Davi de Carvalho Diniz Melo

**Propagação de secas na bacia do Rio Paraná:
do evento climático ao impacto hidrológico**

VERSÃO CORRIGIDA

São Carlos

2017

Davi de Carvalho Diniz Melo

**Propagação de secas na bacia do Rio Paraná: do evento
climático ao impacto hidrológico**

Tese apresentada à Escola de Engenharia de
São Carlos como parte dos requisitos para a
obtenção do título de DOUTOR em Ciências:
Engenharia Hidráulica e Saneamento.

Orientador: Prof. Tit. Edson C. Wendland

VERSÃO CORRIGIDA

São Carlos

2017

AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO,
POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS
DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

D528p de Carvalho Diniz Melo, Davi
Propagação de secas na bacia do Rio Paraná: do
evento climático ao impacto hidrológico / Davi de
Carvalho Diniz Melo; orientador Edson Cezar Wendland.
São Carlos, 2017.

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Hidráulica e Saneamento e Área de
Concentração em Hidráulica e Saneamento -- Escola de
Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo,
2017.

1. missão GRACE. 2. GLDAS. 3. sensoriamento remoto.
4. seca hidrológica. 5. agrupamento hierárquico. I.
Título.

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Engenheiro **DAVI DE CARVALHO DINIZ MELO**.

Título da tese: "Propagação de secas na bacia do Rio Paraná: do evento climático a impacto hidrológico".

Data da defesa: 26/04/2017.

Comissão Julgadora:

Prof. Titular **Edson Cezar Wendland (Orientador)**
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Prof. Titular **Mario Thadeu Leme de Barros**
(Escola Politécnica/EP-USP)

Prof. Associado **Rodrigo de Melo Porto**
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Prof. Dr. **Otto Corrêa Rotunno Filho**
(Universidade Federal do Rio de Janeiro/UFRJ)

Dr. **Augusto Cesar Vieira Getirana**
(University of Maryland)

Resultado:

Aprovado

Aprovado

Aprovado

Aprovado

Aprovado

Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica e Saneamento:

Profa. Associada **Maria Bernadete A. Varesche Silva**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:

Prof. Associado **Luís Fernando Costa Alberto**

Dedico ao meu filho Levi

Agradecimentos

Agradeço à Deus por me capacitar para enfrentar esse desafio profissional. A Ele, toda honra e glória.

À minha família, Débora e Levi, por me lembrarem diariamente as coisas que realmente importam.

Aos meus familiares pelo apoio financeiro e incentivo. Cabe registrar aqui um agradecimento especial à minha tia Ester, de quem tenho contado com apoio desde o tempo em que era estudante de Eng. Civil na UFPB.

Ao meu orientador, Dr. Edson W., por mais uma vez confiar no meu trabalho e abrir as portas necessárias pra que esse trabalho se materializasse.

To my supervisor in Texas, Dra. Bridget Scanlon, my most sincere gratitude for your guidance and our productive discussions.

Aos amigos que fiz nessa jornada de 6 anos na USP/São Carlos e na IPSC.

Aos funcionários do SHS pelos serviços prestados e carisma.

*“Não existe triunfo sem perda,
não há vitória sem sofrimento,
não há liberdade sem sacrifício”*

(JRR Tolkien, O Senhor dos Anéis: O Retorno do Rei)

Resumo

Desastres naturais (secas, enchentes, etc) têm resultado em perdas humanas e grandes prejuízos financeiros em diversos lugares do mundo. Os recentes períodos de seca ocorridos na região sudeste do Brasil mostraram a importância de se dispor de estratégias de mitigação dos efeitos decorrentes desses eventos extremos. Um pré-requisito para prever impactos desses eventos no futuro, é compreender como os mesmos ocorreram no passado, caracterizando-os espacial e temporalmente. Diante do exposto, o objetivo deste trabalho é quantificar os impactos regionais no sistema hidrológico causados por eventos extremos e identificar conexões entre as secas meteorológicas e hidrológicas, usando a bacia do rio Paraná como estudo de caso. Para tanto, foram identificados e caracterizados os principais eventos de seca ocorridos entre 1995 e 2015, analisaram-se as perdas de água nos componentes do balanço hídrico e no armazenamento total de água. Foram utilizados dados de sensoriamento remoto, incluindo medições da missão GRACE de anomalias no armazenamento total de água terrestre (TWSA), e estimativas de precipitação e evapotranspiração pelos satélites TRMM e MODIS, respectivamente. Simulações de modelos globais de assimilação de dados de superfície terrestre forneceram estimativas de escoamento superficial e umidade do solo. Foram coletados dados de 37 reservatórios para quantificar as perdas de água no armazenamento em terra. Os resultados mostram que o TWSA diminuiu $150 \pm 50 \text{ km}^3$ entre 2011 e 2015 na bacia do rio Paraná, o armazenamento dos reservatórios diminuiu 30 % em relação à capacidade máxima do sistema com taxas de -17 a $-25 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ durante as secas. Foram identificados seis grupos de reservatórios cujas respostas são variáveis de acordo com tipo de forçante (natural ou antropogênica) de maior controle. A análise dos tempos de resposta do sistema hidrológico sugere um tempo de até ≈ 6 meses para que medidas de combate às secas sejam tomadas. Este estudo ressalta as vantagens do uso combinado de dados de diferentes fontes em estudos regionais.

Palavras-chave: missão GRACE, GLDAS, sensoriamento remoto, seca hidrológica, agrupamento hierárquico.

Abstract

Natural disasters have caused major economics and human losses globally. Recent droughts over Southeast Brazil underscored the importance of having mitigation strategies to fight the effects from extreme events and a prerequisite to anticipate the impacts from future events is an understanding of past droughts by means of spatial and temporal characterization. The objective of this study is to quantify regional impacts of extreme events on the hydrological system and identify linkages between meteorological and hydrological droughts. To this end, major droughts events between 1995 and 2015 were identified and characterized. Depletion in total water storage (TWS) and main components of the water budget were analyzed. Simulated soil moisture and runoff from land surface models and remote sensing data were used, including measurements of TWS anomalies (TWSA) data from GRACE mission, rainfall and evapotranspiration estimates from TRMM and MODIS satellites, respectively. To quantify reservoir storage depletion, data from 37 reservoirs were collected. Results show that TWSA declined by $150 \pm 50 \text{ km}^3$ between 2011 and 2015 in the Paraná basin; and reservoir storage decreased 30 % relative to the system's maximum capacity, with negative trends ranging from -17 to $-25 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ during the droughts. Six groups of reservoirs were identified whose response vary according to the main forcing type: human and/or natural controls. Analysis of the system's time lag responses indicated a 6 month window during which actions could be taken to combat the drought impacts. This study emphasizes the importance of integrating remote sensing, modelling and monitoring data to evaluate droughts and develop a comprehensive understanding of the linkages between meteorological and hydrological droughts for future management.

Key-words: GRACE mission, GLDAS, remote sensing, hydrological drought, hierarchical clustering

Lista de ilustrações

Figura 1 – Área de estudo: bacia do rio Paraná	41
Figura 2 – Geração e demanda de eletricidade na região sudeste (SE).	43
Figura 3 – Alocação de água na bacia do rio Paraná	45
Figura 4 – Tipos de secas	47
Figura 5 – Desenho esquemático do campo gravitacional terrestre (g_r), potencial gravitacional (Φ_r) e força gravitacional sobre um corpo de massa m_2	56
Figura 6 – Geometria de um tesseróide esférico	57
Figura 7 – Harmônico esférico tesserá de grau 8 e ordem 7	58
Figura 8 – Distribuição global de massa no sistema terrestre	59
Figura 9 – Esquema da configuração de vôo da missão GRACE	61
Figura 10 – Imagem da superfície lunar antes e depois do destriping	62
Figura 11 – Fluxograma do projeto de pesquisa	66
Figura 12 – Precipitação média anual e postos pluviométricos do Brasil	69
Figura 13 – Mapa altimétrico do Brasil	71
Figura 14 – Gráficos de dispersão $Z(x)$ vs $Z(x + d)$	74
Figura 15 – Relação entre semi-variograma e covariância. Fonte: modificado de www.people.ku.edu/	75
Figura 16 – Função seno com ciclo anual ($n=1$) e semi-anual ($n=2$).	78
Figura 17 – Exemplo de agrupamento de 5 elementos aleatórios e árvore hierárquica resultante.	79
Figura 18 – Transformada wavelet de Daubechies de ordem 5 (db5)	80
Figura 19 – Métricas espacializadas da avaliação do TMPA 3B42 V6 e V7	83
Figura 20 – Semivariograma da precipitação anual na região norte.	85
Figura 21 – Relação entre densidade de postos e d_r	85
Figura 22 – Métricas diárias da avaliação do TMPA 3B42 V6 e V7	87
Figura 23 – Gráficos de dispersão entre o TMPA e GBGR	88
Figura 24 – Resultados mensais da avaliação do TMPA 3B43: distribuição espacial de $EAM/\overline{O}$ (à esquerda) e das diferenças entre as versões 3B43 e 3B42 V7 do índice de concordância refinado (à direita).	90
Figura 25 – Diferença mensal entre o SPI calculado com dados do 3B43 após (SPI_{cv}) e antes (SPI_{3B43}) de correção de viés. No eixo das ordenadas, $dSPI = SPI_{cv} - SPI_{3B43}$	92
Figura 26 – Séries temporais dos componentes hidrológicos	93
Figura 27 – Anomalia em relação à precipitação média de 1982–2015 para os 20 anos hidrológicos analisados.	94
Figura 28 – Tendências espaciais de TWSA	96

Figura 29 – Tendências em TWSA	97
Figura 30 – Anomalia de TWS, SMS e RESS	98
Figura 31 – Hidrógrafas obtidas de poços perfurados na bacia do Paraná	99
Figura 32 – Tendências SMS	99
Figura 33 – Tendências de curto prazo em RESS	100
Figura 34 – Tendências individuais no RESS–maio/1997 a abril/2001	102
Figura 35 – Tendências individuais no RESS–abril/2001 a jun/2004	103
Figura 36 – Tendências individuais no RESS–maio/2011 a maio/2015	104
Figura 37 – Dendrograma da árvore hierárquica	105
Figura 38 – Séries temporais dos grupos	105
Figura 39 – Subdivisão do grupo 1 em dois subgrupos	106
Figura 40 – Exemplo de um reservatório típico do G1	108
Figura 41 – Variações espaciais e tendências de ET	111
Figura 42 – Propagação da seca através do sistema hidrológico	113
Figura 43 – Variação espacial de SPI e SDI	114
Figura 44 – Tempos de resposta do sistema equivalente	115
Figura 45 – Tempos de resposta: caso particular da UHE Furnas	118
Figura 46 – Tempos de resposta do sistema equivalente	119
Figura 47 – Mapas de pedologia e declividade	121
Figura 48 – Séries temporais de SPI obtidas a partir do GBGR+TMPA (SPI-TMPA-2013-2015), e com dados de chuva GLDAS. O SPI-TMPA-2013-2015 foi obtido usando o GBGR (1980–2013) e dados corrigidos do TMPA 3B43, de 2013 a 2015. Em vermelho, no gráfico de dispersão, plota-se a linha 1:1.	158
Figura 49 – Precipitação média sazonal: GBGR e TMPA 3B42 V6 e V7	160
Figura 50 – Desvio padrão da precipitação sazonal no Brasil	161
Figura 51 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: Usina hidrelétrica (UHE) de Água Vermelha	164
Figura 52 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Barra Bonita	165
Figura 53 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: Billings	166
Figura 54 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Camargos	167
Figura 55 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Corumbá I	168
Figura 56 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Emborcação	169
Figura 57 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Funil	170
Figura 58 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Furnas	171
Figura 59 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Itumbiara	172
Figura 60 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Marimbondo	173
Figura 61 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Nova Ponte	174

Figura 62 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Porto Colômbia	175
Figura 63 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Promissão	176
Figura 64 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE São Simão	177
Figura 65 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Três Marias	178
Figura 66 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Bariri . .	179
Figura 67 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Ibitinga .	180
Figura 68 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Jaguará .	181
Figura 69 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Jupia . .	182
Figura 70 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Volta Grande	183
Figura 71 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Capivara	184
Figura 72 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Chavantes	185
Figura 73 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Jurumirim	186
Figura 74 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Salto Santiago	187
Figura 75 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Ilha Solteira	188
Figura 76 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Itaipu . .	189
Figura 77 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE M. M. Moraes	190
Figura 78 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Nova Avanhandava	191
Figura 79 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Salto Osório	192
Figura 80 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Três Irmãos	193
Figura 81 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Cachoeira Dourada	194
Figura 82 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Miranda	195
Figura 83 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Rosana .	196
Figura 84 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Taquaraçu	197
Figura 85 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Jaguari .	198
Figura 86 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Paraibuna	199
Figura 87 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: Sistema Cantareira	200

Lista de tabelas

Tabela 1	–	Exemplos de aplicações de sensoriamento remoto na hidrologia	51
Tabela 2	–	Estudos relacionados ao TRMM no Brasil	52
Tabela 3	–	Informações gerais sobre os reservatórios analisados	70
Tabela 4	–	Métricas de desempenho da análise sazonal do TMPA 3B42 V7	89
Tabela 5	–	Métricas de desempenho da análise sazonal do TMPA 3B43 V7	91
Tabela 6	–	Análise de tendência para cada reservatório	101

Lista de abreviaturas e siglas

ANA	Agência Nacional de Águas
BRP	Bacia do Rio Paraná
CGT	Campo gravitacional terrestre
EAM	Erro absoluto médio
ET	Evapotranspiração
GBGR	Ground-based Gridded Rainfall
GLDAS	Global Land Data Assimilation System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
LSM	Land Surface Model (modelo de superfície terrestre)
MCD	Máxima distância entre <i>clusters</i>
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
ONS	Operador Nacional do Sistema Elétrico
RESS	Reservoir Storage (armazenamento nos reservatórioss)
RMSE	Raiz do erro quadrático médio
SDI	Streamflow Drought Index
SIN	Sistema Interligado Nacional
SMS	Soil Moisture Storage (armazenamento de água no solo)
SPI	Standardized Precipitation Index
TMPA	TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TWSA	Total Water Storage Anomaly
UHE	Usina hidrelétrica

Lista de símbolos

d_r	Índice de concordância refinado
F_G	Força gravitacional
$\vec{g}$	Campo gravitacional terrestre
Φ	Potencial gravitacional
ψ	Função wavelet “mãe”
U_S	Índice estatístico do teste de Mann-Whitney

Sumário

Table of Contents	25
1 INTRODUÇÃO	29
1.1 Contextualização	29
1.1.1 Eventos extremos	29
1.1.2 Estado da Arte	31
1.1.2.1 Evolução dos Estudos Hidrológicos	31
1.1.2.2 Sensoriamento Remoto e Hidrologia	32
1.1.2.3 Modelagem e Assimilação de Dados	33
1.1.2.4 Implicações para o estudo de secas	34
1.2 Contribuição científica	36
1.3 Escopo da tese	37
2 OBJETIVO GERAL	39
2.1 Metas específicas	39
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	41
3.1 Área de Estudo	41
3.1.1 Geração hidrelétrica	42
3.1.2 Demanda hídrica	44
3.2 Processos Hidro-meteorológicos	46
3.2.1 Eventos meteorológicos extremos	46
3.2.1.1 Secas	46
3.2.1.2 Indicadores de secas	48
3.2.2 Avaliação de respostas hidrológicas	49
3.3 Sensoriamento remoto aplicado a recursos hídricos	50
3.3.1 Precipitação	50
3.3.2 Evapotranspiração	52
3.3.3 Umidade do solo	54
3.3.4 Armazenamento total de água	54
3.3.4.1 Campo gravitacional, potencial gravitacional e harmônicos esféricos	55
3.3.4.2 Alterações no campo gravitacional terrestre	58
3.3.4.3 A missão GRACE	60
3.4 Global Land Data Assimilation Systems (GLDAS)	63
4 MATERIAIS E MÉTODOS	65
4.1 Dados	65

4.1.1	Precipitação	65
4.1.2	Evapotranspiração	67
4.1.3	SMS e R_{off}	67
4.1.4	Águas subterrâneas	67
4.1.5	Armazenamento total de água–TWS	68
4.1.6	RESS	68
4.2	Validação do TMPA 3B42V6 e V7	69
4.2.1	Dados gerais	69
4.2.2	Análises	72
4.2.3	Semivariogramas	73
4.3	Respostas hidrológicas	75
4.3.1	Indicadores de secas	75
4.3.2	Quantificação dos impactos no sistema hidrológico	76
4.3.2.1	Teste U de Mann-Whitney (U-MW)	76
4.3.2.2	Teste de Mann-Kendall	76
4.3.3	Processamento dos sinais	77
4.3.4	Análise de grupos	79
4.4	Tempos de resposta	81
5	RESULTADOS	83
5.1	Validação do TMPA	83
5.1.1	Análise temporal e espacial em escala de pixel - 3B42	83
5.1.1.1	Análise mensal	83
5.1.1.2	Análise diária	86
5.1.2	Análise sazonal e regional - 3B42	86
5.1.2.1	Análise sazonal e regional mensal	87
5.1.3	Avaliação do 3B43	89
5.2	Respostas hidrológicas	91
5.2.1	Secas meteorológicas	91
5.2.2	Armazenamento total de água e componentes de armazenamento	95
5.2.2.1	Sistema de reservatórios	98
5.2.3	Análise de grupos	101
5.2.3.1	Controle natural	107
5.2.3.2	Controle antropogênico	108
5.2.3.3	Controle natural e antropogênico	109
5.3	Propagação da seca através do sistema	109
5.3.1	Tempos de resposta	113
5.3.1.1	Sistema equivalente	114
5.3.1.2	UHE de Furnas	116
5.3.1.3	Possíveis fatores que influem nos tempos de resposta	119

6	ANÁLISE FINAL E CONCLUSÕES	123
6.1	Validação do TMPA: Sumário e Limitações	124
6.2	Respostas hidrológicas: Sumário e Limitações	125
6.3	Propagação de secas: Sumário e Limitações	126
6.4	Comentários finais	128
	Referências	131
	APÊNDICES	155
	APÊNDICE A – PRECIPITAÇÃO DO GLDAS	157
	APÊNDICE B – COMPARAÇÃO DOS PADRÕES DE PRECIPITAÇÃO: GBGR VS. TMPA	159
	APÊNDICE C – RESPOSTAS INDIVIDUAIS DOS RESERVATÓRIOS	163
C.0.1	Grupo 1	163
C.0.2	Group 2	164
C.0.3	Group 3	165
C.0.4	Group 4	166
C.0.5	Group 5	167
C.0.6	Group 6	168

1 Introdução

1.1 Contextualização

1.1.1 Eventos extremos

Eventos meteorológicos extremos são grandes causadores de catástrofes envolvendo os seres humanos. Somente na América do Sul, entre 1970 e 2012, registraram-se 696 desastres naturais, com prejuízo total estimado em US\$ 70 bilhões (OBASI, 1994). Deste total, 23 % (US\$ 16,5 bilhões) foram decorrentes de eventos de secas. Durante esse mesmo período, as secas foram responsáveis por 35 % das mortes relacionadas a desastres naturais mundialmente, com maior parte dos prejuízos em países em desenvolvimento (OBASI, 1994).

As secas ou estiagens extremas não podem ser evitadas, apenas mitigadas, uma vez que sua ocorrência é resultado da variabilidade natural climática. Fenômenos atmosférico-oceânicos, como o El Niño Oscilação Sul (ENOS), são causadores, por exemplo, de alterações climáticas locais e regionais, alterando os padrões de vento e regimes pluviométricos (MARENGO et al., 2013). O fenômeno La Niña, por exemplo, foi identificado como causador de condições úmidas extremas na Amazônia em 2012 (MARENGO et al., 2013). Paralelamente, o nordeste brasileiro experimentava uma das secas mais severas dos últimos 50 anos (MARENGO et al., 2013).

Essas duas regiões (Amazônia e Nordeste) são, provavelmente, as mais estudadas no que se refere ao tema das secas (ZENG et al., 2008; CHEN et al., 2009; PHILLIPS et al., 2009; FRAPPART et al., 2012; HASTENRATH; GREISCHAR, 1993; ROSENDO, 2014; MARENGO et al., 2013). As secas na Amazônia são geralmente associadas ao ENOS, sendo capazes de causar estresse em florestas nativas e serem responsáveis por elevadas taxas de mortalidade de árvores (WILLIAMSON et al., 2000). Como consequência do processo de decomposição das árvores mortas e do aumento da transpiração das plantas diante do aumento da temperatura causada pela seca, ocorre um aumento da taxa de emissão de carbono para a atmosfera (LAURANCE; WILLIAMSON, 2001; LEWIS et al., 2011). Outra grave consequência da ocorrência de secas é a tendência de aumento da frequência de incêndios, causando a destruição, inclusive, de florestas intactas (ZENG et al., 2008).

O semi-árido é uma região naturalmente afetada por baixos índices pluviométricos. Especificamente no caso do semi-árido brasileiro, onde a pluviometria é inferior a 800 mm ano^{-1} , uma parte dos eventos de seca estiveram relacionadas com o ENOS (21 casos, entre 1849 e 1992), enquanto outros foram causados por anomalias na posição da

Zona de Convergência Intertropical sobre o Atlântico (KANE, 1997; GIANNINI; SARAVANAN; CHANG, 2004; COELHO et al., 2016). Diferentemente dos impactos relatados para a região Amazônica, a gravidade das implicações das secas no semi-árido nordestino são, principalmente, de cunho social, uma vez que a baixa disponibilidade hídrica natural atua contra o desenvolvimento da região. Como bem observou Marengo (2008), os efeitos sociais são ainda mais prejudicados pela “lacuna de sistemas eficientes para o armazenamento da água”.

