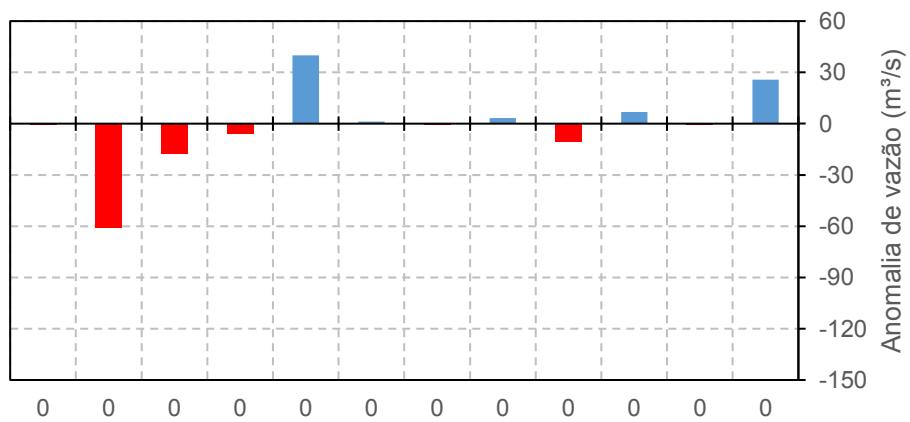
Médias mensais de 10 anos - DESM15



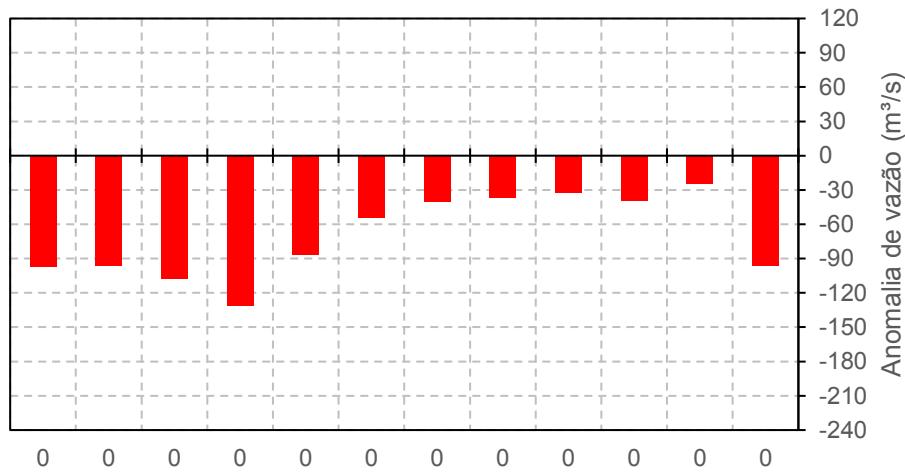
Médias mensais de 10 anos - DESM50



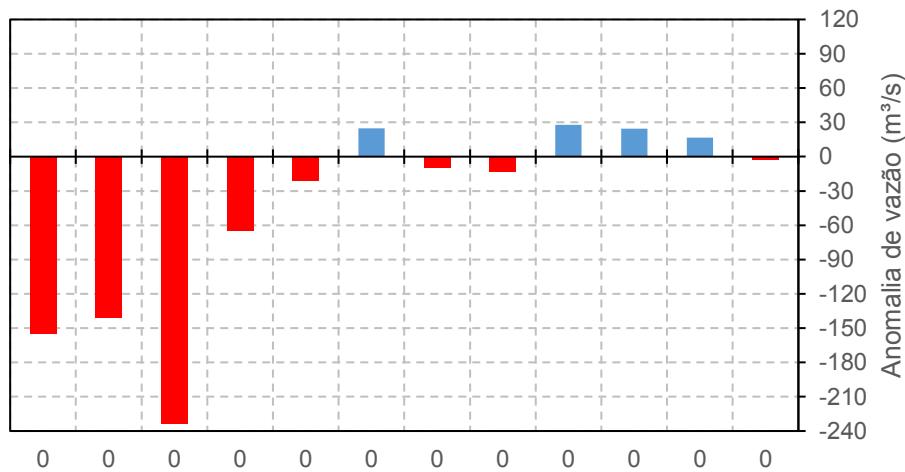