Dois grandes eventos de seca lembraram, no entanto, o quanto outra região do Brasil é suscetível a esses eventos. A região Sudeste foi atingida por duas grandes secas desde o final do século XX, afetando 60 milhões de pessoas. No início dos anos 2000, o Brasil deparou-se com uma grave crise energética, resultante dos baixos índices pluviométricos que impossibilitaram o enchimento necessário dos reservatórios das usinas hidrelétricas.

Apesar da situação crítica experimentada no início do século XXI, a região Sudeste não estava preparada para outro evento extremo semelhante. Na crise hídrica causada pela seca de 2013/2014, 133 municípios (28 milhões de pessoas) do sudeste sofreram com o risco iminente da falta de água (LOBEL et al., 2014). Foram necessárias medidas críticas por parte do governo do Estado de São Paulo, para combater os efeitos da seca. Como resultado, foi consumido todo o volume útil armazenado no principal sistema de abastecimento (Cantareira) da maior metrópole brasileira.

Além dos impactos sobre o abastecimento público, as secas também comprometem outros setores, como o agrícola e a geração hidrelétrica (HELMER; HILHORST, 2006; LIMA; LALL, 2010). Isto é particularmente crítico para a bacia do rio Paraná (seção 3.1, pag. 41), produtora de $\approx 65\%$ da eletricidade consumida no país (www.ons.org.br).

Esses fatos levam a alguns questionamentos relacionados a um estado de preparação¹ que teria amortizado os impactos da seca, poupando a sociedade de situações críticas revividas em 2014. Quais medidas operacionais poderiam ter sido adotadas? A diversificação das fontes de abastecimento seria uma solução? Essas e outras perguntas, embora necessárias, requerem uma compreensão adequada dos processos hidrológicos que ali ocorrem.

Em suma, a preparação para secas vindouras pressupõe a previsão dos impactos futuros que, por sua vez, dependem da compreensão de como tais eventos ocorreram no passado. Essa compreensão inclui a caracterização do evento de seca, quantificação dos impactos sobre os processos hidrológicos e atividades humanas, e identificação de fatores (naturais ou antrópicos) que interferiram, positiva ou negativamente, nesse processo. Conforme será detalhado mais adiante, a esse processo dá-se o nome de propagação da

¹ No inglês, costuma-se adotar o termo *preparedness* para designar esse estado de prevenção ou preparação para uma situação desafiadora

seca, que se origina nos déficits pluviométricos e culmina nos impactos sobre a sociedade, afetando o fornecimento de bens e serviços. A seguir, são revisados os métodos, técnicas e dados que têm possibilitado aprofundar essa compreensão da relação entre o sistema hidrológico e as secas.

1.1.2 Estado da Arte

1.1.2.1 Evolução dos Estudos Hidrológicos

O interesse do homem pela hidrologia não é recente. A História mostra que os povos antigos já tinham noção, embora empírica, dos processos hidrológicos. Ainda hoje é possível encontrar obras hidráulicas praticamente intactas, como os aquedutos construídos pelo império romano. Há registros que datam de 4000 A.C. de barramentos no rio Nilo para melhorar a produtividade agrícola, e de construções de proteção contra enchentes pelos povos da Mesopotâmia (<http://www.waterencyclopedia.com>).

Ao longo dos séculos, a hidrologia foi evoluindo aos poucos até que as variáveis hidrológicas comesçassem a ser quantificadas no século XVII. Com o Iluminismo (século XVIII), a hidrologia como ciência moderna começou a tomar forma com as descobertas de personagens como Pierre Perrault, Daniel Bernoulli e Henri Pitot. Aproximadamente 100 anos depois das contribuições mencionadas, as descobertas de Henry Darcy e Jean Poiseuille impulsionaram a expansão da hidrologia para o ambiente subterrâneo. É no final desse século que surgem os primeiros estudos voltados para o tema das secas (DAVY, 1861; BRODIE, 1894).

No século XX, surgem as agências governamentais com seus programas de pesquisa e a hidrologia empírica abre espaço para formulações físicas que tentam explicar alguns processos hidrológicos. São publicados os estudos clássicos em hidrologia, como o artigo *The Role of infiltration in the hydrologic cycle* (HORTON, 1933). Em 1934, uma grande seca no centro-oeste dos Estados Unidos mostrou que havia uma deficiência de informações adequadas referentes à relação entre precipitação e os sistemas de abastecimento de água (BRODIE, 1894). Até meados do século XX, as medições em hidrologia eram pontuais, limitando os estudos de secas e a modelagem hidrológica a pequenas e médias escalas (LEWIS; BILHAM, 1939; BALDWIN-WISEMAN, 1942). A partir dos anos 50, os avanços tecnológicos mudariam essa realidade.

Após a 2ª Guerra Mundial (1939–1945), os radares passaram a ter uma utilidade não-militar. Na década de 50, estes dispositivos começam a ser usados para detectar e chuvas e tornados. Até os anos 80, os radares refletivos eram usados para medir a posição e intensidade da chuva. Ao final da década de 50, foi lançado o primeiro satélite americano, o Explorer 1, cuja missão era primariamente medir o nível de radiação na órbita terrestre (www.nasa.gov/missions/science/f-satellites). Não demorou muito para que o primeiro

satélite meteorológico (TIROS 1) fosse posto em órbita, o que ocorreu em junho de 1960. A partir de então, foram inúmeras missões, muitas das quais abriram um novo horizonte para os estudos hidrológicos de grande escala, por meio do atualmente conhecido Sensoriamento Remoto (SR).

1.1.2.2 Sensoriamento Remoto e Hidrologia

O SR possibilita a obtenção de dados em locais remotos e/ou com uma continuidade temporal que nem sempre é encontrada nos dados de terra. Por exemplo, [Getirana et al. \(2009\)](#) avaliaram o aproveitamento de dados altimétricos obtidos por sensoriamento remoto para ajudar no monitoramento de vazão em bacias pouco instrumentadas. [Silva \(2010\)](#) propôs uma metodologia de utilização dos dados de altimetria espacial dos satélites ENVISAT e ERS-2 para analisar a variabilidade espaço-temporal dos processos hidrológicos na bacia Amazônica. Erros de 12 a 42 cm foram reportados por [Silva et al. \(2010\)](#), ao analisar estimativas de nível de água geradas a partir de dados altimétricos de satélites nessa mesma bacia. Às vantagens mencionadas, soma-se a rapidez no acesso aos dados, o que os tornam úteis, inclusive, para finalidades que poderiam ser atingidas por meio de dados de terra. Por exemplo, embora existam dados de níveis de reservatórios medidos *in loco*, alguns estudos têm proposto realizar o monitoramento de forma remota ([GAO; BIRKETT; LETTENMAIER, 2012](#); [OKEOWO et al., 2017](#); [ZHANG; GAO; NAZ, 2014](#)).

Uma missão mais recente em relação a algumas das supracitadas é a dos satélites gêmeos GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), lançados em abril de 2002 com o objetivo de medir as mudanças no campo gravitacional terrestre, a partir das quais é possível estimar a variação do armazenamento de água terrestre ou armazenamento total de água (TWS–Total Water Storage) ([ADAM, 2002](#)).

As aplicações com enfoque hidrológico dos dados do GRACE no Brasil se restringiram, em geral, à bacia Amazônica. Uma revisão não exaustiva dessas aplicações é apresentada na seção 3.3.4, pág. 54. De maneira resumida, os dados do GRACE foram usados para quantificar, na bacia Amazônica ou em suas sub-bacias, o deplecionamento do TWS em razão de secas, reconstruir séries passadas de TWS, analisar anomalias no TWS por meio da combinação com dados de modelos hidrológicos, calcular o balanço hídrico, etc ([XAVIER et al., 2010](#); [BECKER et al., 2011](#); [FRAPPART et al., 2011](#); [PANDAY et al., 2015](#)).

Na região sudeste, foi constatada uma quantidade significativamente inferior de aplicações do GRACE. [Bomfim \(2007\)](#) usou dados do GRACE para caracterizar a variabilidade das massas de água no Sistema Aquífero Guarani. [Lopes \(2016\)](#) analisou a precipitação na bacia do Rio Grande e, com base nos dados do GRACE, obteve a altura equivalente de água na hidrelétrica de Furnas. Foi observada boa correspondência entre TWSA-GRACE e o armazenamento de água em Furnas, mostrando o potencial desses dados gravimétricos

para monitorar a variação de volume em reservatórios (LOPES, 2016). O primeiro estudo encontrado, em que as medições do GRACE foram empregadas para monitorar secas no sudeste, foi apresentado por Getirana (2015), que quantificou os impactos sobre a região sudeste, entre 2012 e 2015.

1.1.2.3 Modelagem e Assimilação de Dados

Assim como as medições *in loco*, o monitoramento por SR possui limitações e incertezas. Diversos estudos supracitados comprovam essa assertiva ao reconhecerem que uma compreensão dos processos hidrológicos pode ser conseguida através da combinação de diferentes fontes de informação. A modelagem hidrológica, embora antecessora do SR, avançou bastante nas últimas décadas em razão do aumento exponencial da capacidade de processamento dos computadores modernos. Consequentemente, os modelos estão cada vez mais complexos, possibilitando a simulação de diversos processos físicos, incorporação de bases de dados volumosas, assimilação de dados de SR, etc.

Percebe-se, portanto, que a hidrologia, assim como outras áreas das Geociências, tem se tornado cada vez mais multidisciplinares. Até meados do século XX, termos como assimilação de dados ou modelos acoplados não eram empregados. Na década de 1980, aproximadamente, os meteorologistas concluíram que era necessário incorporar dados da superfície terrestre em seus modelos atmosféricos para produzir melhores previsões climáticas. Com o passar dos anos, as diferentes áreas que compunham as Geociência perceberam que seus modelos poderiam se beneficiar da integração dessas áreas. No início dos anos 2000, os modelos climáticos já eram bastante complexos, integrando dados de diversas componentes (e.g., vegetação, química atmosférica, processos oceânicos, etc). Foi nesse contexto que surgiram os Modelos de Superfície Terrestre (*Land Surface Models*—LSMs) que, diferentemente dos modelos hidrológicos, não se restringem a simular apenas os processos hidrológicos e se propõem a produzir dados em escala global.

Em 2004 foi lançado o Sistema Global de Assimilação de Dados (GLDAS—Global Land Data Assimilation System), com o objetivo de gerar dados de fluxo e estado da superfície terrestre a partir do uso de técnicas de assimilação de dados e LSMs alimentados com dados gerados em terra e por sensoriamento remoto (RODELL et al., 2004). O GLDAS abriu um enorme horizonte para estudos em diversas áreas, inclusive na hidrologia, possibilitando estudar variáveis que, normalmente, são menos monitoradas (e.g., umidade do solo, escoamento superficial, etc)(LIU; MISHRA; ZHANG, 2017; SOMOROWSKA, 2017). Uma quantidade significativa de artigos científicos envolvendo o GLDAS, no entanto, é voltada para avaliação de simulações (KęDZIOR; ZAWADZKI, 2016; BAI et al., 2016; AHMED et al., 2016; LIU; MISHRA, 2017) ou combinação destas com dados do GRACE para estudos com diversas finalidades (e.g., monitoramento do TWS, monitoramento de água subterrânea, estimativa de evapotranspiração, caracterização de secas, cálculo de

balanço hídrico, etc)(SEO; LEE, 2016; HUANG et al., 2016; JIANG; FERREIRA; CHEN, 2016; HUO et al., 2016; YANG et al., 2017; LV et al., 2017; AGUTU et al., 2017).

Apesar da consolidação do GLDAS no contexto internacional, essa ferramenta parece ainda ser pouco difundida no Brasil, com base nos poucos estudos encontrados na literatura². Ademais, nem todos esses trabalhos tiveram um enfoque hidrológico (QUADRO et al., 2012; QUADRO, 2012; SOUZA, 2015; SILVA, 2013; OLIVEIRA, 2016; OLIVEIRA et al., 2016, e.g.). No que se refere às aplicações de interesse para esta tese, houve contribuições importantes, como a de Spennemann et al. (2015), que compararam dados de umidade do solo oriundas do GLDAS e de sensoriamento remoto e estudaram sua relação com a precipitação na porção sul da América do Sul (latitudes $< 20^{\circ}$ C). Seus resultados mostraram que o GLDAS capturou as anomalias e a variabilidade da umidade do solo, mas apontam que o grau de representatividade possui dependências regionais e sazonais que devem ser levadas em conta. Getirana (2015) se baseou em simulações do GLDAS ao estudar a seca ocorrida em 2014 no sudeste do país, as quais indicaram o deplecionamento da umidade do solo e redução das taxas de evapotranspiração.

Os demais trabalhos focaram na região norte do Brasil. Han et al. (2009) empregaram dados de água no solo e escoamento superficial do GLDAS para estudar as dinâmicas do armazenamento de água na Amazônia, medido pelo GRACE. Getirana et al. (2014) se basearam em dados de terra, LSMs e SR (incluindo o GRACE) para avaliar o balanço hídrico na bacia Amazônica. Hu et al. (2017) usaram SR e produtos de modelagem para caracterizar hidrogeologicamente os principais aquíferos do Norte e Centro-Sul do Brasil. No referido estudo, o armazenamento de água subterrânea foi estimado a partir de ligações entre o TWSA-GRACE e propriedades geológicas, sendo verificado o controle das propriedades rochosas sobre a distribuição, escoamento e capacidade de armazenamento das água subterrâneas.

1.1.2.4 Implicações para o estudo de secas

A escolha da abordagem de estudo de secas deve levar em consideração as limitações inerentes a ela. Loon, Huijgevoort e Lanen (2012) alertam para limitações de modelos hidrológicos em reproduzir satisfatoriamente os processos de propagação da seca em bacias com elevado armazenamento de água em lagos e aquíferos. Os resultados relatados por Sheffield et al. (2009) desencorajam o uso exclusivo de dados de sensoriamento remoto (SR) com o intuito de fechar o balanço hídrico. Long, Longuevergne e Scanlon (2014) afirmam que há grande incerteza nas estimativas de evapotranspiração por sensoriamento remoto. Chen et al. (2009) observaram que os modelos do GLDAS subestimaram a intensidade da seca na Amazônia em 2005. Esses estudos corroboram com a tese de que

² Foram feitas buscas nos bancos de teses do IPH-UFRGS, COPPE-UFRJ, USP e CAPES; e na base de dados Scopus. Não foram considerados trabalhos publicados na forma de resumos.

essas ferramentas (SR, modelos, GLDAS, etc) não devam ser consideradas individualmente no estudo de secas. A combinação destas, por outro lado, pode levar a um fim mais proveitoso. Por exemplo, [Kumar et al. \(2016\)](#), [Zaitchik, Rodell e Reichle \(2008\)](#) mostraram que a assimilação de dados do GRACE em modelos de superfície terrestre melhorou a simulação do armazenamento e fluxos de água nos Estados Unidos.

Embora costumeiramente não se faça distinção sobre os tipos de seca, as maneiras como esse evento se apresenta são fundamentais para compreendê-lo. Conforme será exposto no Capítulo 3 (item 3.2.1.1, página 46), os tipos de seca (meteorológica, hidrológica, agrícola, socioeconômica) estão normalmente interligados entre si por meio do processo de propagação da seca. O estabelecimento das conexões entre tipos de secas é algo desafiador, dado a grande variabilidade espaço-temporal da distribuição de água terrestre.

Ignorar as distinções entre tipos de secas pode levar a alguns problemas. Por exemplo, [Wilhite e Glantz \(1985\)](#) revisaram casos de secas ao redor do mundo cujas durações foram estimadas e posteriormente, ao analisar dados de precipitação, provou-se que as estimativas iniciais eram incorretas. Diversos estudos representam o esforço para melhor entender esse fenômeno de propagação de secas ([LOON; HUIJGEVOORT; LANEN, 2012](#); [BARKER et al., 2015](#); [FIORILLO; GUADAGNO, 2009](#); [TIGKAS; VANGELIS; TSAKIRIS, 2012](#)).

O intervalo de tempo entre a ocorrência de cada tipo de seca pode ser estimado ([BARKER et al., 2015](#)) e pode ajudar a antecipar e mitigar os impactos para a sociedade. Estimativas dos tempos de resposta do sistema hidrológico a eventos de seca variaram de meses ([BARKER et al., 2015](#); [VICENTE-SERRANO; LÓPEZ-MORENO, 2005](#)) a alguns anos ([LEBLANC et al., 2009](#); [DIJK et al., 2013](#); [BARKER et al., 2015](#)). É importante destacar que existe uma característica inercial dos efeitos das secas que requer a investigação do processo de propagação e identificação das conexões. Ou seja, o fim de uma seca meteorológica não é, necessariamente, seguido do fim da seca hidrológica, e assim por diante. Por exemplo, [Leblanc et al. \(2009\)](#) reportaram um declínio contínuo nos níveis de água subterrânea 6 anos após o estabelecimento da seca meteorológica, e uma persistência da seca hidrológica apesar dos índices pluviométricos estarem próximos à média histórica e o consumo não ter aumentado significativamente durante o período analisado.

As diversas fontes de dados disponíveis atualmente abrem um novo horizonte para o estudo de eventos extremos, em particular, para as secas. Um dos principais avanços possibilitados com a disponibilização dos produtos supracitados é o estudo de secas em escala regional ou global. Em função da variedade das informações geradas, as secas podem ser estudadas muito além de uma mera perspectiva meteorológica. Nas últimas décadas, os dados do GRACE, por exemplo, foram (i) associados a indicadores de secas ([LONG et al., 2013](#); [LOON; KUMAR; MISHRA, 2017](#); [THOMAS et al., 2014](#)); (ii) usados no

monitoramento do TWSA em situações de secas ([AWANGE et al., 2014b](#); [ZHANG et al., 2015](#)); (iii) associados à dados de modelagem para monitorar secas ([CHEN et al., 2009](#); [LEBLANC et al., 2009](#)); (iv) assimilados no sistema de monitoramento de secas norte americano ([HOUBORG et al., 2012](#)). Paralelamente, [Spennemann et al. \(2015\)](#) ressaltaram a utilidade das simulações do GLDAS para analisar secas e suas principais características.

O entendimento dos processos naturais afetados pelas secas antecede o próprio estudo das secas, sendo fundamentais para a própria previsão de disponibilidade hídrica futura. Alguns esforços, neste sentido, têm sido feitos pela comunidade científica. Cita-se o exemplo do trabalho de [Araújo \(2016\)](#), cujo objetivo de identificar quais processos hidrológicos são dominantes na bacia do Rio Piabanha (RJ) possibilitou estabelecer diretrizes de monitoramento, visando capturar a dinâmica de fenômenos hidrometeorológicos. Trabalhos futuros relacionados à seca poderão se beneficiar, por exemplo, do conhecimento dos padrões de variabilidade espacial da precipitação e da umidade do solo reportados por [Araújo \(2016\)](#).

1.2 Contribuição científica

A contribuição científica desta tese é no sentido de melhor compreender como os processos hidrológicos se relacionam com eventos extremos de seca. Essa temática é, de certa forma, inesgotável e estimulante, dadas as inúmeras abordagens possíveis para o tema. Algumas análises realizadas aqui apresentam similaridades em relação àquelas encontradas no trabalho de [Getirana \(2015\)](#), publicado durante a execução desta pesquisa. Mais especificamente, ambos trabalhos estimam as perdas de TWS baseados nas medições do GRACE, analisam as simulações de umidade do solo e escoamento superficial do GLDAS, e observam os impactos da seca no armazenamento de grandes reservatórios. No entanto, alguns fatores (elencados abaixo) mostram que, apesar das semelhanças, os estudos são, na essência, distintos e com contribuições complementares.

- As áreas de estudo são distintas (bacia do Paraná vs região sudeste);
- O período analisado no presente trabalho é mais extenso (1995–2015 vs 2002–2015), englobando as duas secas ocorridas nos últimos 20 anos;
- Os dados de precipitação aqui empregados são, exceto para período de 2013–2015, gerados com base na rede de monitoramento em terra, e com melhor resolução espacial, enquanto que [Getirana \(2015\)](#) empregou a precipitação usada como forçante no GLDAS;
- Os dados de armazenamento dos 16 reservatórios usados por [Getirana \(2015\)](#) serviram para quantificar os impactos do armazenamento de água superficial no TWS. Aqui,

foram considerados 37 reservatórios, cujas respostas foram detalhadamente estudadas, relacionado-as com índices de seca meteorológica e hidrológica e quantificando-se as tendências de recuperação/depleção do armazenamento. Ademais, identificaram-se padrões nas respostas dos reservatórios que estão relacionados à fatores, como controle antrópico/natural, clima, etc;

- Questões relativas à propagação de secas, tratadas neste documento, não foram abordadas por [Getirana \(2015\)](#).

Com base no Estado da Arte apresentado, propõe-se a integração de diferentes fontes de dados (*in loco*, sensoriamento remoto e modelagem) no monitoramento de secas, por meio do uso de índices como indicadores quantitativos para caracterização regional desses eventos extremos. Estudos recentes sugerem uma tendência em relação ao uso combinado de dados do GRACE, GLDAS e índices padronizados (e.g., SPI³, SDI⁴, etc) no estudo de secas e respostas hidrológicas correspondentes ([LOON; KUMAR; MISHRA, 2017](#); [NDEHEDEHE et al., 2016](#), e.g.).

Dessa forma, esta tese pretende se posicionar sobre os avanços nos estudos de seca no Brasil, fomentando uma discussão multidisciplinar sobre o tema e encorajando futuras análises regionais, que se beneficiem ao máximo das informações disponíveis, sejam obtidas em terra ou não. Um aspecto único deste trabalho é ressaltado no próprio título, que diz respeito à propagação de secas no Brasil. Esse tipo de abordagem é inédita no país, contrastando com objetivos anteriores de, entre outros, monitorar secas, analisar aspectos meteorológicos ou quantificar impactos hidrológicos de maneira não integrada ([WILLIAMS et al., 2005](#); [CHEN et al., 2009](#); [COELHO; CARDOSO; FIRPO, 2016](#); [COELHO et al., 2016](#); [KANE, 1997](#); [MARENGO et al., 2013](#); [TEODORO et al., 2015](#)).

As hipóteses sobre as quais o presente trabalho se apoia são de que o sistema hidrológico reage às forçantes meteorológicas e climáticas de maneira variável no tempo e espaço, podendo esta reação ser influenciada positiva ou negativamente pela forçante antrópica; e que o uso combinado de dados possui potencial para avaliar as respostas hidrológicas e dar suporte para operação de sistemas de armazenamento de água. Diante das limitações dos dados de monitoramento em terra em termos de representatividade espacial, o uso combinado de dados e análises aqui apresentadas representam um importante passo no entendimento do funcionamento dos processos em escala regional no Brasil.

³ Standardized Precipitation Index

⁴ Streamflow Drought Index

1.3 Escopo da tese

Este documento está organizado em 6 capítulos, dispostos de forma a cumprir os processos detalhados no Capítulo 4, pág. 65. O Capítulo 2 elenca os objetivos específicos, bem como o objetivo geral proposto nesta tese. O Capítulo 3 dedica-se à (i) apresentação da área de estudo (seção 3.1, pág. 41), (ii) definições pertinentes relativas às secas (seção 3.2.1, pág. 46), (iii) revisão de abordagens para avaliar respostas hidrológicas (seção 3.2.2, pág. 49), (iv) revisão das tecnologias de sensoriamento remoto com aplicação em hidrologia (seção 3.3, 50) e GLDAS (seção 3.4, pág. 63).

Conforme detalhado no Capítulo 4, foram usados dados de precipitação observados (P_{OBS}) e estimados por sensoriamento remoto (P_{SAT}); de armazenamento de água no solo (SMS), de escoamento superficial (R_{off}), de vazão (Q), de armazenamento de água em reservatório (RESS), de evapotranspiração (ET) e de TWS. Por questões de disponibilidade de dados de precipitação observada à época da execução do projeto, optou-se por complementar as séries pluviométricas com estimativas de satélite. Por essa razão, há um processo de Validação de P_{OBS} (seção 4.2, pág. 69) que precede o estudo da Seca Meteorológica (seção 4.3.1, pág. 75), o qual incorporou, portanto, dados observados e de sensoriamento remoto.

Para o estudo da seca meteorológica, foram usados dados de vazão. Paralelamente, quantificaram-se os impactos das secas no TWS, SMS, ET e RESS (seção 4.3.2, pág. 76), sendo que para este último foi realizada uma análise complementar (seção 4.3.4, pág. 79), conforme mencionado anteriormente. Finalmente, estudou-se a propagação dos déficits pluviométricos através do sistema hidrológico (seção 4.4, pág. 81). Os resultados de cada análise são apresentados no Capítulo 5 e, por fim, as conclusões no Capítulo 6.

2 Objetivo geral

O objetivo principal deste trabalho é quantificar os impactos regionais no sistema hidrológico causados por eventos meteorológicos extremos, tendo a bacia do rio Paraná como estudo de caso. Assim, busca-se uma melhor compreensão do comportamento da área de estudo frente à secas visando a preparação para eventos de extrema escassez no futuro. Para atingir esse objetivo, as seguintes metas foram estabelecidas, visando cumprir as etapas mostradas na Figura 11, pág. 66.

2.1 Metas específicas

1. Avaliar a qualidade das estimativas de precipitação do satélite TRMM;
2. Caracterizar os eventos de seca meteorológica e hidrológica na bacia do rio Paraná;
3. Identificar conexões entre seca meteorológica e hidrológica na bacia do rio Paraná;
4. Quantificar os impactos da seca meteorológica no sistema hidrológico (escoamento superficial, evapotranspiração, armazenamento de água no solo, e reservatórios) e armazenamento total de água;
5. Avaliar como a propagação da seca ocorre na área de estudo;
6. Quantificar o tempo de resposta do sistema hidrológico a mudanças no regime de precipitação.

3 Revisão Bibliográfica

3.1 Área de Estudo

A área de estudo compreende a bacia hidrográfica do rio Paraná (BRP), com uma área de 880.000 km², e as bacias de contribuição dos reservatórios de Três Marias e Paraibuna (Figura 1). A BRP era originalmente coberta pelas vegetações de Cerrado e Mata Atlântica, as quais têm sido substituídas por pastagem (44%), cultivos de rotatividade anual (24%), cana de açúcar (9%) (FEALQ, 2014). O Cerrado e a Mata Atlântica, em 2014, ocupavam apenas 7% e 9% da área de estudo, respectivamente (Figura 1).

Figura 1 – (a) Área de estudo: bacia do rio Paraná. (b) Os reservatórios analisados estão destacados no mapa digital de elevação (resolução horizontal: 1") (VALERIANO; ROSSETTI, 2012) e (c) mapa de uso do solo (2012) (FEALQ, 2014).

A BRP tem um enorme potencial hidrelétrico, além de abrigar grandes centros urbanos e gerar $\approx 55\%$ do PIB brasileiro (IBGE, 2014). Aproximadamente 60 milhões de pessoas (32 % da população brasileira) vivem na BRP, gerando uma demanda hídrica total de $23 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ (ANA, 2010). A topografia na BRP consiste, basicamente, de planaltos com altitudes máximas superiores a 2.000 m acima do nível do mar. A maior parte da bacia encontra-se sob clima subtropical úmido, com invernos secos ao norte e clima úmido sem estação seca bem definida ao sul. A precipitação e temperatura média anual na região no período entre 1980 e 2014 foi de 1.500 mm e 23°C , respectivamente.

A BRP abriga alguns dos maiores centros urbanos do país e a maior metrópole da América do Sul, São Paulo, com ≈ 11 milhões de habitantes¹ em 2015 (ANA, 2010), cujo principal sistema de abastecimento é o Cantareira. A capacidade total do sistema Cantareira é de $1,45 \text{ km}^3$, sendo distribuída entre os seguintes reservatórios que o compõe: Jaguari ($0,14 \text{ km}^3$), Jacaré ($0,89 \text{ km}^3$), Cachoeira ($0,11 \text{ km}^3$), e Atibainha ($0,3 \text{ km}^3$). O Cantareira contribui com 47 % ($33 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) do abastecimento total da região metropolitana de São Paulo, a qual engloba 39 municípios, com 19,6 milhões de habitantes em 2007 (WHATELY; DINIZ, 2009).

Em razão dos impactos sobre a cidade de São Paulo, percebe-se um esforço da comunidade científica em tentar compreender a seca que comprometeu o abastecimento de água na metrópole. Coelho, Cardoso e Firpo (2016) analisaram 55 anos de dados de precipitação na região metropolitana de São Paulo e descobriram que nenhum dos eventos, desde a década de 1960, superou a seca de 2013/2014 em termos de déficit pluviométrico. Vásquez et al. (2017) buscaram explicar a seca meteorológica que atingiu o sudeste brasileiro através da investigação da influência de fenômenos de larga escala no ciclo da água na bacia do Tietê. Devido à seca de 2013/2014, estabeleceu-se, no sistema Cantareira, um novo regime de equilíbrio das vazões afluentes com baixo volume armazenado nos reservatórios (COUTINHO; KRAENKEL; PRADO, 2015). Anterior à seca de 2014, a população abastecida pelo sistema era de 8,8 milhões de pessoas, com uma vazão média de 164 litros por habitante por dia (SABESP, 2014).

3.1.1 Geração hidrelétrica

As usinas hidrelétricas (UHE) da BRP produzem $\approx 65\%$ da eletricidade consumida no país (ANA, 2010). O estado de São Paulo é o maior produtor de eletricidade nas UHEs, possuindo 18 % da capacidade instalada do Brasil. Dados do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS) indicam que doze UHEs localizadas na BRP geram $160 \text{ TWh} \text{ ano}^{-1}$. Em 2012 essas usinas geraram 200 TWh (Figura 2) mas, a partir de 2013, a produção diminuiu embora a demanda tenha continuado a crescer.

¹ Não inclui a região metropolitana

Figura 2 – Geração e demanda de eletricidade na região sudeste (SE).

No Brasil, a eletricidade é distribuída através do Sistema Interligado Nacional (SIN) de acordo com diretrizes estabelecidas pelo ONS. As seguintes informações foram compiladas de <http://apps05.ons.org.br/procedimentorede/procedimento_rede/procedimento_rede.aspx> e <<http://www.ons.org.br/atuacao/index.aspx>>. O ONS baseia sua operação em informações externas de autoridades setoriais, como a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), e agentes proprietários de instalações que compõem o SIN (UHEs, usinas termelétricas, etc).

Uma informação essencial para o planejamento hidrelétrico é a energia natural afluyente (ENA). A ENA é a energia que pode ser produzida com a vazão natural afluyente (VNA) na barragem da usina, ou seja, equivale à energia produzida quando toda a VNA é usada para girar as turbinas. Exceto para algumas UHEs específicas, a produção real é inferior à ENA, pois parte da vazão pode ser retida para controlar o volume armazenado no reservatório (VAR) ou escoar pelo vertedor.

Para determinar a VNA e outras informações importantes na operação do SIN, o ONS desenvolve vários macro processos, dois dos quais são:

- Avaliação de condições futuras de operação: inclui o Planejamento Anual de Operação da Energia (PAOE) e Planejamento da Operação Elétrica Anual (PAEL).

PAOE baseado em informações externas sobre a oferta futura de energia e previsão de consumo de mercado, o ONS roda modelos de otimização e simulação de operação visando a determinação de estratégias e avaliação das condições de abastecimento do SIN;

PAEL baseado na geração e transmissão de recursos disponíveis, e na previsão de carga de energia e agenda para instalação de novos equipamentos, o ONS define

ações relacionadas à infraestrutura do SIN.

- Avaliação da operação de curto prazo: consiste em estudos relacionados à segurança operativa (ESO), planejamento de operações de curto prazo (POCP), e estudos de apoio (EA):

ESO visa aumentar a resiliência do SIN em relação a contingências extremas;

POCP visa definir metas e diretrizes para operações diárias e de tempo real;

EA inclui os estudos meteorológicos, climatológicos e hidrológicos, e usos múltiplos da água.

Faz parte dos estudos hidrológicos a previsão de vazão e gerenciamento dos reservatórios (planejamento do controle de cheias, avaliação da evaporação nos reservatórios, restrições hidráulicas operativas, etc). As previsões da vazão (natural) são feitas periodicamente para assistir ao processo de tomada de decisão e promover um despacho otimizado para as UHEs. Esse processo consiste na previsão de vazão natural (Q_{in}) afluente aos reservatórios, isto é, a vazão que ocorreria sem os reservatórios de montante, evaporação nos lagos artificiais, ou extrações para abastecimento público e irrigação (ONS, 2016).

Diferentes modelos do tipo chuva-vazão (concentrados ou distribuídos, dependendo da bacia e escala temporal) são usados para prever vazão diária (Q_{d_in}) para a semana corrente e vazão semanal (Q_w) para o mês corrente. A previsão de vazão diária é feita uma vez por semana; dependendo do dia, a previsão é feita para diferentes horizontes (2 a 5 dias) (ONS, 2016).

Os estudos meteorológicos não são usados para elaborar as diretrizes de operação de médio prazo. Dadas as limitações dos modelos de previsão de tempo (≈ 7 dias), apenas a operação de curto prazo considera os aspectos meteorológicos. Resumidamente, os modelos chuva-vazão são alimentados com previsões de chuva feitas pelo modelo ETA (MESINGER et al., 2012); as vazões previstas são, então, usadas em modelos estocásticos (em geral) para gerar cenários de vazão natural projetada em diferentes escalas de tempo.

3.1.2 Demanda hídrica

A BRP abriga $\approx 30\%$ da população brasileira. Dados históricos da ANA mostram que a demanda hídrica para abastecimento humano era $2,85 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ em 2005, sendo previsto uma demanda de $3,80 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ em 2025. A BRP engloba áreas de sete estados brasileiros, dois dos quais (São Paulo e Minas Gerais) representam 90% (835.000 km^2) da região sudeste e contém 77% (65 milhões de pessoas) da população da região. O abastecimento hídrico na região SE é composto por 47% de águas superficiais, 39% de águas subterrâneas e 14% de fontes mistas (superficial + subterrânea). Aproximadamente 50% dos pivôs centrais do Brasil (≈ 8.850) estão nessa bacia, os quais são responsáveis por 72% da

Figura 3 – Resumo da alocação de água superficial (Q_{alo}) para diferentes usos por sub-bacia (a); Q_{alo}/Q_{95} por sub-bacia (b); distribuição de Q_{alo}/Q_{95} para diferentes usos; contribuição de cada sub-bacia para Q_{95} na bacia do rio Paraná.

demanda hídrica nacional de irrigação. A área irrigada total na BRP é de 5.300 km² (<1 % de sua área total), que corresponde a 45 % da área irrigada no Brasil.

A BRP é composta pelas seguintes sub-bacias: Paranaíba, Paraná, Tietê, Paranapanema, Iguaçu e Rio Grande (Figura 3). O total outorgado (ΣQ_{alo}) na BRP é 15 km³ ano⁻¹ (ANA, 2006), do qual 50 % corresponde à demanda na sub-bacia do Tietê. A maior parte dessa demanda (40% de ΣQ_{alo}) é destinada aos usos industrial e urbano (Figura 3).

No Brasil, a disponibilidade de água superficial é geralmente avaliada em termos da vazão Q_{95} , isto é, a vazão que é igualada ou excedida em 95 % do tempo. A razão entre a vazão outorgada (Q_{alo}) e a Q_{95} indica o grau de estresse hídrico dos mananciais superficiais. A situação mais crítica ocorre na sub-bacia do Tietê, onde $Q_{alo}/Q_{95} \approx 65$ % (Figura 3b, 3c). Essa sub-bacia tem a menor disponibilidade hídrica na bacia do Paraná: 8 % da Q_{95} da BRP (Figura 3c). A maior parte da Q_{95} encontra-se nas sub-bacias do Rio Grande e Paraná (20 e 29 %, respectivamente) (ANA, 2006). Dados de 2010 (<<http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/parana.aspx>>) indicam que a demanda hídrica total aumentou para 23 km³ ano⁻¹, equivalente a 13 % da Q_{95} da BRP.

3.2 Processos Hidro-meteorológicos

O objetivo desta seção é discorrer a respeito da variabilidade pluviométrica e a interação com o sistema hidrológico, mais especificamente em casos extremos. Foram selecionados alguns tópicos considerados mais relevantes para o tema, incluindo tecnologias utilizadas atualmente em estudos de alto impacto no meio acadêmico.

3.2.1 Eventos meteorológicos extremos

Por questões didáticas, é importante estabelecer algumas distinções terminológicas. O estudo de eventos meteorológicos, diferentemente dos eventos climáticos, não necessita de um amplo período de tempo de observação (>30 anos, por exemplo). Neste trabalho, faz-se uma clara distinção entre tempo e clima. Portanto, alguns termos adotados, como variabilidade meteorológica ou eventos meteorológicos extremos, não devem ser confundidos, por exemplo, com variabilidade climática ou mudanças climáticas, embora os primeiros possam ser agravados em decorrência dos últimos (IPCC, 2014).

A relação entre eventos meteorológicos extremos e o sistema hidrológico pode ser estudada com diferentes perspectivas. Por exemplo, duas possíveis consequências de eventos meteorológicos extremos são as secas e as enchentes, classificadas pela organização mundial de meteorologia (World Meteorological Organization – WMO) como tipos de desastres naturais (OBASI, 1994). Outros exemplos de desastres naturais são os ciclones tropicais, terremotos, deslizamentos de terras, etc.

Visando evitar uma confusão quanto à classificação da seca como um desastre natural, resultante de um evento meteorológico extremo, ou como sendo ela própria um evento meteorológico extremo, adotar-se-á a classificação dos diferentes tipos de seca definidos no item 3.2.1.1. A primeira classificação (desastre natural) é válida quando se trata da seca meteorológica. A seca é uma “consequência” quanto ao meio terrestre (não atmosférico). Neste trabalho, a seca meteorológica foi selecionada como o evento extremo cujas respostas no sistema hidrológico se deseja estudar. Portanto, os demais eventos extremos e desastres naturais não serão abordados.

3.2.1.1 Secas

Wilhite e Glantz (1985) classificaram as secas da seguinte forma:

- Seca meteorológica: geralmente definida em termos do grau de déficit pluviométrico e sua duração. É caracterizada por baixa umidade relativa do ar e uma menor cobertura de nuvens, causando elevação da temperatura devido à maior incidência solar;

Figura 4 – Tipos de secas. Fonte: National Drought Mitigation Center, University of Nebraska-Lincoln, U.S.A. Disponível em drought.unl.edu/DroughtBasics/TypesofDrought

- Seca agrícola: caracterizada pelos impactos agrícolas (estresse hídrico de plantas, redução de biomassa, etc) gerados pelos efeitos da seca por meio da quantificação do déficit hídrico no solo, diferenças entre a evapotranspiração real e potencial, etc. A seca agrícola, ao contrário da seca meteorológica, depende do próprio sistema afetado, pois uma disponibilidade hídrica reduzida pode não resultar em estresse hídrico para uma cultura em fase inicial de crescimento, mas ser insuficiente para o mesmo cultivo num estágio mais avançado;
- Seca hidrológica: caracterizada pela diminuição significativa da disponibilidade de mananciais superficiais ou subterrâneos, podendo ser quantificada com base na vazão dos rios, armazenamento de lagos ou represas, nível das águas subterrâneas, etc;
- Seca socioeconômica: está associada aos impactos socioeconômicos gerados pela seca, podendo ser definido como a incapacidade de suprir a demanda de bens econômicos (água potável, grãos alimentícios, eletricidade, etc) resultante do déficit hídrico originado pela seca meteorológica. Um exemplo de impacto socioeconômico gerado por esse tipo de seca seria o racionamento de energia elétrica devido à capacidade reduzida de geração nas usinas hidrelétricas (UHE).

A classificação apresentada é pertinente pois auxilia na sistematização do processo de propagação da seca (Figura 4) e na identificação da característica da seca que se pretende

analisar. A seca meteorológica tem como consequência direta a redução da infiltração de água no solo, diminuição do escoamento superficial, o aumento da evapotranspiração, etc. O balanço de água nas camadas superficiais do solo passa a ser negativo (seca agrícola), reduzindo a disponibilidade de água, primeiramente, para plantas cujas raízes não alcançam o nível freático ou a umidade de camadas mais profundas. Eventualmente, caso a estiagem se prolongue, há impacto para plantas de maior porte, pois a diminuição da infiltração implica que não há avanço da frente de umidade verticalmente para baixo. Se a seca meteorológica persistir, não haverá reposição da umidade no solo.

Eventos chuvosos de menor magnitude não serão suficientes para recuperar todo o déficit de umidade no solo e ainda podem gerar escoamento superficial. Consequentemente, há redução das entradas (recarga subterrânea ou escoamento superficial + subsuperficial) nos sistemas subterrâneo (aquíferos) e superficial (rios, lagos, etc). Os baixos níveis de água subterrânea e de água nos rios poderão, portanto, estabelecer a seca hidrológica. Finalmente, os sistemas não conseguem suprir as demandas de água, o armazenamento nos reservatórios das UHEs diminui e a capacidade geradora é afetada, a produção agrícola diminui e a população sofre os impactos, caracterizando a seca socioeconômica (LOON et al., 2016).

Recentemente houve a popularização do termo *flash droughts*, em razão da ocorrência de “secas-relâmpago” que ocorreram nos Estados Unidos em 2012 associadas à ondas de calor (MO; LETTENMAIER, 2015). As *flash droughts* se referem à períodos relativamente curtos de altas temperaturas na superfície e rápido decaimento da umidade do solo (SM) com anomalias negativas de SM (MO; LETTENMAIER, 2016). A ocorrência desses fenômenos foi reportada, por exemplo, nos Estados Unidos (MO; LETTENMAIER, 2015; HUNT et al., 2014), China (WANG et al., 2016), República Tcheca (MOZNY et al., 2012), e Brasil (ANDERSON et al., 2016).

3.2.1.2 Indicadores de secas

O índice padronizado de precipitação (Standardized Precipitation Index – SPI) é uma escolha comum no monitoramento das condições meteorológicas de uma região (VICENTE-SERRANO; LÓPEZ-MORENO, 2005; FIORILLO; GUADAGNO, 2009). O SPI utiliza dados pluviométricos históricos para determinar, em diversas escalas, os períodos de anomalias positivas e negativas na precipitação, com base na probabilidade acumulada de ocorrência de chuva em um ponto ou área (MCKEE; DOESKEN; KLEIST, 1993). Por se tratar de um índice de uso frequente em estudos hidrológicos, optou-se por não detalhar a descrição do SPI. Uma maior ênfase será dada na descrição do Streamflow Drought Index (SDI) (NALBANTIS; TSAKIRIS, 2008).