Médias mensais de 10 anos - DESM100



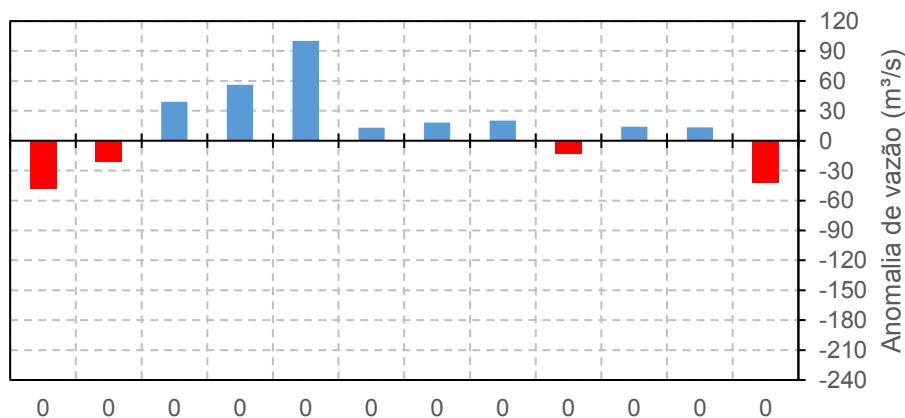
Médias mensais de 2 anos - DESM15

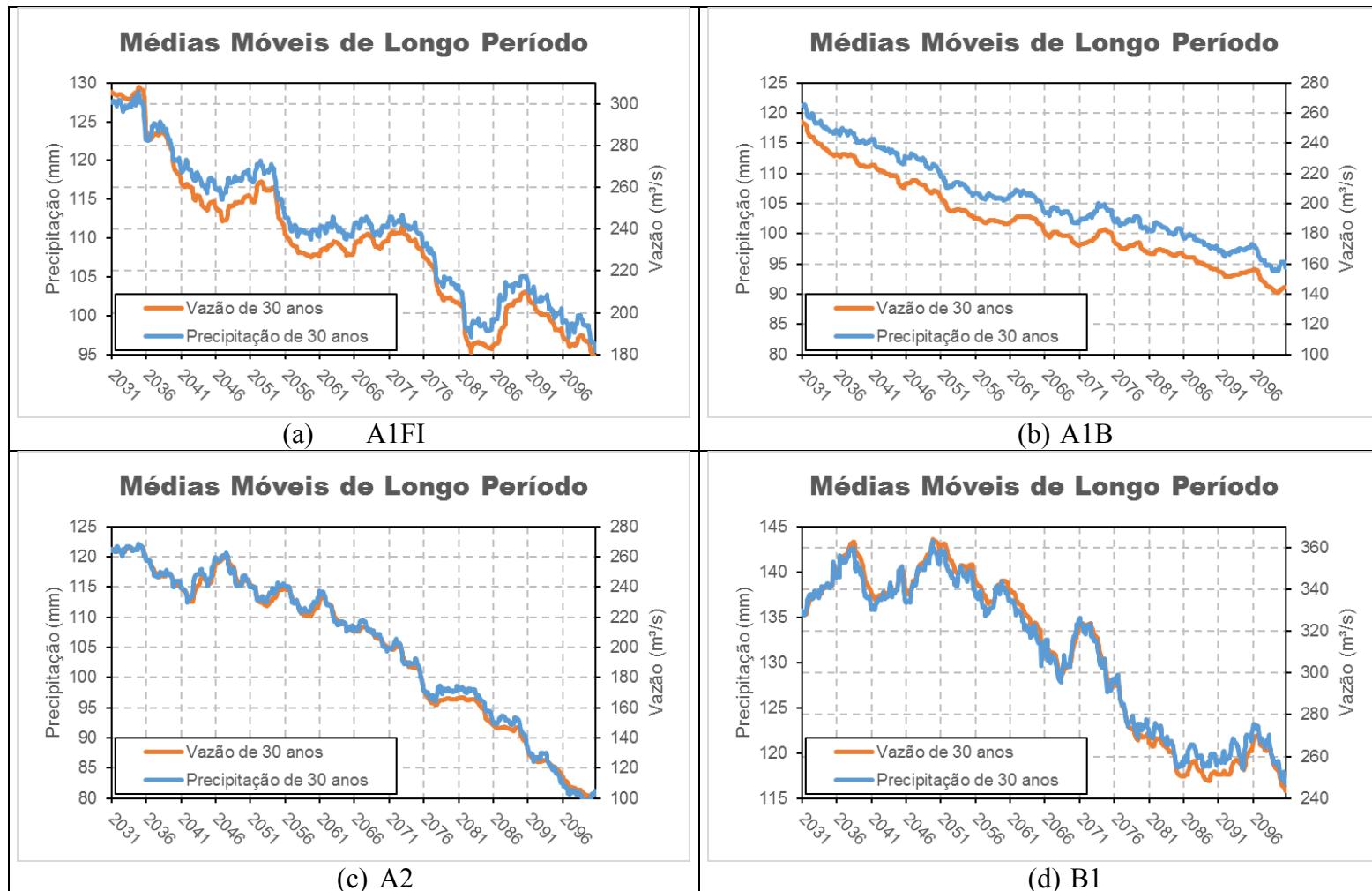


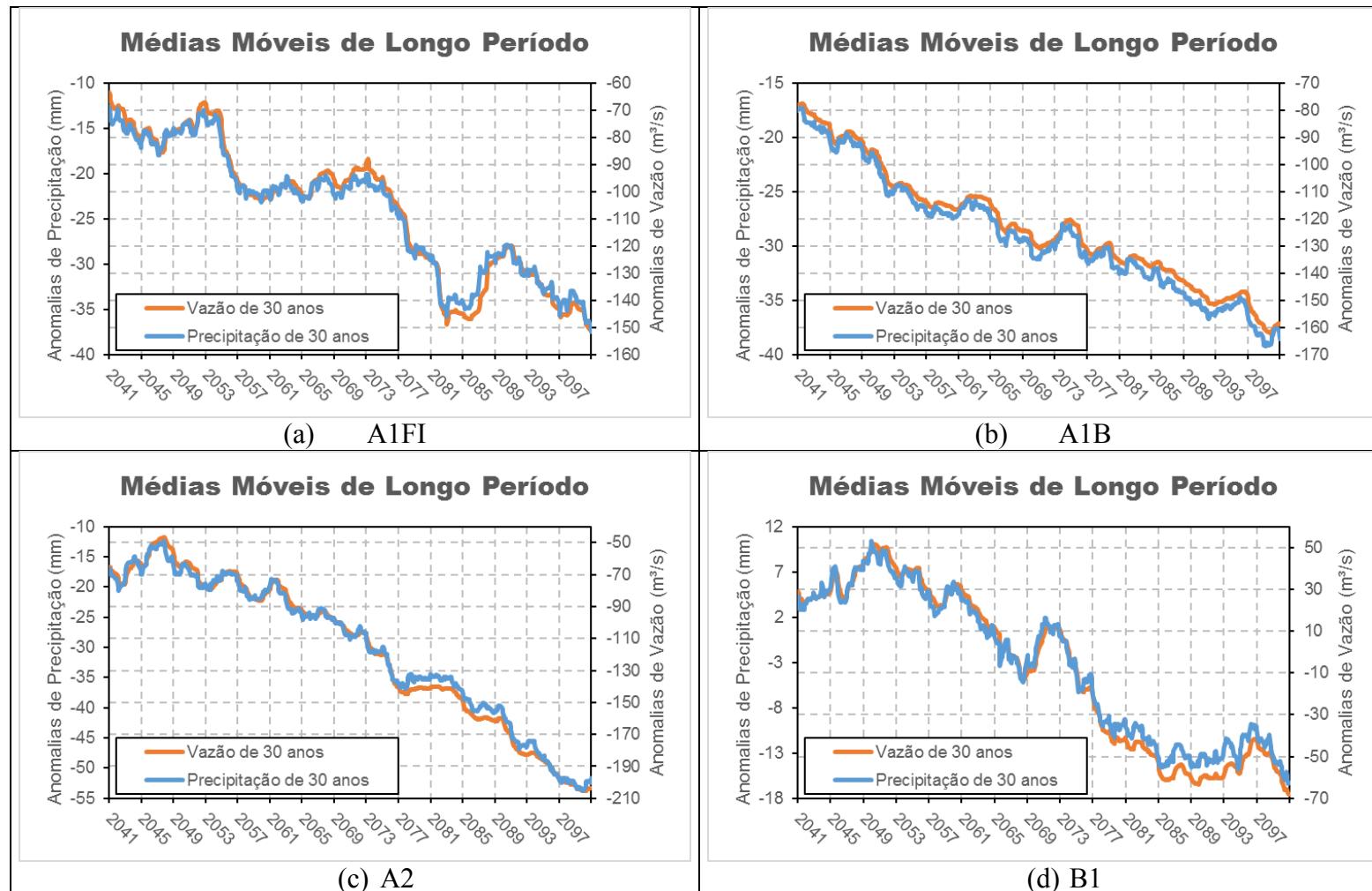