O SDI é um índice análogo ao SPI para caracterização de secas hidrológicas e requer apenas dados fluviométricos ($Q_{i,j}$) para seu cálculo, em que i se refere ao ano

hidrológico e j ao mês do ano hidrológico em questão ($j = 1$ para setembro, $j = 2$ para outubro, etc). Com base na série fluviométrica, calcula-se o volume de vazão acumulado ($V_{i,k}$) para $i = 1, 2, \dots, j = 1, 2, \dots, 12$ e $k = 1, 2, 3, 4$:

$$V_{i,k} = \sum_{j=1}^{3k} Q_{i,j} \quad (3.1)$$

em que $k = 1$ para set–jan, $k = 2$ para set–abr, $k = 3$ para set–jul, e $k = 4$ para set–ago. A partir de $V_{i,k}$, obtem-se o SDI para cada i -ésimo ano hidrológico ($i = 1, 2, \dots$) e k -ésimo período de referência ($k = 1, 2, 3, 4$):

$$SDI_{i,k} = \frac{V_{i,k} - \bar{V}_k}{\sigma_k} \quad (3.2)$$

em que $\bar{V}_k$ e σ_k são, respectivamente, a média e desvio padrão dos volumes de vazão acumulada. A partir do SDI, os estados de seca hidrológica são definidos de forma similar àqueles usados na classificação de secas meteorológicas através do SPI. [Nalbantis e Tsakiris \(2008\)](#) estabelecem 5 estados de seca hidrológica, definidos por números inteiros variando de 0 (ausência de seca) a 4 (seca extrema).

3.2.2 Avaliação de respostas hidrológicas

As definições de seca agrícola e hidrológica demonstram que há agentes importantes definindo os impactos socioeconômicos das secas. Esses agentes são uma combinação dos próprios componentes do sistema hidrológico com as ações antrópicas, existentes ao longo de todas as fases desse processo. [Loon et al. \(2016\)](#) destacam que a forma atual de lidar com as secas é ineficiente pois essa relação é ignorada. Identificar os papéis desempenhados por esses agentes é uma missão complexa, mas pode ser conseguida de diversas maneiras. Optou-se, no entanto, por discorrer sobre as abordagens atualmente adotadas para estudar os primeiros, uma vez que foi dada maior atenção a estes nas análises realizadas.

Entender e quantificar os processos hidrológicos são desafios que crescem com as dimensões da área de estudo, devido a fatores como o aumento da quantidade de dados requerida e variabilidade espacial dos processos. Nesses casos, as respostas hidrológicas podem ser avaliadas com auxílio de dados de sensoriamento remoto ou modelos computacionais. Os métodos e técnicas de análise dos dados são os mais variados possíveis. [Zhang et al. \(2001\)](#), [Hamed \(2008\)](#), [Nalley, Adamowski e Khalil \(2012\)](#) avaliaram mudanças em séries hidrológicas por meio de análise de tendência. [Fiorillo e Guadagno \(2009\)](#), [Tigkas, Vangelis e Tsakiris \(2012\)](#) estudaram as respostas do sistema hidrológico em situações de secas por meio da análise comparativa entre índices de seca meteorológica em várias escalas de tempo e as respectivas mudanças na vazão de rios.

As medições de variação do campo gravitacional terrestre a partir do satélite GRACE (seção 3.3.4) têm permitido avaliar as alterações no armazenamento total de água terrestre (águas superficiais, umidade do solo e águas subterrâneas). Long et al. (2013) avaliaram a utilização dessas estimativas de variação do TWS como um indicador para monitoramento de secas no Texas. Awange et al. (2014a) e Zhang et al. (2015) usaram dados do satélite GRACE para monitorar mudanças no TWS e quantificar a influência de fenômenos atmosféricos (e.g., El-Niño Oscilação Sul) sobre essas alterações. Dados do GRACE também foram associados a dados gerados por modelos de superfície terrestre (Land Surface Models - LSMs) para monitorar respostas hidrológicas em situações de seca (CHEN et al., 2009; LEBLANC et al., 2009) ou para caracterizar regimes hidrológicos em escala regional (AWANGE et al., 2014b; REAGER; FAMIGLIETTI, 2013).

3.3 Sensoriamento remoto aplicado a recursos hídricos

O SR tem inúmeras aplicações na hidrologia que vão desde a medição de fluxos (evapotranspiração, precipitação, etc) a estados (e.g., temperatura e umidade na superfície terrestre) hidrometeorológicos, dentre as quais alguns exemplos são apresentados na Tabela 1 (SCHMUGGE et al., 2002).

Atualmente, o sensoriamento remoto permite monitorar quase todas as variáveis hidrológicas. A seguir, são descritos os principais produtos utilizados para essa finalidade.

3.3.1 Precipitação

O Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) fornece dados de precipitação com uma resolução espacial moderada ($0,25^\circ$) e alta resolução temporal (3 em 3 horas), entre as latitudes 50°N e 50°S (HUFFMAN et al., 2007). A estimativa de precipitação por satélite é feita utilizando os seguintes instrumentos: radar de precipitação (PR–Precipitation Radar), imageador de microondas (TMI–TRMM Microwave Imager) e scanner infravermelho visível (VIRS–Visible Infrared Scanner) (DINKU et al., 2007).

Os produtos do TRMM são classificados em produtos padrão e de tempo real. Os dados brutos medidos pelos sensores são chamados produtos de nível 1 (L1). Os dados de nível 2 são obtidos após processamento dos dados brutos (combinação de L1 com dados orbitais). Dois produtos bastante utilizados são o 3B42 (estimativas diárias) e o 3B43 (estimativas mensais), sendo a versão 7 (V7) a mais recente. Antes, com a versão 6 (3B42V6), as informações obtidas do TRMM eram usadas para calibrar estimativas de precipitação feitas por satélites geossíncronos ⁷(ADLER et al., 2000).

⁷ Também chamados de Geoestacionários, esses satélites orbitam a ≈ 38.000 km de altitude acima do plano equatorial com velocidade aproximadamente igual à de rotação terrestre, fornecendo observações sempre da mesma área do globo.

Tabela 1 – Exemplos de aplicações de sensoriamento remoto na hidrologia

Aplicação	Como é feita a medição	Missões espaciais ²	Exemplos na literatura
Medição de topografia, rugosidade do solo, seção transversal de talvegues, etc	Mede-se o tempo de viagem de um pulso emitido em direção à superfície terrestre	ENVISAT, TOPEX, etc	(RITCHIE, 1996 ; CHOUDHURY et al., 1979 ; FA et al., 2016 ; NA et al., 2015)
Medição da temperatura na superfície terrestre	Radiômetros medem a temperatura de brilho a partir da radiação refletida pela superfície	Landsat, TERRA, AQUA etc	(KERR; LAGOUARDE; IMBERNON, 1992 ; METZ; ROCCHINI; NETELLER, 2014 ; WENG; FU; GAO, 2014 ; NOZ et al., 2014)
Medição da umidade do solo	O contraste na emissividade de superfícies secas e úmidas, devido à constante dielétrica da água e solos secos é medida por um radiômetro de imageamento por microondas	SMOS ³	(KUMAR et al., 2014 ; PARINUSSA et al., 2014 ; ZENG et al., 2015)
Monitoramento da vegetação	Infer-se a densidade da vegetação a partir reflectância no visível e infravermelho próximo	TIROS-N, NOAA-7 e NOAA-15	(WANG et al., 2005 ; KIM et al., 2015)
Medição de precipitação	Estima-se a quantidade de água precipitável nas nuvens por meio de sensores de microondas e de infra-vermelho termal	TRMM ⁴ , GPM ⁵ , GPCP ⁶ , etc	(ARMANIOS; FISHER, 2014 ; BUARQUE et al., 2011 ; MELO et al., 2015)

Nas versões V6 e V7, os dados do TRMM são combinados com estimativas de precipitação baseadas em microondas obtidas de satélites em órbita, as quais são calibradas pelos PR e TMI ([NASA, 2011](#)). Adicionalmente, as falhas remanescentes são preenchidas usando estimativas de precipitação baseadas em dados de infravermelho de cinco satélites geossíncronos que cobrem os trópicos.

As principais mudanças entre as versões V6 e V7 foram resumidas por [Chen et al. \(2013a\)](#): além da melhoria nos produtos nível 2, o 3B42V7 incorpora mais observações de

Tabela 2 – Estudos relacionados ao TRMM no Brasil

Área de estudo	Período analisado	Produto TRMM	Escala temporal analisada	Referência
Brasil	1997 a 2000	TRMM PR	mensal	Franchito et al. (2009)
Bacia do rio Tapajós	1998 a 2006	3B42 ⁸	diária	Collischonn, Collischonn e Tucci (2008)
Amazônia ⁹ e NE	1998 a 2005	3B42 V6	mensal e anual	Juárez et al. (2009)
Amazônia	2003 a 2005	3B42 V6	diária e anual	Buarque et al. (2011)
Amazônia	1998 a 2005	3B42 V6	diária e anual	Clarke et al. (2011)
Estado de S. Paulo	2003 a 2010	3B42 ¹⁰	mensal	Camparotoo et al. (2013)
Cerrado	2003 a 2010	3B42 V6 e V7	mensal	Oliveira et al. (2014)
Bacias amazônica e do Tocantins	1998 a 2009	3B42 V6	diária e anual	Clarke e Buarque (2013)
Bacia do Rio Negro	1998 a 2011	3B42 V6	diária e mensal	Getirana et al. (2011a)

satélites e emprega uma análise mais recente de estações feita pelo Global Precipitation Climatology Centre. A qualidade das estimativas do TRMM 3B42 Versão 6 foi avaliada para diferentes áreas do território brasileiro ([BUARQUE et al., 2011](#); [CLARKE et al., 2011](#); [CLARKE; BUARQUE, 2013](#); [FRANCHITO et al., 2009](#); [JUÁREZ et al., 2009](#)) (Tabela 2). Nesses estudos, percebe-se que o desempenho do TRMM depende de fatores como: área de estudo, sazonalidade e escala temporal.

A mais recente versão (3B42 Versão 7) dos produtos do TRMM foi lançada em 2011, sendo encontrados inúmeros trabalhos avaliando sua qualidade em diferentes partes do mundo ([CHEN et al., 2013a](#); [CHEN et al., 2013b](#); [QIAO et al., 2014](#); [WORQLUL et al., 2014](#); [YONG et al., 2014](#)). Não foram identificados estudos validando as estimativas do TMPA 3B42 V7 para o Brasil anteriores a este trabalho.

3.3.2 Evapotranspiração

Estimativas de evapotranspiração podem ser obtidas indiretamente pela combinação de diferentes dados (temperatura radiativa, reflectância no infra-vermelho, índice de vegetação, etc) remotamente medidos ([CONSOLI; VANELLA, 2014](#)). Outra alternativa é por

meio do MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), instalado à bordo dos satélites Terra e Aqua. Com base nas medições do MODIS, surgiu o MODIS Global Evapotranspiration Project (MOD16) (MU et al., 2007), cujo objetivo é estimar a evapotranspiração terrestre global. O algoritmo usado pelo MOD16 (MU; ZHAO; RUNNING, 2011) combina informações de cobertura do solo, albedo, índice de área foliar e índice realçado da vegetação (EVI – Enhanced Vegetation Index) derivados do MODIS com dados meteorológicos do Global Modelling and Assimilation Office (GMAO) da NASA, para calcular ET com base na Equação de Penman-Monteith numa resolução espacial de 1 km² e para cada 8 dias.

O algoritmo MOD16 tem melhorias em relação ao elaborado anteriormente por Mu et al. (2007), destacadas por Mu, Zhao e Running (2011): (i) simplificação do cálculo da fração de cobertura vegetal; (ii) cálculo de ET como soma dos componentes de evapotranspiração diária e noturna; (iii) adição do cálculo do fluxo de calor no solo; (iv) melhoria das estimativas de condutância estomática e resistência aerodinâmica; (v) separação entre superfícies de dossel secas e úmidas; (vi) criação de superfícies saturadas e úmidas a partir de uma única superfície de solo anterior.

As estimativas de evapotranspiração do MOD16 (ET_{MOD}) foram comparadas com dados de 46 torres de fluxo de energia (*eddy covariance*), sendo encontrado um valor de viés absoluto médio de 0,33 mm dia⁻¹ (MU; ZHAO; RUNNING, 2011). Outras comparações semelhantes, considerando diferentes usos e coberturas de solo, reportaram erros de até 13 % em escala anual (LOARIE et al., 2011; RUHOFF et al., 2013). A avaliação de ET_{MOD} feita por Ruhoff et al. (2013) consistiu da comparação em escala local e regional, numa sub-bacia do rio Paraná, entre os fluxos de energia derivados do MODIS, de torres de eddy covariance e do modelo hidrológico MGB-IPH (Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas) (COLLISCHONN et al., 2007). As torres de fluxo estão localizadas em duas áreas (cana de açúcar e pasto) dentro da bacia do Rio Grande. Esses autores reportaram boa correlação (0,80) entre a média de 8 dias de ET_{MOD} e os dados da torre de fluxo. No entanto, a ET anual em escala local foi superestimada em 20 % pelo MOD16 na área de pasto e, em escala de bacia, a média anual de ET do MOD16 foi 20 % menor que aquela estimada pelo MGB-IPH (RUHOFF et al., 2013).

Outro produto de ET baseado em sensoriamento remoto (ET_{Glob}) foi gerado por Zhang et al. (2010) para um grid global com 8 km de resolução horizontal. O algoritmo de ET_{Glob} aplica o método de Priestley-Taylor para quantificar evaporação de superfícies de água livre e uma versão modificada do método de Penman-Monteith para quantificar transpiração de dossel e evaporação no solo. Esse algoritmo usa o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para obter valores de condutância de dossel específico de cada bioma. Os *inputs* são dados meteorológicos de reanálise dos Centros Nacionais de Previsão Ambiental (NCEP) e para Pesquisa Atmosférica (NCAR), NDVI medido pelo

AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) do GIMMS (Global Inventory Modelling and Mapping Studies) e radiação solar do Surface Radiation Budget Release 3.0 do GEWEX (Global Energy and Water Exchanges) da NASA (ZHANG et al., 2010).

Para parametrizar o modelo de condutância baseado no NDVI, foram usadas medidas de 34 torres FLUXNET representativas dos principais tipos globais de vegetação. Em seguida, 48 torres independentes adicionais foram usadas para validar o algoritmo de ET_{Glob} . De acordo com Zhang et al. (2010), as estimativas mensais de ET tiveram boa correlação ($R^2 = 0,80-0,84$) com dados observados em torres de fluxo localizadas em tipos representativos globais de cobertura de solo (ZHANG et al., 2010). Zhang et al. (2010) calcularam a diferença relativa (%) entre ET_{Glob} e ET média em escala de bacia, inferida a partir do balanço hídrico em 261 bacias que correspondem a 61% da área vegetada no mundo. Para a bacia do rio Paraná, incluindo territórios estrangeiros, essa diferença variou de -10 a -20 %.

3.3.3 Umidade do solo

O monitoramento de algumas variáveis hidrológicas, seja por sensoriamento remoto ou *in loco*, ainda é bastante limitado. Por exemplo, a umidade na camada superficial do solo (0–10 cm) tem sido inferida há mais de uma década por meio de sensores de microondas (NJOKU; ENTEKHABI, 1996). Diferentemente das tecnologias disponíveis para estimar remotamente a precipitação e a evapotranspiração, as estimativas de umidade do solo possuem resolução espacial mais grosseira (≈ 40 km), embora que com frequência temporal superior ao MOD16 (3 vezes por dia contra 1 a cada 8 dias) (FANG; LAKSHMI, 2014).

Ainda assim, esses dados têm sido usados para prover informações espacializadas para alimentar modelos de larga escala (WANDERS et al., 2014). Em 2009 foi lançado o sensor Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) (KERR et al., 2010), específico para medir globalmente a umidade do solo, provendo medições de temperatura de irradiância de ondas longas com resolução espacial de 45 km e de umidade do solo diária reamostrada num grid de 15 km. Por meio de sondas TDR (Time Domain Reflectometry) é possível obter a umidade do solo em diversas profundidades, mas com medidas pontuais, não sendo suficiente em estudos regionais.

3.3.4 Armazenamento total de água

Outro exemplo de grande utilidade para os recursos hídricos é o satélite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), bastante empregado em estudos de larga escala, com o intuito de avaliar alterações no armazenamento de água na superfície e subsuperfície terrestre (FENG et al., 2013; LONGUEVERGNE et al., 2013; LONG et al., 2013; SCANLON; LONGUEVERGNE; LONG, 2012; XIE et al., 2012). Isto é feito com base em medições

gravimétricas, ou do campo gravitacional terrestre, detectando aumento do armazenamento de água pela elevação do campo nessas regiões. Os dados gerados pelo GRACE possuem inúmeras aplicações na hidrologia que incluem, entre outras, a assimilação dos dados de armazenamento de água terrestre em modelos de superfície terrestre (Land Surface Models) (KUMAR et al., 2016; ZAITCHIK; RODELL; REICHLE, 2008; WERTH et al., 2009), avaliação de modelos hidrológicos (XAVIER, 2012; GETIRANA et al., 2014; GETIRANA et al., 2011b), detecção de deplecionamento de recursos hídricos (RODELL; VELICOGNA; FAMIGLIETTI, 2009; FAMIGLIETTI et al., 2011; VOSS et al., 2013), e caracterização de regimes hidrológicos (AWANGE et al., 2014a; REAGER; FAMIGLIETTI, 2013).

Frappart et al. (2008) determinaram variações espaço-temporais do volume de água em áreas inundadas na bacia do Rio Negro, por meio da combinação de dados altimétricos obtidos por SR e de estações fluviométricas. Essas estimativas foram, em seguida, comparadas àquelas obtidas com base nos dados de anomalia de TWS do GRACE. Xavier et al. (2010) investigaram a variabilidade de parâmetros hidrológicos, como precipitação, níveis fluviométricos, e TWS. As anomalias de TWS foram estimadas pelo GRACE, as quais identificaram o deplecionamento devido à seca que atingiu a bacia em 2005.

Becker et al. (2011) propuseram reconstruir a série temporal de TWS para a bacia Amazônica, por meio da combinação de padrões espaciais de TWS baseados em medições do GRACE com dados fluviométricos multi-decadais. Frappart et al. (2011) estimaram anomalias no armazenamento de água subterrânea na bacia do Rio Negro, com base em observações e modelos hidrológicos. A variação do armazenamento subterrâneo foi obtida indiretamente, subtraindo-se do sinal do GRACE a variação das águas superficiais obtidas por sensoriamento remoto e modelagem. Frappart et al. (2012) monitoraram o armazenamento de água de superfície na bacia Amazônica entre 2003 e 2007. As anomalias ocorridas na seca em 2005 foram comparadas àquelas detectadas pelo GRACE, concluindo-se que o armazenamento no rio e nas planícies de inundação variou de 800 a 1000 km³ por ano, ou $\approx 50\%$ das variações de TWS-GRACE na bacia.

Paiva et al. (2013) usaram dados de SR, altimetria e TWS-GRACE para validar um modelo hidrológico e hidrodinâmico da bacia Amazônica. Guedes, Cândido e Santos (2013) se basearam nas medições do GRACE para avaliar a variabilidade do TWS na Amazônia, concluindo que a variabilidade do armazenamento total da água continental foi associada à ocorrência de eventos extremos. Os dados do GRACE foram estudados em conjunto com estimativas de precipitação (TRMM) e evapotranspiração obtidas por SR para estudar alterações no balanço hídrico no Cerrado (OLIVEIRA et al., 2014) e na Amazônia (PANDAY et al., 2015).

Nessa temática, outra contribuição importante foi transmitida por Penatti et al. (2015), ao avaliarem o potencial dos dados de SR para fechamento do balanço hídrico. Apesar da baixa resolução espacial, o GRACE conseguiu representar o regime hidrológico e

a variabilidade interna, confirmando a consistência de suas medições de anomalias do TWS (PENATTI et al., 2015). Por outro lado, esses autores relatam uma superestimação do escoamento superficial, devido à sub-estimativa de ET, o que comprometeu o fechamento do balanço de massa. Mais recentemente, os dados do GRACE foram avaliados quanto à sua utilidade para monitorar e modelar os recursos hídricos na bacia Amazônica (MOREIRA, 2016), observando-se um bom desempenho dos dados do GRACE na correção da carga hidrológica, causadora de movimentos verticais.

Para compreender a lógica que fundamenta as medições do GRACE, cabem algumas considerações sobre geodésia¹¹, apresentadas a seguir.

3.3.4.1 Campo gravitacional, potencial gravitacional e harmônicos esféricos

As formulações apresentadas a seguir contém limitações que foram solucionadas pela Teoria da Relatividade de Einstein. Em razão da complexidade das equações e embasamento teórico inerente ao campo da Física, optou-se por apresentar a teoria básica pertinente do ponto de vista da engenharia. Um dos princípios base da geodésia, a lei gravitacional de Newton, afirma que todas as partículas do universo atraem-se mutuamente com uma força F_G [N] proporcional ao produto de suas massas [kg] e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre elas. Assim, a força gravitacional entre duas partículas de massa m_1 e m_2 é dada por:

$$F_G = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (3.3)$$

em que G é a constante da gravitação universal cujo valor é $6,67 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$ e r [m] é a distância entre as partículas. Considerando que a partícula de massa m_1 é a Terra, um corpo de massa m_2 é atraído em direção à Terra com uma força F_{12} . Pela segunda Lei de Newton, a força resultante que age sobre m_2 , devido à atração exercida por m_1 , é $F_{12} = m_2 \cdot g$, em que g é aceleração de m_2 , podendo ser obtido a partir da Eq. 3.3:

$$F_{12} = G \frac{m_1 m_2}{d^2} = m_2 g \quad (3.4)$$

$$g = G \frac{m_1}{d^2} \quad (3.5)$$

A aceleração g é a própria aceleração da gravidade, a qual age sobre todos os corpos contidos no campo gravitacional terrestre $\vec{g}_r$ (Figura 5). O campo gravitacional é

¹¹ Sub-área da geofísica que investiga as dimensões e forma da Terra, e seu campo gravitacional

Figura 5 – Desenho esquemático do campo gravitacional terrestre (g_r), potencial gravitacional (Φ_r) e força gravitacional sobre um corpo de massa m_2 .

um campo vetorial conservativo¹² perpendicular ao potencial gravitacional Φ_r , de modo que:

$$\vec{g}_r = -\nabla\Phi_r \quad (3.6)$$

Tanto $\vec{g}_r$ quanto Φ_r (Eq. 3.7) dependem do objeto que origina o campo. Para objetos pontuais esféricos com distribuição de massa homogênea, o campo gravitacional varia somente em função da distância ao centro da esfera. Nesses casos:

$$\vec{\Phi}_r = -G\frac{m_1}{r} \quad (3.7)$$

No entanto, esse caso particular não se aplica à Terra, da qual o potencial gravitacional terrestre (Φ_T) num ponto P distante r do centro da Terra, pode ser determinado a partir da integração volumétrica de $\Phi((\lambda, \phi), r)$ para cada elemento infinitesimal de massa $dm = \rho dv$:

$$\Phi_T = G \int \int \int \frac{\rho}{r} dv \quad (3.8)$$

em que (λ, ϕ) é o par de coordenadas angulares da forma geométrica da Figura 6, chamada tesseróide (ANDERSON, 1976) esférica, a qual é “delimitada por dois planos meridionais correspondentes às latitudes esféricas λ_1 e λ_2 , dois cones coaxiais, definidos pelas latitudes esféricas ϕ_1 e ϕ_2 , e duas esferas concêntricas definidas pelos raios r_1 e r_2 ” (KUHN; SEITZ, 2005).

É possível calcular Φ_T de forma numérica, por meio da transformação, no domínio espectral, da integral do volume de Newton (Eq. 3.8). Segundo Kuhn e Seitz (2005), isto é

¹² O trabalho realizado pela gravidade para mover uma partícula de uma posição A para B é independente da trajetória entre A e B.

Figura 7 – Exemplo de harmônico esférico tesseral de grau 8 e ordem 7 ($P_{87}(\cos \theta) \cos 7\lambda$).
 Fonte: Jekeli (2015)

Figura 8 – Distribuição global de massa no sistema terrestre. Fonte: www.csr.utexas.edu/grace/publications/brochure

terrestre (CGT)? E como o CGT é determinado pelo satélite GRACE? Este item busca responder a primeira pergunta, enquanto que a segunda será abordada no item subsequente.

Conforme estabelecido pela Eq. 3.8, o potencial gravitacional depende da posição e distribuição da massa do objeto que gera esse campo. No caso da Terra, essa distribuição não é estática, gerando variações no campo gravitacional terrestre devido aos processos geofísicos que ocorrem nas mais diversas partes do sistema terrestre (litosfera, oceanos, atmosfera, etc..) (Figura 8). Ou seja, “O campo de gravidade terrestre fornece um registro da distribuição de massa no interior da Terra” (XAVIER, 2012).

Os processos geofísicos que causam alterações no campo gravitacional terrestre ocorrem em diversas escalas temporais e espaciais. Xavier (2012) elencou alguns processos de curto e longo prazo, quais sejam:

- Curto Prazo: Rotação terrestre, movimentação das marés, e variação temporal do

geopotencial terrestre;

- Longo Prazo: Movimentação das placas tectônicas, processos físicos no manto terrestre, movimentos dos glaciares.

Na escala espacial, alguns processos são locais, como as erupções vulcânicas, as quais estão ligadas a macro-processos (movimentação do magma). Assim como a movimentação das marés, alguns macro-processos hidrológicos causam alterações (cíclicas ou não) no campo gravitacional terrestre (REAGER; FAMIGLIETTI, 2013). Especificamente em relação à distribuição de massa devido à movimentação das águas, também existem aquelas que ocorrem em escalas sub-sazonais (precipitação, evapotranspiração, etc) ou maiores que as sazonais (ciclo das geleiras, variações no armazenamento de água subterrânea, etc).

Percebe-se, então, que as mudanças no campo gravitacional terrestre de curto prazo ($\leq$ décadas) estão associadas às movimentações de água na superfície e subsuperfície terrestre. Portanto, a variação do armazenamento de água pode ser monitorado com base no sinal gravitacional de curto prazo. Um grande desafio para isto, entretanto, reside no fato de que essas alterações devido à distribuição de massa são de pequena amplitude, requerendo medições de alta precisão. Apresenta-se, a seguir, como essa medição é feita pelo GRACE.

3.3.4.3 A missão GRACE

A missão GRACE é composta por dois satélites gêmeos cujo objetivo é mapear o CGT (Figura 9). Isto é feito numa escala temporal de, aproximadamente, 30 dias e alcance espectral de 400 km (expansão em harmônicos esféricos até o grau 50) a 40.000 km (TAPLEY et al., 2004). Antes do surgimento do GRACE, um modelo do CGT poderia ser obtido combinando dados de diversos satélites. Entretanto, apenas com o GRACE se tornou possível obter informações com maior resolução espacial e, principalmente, capturar as pequenas mudanças que ocorrem mês a mês associadas ao ciclo hidrológico. Os satélites estão em órbita a ≈ 500 km de altitude desde março/2002, distantes entre si em ≈ 220 km.

De acordo com as Eqs. 3.3 e 3.7, os satélites gêmeos (GRACE-A e GRACE-B) estão sujeitos a forças gravitacionais terrestres distintas, pois suas posições no espaço são distintas, portanto, os campos que agem sobre eles não têm a mesma intensidade. Isto faz com que a velocidade relativa entre GRACE-A e GRACE-B varie, aumentando ou diminuindo a distância entre eles. Essa distância é medida com precisão por meio de um sistema de alcance infravermelho de banda K¹³, enquanto que suas posições em relação à Terra são acuradamente determinadas por GPS¹⁴ e sensores de altitude (LUTHCKE et al., 2006).

¹³ O tempo de viagem da microonda é medido constantemente. Uma alteração na distância entre satélites resulta numa variação no tempo de viagem da onda.

¹⁴ Global Positioning System (Sistema de Posicionamento Global).

Figura 9 – Esquema da configuração de voo da missão GRACE. Fonte: www.csr.utexas.edu/grace/mission/

Os satélites estão equipados com acelerômetros, cuja função é medir a influência de forças não-gravitacionais que podem estar no alcance entre os satélites, e cuja influência deve ser removida do sinal bruto (TAPLEY et al., 2004). Assim, o sinal gravitacional é extraído a partir de observações das taxas de alcance entre satélites fundamentadas no conhecimento acurado da suas posições, velocidades, orientações e influência de forças externas (LUTHCKE et al., 2006).

De acordo com as informações em <<http://www.csr.utexas.edu/grace>>, a responsabilidade da extração dos modelos de gravidade terrestre é do sistema de dados científicos SDS (GRACE Science Data System), o qual é distribuído entre as seguintes instituições: Centro para Pesquisas Espaciais (CSR) da Universidade do Texas (UT) em Austin; Laboratório de Propulsão a Jato (JPL) do Instituto de Tecnologia da Califórnia em Pasadena; e GeoForschungsZentrum (GFZ) em Potsdam, Alemanha. Após coletados e pré-processados, os dados do GRACE são divididos em três níveis:

- Level-1A: não acessíveis ao público, esses dados são extensivamente processados (e.g., remoção do efeito das marés) e, em seguida, convertidos em um produto editado (produto Level-1B);
- Level-1B: contém, entre outros dados, as informações de alcance entre satélites, taxa de alcance, alcance de aceleração, acelerações não-gravitacionais, órbitas, etc. Esse produto é processado para produzir as estimativas mensais do campo gravitacional;

- Level-2: consiste de estimativas do campo gravitacional médio ou estático, obtido a partir da combinação de vários meses de dados do nível 1B.

Os dados do nível 1B contém, portanto, as soluções de gravidade terrestre por meio da determinação do conjunto de harmônicos esféricos (Eq. 3.9) ou Mascons. Os centros de processamento de dados do GRACE disponibilizam constantemente os produtos nível 2. O produto mais recente lançado pelo CSR-UT em abril de 2015 é o RL05 (Release-05 GRACE Level-2 data products), disponível em <http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/>. De acordo com Ferreira et al. (2016), as soluções produzidas pelo CSR apresentaram, numa escala global, as menores incertezas (9.4 mm) em relação às aquelas produzidas pelo GFZ (13.7 mm) e JPL (13.2 mm). Destaca-se que cada versão inclui o reproprocessamento de todos os dados desde o início da missão, de forma que as estimativas mais recentes apresentam melhorias em relação às anteriores.

Essas soluções contém ruídos que podem prejudicar a análise do sinal. A redução do ruído pode ser feita aplicando alguma técnica de suavização, como o filtro gaussiano. O truncamento do grau e ordem dos harmônicos esféricos funciona como um filtro passa-baixa que também pode ser usado para “limpar” o sinal. Se não houvessem erros nas medições do GRACE, seria desejável manter elevados valores de grau e ordem. Por outro lado, o truncamento num grau e ordem muito baixos resulta na perda de informação, diminuindo a resolução espacial do sinal, por exemplo. Para reduzir esses ruídos, mas evitando a perda de sinal, é comum a aplicação de um pós-processamento padrão que inclui o truncamento do grau n e ordem l (Eq. 3.9) em $l = n = 60$ e *destriping* (remoção de listras) (SWENSON; WAHR, 2006).

A presença dessas listras está associada ao alto grau de correlação espacial nos erros do GRACE (SWENSON; WAHR, 2006) e devem ser removidas. O *destriping* é uma técnica bastante adotada em processamento de imagens para remover esses ruídos verticais ou horizontais (Figura 10). Quanto maior o grau de suavização do sinal, menor a amplitude das listras. De acordo com Chen et al. (2005), os sinais geofísicos ficam aparentes após suavização com escala igual ou superior a algumas centenas de quilômetros. O filtro proposto por Swenson e Wahr (2006) (Eq. 3.11) suaviza os coeficientes de Stokes para uma ordem m em particular com um polinômio quadrático de ordem p numa janela móvel de largura w centrada em torno do grau l .

$$\Lambda_{lnm} = \sum_{i=0}^p \sum_{j=0}^p L_{ij}^{-1} n^j l^i \quad (3.11)$$

em que n (par ou ímpar) é o grau no intervalo $l - w/2 \leq n \leq l + w/2$ e:

$$L_{ij} = \sum_{l=w/2}^{l+w/2} n^i n^j \quad (3.12)$$

Figura 10 – Imagem da superfície lunar antes (a) e depois (b) do processamento para remoção de listras (destriping). Fonte: <https://isis.astrogeology.usgs.gov/IsisWorkshop/index.php/Removing_Striping_Noise_from_Image_Data>

As incertezas nas estimativas de TWSA do GRACE, geradas a partir de produtos dos harmônicos esféricos disponibilizados em grade, devem levar em conta dois tipos de erros. O primeiro, disponível em <<https://grace.jpl.nasa.gov>>, é o erro de medida obtido com base nos resíduos de TWSA após subtrair as tendências de longo prazo e sinais anuais e semi-anuais. O segundo (*leakage errors*) é introduzido no processo de filtragem dos dados e é estimado a partir da raiz da diferença quadrática média entre as estimativas médias mensais de TWS filtradas e não-filtradas geradas pelo modelo CLM4 (SCANLON et al., 2016).

Uma alternativa para estimar as incertezas do TWSA medido pelo GRACE é assumir que a incerteza é igual ao erro do ajuste pelo método dos mínimos quadrados usado para remover o ciclo anual e semi-anual de séries temporais. Essa opção, descrita em Wahr, Swenson e Velicogna (2006), é mais conservadora, podendo estimar incertezas maiores do que os erros reais das medidas de TWSA em escala de bacia.

3.4 Global Land Data Assimilation Systems (GLDAS)

Os LSMs do GLDAS são uma alternativa para extração de informação a respeito de variáveis cujo monitoramento em terra é deficiente (e.g. umidade do solo e escoamento superficial) ou cujas medições por sensoriamento remoto não satisfazem determinado critério, conforme mencionado no item 3.3.3.

O GLDAS (RODELL et al., 2004) é um sistema de modelagem global de alta resolução da superfície terrestre que combina observações de satélites e terrestres para restringir a superfície terrestre modelada pelos LSMs (RODELL et al., 2004). Os LSMs usados no GLDAS são: Common Land Model (CLM) (DAI et al., 2003), NOAH (CHEN

et al., 1996; EK et al., 2003), Variable Infiltration Capacity (VIC) (LIANG et al., 1994) e MOSAIC (KOSTER; SUAREZ, 1996).

Os dados simulados e forçantes atmosféricas utilizados pelos LSMs estão disponíveis nos formatos GRIB e NETCDF em <http://mirador.gsfc.nasa.gov/> para o período de 1979 até o presente na versão 1.0 ou 1948 a 2010 na versão mais recente (GLDAS 2.0), liberada em 2013. A principal diferença entre essas versões é o conjunto de dados das forçantes. Na primeira versão, esse conjunto é uma combinação (sem sobreposição) de múltiplos conjuntos de dados enquanto que a versão 2.0 utiliza o conjunto de forçantes meteorológicas global da Universidade de Princeton (SHEFFIELD; GOTETI; WOOD, 2006). A resolução espacial desses dados é de 1° (CLM, NOAH, MOSAIC e VIC) e 0,25° (NOAH), e a temporal varia de 3 horas a mensal.

O conjunto de dados da superfície terrestre consiste de mapas de classificação de vegetação em alta resolução (1 km), base de dados de solos (5'), base de dados topográficos (30') e mapa de índice de área foliar (1 km) (RODELL et al., 2004). Alguns dos conjuntos de dados das forçantes atmosféricas são os dados do Global Data Assimilation System (GDAS) dos National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (DERBER; PARRISH; LORD, 1991) e o produto TRMM 3B42V6 do Centro de Voo Espacial Goddard da Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço (NASA) (HUFFMAN et al., 2007).

4 Materiais e Métodos

O presente capítulo está organizado de acordo com a sequência das etapas mostradas na Figura 11. Primeiramente, são apresentados os dados utilizados na pesquisa (seção 4.1). Em razão da indisponibilidade de dados de precipitação observados para 2 anos analisados, procedeu-se com a validação dos produtos de sensoriamento remoto 3B42 e 3B43 (seção 4.2). Essa validação foi pautada em métricas estatísticas que visaram quantificar os erros das estimativas do satélite em termos espaciais e sazonais, e identificar a origem (sistemática ou aleatória) desses erros.

Em seguida, tratam-se as questões em relação às respostas do sistema hidrológico às secas meteorológicas (seção 4.3). A partir dos dados de precipitação, as secas meteorológicas foram caracterizadas, enquanto que as secas hidrológicas foram definidas com base nos dados de vazão (seção 4.3.1). Os impactos das secas foram quantificados com base em dois testes estatísticos (item 4.3.2). O teste U de Mann-Whitney (U-MW) foi usado para verificar se a perda de água nos reservatórios durante as secas foi significativa (subitem 4.3.2.1). O segundo teste (Mann-Kendall–MK), foi usado para avaliar as tendências de curto prazo nas séries temporais analisadas (subitem 4.3.2.2).

Na sequência, apresenta-se o processo adotado para remoção das componentes anual e semi-anual dos sinais analisados, visando identificar o sinal residual de cada variável (item 4.3.3). No item 4.3.4, apresenta-se o método de agrupamento hierárquico, empregado para identificar grupos de reservatórios com comportamentos similares. Finalmente, apresenta-se o método utilizado na quantificação dos tempos de resposta na seção 4.4.

4.1 Dados

4.1.1 Precipitação

Os dados de precipitação usados são oriundos de dois produtos em grade com mesma resolução espacial ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) e temporal (mensal). Para gerar os dados do primeiro produto (GBGR–Ground-based Gridded Rainfall) para a BRP, Xavier, King e Scanlon (2015) interpolaram dados diários de $\approx 1270^1$ postos pluviométricos, referentes ao período de 1983 a 2013. O GBGR não cobre todo o período de análise (1995–2015). Os dados de precipitação para os anos de 2014 e 2015 são do produto 3B43V7 do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA).

¹ Os 3625 postos mencionados na seção 4.2 referem-se à quantidade usada para gerar as estimativas para todo o território nacional.

Figura 11 – Processos propostos para cumprimento do objetivo geral. Os dados usados são: precipitação observada (P_{obs}) e estimada por satélite (P_{SAT}), vazão (Q), variação do armazenamento total terrestre (TWS), armazenamento de água no solo (SMS), evapotranspiração (ET) e armazenamento em reservatórios (RESS).

Cabe aqui uma justificativa da não utilização da precipitação usada como forçante nos modelos do GLDAS para caracterizar as secas meteorológicas. O principal motivo está relacionado à confiança na qualidade dos dados. Conforme mencionado na Revisão Bibliográfica², as forçantes nos modelos do GLDAS 1.0 oriundas de diferentes fontes geram um produto cuja qualidade não se conhece. Em contrapartida, além da melhor resolução espacial do GBGR e TMPA, o primeiro foi gerado puramente a partir de observações de terra e a qualidade do segundo é conhecida.

A escolha desses produtos (GBGR e TMPA) não se sustentaria caso o objetivo deste trabalho envolvesse o cálculo do balanço hídrico, cuja consistência dependeria fortemente do emprego de dados de mesma origem. Por exemplo, se a análise aqui proposta se apoiasse em variáveis simuladas, como umidade do solo, escoamento superficial e vazão, esperar-se-ia que o *input* do balanço fosse a própria precipitação que gerou tais respostas. Embora o fechamento do balanço seja importante, a variabilidade espaço-temporal dos sinais é o principal aspecto que se busca analisar para entender as respostas hidrológicas. Não obstante, a precipitação usada como forçante nos modelos do GLDAS foi comparada com o GBGR (Apêndice A), o que possibilitou avaliar o impacto da decisão de não utilizá-la.

² seção 3.4, pág. 63

4.1.2 Evapotranspiração

Os dados de evapotranspiração utilizados neste estudo são as estimativas geradas pelo algoritmo proposto por Zhang e Hiscock (2010) para o período entre 1995 e 2006. As estimativas do produto global MOD16 (seção 3.3.2, página 52), disponíveis para o período de 2000 a 2014, foram usadas para complementar o período de análise desses dados.

4.1.3 SMS e R_{off}

A análise de umidade do solo (SMS) e escoamento superficial R_{off} foi baseada nas simulações de quatro modelos globais de superfície terrestre (Land Surface Models – LSM) do GLDAS 1.0: NOAH, Mosaic, VIC e CLM (RODELL et al., 2004). O número de camadas verticais (CV) e respectivas profundidades (D) variam entre os LSMs: CLM (10 CV, $0 \leq D \leq 3,43$ m), Mosaic (3 CV, $0 \leq D \leq 3,5$ m), NOAH (4 CV, $0 \leq D \leq 2,0$ m), e VIC (3 CV, $0 \leq D \leq 2,0$ m). SMS é a média da umidade do solo de cada LSM individualmente, a qual foi obtida fazendo a média das quantidades de água ao longo de D em cada CV.

4.1.4 Águas subterrâneas

Dados de níveis de água subterrânea de quatro poços, localizados no interior da bacia do rio Paraná, foram obtidos no banco de dados do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM). Os dados referentes ao período compreendido entre jan/2010 e jan/2015 foram baixados a partir do endereço web: <http://rimasweb.cprm.gov.br/pmapper/_bacias_hidrograficas.php>. Existem aproximadamente 60 poços monitorados pela CPRM com disponibilidade de dados de nível dinâmico, cujos períodos de observação variam de alguns poucos anos a mais de uma década. Neste trabalho, apenas uma pequena amostra foi considerada, uma vez que a análise proposta não engloba o meio subterrâneo.

Informações detalhadas dos quatro poços (data de instalação, coordenadas, cota topográfica, dados construtivos, etc) podem ser encontradas em <rimasweb.cprm.gov.br/layout/detalhe/php?ponto=<cod>>, em que <cod> refere-se ao código de cada poço (3500029179, 3500026832, 3100020033 e 3500027884). De acordo com informações constantes nesse link, não há uso da água nos poços correspondentes a esses códigos, com exceção do poço 3100020033, cujo uso não consta na página web.

4.1.5 Armazenamento total de água–TWS

As soluções gravitacionais mensais no formato de harmônicos esféricos, relativos ao período de abril/2002 a abril/2015, foram obtidas junto ao Center for Space Research (CSR) da Universidade do Texas (UT) (BETTADPUR, 2012).

Em razão da inexistência de dados de terra que possibilitem quantificar acuradamente a incerteza da estimativa do TWSA medido pelo GRACE (TWSA-GRACEC), optou-se por empregar as estimativas atualizadas de erro, originalmente obtidas por [Svenson e Wahr \(2006\)](#), disponíveis em grace.jpl.nasa.gov. Considerando que os dados do GRACE aqui empregados não incorporaram o processo de filtragem (ou fatores de escala), os ditos *leakage errors* não necessitam ser considerados. Assim, apenas os erros disponíveis na página web do Jet Propulsion Laboratory (JPL) foram contabilizados.