Médias mensais de 2 anos - DESM50

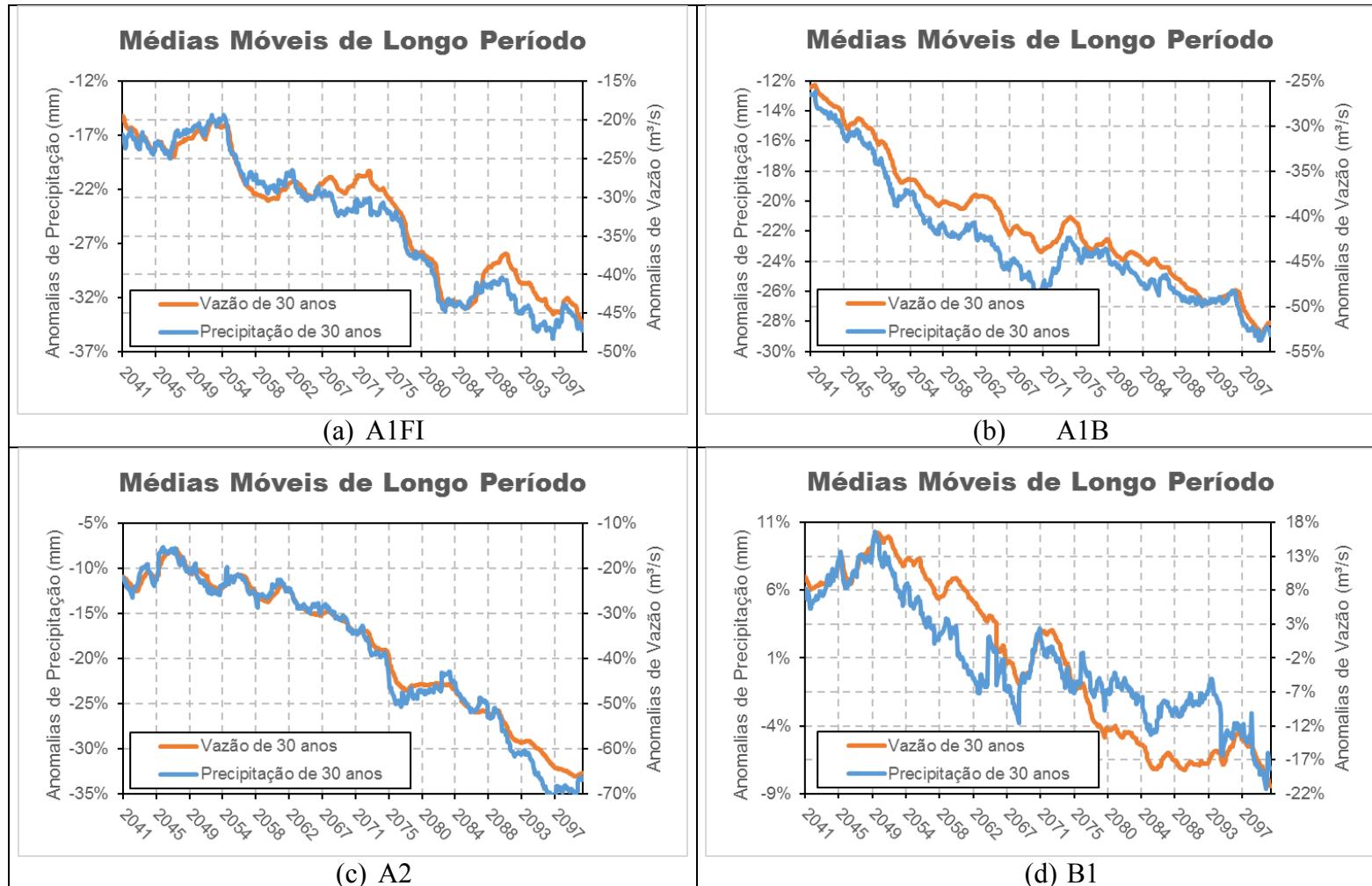


Médias mensais de 2 anos - DESM100

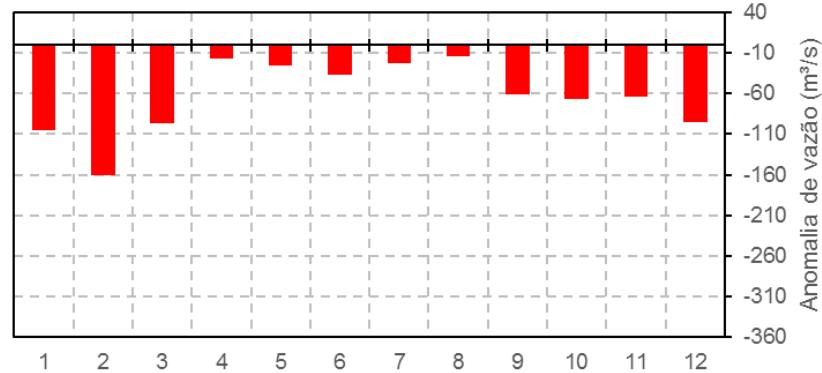






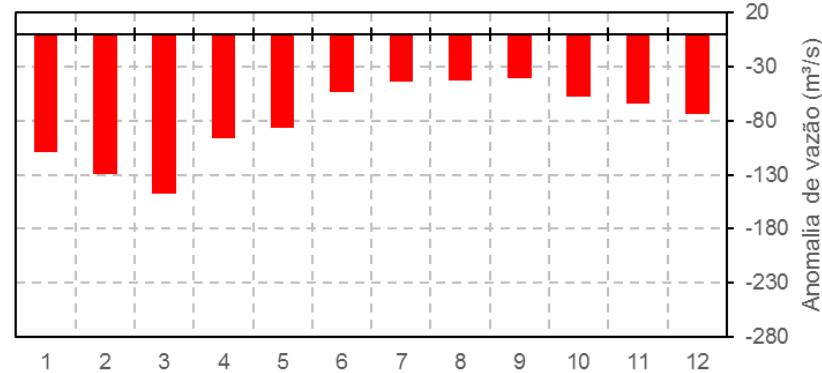