4.1.6 RESS

Há diversos reservatórios na BRP, muitos dos quais com volumes desprezíveis dentro do contexto deste estudo. Considerando os esforços necessários para compilar e processar os dados de cada reservatório individualmente, foram selecionados apenas aqueles cuja área do espelho d'água excede 1000 ha. O volume de um reservatório com área de projeção horizontal inferior a 1000 ha varia em torno de $0,25 \text{ km}^3$, o que representa menos de 0,1 % da capacidade de armazenamento média analisada neste trabalho.

Aproximadamente 50 reservatórios passaram nesse primeiro critério. Um segundo critério para filtragem dos dados consistiu em remover os casos cujas séries temporais continham falhas correspondendo a 50 % ou mais dos registros. Assim, apenas 37 dos 50 reservatórios foram considerados para análise (Tabela 3). A máxima capacidade de armazenamento desses 37 reservatórios é $\approx 250 \text{ km}^3$. Dados diários de vazão afluente, efluente (defluências), nível e volume armazenado referentes ao período de janeiro de 1995 a julho de 2015 foram obtidos junto à Agência Nacional de Águas em <http://sar.ana.gov.br/MedicaoSIN>.

Entre os reservatórios remanescentes, apenas oito contêm falhas nas séries: Billings (30 %), Funil (18 %), Jaguari (18 %), Paraibuna (18 %), Três Marias (17 %), Miranda (15 %), Cachoeira Dourada (9 %) e Corumbá I (9 %). As seguintes informações de cada reservatório (e Sistema Cantareira) são fornecidas: coordenadas geográficas, estados onde estão localizados, área superficial e capacidade de armazenamento (volume).

4.2 Validação do TMPA 3B42V6 e V7

4.2.1 Dados gerais

A avaliação do TRMM consistiu da comparação entre as estimativas diária e mensal do TMPA 3B42 e 3B43 com o produto GBGR (Ground-Based Gridded Rainfall). Esse produto, com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, foi criado por [Xavier, King e Scanlon \(2015\)](#) a partir da interpolação de dados diários de ≈ 3625 postos pluviométricos pertencentes à Agência Nacional de Águas (ANA), Instituto de Meteorologia (INMET) e Departamento

Tabela 3 – Informações gerais sobre os reservatórios analisados

Nome	Latitude	Longitude	Estado	Área (km ²)	Volume (hm ³)
Água Vermelha	-19.86	-50.34	MG	647	16.883
Bariri	-22.15	-48.75	SP	45	1.089
Barra Bonita	-22.64	-48.27	SP	310	4.191
Billings	-23.79	-46.57	SP	88	995
Cachoeira Dourada	-18.50	-49.49	MG	59	523
Camargos	-21.33	-44.62	MG	60	792
Sistema Cantareira	-	-	SP	86	990
Chavantes	-23.13	-49.73	SP	363	8.795
Capivara	-22.8	-51.04	SP	564	10.541
Corumbá I	-17.99	-48.53	GO	44	1.030
Emborcação	-18.44	-47.99	GO	382	17.725
Furnas	-20.96	-45.85	MG	1203	22.950
Funil	-21.16	-44.9	MG	31	541
Ibitinga	-21.76	-48.99	SP	92	981
Itaipu	-25.41	-54.59	PR	1338	29.000
Ilha Solteira	-20.38	-51.36	MS	1165	21.060
Itumbiara	-18.41	-49.1	MG	702	17.000
Jaguará	-20.02	-47.43	MG	33	460
Jupiaá	-20.78	-51.63	MS	297	3.353
Jaguari	-23.19	-46.08	SP	38	1.236
Jurumirim	-23.21	-49.23	SP	414	7.008
Mal. M. de Moraes	-20.42	-46.85	MG	233	4.040
Marimbondo	-20.31	-49.19	SP	363	6.150
Miranda	-18.91	-48.04	MG	46	1.120
Nova Avanhandava	-21.12	-50.2	SP	195	2.775
Nova Ponte	-19.16	-47.36	MG	406	12.792
Paraibuna	-23.37	-45.66	SP	132	4.732
Porto Colômbia	-22.44	-52.97	MS	128	2.335
Promissão	-21.3	-49.78	SP	519	7.759
Rosana	-22.59	-52.86	SP	196	1.912
Salto Osório	-25.53	-53.01	PR	47	1.124
Salto Santiago	-25.61	-52.62	PR	192	6.756
Sao Simão	-19.02	-50.5	GO	609	12.540
Taquaraçu	-22.62	-51.78	SP	85	674
Três Irmãos	-20.67	-51.3	SP	651	13.373
Três Marias	-18.21	-45.26	MG	856	23.778
Volta Grande	-20.09	-48.04	MG	182	4.220

Figura 12 – Precipitação média anual (mm) (1998–2013) nas cinco regiões geográficas (a); distribuição espacial dos 3625 postos pluviométricos (b).

de Águas e Energia Elétrica (DAEE) do estado de São Paulo (Figura 12). Os dados diários do TMPA foram acumulados mensalmente para se obter as estimativas mensais. Considerou-se um período de 14 anos (1998 a 2011) para o qual o desempenho do TMPA foi avaliado em todo o território brasileiro e individualmente para as regiões norte (N), nordeste (NE), centro-oeste (CO), sudeste (SE) e sul (S).

Essas regiões correspondem, aproximadamente, com a distribuição espacial das médias pluviométricas anuais (Fig. 12). Na região norte do Brasil, prevalecem as chuvas convectivas, que estão relacionadas com uma zona de baixa pressão e convergência de ventos em baixos níveis, chamada Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A região N é preponderantemente plana, com cotas altimétricas variando de 0 a ≈ 400 m acima do nível do mar (Figura 13). A maior parte do NE é caracterizada por clima semi-árido, com precipitação média anual variando de ≈ 400 a ≈ 700 mm ano⁻¹. Nessa região, a ZCIT tem um papel importante, definindo a estação chuvosa entre abril e junho. As taxas pluviométricas aumentam (≥ 1500 mm ano⁻¹) em direção à faixa costeira leste, que está relacionada com o contraste entre a temperatura do ar sobre o oceano e o continente (KOUSKY, 1979).

Exceto pela parte mais ao norte da região SE, as variações da pluviometria anual são semelhantes àsquelas da região CO (≈ 1000 – 2000 mm). Em função de sua latitude, as regiões SE e CO são caracterizadas pela transição entre os climas tropical quente e temperado (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007). Em contraste com outras regiões, essas têm diferenças bem definidas na precipitação entre o verão e o inverno.

A precipitação média anual na região S é, especialmente, mais uniforme (≈ 1200 – 2000 mm). Algumas das forçantes atmosféricas que controlam a precipitação nessa região

Figura 13 – Mapa altimétrico do Brasil (resolução horizontal: 1") (VALERIANO; ROSSETTI, 2012)

são o El Niño Oscilação Sul e sistemas convectivos e frontais sobre o Oceano Atlântico sul (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; KOUSKY; ROPELEWSKI, 1989).

4.2.2 Análises

A validação do TMPA baseou-se nas seguintes métricas estatísticas: Erro Absoluto Médio (EAM) (Eq. 4.1), índice de concordância refinado (d_r) (Eq. 4.2), viés (ou *bias*) (Eq. 4.3), componentes sistemática e não-sistemática (aleatória) do Erro Quadrático Médio (MSE_s^3 e MSE_u) (Eqs. 4.4 e 4.5). Apesar do GBGR ter sido usado como dado de referência, tomou-se por hipótese que o mesmo não é livre de erros; portanto, o EAM foi usado para calcular a magnitude média dos desvios do TMPA em relação ao GBGR, em vez de ser analisado como uma medida de erro propriamente dita. De acordo com Willmott e Johnson (2005), métricas estatísticas baseadas no quadrado das diferenças são funções tanto do erro médio quanto da forma da distribuição dos erros. Portanto, tais métricas (e.g. raiz do erro quadrático médio - $RMSE^4$) são medidas inapropriadas de erro médio, embora comumente usadas para esse fim (WILLMOTT; JOHNSON, 2005). Assim, é preferível calcular métricas baseadas em valores absolutos, como EAM, em vez de diferenças quadráticas. Não obstante,

³ Mean Squared Error

⁴ Root-Mean-Square Error

tais métricas (e.g. RMSE, MSE, etc) podem fornecer informações sobre o tipo de erro (sistemático ou aleatório) (WILLMOTT, 1982).

O índice d_r indica o erro de previsão do modelo (no caso, TMPA) em relação aos desvios observados em torno da média, ou seja, ele indica se é melhor preencher uma eventual falha nas observações com um dado simulado por um modelo ou pela média histórica das observações. Assim, $d_r = 1$ indica perfeita concordância entre TMPA e GBRG; $d_r = 0.5$ indica que os erros de quando se utiliza as estimativas do modelo correspondem à metade dos erros resultantes caso, em vez dos valores realmente medidos, fossem usados os valores médios observados; $d_r = 0$ indica que a capacidade preditiva do modelo equivale àquela da média das observações; $d_r < 0$ indica que os erros do modelo excedem aqueles resultantes do uso da média das observações (WILLMOTT; ROBESON; MATSUURA, 2012).

$$EAM = \frac{\sum_{i=1}^N |O_i - S_i|}{N} \quad (4.1)$$

$$d_r = \begin{cases} 1 - \frac{\sum_{i=1}^N |S_i - O_i|}{2 \sum_{i=1}^N |O_i - \bar{O}|}, & \text{se } \sum_{i=1}^N |S_i - O_i| \leq 2 \sum_{i=1}^N |O_i - \bar{O}| \\ \frac{2 \sum_{i=1}^N |O_i - \bar{O}|}{\sum_{i=1}^N |S_i - O_i|}, & \text{se } \sum_{i=1}^N |S_i - O_i| > 2 \sum_{i=1}^N |O_i - \bar{O}| \end{cases} \quad (4.2)$$

$$bias = N^{-1} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i) \quad (4.3)$$

$$MSE_s = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{S}_i - O_i)^2}{N} \quad (4.4)$$

$$MSE_u = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - \hat{S}_i)^2}{N} \quad (4.5)$$

em que O_i e S_i são a precipitação diária (ou mensal) observada e estimada pelo satélite; N é o tamanho da amostra, e $\bar{O}$ é a média climatológica diária (ou mensal) observada correspondente. Dada a regressão de mínimos quadrados entre O e S , com coeficiente angular a e de interceptação do eixo das ordenadas b , a precipitação estimada pela regressão é dada por $\hat{S}_i = aP_i + b$. Além da análise diária e mensal, fez-se uma análise sazonal, ou seja, para as estações definidas pelos meses DJF (Dez a Fev), MAM (Mar a Maio), JJA (Jun a Ago) e SON (Set a Nov).

4.2.3 Semivariogramas

Dado que a qualidade da interpolação que gerou o GBGR depende da densidade das estações pluviométricas, considerou-se pertinente avaliar a representatividade do GBGR. O semivariograma é uma medida de continuidade espacial pertencente ao campo da geoestatística. A geoestatística visa a caracterização espacial de determinada variável de interesse com base na sua distribuição e variabilidade espaciais (YAMAMOTO; LANDIM, 2013). Para se obter e interpretar corretamente um semivariograma, as seguintes bases teóricas são necessárias.

A covariância é uma métrica estatística que mede a variabilidade conjunta de duas variáveis aleatórias (x e y), visando verificar se ambas variáveis apresentam comportamentos similares. Em geoestatística, essa métrica quantifica, para uma mesma variável (e.g. temperatura), a relação entre valores por ela assumidos em pontos distintos no espaço, distantes d metros entre si. Intuitivamente, espera-se que as similaridades ocorram para vizinhanças mais próximas, ou seja, que as diferenças aumentem com o aumento de d .

Tomando o exemplo da variável temperatura, é de se esperar que as diferenças espaciais ocorram segundo um gradiente, gerando desconfiância quando são observados valores destoantes que interrompem a continuidade espacial esperada. Sabe-se, no entanto, que essa variação não é função apenas da distância d , mas depende também da direção. Ainda no caso da temperatura, é perfeitamente aceitável que, a partir de determinado ponto, sejam observadas num mesmo raio d temperaturas opostas se numa dada direção há elevação da altitude e, no sentido oposto, a topografia é plana. Assim, a covariância também pode alterar dependendo da direção, devido a anisotropia do sistema em questão. Em meios isotrópicos, a covariância varia somente em função do raio d , sem depender da direção.

Dada uma variável $Z(x)$, a análise de correlação entre pares $Z(x)$ e $Z(x + d)$ mostrará que a dispersão aumenta ($\downarrow$ correlação) conforme d aumenta, até o ponto em que não haverá mais correlação espacial. A Figura 14 ilustra dois casos particulares ($d = 2$ e $d = 8$). Observa-se que há boa correlação espacial para valores de Z mais próximos entre si ($d = 2$). Ao aumentar a distância entre si ($d = 8$), os valores assumidos por Z passam a apresentar menor correlação espacial, representada pela maior dispersão dos pontos no gráfico à direita. Com o aumento de d , a nuvem de pontos tornar-se-á mais dispersa até não ser observada nenhuma correlação espacial entre amostras. Pode-se afirmar que a dispersão da nuvem é um indicador do grau de correlação espacial para diferentes valores de k e p . Algumas medidas de dispersão podem ser, portanto, empregadas para quantificar a covariância entre amostras, gerando quantificadores da continuidade espacial de Z .

O semivariograma ($\gamma(d)$) é uma dessas medidas, sendo definido como a variância

Figura 14 – Gráficos de dispersão $Z(x)$ vs $Z(x + d)$ para $d = 2$ e $d = 8$. Fonte: modificado de people.ku.edu/~gbohling/cpe940/

Figura 15 – Relação entre semi-variograma e covariância. Fonte: modificado de www.people.ku.edu/

do incremento $[Z(x + d) - Z(x)]$, para $N(\mathbf{d})$ pares de pontos para cada valor de d :

$$\gamma(\mathbf{d}) = \frac{1}{2N(\mathbf{d})} \sum_{n=1}^{N(\mathbf{d})} [Z(x_n + \mathbf{d}) - Z(x_n)]^2 \quad (4.6)$$

Os vários valores assumidos por $\gamma(d)$ podem ser representados num gráfico d vs $\gamma(d)$, no qual demonstra-se que a semivariância, representada pelo semivariograma tem comportamento inverso a função de covariância (Figura 15). Observa-se que a partir de determinada distância d_{lim} , o gráfico do semivariograma muda a declividade, tendendo para uma horizontalização. Para $d \geq d_{lim}$, não há mais correlação entre os pares $Z(x)$ e $Z(x + d)$.

4.3 Respostas hidrológicas

4.3.1 Indicadores de secas

O SPI foi selecionado como índice para caracterizar secas meteorológicas devido a sua simplicidade de implementação, por sua interpretação ser espacialmente invariável e por ser probabilístico. A função de probabilidade gamma foi utilizada para descrever a precipitação sobre a área de estudo por se tratar de uma escolha recorrente na literatura (TEODORO *et al.*, 2015). Neste estudo, foi utilizado o SPI-12 mensal com base em 35 anos de dados pluviométricos (janeiro 1980 a agosto de 2015).

O SDI foi selecionado como indicador de secas hidrológicas por ser análogo ao SPI em termos de custo computacional, facilidade de implementação e por reduzir a caracterização da seca para uma simples relação do tipo severidade versus frequência (NALBANTIS; TSAKIRIS, 2008). Para cada ano hidrológico, o SDI pode ser obtido para períodos de 3, 6, 9 e 12 meses, com base em dados de vazão acumulada. Visando manter a concordância com o SPI, foi utilizado o SDI-12, o qual representa a anomalia de 12 meses de um determinado ano hidrológico em relação aos 12 meses dos demais anos hidrológicos.

Existem diversos reservatórios ao longo do curso d'água principal, logo a vazão afluente em um reservatório de jusante é uma combinação da vazão gerada pela bacia de contribuição do próprio reservatório com a vazão efluente do(s) reservatório(s) de montante. Portanto, para a maioria dos reservatórios analisados, SDI não reflete apenas a condição de seca hidrológica natural mas o grau de seca hidrológica da vazão total afluente em cada represa.

O período de disponibilidade dos dados de vazão nas usinas hidrelétricas (UHE) é a partir de 1995. O leitor deve estar ciente, portanto, que os resultados do SDI indicam o grau de seca hidrológica em relação a uma janela temporal de apenas 20 anos.

4.3.2 Quantificação dos impactos no sistema hidrológico

Além do indicador de seca hidrológica, os impactos no sistema hidrológico decorrentes das secas meteorológicas foram avaliados com base nos índices estatísticos descritos a seguir.

4.3.2.1 Teste U de Mann-Whitney (U-MW)

Esse teste é uma alternativa não paramétrica ao teste paramétrico t de Student para averiguar se duas amostras independentes, X e Y , vêm da mesma população (MANN; WHITNEY, 1947). O teste U-MW equivale ao teste de Wilcoxon com soma de postos (W rank-sum) ou ainda ao correspondente teste de Wilcoxon-Mann-Whitney (WMW rank-sum), e consiste no cálculo do índice estatístico U (Eq. 4.7). Este índice representa o

número de vezes que um elemento y precede um elemento x quando X e Y são ordenados de maneira crescente.

$$U_S = W - \frac{N_S(N_S + 1)}{2} \quad (4.7)$$

em que S pode ser X ou Y , $U_S = \min[U_X, U_Y]$, W é a soma dos ranks em cada amostra, N_S é o tamanho da amostra S (X ou Y). Se a hipótese nula (H_0) de que as duas amostras têm origem na mesma população for rejeitada, significa que X e Y são estatisticamente diferentes entre si. Esse teste foi usado para verificar se a perda de água nos reservatórios durante as secas foi significativa. Assim, X representa o armazenamento médio mensal dos reservatórios para cada ano hidrológico (AH) testado e Y é o armazenamento médio mensal para todo o período exceto o testado. H_0 foi testado usando a média sazonal (março a maio) com nível de significância de 5%.

4.3.2.2 Teste de Mann-Kendall

Conforme observado por Cox e Stuart (1955), séries temporais com correlação serial positiva (tal como a maioria das variáveis hidrológicas) tem maior probabilidade de detecção de tendência, mesmo na ausência de uma tendência real. Para evitar isto, o teste usado para detectar tendências deve ser modificado ou antecedido pela remoção da correlação serial, num processo chamado de *pre-whitening* (HAMED, 2008). Apesar de ter sido bastante adotado em estudos anteriores (GAO et al., 2011; BURN; ELNUR, 2002; ZHANG et al., 2001), o *pre-whitening* pode não ser suficiente se a série temporal não se enquadra num modelo autoregressivo de grau 1 (AR(1))⁵ (STORCH, 1999; BAYAZIT; ÖNÖZ, 2007). Em outros casos, esse processo pode enfraquecer a magnitude da tendência, dificultando a sua detecção (SANG; WANG; LIU, 2014).

Diante disto, optou-se pelo uso da versão do teste de Mann-Kendall (MK) modificada para dados sazonais com correlação serial proposta por Hirsch e Slack (1984). O índice S do teste de MK é dado por:

$$S = \sum_{i < j} \text{sng}(x_j - x_i) \quad (4.10)$$

⁵ Um modelo autorregressivo (AR) é aquele que prevê o comportamento futuro baseado no comportamento passado (BOX; JENKINS; REINSEL, 1994). Em geral, as variáveis hidrológicas possuem correlação temporal, i.e., o valor y_t que ela assume num determinado tempo t está correlacionado com aquele no tempo $t - 1$ (y_{t-1}). Um modelo AR pode ser definidos de acordo com um grau p em função de um parâmetro aleatório ϵ_t , uma constante C e parâmetros reais ξ :

$$y_t = C + \xi_1 y_{t-1} + \dots + \xi_p y_{t-p} + \epsilon \quad (4.8)$$

O modelo AR(1) é um caso particular em que a ordem (p) é igual a 1:

$$y_t = \xi y_{t-1} + \epsilon \quad (4.9)$$

em que x_i são valores da série temporal X ; $\text{sng}(x_j - x_i) = -1$ se $x_j < x_i$; $\text{sng}(x_j - x_i) = 0$ se $x_j = x_i$ e $\text{sng}(x_j - x_i) = 1$ se $x_j > x_i$. A significância da tendência é testada por meio da comparação do índice Z_S (Eq. 4.11) com o nível de significância α adotado (KENDALL, 1975).

$$Z_S = \begin{cases} (S - 1)/\sqrt{\text{Var}(S)} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ (S + 1)/\sqrt{\text{Var}(S)} & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (4.11)$$

em que $\text{Var}(S)$ é a variância de S . Se $|Z_S| < Z_\alpha$, a tendência não é significativa com α adotado. Na versão modificada, o teste é feito individualmente para cada estação (neste estudo, janeiros, fevereiro, etc) e H_0 é testada apenas se a tendência em todas as estações (meses) tiverem a mesma direção. Uma vez confirmada a significância da tendência, esta é quantificada por meio do parâmetro “sens”, que representa a declividade da reta de regressão, conhecida como *Sens's slope*.