**Médias mensais de 30 anos -
2011/2040**



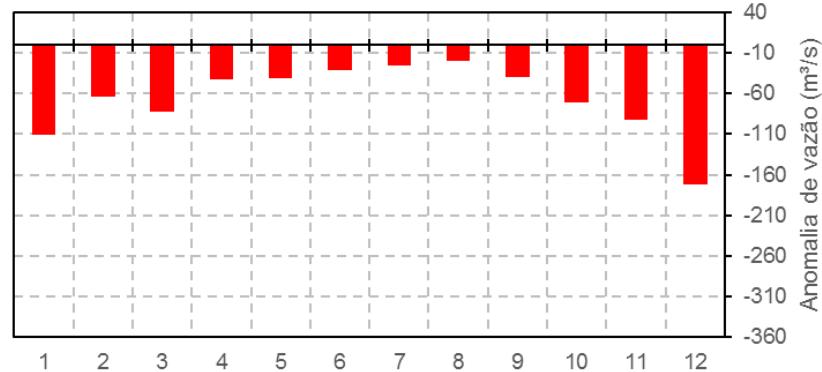
(a) A1FI

**Médias mensais de 30 anos -
2011/2040**



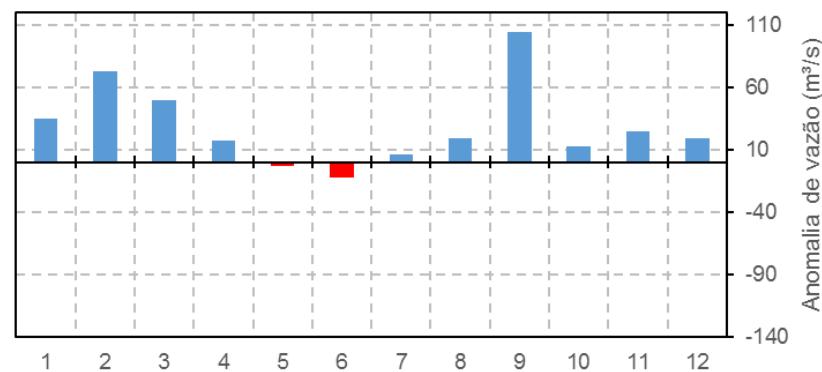
(b) A1B

**Médias mensais de 30 anos -
2011/2040**



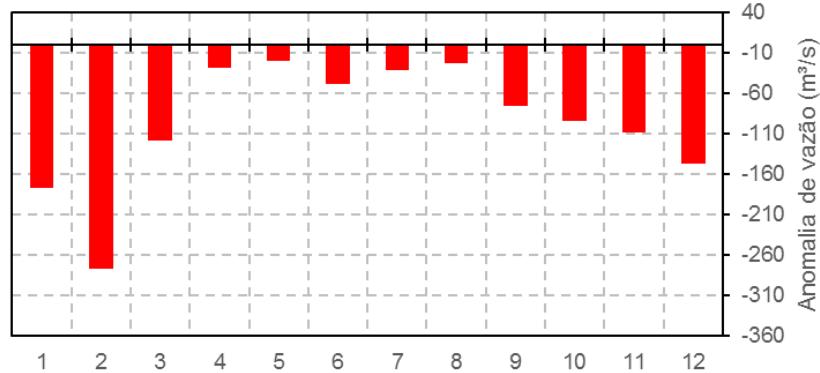
(c) A2

**Médias mensais de 30 anos -
2011/2040**



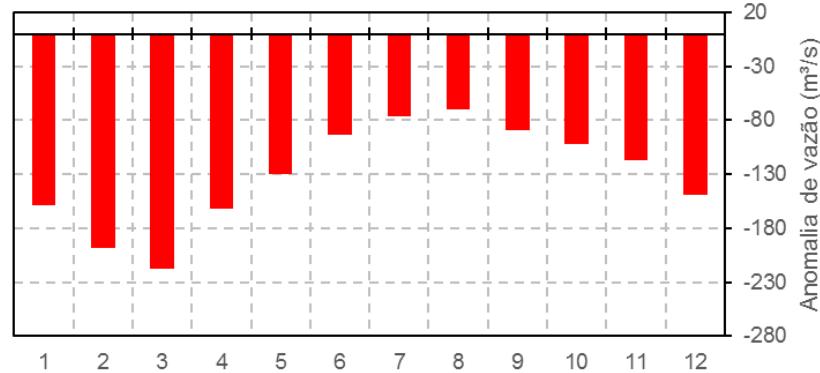