4.3.3 Processamento dos sinais

A presente seção tem por objetivo apresentar, ainda que de forma resumida, a fundamentação teórica utilizada na preparação das séries temporais para análise. As séries temporais hidrometeorológicas contém componentes sazonais que dificultam sua análise, pois as oscilações limitam a interpretação quanto à ocorrência de tendências de crescimento ou diminuição do sinal, velocidade de mudança, etc. A base teórica apresentada a seguir é vastamente empregada na análise de sinais com objetivo de capturar características de interesse contidas no domínios de tempo ou frequência dos sinais, podendo esta última ser explorada por meio da análise espectral. A hipótese básica da análise espectral é que qualquer série temporal pode ser representada por um conjunto de funções seno e cosseno.

Dado a característica sazonal dessas funções, tal hipótese é particularmente verdadeira em se tratando de alguns processos naturais que nitidamente possuem fortes características cíclicas e/ou sazonais⁶. Assim, a série temporal de uma determinada variável hidrológica X_t pode ser aproximada por:

$$y_t = \bar{y} + \sum_{i=1}^n \left[a_i \cos\left(2\pi \frac{i \cdot t}{n_t}\right) \right] + \sum_{i=1}^n \left[a_i \sin\left(2\pi \frac{i \cdot t}{n_t}\right) \right] \quad (4.12)$$

em que $\bar{X}$ é a média da série, a_i e b são as amplitudes. A variável n determina o ciclo analisado. No ciclo anual ($n = 1$), um período completo corresponde a 1 ano (12 meses), enquanto que no ciclo semi-anual ($n = 2$), um ano contém dois períodos completos (e.g., Figura 4.3.3). A variável temporal t corresponde ao índice temporal série, devendo ser ajustada de acordo com a escala temporal da série. Assim, para dados diários, $n_t = 365$,

⁶ Um padrão sazonal é influenciado por fatores sazonais e tem um período fixo e conhecido, enquanto que um padrão cíclico não tem período de recorrência fixo (e.g., ciclo de ocorrência do El-Niño).

Figura 16 – Função seno com ciclo anual ($n=1$) e semi-anual ($n=2$).

e o termo dentro dos parênteses torna-se $2\pi \frac{i \cdot t}{365}$. As séries analisadas neste trabalho têm resolução temporal mensal, logo $n_t = 12$.

Para estimar os coeficientes a_i e b_i , utilizou-se o método dos mínimos quadrados ordinário, o qual busca soluções para o sistema $\vec{y}_i = \mathbf{A}_{ij} \times \vec{x}_i$, em que $\vec{x} = \{a_1, b_1, a_2, b_2\}$, $m_i = t_i \div n_t$ e:

$$A = \begin{bmatrix} \sin(2\pi m_1) & \cos(2\pi m_1) & \sin(4\pi m_1) & \cos(4\pi m_1) \\ \sin(2\pi m_2) & \cos(2\pi m_2) & \sin(4\pi m_2) & \cos(4\pi m_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \sin(2\pi m_i) & \dots & \dots & \cos(4\pi m_i) \end{bmatrix}$$

O residual dado pela diferença entre a série original (y_{obs}) e a série estimada (y_i) fornece o sinal livre das componentes sazonais anual e semi-anual.

4.3.4 Análise de grupos

Essa análise visou avaliar as possíveis diferentes respostas do sistema hidrológico refletidas no armazenamento dos reservatórios contidos na área de estudo. A análise de *clusters* é uma opção bastante útil para identificar padrões distintos em grandes amostras. Existem várias técnicas para agrupamento de dados (*data clustering*), baseados em diferentes critérios, geralmente envolvendo algum tipo de similaridade.

Uma abordagem usualmente adotada para identificar grupos similares entre séries temporais hidrológicas é o *hierarchical clustering* (NETO et al., 2015; GONG; RICHMAN, 1995), em que as similaridades entre elementos é mensurada por uma função de distância (BAILEY, 1994). A distância entre pares de elementos (objetos) define os primeiros grupos (*clusters*) da árvore hierárquica (Figura 17). Em seguida, a distância entre clusters é

Figura 17 – Exemplo de agrupamento de 5 elementos aleatórios e árvore hierárquica resultante.

calculada e novos clusters de maior hierarquia são formados, e assim por diante até que haja apenas dois grupos. A hierarquia dos clusters é normalmente representada por meio de um dendrograma (Figura 17), em que os objetos e a distância entre objetos (ou clusters) são plotadas nos eixos X e Y, respectivamente.

São duas as decisões que devem ser tomadas para obter os clusters: qual função de distância empregar e qual critério de ligação entre clusters (*linkage criterion*). Neste trabalho, foi selecionado o método de Ward (1963) como *linkage criterion*. O método de Ward utiliza um algoritmo de mínima variância para calcular a distância quadrática entre dois objetos a e b (Eq. 4.13) (WARD, 1963). Dentre as funções de distância disponíveis no software Matlab, uma escolha popular que tem dado bons resultados (RAMONI; SEBASTIANI; KOHANE, 2002) é a distância Euclidiana ($\|\bar{x}_a - \bar{x}_b\|_2$). Finalmente, deve-se definir a máxima distância de cluster (MDC), que representa o limiar abaixo do qual os objetos são considerados partes de um mesmo grupo (cluster). Optou-se por utilizar um processo iterativo para definir a MDC, no qual diversos valores foram testados e os clusters resultantes foram avaliados, sendo selecionada uma opção final com base em sua capacidade de representar a variabilidade existente na amostra (seção 5.2.3, pág. 105).

$$d(a, b) = \sqrt{\frac{2n_a n_b}{(n_a + n_b)}} \|\bar{x}_a - \bar{x}_b\|_2 \quad (4.13)$$

Neste trabalho, os chamados objetos, usados para gerar os clusters, são as séries temporais de armazenamento mensal dos reservatórios. Algumas dessas séries possuem bastante ruído, dificultando a análise de grupos. A remoção de ruídos em sinais pode ser feita utilizando Wavelets, sendo esta uma opção mais vantajosa que outros métodos clássicos, como análise espectral de Fourier (CHOU, 2011).

A transformada wavelet é uma ferramenta bastante usada em estudos hidrológicos devido a sua capacidade de análise de sinais nos domínios de tempo e frequência (LABAT

Figura 18 – Transformada wavelet de Daubechies de ordem 5 (db5)

et al., 2004; LABAT, 2005; LABAT, 2008; WEI; SONG; KHAN, 2012; NIU; SIVAKUMAR, 2013). A transformada wavelet (TW) pode ser contínua (TWC) ou discreta (TWD), tendo sido adotada, neste estudo, a segunda. A TWD consiste num processo de filtragem digital através do domínio do tempo, permitindo que altas e baixas frequências sejam separadas do sinal original. Neste processo, dois filtros complementares (filtro passa-baixas- $g[\cdot]$ e passa-altas- $h[\cdot]$) são aplicados ao sinal original, gerando dois sinais para cada nível: Aproximações (APP) e Detalhes (DET). O APP e DET contém, respectivamente, componentes de alta e baixa frequência do sinal. Os filtros $g[\cdot]$ e $h[\cdot]$ são os únicos elementos necessários para calcular a TWD de um sinal. Esses filtros são definidos de acordo com a função wavelet “mãe” (ψ) que, por sua vez, depende dos dados analisados. Uma escolha comum em diversos estudos hidrológicos é a TW de Daubechies (RAMANA et al., 2013; NALLEY; ADAMOWSKI; KHALIL, 2012; WEI; SONG; KHAN, 2012) devido à sua habilidade em remover ruído de sinais, e características próprias que as fazem capaz de localizar eventos em sinais com dependência temporal (POPIVANOV; MILLER, 2002; VONESCH; BLU; UNSER, 2007).

Com base em escolhas encontradas na literatura (NIU; SIVAKUMAR, 2013; WEI; SONG; KHAN, 2012), optou-se pela TW de Daubechies com ordem $N=5$ (db5) para decompor os sinais (Figura 18). De acordo com o número de momentos nulos (ν) da db5 e da quantidade de dados (n), o nível máximo de decomposição (L) é 5 (ARTIGAS; ELIAS; CAMPRA, 2006); portanto, adotou-se $L=5$. A TWD dos sinais das séries temporais de armazenamento mensal dos reservatórios foi calculada utilizando a função *Multilevel 1-D wavelet decomposition* do Matlab.

4.4 Tempos de resposta

A determinação dos tempos de resposta (TR) do sistema hidrológico foi feita por meio da quantificação da defasagem temporal entre mudanças na série mensal do SPI e as

respectivas alterações nas séries de vazão e/ou armazenamento dos reservatórios. Para tanto, foi aplicado o método apresentado a seguir, o qual identifica pontos de mudança (PM) em séries temporais. Os TRs foram contabilizados como sendo o intervalo de tempo entre PM nessas séries. Uma série temporal pode conter mudanças na média, variância, etc. Neste estudo, buscou-se identificar apenas mudança na média.

Existem várias abordagens para determinação de pontos de mudança (PETTITT, 1979; SHARIFZADEH; AZMOODEH; SHAHABI, 2005; RADZIEJEWSKI; BARDOSSY; KUNDZEWICZ, 2000; LAVIELLE, 1999; SHI et al., 2015). Em razão das hipóteses assumidas individualmente por cada abordagem, nem sempre estas convergem em relação aos pontos de mudança detectados (MELO; WENDLAND, 2016). Os resultados apresentados aqui foram gerados por meio do método similar àquele adotado por Gocic e Trajkovic (2013) para detectar mudanças em variáveis meteorológicas. Esse método de análise de ponto de mudança (APM) combina somas acumulativas com o método Bootstrap de reamostragem aleatória de dados com substituição (EFRON, 1979).

Dado um vetor de dados $X = \{X_1, X_2, \dots, X_T\}$, em que T é o comprimento do vetor, as somas acumulativas $S_0, S_1, \dots, S_T$ são dadas por $S_i = S_{i-1} + (X_i - \bar{x})$, com $i=1, 2, \dots, T$ e $\bar{x}$ =média de X . Calcula-se, então, a magnitude da diferença $S_{dif} = S_{max} - S_{min}$, em que: $S_{max} = \max_{i=1,2,\dots,T} S_i$ e $S_{min} = \min_{i=1,2,\dots,T} S_i$.

Em seguida, o método Bootstrap é usado para determinar o nível de confiança. O vetor original X é reordenado aleatoriamente, gerando uma primeira amostra de bootstrap $x_1^1, x_2^1, \dots, x_T^1$, a partir da qual obtém-se a soma acumulativa de bootstrap $S_1^1, S_2^1, \dots, S_T^1$. As somas acumulativas de bootstrap S_{max}^1 e S_{min}^1 são calculadas para determinar o número de bootstraps (N) para os quais $S_{dif}^1 < S_{dif}$. Esse processo é repetido T vezes e o nível de confiança (NC) no qual ocorre um PM é dado por: $NC = 100 \frac{N}{T} \%$. A APM aqui realizada foi baseada em 1000 amostras de bootstrap e foram considerados os PM com nível de confiança $\geq 99\%$ ($\alpha=0,01$).

5 Resultados

5.1 Validação do TMPA

5.1.1 Análise temporal e espacial em escala de pixel - 3B42

5.1.1.1 Análise mensal

A comparação entre os dados de referência (GBGR) e as versões 6 e 7 do TMPA 3B42 na escala mensal mostrou que o EAM foi bastante variável espacialmente no Brasil. Na região norte (N) e numa estreita faixa costeira do nordeste (NE), o EAM foi maior ($\geq 60 \text{ mm mês}^{-1}$) que nas demais regiões, nas quais foram observados valores de $\text{EAM} \leq 40 \text{ mm mês}^{-1}$. Observam-se, inclusive, áreas no N onde o EAM ultrapassou 100 mm mês^{-1} . Já no semiárido nordestino e sudeste (SE), o EAM foi $\leq 20 \text{ mm mês}^{-1}$.

Os resultados mostram uma boa concordância ($d_r \geq 0,6$) na maior parte do Brasil, indicando razoável confiabilidade nas estimativas mensais em relação ao GBGR. Ainda de acordo com esse índice, uma concordância modesta entre o TMPA 3B42 V7 e o GBGR ($d_r \approx 0,4$) é encontrada ao longo da costa leste do NE e parte oeste da região N. De acordo com informações disponíveis no site da NASA (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/>

Figura 19 – Resultados mensais da avaliação do TRMM. Distribuição espacial do EAM (a), índice de concordância d_r (b), e viés (c) do produto 3B42V7; distribuição espacial da diferença, entre as versões V6 e V7 do TMPA 3B42, das métricas: EAM (d), d_r (e), e viés (f).

Figura 20 – Semivariograma da precipitação anual na região norte.

[precipitation/additional/faq](#)>, último acesso em 01/02/2017), as quantidades e ocorrências de precipitação tendem a ser subestimadas em algumas áreas costeiras. É precisamente isto que se observa para a região NE (Figura 19c): viés negativo ($\approx 30 \text{ mm mês}^{-1}$), indicando subestimação.

Os baixos valores de d_r e elevado EAM encontrados em algumas áreas do N podem estar relacionados às limitações dos dados de referência (GBGR), não significando, necessariamente, uma má qualidade das estimativas do TRMM. Embora as séries pluviométricas observadas tenham sido checadas em busca de inconsistências, a cobertura espacial da rede de monitoramento pode ser demasiadamente limitada para gerar estimativas em grade que reflitam a espacialidade real da precipitação.

Faz-se necessário, portanto, avaliar a confiança dos dados do GBGR em áreas com baixa densidade de postos pluviométricos. Para tanto, analisou-se o semivariograma da precipitação anual para obter informações sobre a correlação espacial na região. A análise realizada neste trabalho foi baseada em dados de, aproximadamente, 650 postos pluviométricos, a partir dos quais obteve-se a média anual referente ao período 1980–2012. O semivariograma foi utilizado para identificar o alcance dentro do qual a precipitação é autocorrelacionada. Dessa forma, é possível calcular a distância máxima de outros postos utilizados na interpolação, que gerariam estimativas do GBGR confiáveis. Assim, pode-se inferir se a precipitação obtida para um determinado pixel do GBGR, obtida a partir de dados de postos vizinhos tem probabilidade de ser confiável.

A curva de semivariância obtida utilizando um modelo gaussiano mostra que a referida distância máxima (ou alcance) é inferior a 100 km (Figura 20). Comparando os mapas das métricas mensais (Figura 19) e de cobertura espacial de estações pluviométricas (Figura 12, pág. 12), nota-se que as áreas da região N com EAM elevado e baixo d_r são também aquelas com baixa densidade de postos de monitoramento. Nessas áreas, a distância para os postos vizinhos mais próximos pode chegar a 300 km. Logo, a precipitação medida nessas estações não é bem correlacionada com a precipitação nas áreas não monitoradas.

Figura 21 – Gráfico de dispersão entre o índice de concordância (d_r) e a respectiva densidade de postos pluviométricos por pixel analisado. No gráfico, a densidade da nuvem de pontos aumenta de azul para vermelho.

Embora as estimativas do TRMM nas referidas áreas não apresentem boa concordância com o GBGR, não é prudente afirmar categoricamente que esse fato seja devido à má qualidade das leituras do satélite nessas áreas. Adicionalmente, [Xavier, King e Scanlon \(2015\)](#) mostraram que o desempenho do GBGR sobre a bacia Amazônica foi inferior quando comparado às demais regiões do país.

A baixa densidade de estações explicaria o suposto baixo desempenho do TMPA na região N. Destaca-se, no entanto, que o fato de haver menos estações para interpolação não significa, necessariamente, que o produto GBGR só é confiável em regiões mais monitoradas. Se assim o fosse, esperar-se-ia que as métricas para as demais áreas com baixa densidade de estações também sugerissem desempenho insuficiente do TMPA, uma vez que as áreas mais monitoradas apresentaram os maiores valores de d_r . Isto implicaria no fato de existir uma relação direta entre densidade de estações e o desempenho do TMPA.

Entretanto, altos valores de d_r também foram encontrados em áreas com baixa densidade de postos de monitoramento. Na Figura 21, a maior concentração de pontos (menor dispersão) refere-se a $0,2 \leq d_r \leq 0,8$. Em geral, o aumento da densidade de postos coincide com maiores valores de d_r , mas houve uma grande quantidade de pixels com densidade < 10 postos por grau espacial (≈ 27 km no equador).

Os resultados para a região NE ilustram o caso de bom desempenho do TMPA e baixa densidade de estações. Nesses casos, esse bom desempenho pode estar relacionado à combinação dos baixos índices pluviométricos (≤ 500 mm ano⁻¹ ([PEREIRA et al., 2006](#))) com o método utilizado pelo TMPA na estimativa da precipitação. A precipitação do TMPA é baseada na estimativa do sensor de água precipitável, condicionada à existência

de nuvens. Em regiões como o semiárido nordestino, onde a radiação solar é elevada ($\geq 5,95 \text{ kWh m}^{-2}$ durante metade do ano) e a cobertura de nuvens é baixa ao longo do ano (PEREIRA et al., 2006), nenhuma precipitação é detectada. Por outro lado, a radiação máxima sobre a floresta Amazônica ($\approx 5,75 \text{ kWh m}^{-2}$) ocorre entre setembro e novembro, quando a cobertura de nuvens é mais reduzida. Ali, o EAM é tipicamente $>40 \text{ mm}$ ao longo do ano porque a água precipitável nas nuvens pode ter sido subestimada pelo satélite (FRANCHITO et al., 2009; BERG; L'ECUYER; KUMMEROW, 2006).

A comparação entre as versões sucessivas do TMPA (V6 e V7) mostra uma redução do EAM em 10 mm sobre a maior parte do Brasil (Figura 19d). Entretanto, houve pouca mudança no d_r entre essas versões, com a maior parte dos aumentos inferior a $0,1$ (Figura 19e). Os maiores aumentos desse índice ($>10\%$) foram encontrados na região S e leste do NE. Em geral, a precipitação do TMPA 3B42 V7 é subestimada (viés < 0) (Figura 19c), mas houve redução do bias em relação à versão anterior (3B42 V6) (Figura 19f).

As Figuras 49 e 50 do Anexo B mostram que o TMPA captura o padrão espacial da precipitação sazonal (média e desvio padrão) sobre o Brasil e há boa correspondência entre o TMPA e o GBGR para todas as estações (DJF = dez. a fev., ..., SON = set. a nov.).

5.1.1.2 Análise diária

Na escala de análise diária, o EAM entre o TMPA e GBGR variou de ≈ 0 a 10 mm dia^{-1} (Figura 22). Em geral, os menores erros ($\leq 5 \text{ mm dia}^{-1}$) são encontrados no NE, CO e SE. Na região sul, o EAM variou de ≈ 4 a $7,5 \text{ mm dia}^{-1}$. Na região norte, os maiores erros ocorreram mais a oeste ($\approx 10 \text{ mm}$). Mais uma vez, a menor magnitude dos erros sobre a região NE pode estar relacionada aos baixos índices pluviométricos. O d_r indica que há maior concordância entre as estimativas mensais do TMPA e dados do GBGR quando comparadas com as diárias. Em geral, na escala diária, $d_r \leq 0,6$.

A diferença no EAM entre as versões consecutivas do TMPA e o produto GBGR diminuiu para a maioria das regiões, exceto o CO, onde houve um aumento de até 1 mm . O índice de concordância também indica que uma melhoria entre as versões do TMPA não é conclusiva, pois (i) permaneceu praticamente inalterado (área verdes na Figura 22c) e (ii) a maior parte da mudança é modestas ($\leq 0,05$).

5.1.2 Análise sazonal e regional - 3B42

Nesta seção, os dados foram agregados temporal e espacialmente para avaliar a confiabilidade do TMPA 3B42 em escala regional e no contexto das estações DJF, MAM, JJA e SON. As estimativas do 3B42 V7 apresentam, para todas as estações, maior concordância com o GBGR do que o V6. Para as regiões N, S e SE na Figura 23, a maior densidade de pontos

Figura 22 – Resultados diários da avaliação do TRMM. Distribuição espacial do EAM (a), índice de concordância d_r do produto 3B42V7; distribuição espacial da diferença, entre as versões V6 e V7 do TMPA 3B42, das métricas: EAM (d) e d_r (e)

próximos à linha 1:1 na versão 7 em relação à V6 indica redução do viés. Os coeficientes da regressão por mínimos quadrados também corroboram com esta observação. Nota-se que a declividade a da reta aumentou e a interceptação b diminuiu para todas as regiões, especialmente para o SE ($\Delta a = 0,07$, $\Delta b = -7,30$) e S ($\Delta a = 0,09$, $\Delta b = -11,78$).

Em relação ao GBGR, os dados do TMPA subestimam a precipitação em todas as regiões, conforme sugerido pelas retas de regressão ajustadas, indicando que a versão V7 contém viés inferior ao seu antecessor V6 (Figura 23). Comparada às demais, os resultados para a região N mostram maior viés em ambas as versões do TMPA, sendo observados valores extremos que, possivelmente, constituem *outliers* presentes nos dados da ANA usados para gerar o GBGR.

5.1.2.1 Análise sazonal e regional mensal

Em geral, as maiores diferenças entre as estimativas do TMPA e o GBGR ocorrem durante os períodos chuvosos (Tabela 4). Esse fato pode ser explicado pelas características climáticas nessas regiões. O NE é composto principalmente do grupo climático BSh (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007). O tipo BSh ocorre em áreas semiáridas, nas quais a precipitação é escassa na maior parte do ano. Nessas áreas, o EAM é menor (Figura 19) que na faixa costeira, onde o inverno é chuvoso e foram encontrados baixos valores de d_r . A região S possui um clima subtropical úmido, com o período chuvoso no verão (DJF). Isto indica que as estimativas do TMPA são menos acuradas durante períodos úmidos.