(d) B1

**Médias mensais de 30 anos -
2041/2070**



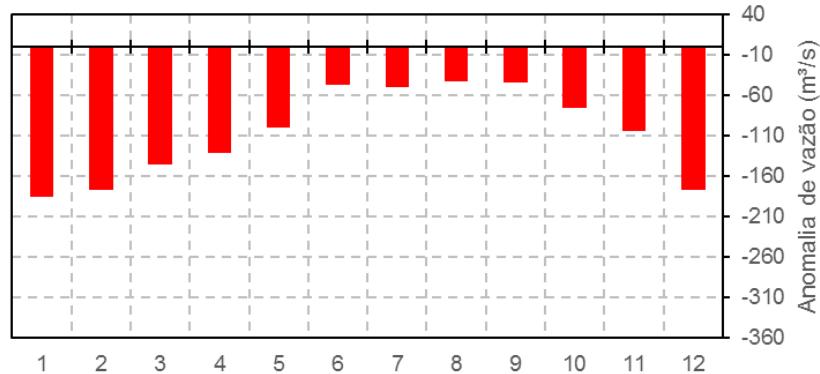
(a) A1FI

**Médias mensais de 30 anos -
2041/2070**



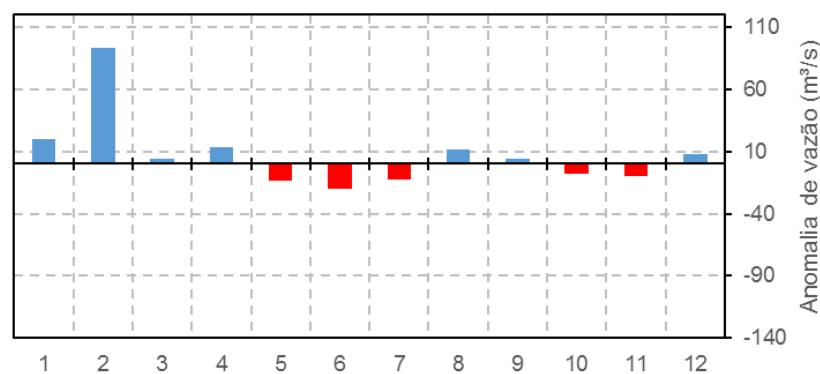
(b) A1B

**Médias mensais de 30 anos -
2041/2070**

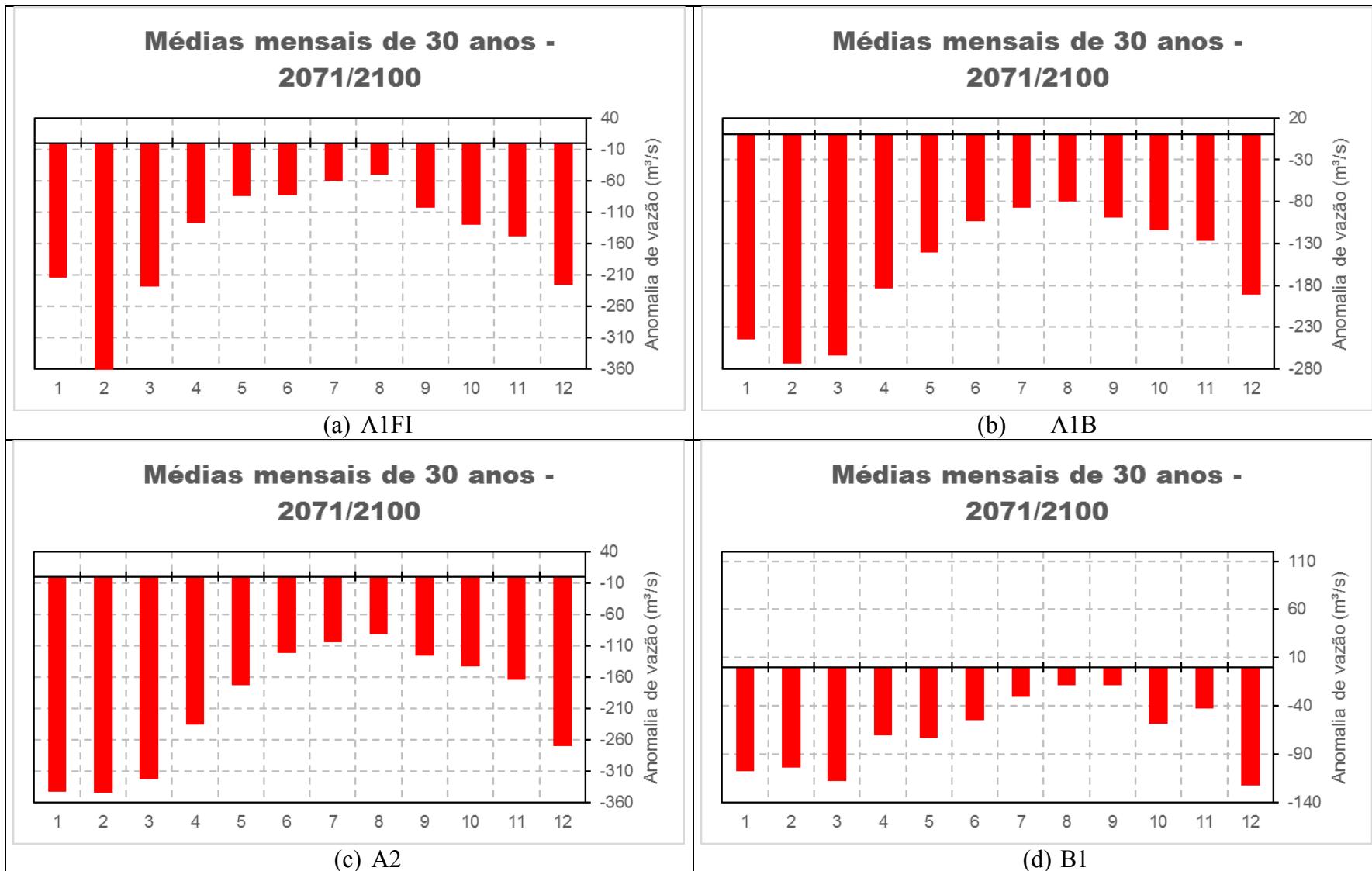


(c) A2

**Médias mensais de 30 anos -
2041/2070**



(d) B1



ANEXO B – DADOS COMPLEMENTARES (EM CD-ROM)