Figura 23 – Gráficos de dispersão entre a precipitação mensal do TMPA 3B42 (V6 e V7) e do produto GBGR (observado). Uma reta de regressão foi ajustada pelo método dos mínimos quadrados (linha azul sólida) para cada gráfico, e uma linha 1:1 (preta pontilhada) mostra a correlação perfeita.

Tabela 4 – Métricas de desempenho da análise sazonal do TMPA 3B42 V7

Região	Estação	EAM (mm)		RMSE _s		RMSE _u	Amostra ($\times 10^6$)
		EAM(EAM/ $\overline{O}$)	d_r	(MSE _s /MSE)	(MSE _u /MSE)		
N	DJF	61,90 (0,27)	0,63	26,74 (0,1)	78,42 (0,9)		0,20
	MAM	61,98 (0,25)	0,69	27,55 (0,11)	80,39 (0,89)		0,21
	JJA	31,58 (0,27)	0,80	6,39 (0,02)	47,93 (0,98)		0,19
	SON	42,39 (0,34)	0,65	18,11 (0,1)	55,52 (0,9)		0,19
CO	DJF	55,54 (0,22)	0,65	26,22 (0,12)	70,36 (0,88)		0,09
	MAM	33,47 (0,26)	0,80	10,68 (0,05)	48,35 (0,95)		0,09
	JJA	7,32 (0,35)	0,77	2,68 (0,04)	13,64 (0,96)		0,08
	SON	35,09 (0,27)	0,74	12,57 (0,07)	46,73 (0,93)		0,08
NE	DJF	31,00 (0,23)	0,80	8,84 (0,04)	45,09 (0,96)		0,08
	MAM	31,34 (0,22)	0,82	6,35 (0,02)	47,30 (0,98)		0,08
	JJA	20,20 (0,45)	0,73	20,25 (0,16)	45,72 (0,84)		0,08
	SON	15,24 (0,29)	0,82	3,44 (0,02)	24,78 (0,98)		0,08
SE	DFJ	37,00 (0,18)	0,79	17,94 (0,10)	54,25 (0,90)		0,05
	MAM	21,09 (0,24)	0,84	7,45 (0,05)	32,85 (0,95)		0,05
	JJA	7,95 (0,32)	0,81	4,43 (0,08)	14,90 (0,92)		0,05
	SON	22,27 (0,20)	0,84	6,78 (0,04)	33,58 (0,96)		0,05
S	DJF	32,78 (0,22)	0,74	17,27 (0,11)	49,24 (0,89)		0,03
	MAM	28,19 (0,22)	0,76	15,94 (0,11)	46,28 (0,89)		0,03
	JJA	19,66 (0,18)	0,81	8,66 (0,07)	31,18 (0,93)		0,03
	SON	29,74 (0,19)	0,79	15,10 (0,09)	48,09 (0,91)		0,03

Não obstante, uma boa concordância ($d_r=0,70$) foi encontrado para a maior parte das estações climáticas.

Os resultados da Tabela 4 também mostram que os maiores erros ocorrem na região norte. Ali, o EAM foi maior que nas demais regiões e estações, sendo o período de dezembro a maio o de maiores discrepâncias (>61 mm). O RMSE também foi elevado na região N, atingindo valores ≤ 108 mm ($27,55 + 80,39$) na estação MAM. A componente aleatória (não-sistemática) MSE_u explica 89 % do MSE nesta estação e mais de 90 % nos demais períodos (Tabela 4). Os valores de RMSE são menores durante a estação seca no SE (JJA), onde RMSE_u = 15 mm e RMSE_s = 4,4 mm, indicando que 92 % do MSE é aleatório. Esse padrão (MSE_u > MSE_s) se repete para todas as regiões e estações, sugerindo que a existência de um viés (bias) inerente às estimativas do TMPA é mínimo.

Apesar do índice de concordância refinado e componentes do MSE sugerirem um desempenho satisfatório das estimativas mensais do TMPA 3B42 V7, os erros relativos (EAM/ $\overline{O}$) na região de interesse para este trabalho (bacia do rio Paraná) apontam no sentido contrário. Nas regiões S e SE, EAM/ $\overline{O}$ ≥ 18 %, enquanto que, na região CO, o EAM superou 22 % da média sazonal observada. Diante destas limitações do produto 3B42, as principais análises empregadas acima foram usadas para avaliar o produto TMPA 3B43 V7 (mensal), as quais são apresentadas a seguir.

Figura 24 – Resultados mensais da avaliação do TMPA 3B43: distribuição espacial de $EAM/\overline{O}$ (à esquerda) e das diferenças entre as versões 3B43 e 3B42 V7 do índice de concordância refinado (à direita).

5.1.3 Avaliação do 3B43

A avaliação dos dados mensais do 3B43 revelou que, em geral, não houve mudança significativa do desempenho deste produto em relação ao 3B42. Foram observados aumentos pontuais do d_r de até 0,3 unidades e entre 0,1 e 0,2 no leste da região NE, justamente onde o 3B42 apresentou baixo desempenho (Figura 24). Esse aumento também ocorreu sazonalmente, conforme pode ser constatado comparando os resultados das Tabelas 4 e 5. Na estação JJA, o EAM reduziu ≈ 10 mm e o d_r passou de 0,73 para 0,84. No entanto, essa última métrica permaneceu praticamente inalterada nas demais regiões do Brasil, inclusive na área de estudo. Analisando o mapa à esquerda da Figura 24, percebe-se que o erro do TMPA na bacia do Paraná gira em torno de 20 % da precipitação média observada.

Na região SE, esse erro foi menor (15 %) durante a estação chuvosa, embora que, em termos absolutos, os menores valores de EAM tenham ocorridos no período seco (JJA), para o qual o índice d_r foi o maior em relação às regiões S e CO, as quais também englobam a BRP. Na região CO, a razão $EAM/\overline{O}$ atingiu 49 % na estação JJA, enquanto que, na região S, os maiores erros não ultrapassaram 20 % da precipitação sazonal média.

Sumariamente, os resultados acima mostraram que, embora o d_r sugira boa concordância entre o TMPA 3B43 e o GBGR na área de estudo, os erros medidos pelo EAM sugerem que a utilização direta desse produto pode levar a erros significativos na caracterização das secas meteorológicas. Visando reduzir esses erros, fez-se a correção de viés da precipitação do 3B43 por meio da equação 5.1, gerando valores corrigidos $P_{cv,m}$, para cada mês m .

$$P_{cv,m} = P_m^{2013-2015} \times \left(\frac{\overline{P}_{obs,m}^{1998-2013}}{\overline{P}_m^{1998-2013}} \right) \quad (5.1)$$

Onde, $P_m^{2013-2015}$ é a precipitação do mês m estimada pelo satélite no período de 2013 a 2015; $\overline{P}_{obs,m}^{1998-2013}$ é a precipitação média observada do mês m entre os anos de 1998

Tabela 5 – Métricas de desempenho da análise sazonal do TMPA 3B43 V7

Região	Estação	EAM ¹ (EAM/ $\overline{O}$)	d_r
N	DJF	56,82 (0,23)	0,64
	MAM	56,73 (0,22)	0,69
	JJA	29,06 (0,28)	0,81
	SON	38,99 (0,30)	0,67
CO	DJF	48,64 (0,19)	0,68
	MAM	30,65 (0,25)	0,81
	JJA	7,10 (0,49)	0,79
	SON	31,12 (0,24)	0,77
NE	DJF	28,40 (0,23)	0,81
	MAM	28,63 (0,24)	0,83
	JJA	11,51 (0,37)	0,84
	SON	13,58 (0,32)	0,84
SE	DFJ	32,50 (0,15)	0,81
	MAM	18,43 (0,20)	0,83
	JJA	6,63 (0,30)	0,84
	SON	19,65 (0,18)	0,84
S	DJF	30,65 (0,20)	0,75
	MAM	26,23 (0,20)	0,77
	JJA	19,83 (0,17)	0,82
	SON	28,13 (0,18)	0,79

e 2013; e $\overline{P}_m^{1998-2013}$ é a precipitação média estimada pelo satélite para o mês m no período de 1998 a 2013.

O impacto dessa correção pode ser observado na Figura 25, em que são plotadas as diferenças mensais entre o SPI obtido com o uso de $P_{cv,m}$ (SPI_{cv}) e aquele obtido com os dados brutos mensais do 3B43 (SPI_{3B43}). Dessa forma, $dSPI < 0$ significa que o SPI após a correção de viés é menor do que aquele obtido a partir de dados brutos, ou seja, a não correção do viés resultaria na superestimação desse índice. Conforme observado no gráfico da Figura 25, apenas 5 meses dentre os 24 de jan/2014 a dez/2015 apresentaram $dSPI > 0$. Esse período coincide com o ápice da seca meteorológica mais recente, cuja caracterização estaria sendo afetada de forma significativa na ausência da correção proposta. Em alguns meses (abr/2014–jul/2014, março e maio/2015), $|SPI_{cv} - SPI_{3B43}| < 0,6$, superando o intervalo de 0,5 entre categorias do SPI. Isso poderia, por exemplo, implicar na caracterização errônea de uma situação de seca extrema como sendo uma seca severa. A diferença máxima foi superior à unidade, o que levaria a uma definição de seca em até dois graus mais críticos (e.g. seca moderada – seca severa).

Figura 25 – Diferença mensal entre o SPI calculado com dados do 3B43 após (SPI_{cv}) e antes (SPI_{3B43}) de correção de viés. No eixo das ordenadas, $dSPI = SPI_{cv} - SPI_{3B43}$

5.2 Respostas hidrológicas

5.2.1 Secas meteorológicas

Entre 1995 e 2015 foram identificadas duas secas meteorológicas principais na bacia do rio Paraná, com base no SPI (Figura 26). A primeira (SMet1) teve início em out/1999 e se estendeu até ago/2000, durante a qual o SPI foi $\leq -1,25$, caracterizando um seca moderada a severa ($-2,00 \leq SPI \leq -1,00$). O segundo período mais seco (SMet2) ocorreu entre fev/2014 e nov/2014, com $SPI \leq -1,20$ (Figura 26). O déficit pluviométrico referente a SMet2 havia sido identificado como parte de uma seca prolongada (2012–2015) por Getirana (2015), o qual aplicou testes de detecção de mudanças (*break tests*) a séries de TWSA, tendo encontrado uma mudança em fev/2012. Entretanto, a abordagem adotada por Getirana (2015) não considera os diferentes tipos de seca. Conforme será mostrado na seção 5.3.1, as análises realizadas neste trabalho indicam uma mudança no TWSA entre 2011 e 2012, refletindo apenas os impactos da seca hidrológica. Por esse motivo, o ponto de mudança detectado por Getirana (2015) diverge daquele apontado aqui para a seca meteorológica.

A intensidade e duração da seca variam espacialmente. As anomalias pluviométricas no ano hidrológico² (AH) de 2001 (set/2000–ago/2001) foram mais negativas nas partes leste e norte da bacia do rio Paraná (BRP), enquanto que os impactos da seca meteorológica no AH 2014 foram mais extensos, dado que houve redução de 20–40 % da precipitação na maior parte da PRB (Figura 27). A maioria dos reservatórios está em áreas onde os déficits

² Considerou-se o ano hidrológico começando em setembro e terminando em agosto pelo fato dos dados pluviométricos indicarem que o período de estiagem encerra em agosto e não em setembro.

Figura 26 – Séries temporais (bacia do rio Paraná) de (a) precipitação e SPI, (b) escoamento superficial, (c) anomalia do armazenamento total de água (GRACE TWSA), (d) umidade do solo, (e) evapotranspiração e (f) volume armazenado nos reservatórios do sistema. (a) As categorias do SPI incluem: extremamente úmido ($SPI > 2$); severamente úmido ($1,5 \leq SPI < 2$); moderadamente úmido ($1 \leq SPI < 1,5$); úmido ($0,5 \leq SPI < 1$); normal ($-0,5 \leq SPI < 0,5$); moderadamente seco ($-1 < SPI \leq -0,5$); seco ($-1,5 < SPI \leq -1$); severamente seco ($-2 < SPI \leq -1,5$); extremamente seco ($SPI < -2$). O (b) escoamento superficial, (c) GRACE TWSA e (d) umidade do solo são expressos em profundidade equivalente de água (PEA). Nos gráficos (b), (c), (d), (e), e (f), as linhas claras mostram as séries mensais, enquanto que as médias móveis (12 meses) são as linhas escuras.

Figura 27 – Anomalia em relação à precipitação média de 1982–2015 para os 20 anos hidrológicos analisados.

pluviométricos variaram de 20 a 50 % em relação à média de 1982–2015. As anomalias negativas da precipitação durante os anos de seca meteorológica tendem a diminuir em direção ao sudoeste da BRP, mais especificamente na região do exutório onde se encontra a hidrelétrica de Itaipu.

Essa análise é útil para trazer alguma perspectiva espacial da ocorrência da seca mas não é suficiente para caracterizá-la. É interessante notar na Figura 27 que nos AH 1995 e 1996 o déficit pluviométrico em grande parte da BRP foi considerável. No entanto, pelo fato desses mapas mostrarem a anomalia do total pluviométrico anual e, portanto, não trazerem informação a respeito da distribuição temporal dessa precipitação ao longo do ano, não superam o SPI, por exemplo, como indicador de seca meteorológica.

A SMet1 foi seguida por um ano moderadamente seco, dado que o SPI médio foi

$\approx -0,60$ ao longo da estação chuvosa de 2001 (dezembro–fevereiro). Entre SMet 1 e SMet2, houve 3 AHs (2007, 2010 e 2011) mais úmidos, enquanto que os demais apresentaram médias pluviométricas abaixo da média, caracterizando, inclusive, períodos moderadamente secos a secos (Figuras 26 e 27).

5.2.2 Armazenamento total de água e componentes de armazenamento

O satélite GRACE fornece informações valiosas a respeito da extensão dos impactos das secas nas anomalias do armazenamento total de água terrestre (TWSA – Total Water Storage Anomaly), apesar da baixa resolução espacial de suas estimativas ($\approx 100\text{--}200\text{ km}^2$; Figura 28) e incertezas associadas a estas (Figura 29). A anomalia medida pelo GRACE não captura SMet1, pois a missão teve início em 2002. Os dados do GRACE indicam uma depleção substancial (≈ -60 a -90 mm ano^{-1} entre abril/2011 e abril/2015) no sudeste brasileiro (nordeste da BRP). Essa estimativa compreende os resultados reportados para o período entre fevereiro/2012 e janeiro/2015 por Getirana (2015), cujas descobertas indicam uma taxa de depleção de -61 mm ano^{-1} no sudeste do Brasil ($\approx 920\text{ km}^2$), correspondendo a $\approx 160\text{ km}^3$ em 3 anos. Percebe-se que a extensão espacial de TWSA (Figura 28) é, em geral, consistente com a distribuição espacial da anomalia de precipitação no AH 2014 (Figura 27). Essa observação é um fator motivante para o aprofundamento de questões relacionadas à propagação de secas, as quais serão tratadas em detalhe mais adiante.

Ressalta-se que a medida exata do erro do GRACE é desconhecida, uma vez que não há dados de monitoramento que possibilitem precisar tal medida. Conforme mencionado no Capítulo 4, a estimativa do erro aqui considerada é menos conservadora, sendo possível obter maiores margens do que esta. Os maiores erros do GRACE ($\text{PEA} \approx 7\text{ cm}$) ocorreram ao longo do talvegue principal, coincidindo com grandes reservatórios da BRP (e.g., Ilha Solteira, Porto Primavera, etc). O erro médio do TWSA-GRACE na BRP, indicado na faixa de incerteza da série temporal na Figura 29, foi de 20,8 mm, o que representa em torno de 5 % da amplitude total do sinal.

A série temporal do TWSA médio na BRP (Figura 29) acusa uma tendência positiva de $9,7 \pm 8\text{ mm}$ entre abril de 2002 e abril de 2011. A partir daí há um declínio de TWSA (abr/2011–abr/2015) de $42 \pm 14\text{ mm ano}^{-1}$ ($37 \pm 12\text{ km}^3\text{ ano}^{-1}$), totalizando $148 \pm 48\text{ km}^3$ no período de 4 anos.

O sinal de TWSA-GRACE mostra variabilidade sazonal bem definida e de larga amplitude (-150 a 200 mm), resultante da flutuação sazonal da umidade do solo (SMS – Soil Moisture Storage), simulada pelos LSMs, e do armazenamento nos reservatórios (RESS – Reservoir Storage) (Figura 30). Embora esse padrão relativamente bem definido também ocorra na bacia Amazônica (CHEN et al., 2009), tal comportamento não parece ser recorrente em outras partes do mundo (China, Texas, Austrália, etc) (LEBLANC et al., 2009; FENG et al., 2013; LONG et al., 2013; REAGER; FAMIGLIETTI, 2013),

Figura 28 – Tendências espaciais da anomalia no armazenamento total de água (TWSA) entre abril/2011 e abril/2015.

com algumas exceções: bacias do rio Nilo, Níger, Ganges, entre outras. A variabilidade intra-anual de GRACE TWSA na BRP mostra que os superávits pluviométricos em 2007, 2010 e 2011 (identificados na seção 5.2.1) resultaram em saldos positivos de água para o sistema terrestre nesses anos. Similarmente, os baixos índices pluviométricos, especialmente em 2014, são refletidos no sistema terrestre pela depleção mostrada pelo sinal de TWSA e SMS+RESS.

A análise do sinal de TWSA revela algumas características em relação à velocidade de propagação da seca meteorológica no sistema terrestre e relação das mudanças que nele ocorrem com a precipitação. O pico do TWSA em janeiro/2007 indica uma rápida resposta do sistema terrestre ao pico do SPI durante o mesmo período (Figura 26). Destaca-se que o SPI estava baixo ou próximo de 1 entre 1999 e 2006; portanto, o pico do TWSA não foi precedido por altos índices pluviométricos em 2006. O estabelecimento dessas relações entre SPI e TWSA traz consequências importantes para estudos futuros, uma vez que sugerem ser possível prever, ainda que de forma grosseira, mudanças no TWS com base em dados de precipitação.

Percebe-se que a umidade do solo e o volume de água nos reservatórios compreendem uma parcela significativa do armazenamento total de água (TWS – total water storage),

Figura 29 – Tendências em TWSA-GRACE: positiva entre abr/2002 e abr/2011, negativa entre abr/2011 e abr/2015. No eixo das ordenadas, as anomalias são expressas em profundidade equivalente de água (PEA)

Figura 30 – Anomalia no armazenamento de água segundo o GRACE (azul), umidade do solo (SMS) e armazenamento em reservatório (RESS), todos expressos em profundidade equivalente de água (PEA)

Figura 31 – Hidrógrafas obtidas de poços perfurados na bacia do Paraná

explicando boa parte da variabilidade sazonal. SMS³ e RESS também estiveram acima da média nesses anos. Durante a depleção destacada a partir de 2011, a perda de água em SMS+RESS representou quase metade daquela no TWS, quantificada por meio da análise de tendência.

A depleção de SMS+RESS foi de 24 mm ano^{-1} ($\approx 40\%$ de TWSA). Para explicar essa discrepância, foram analisados dados de poços existentes na área de estudo. Foram selecionados 4 poços, cujas séries de nível de água subterrânea são mostradas na Figura 31. Esses dados mostram que há declínio dos níveis de água subterrânea, indicando que a seca também afetou o sistema subterrâneo. Ressalta-se que a aparente discrepância em relação à ordem de grandeza das variações mostradas nas Figura 30 e 31 se dá pelo fato da unidade de TWSA, SMS e RESS se referir à profundidade equivalente de água (PEA) por unidade de área. No caso da água subterrânea, a PEA é regida pelo rendimento específico do meio. Dado que essa informação não está disponível, optou-se por apresentar as séries temporais de níveis de água subterrânea sem a conversão para a mesma unidade.

Analisando o sinal SMS separadamente, percebe-se que a perda de água em forma

³ A umidade do solo simulada pelos LSMs é restrita à camada de 2 m solo mais superficial

Figura 32 – Tendências em SMS. A declividade da reta de tendência é dada pelo parâmetro “sens”.

de umidade do solo correspondeu a $\approx 30\%$ ($-1,34 \div -4,2$) de TWS entre 2011 e 2015 (Figura 32). Uma inspeção visual desses sinais releva uma certa semelhança entre ambas. Dado que o sinal RESS tem forte influência antrópica, a similaridade das curvas na Figura 30 é, majoritariamente, devido ao sinal SMS. Isto mostra o importante papel da umidade do solo na definição da variabilidade sazonal de TWS. No período pós SMet1, a recuperação de SMS se deu a uma taxa de $2,30 \text{ mm ano}^{-1}$, que corresponde a $\approx 25\%$ da recuperação de TWS ($9,70 \text{ mm ano}^{-1}$ (Figura 32), revelando que existe outra componente (provavelmente RESS) de TWS cuja recuperação se dá mais rapidamente.

5.2.2.1 Sistema de reservatórios

Essa seção apresenta os resultados referentes à análise dos dados mensais de volume total de água armazenada nos 37 reservatórios (RESS – REServoir Storage), considerados como um único reservatório ou sistema equivalente (SisEq). De acordo com teste U-MW, há forte evidência ($\text{prob.} \geq 95\%$) de que SMet1 ($p\text{-valor} = 0,027$) e SMet2 ($p\text{-valor} = 0,01$) resultaram em depleção significativa do armazenamento no SisEq. Nos AHs 2001 e 2014, a depleção correspondeu, respectivamente, a 40 km^3 (17%) e 34 km^3 (15%) do volume médio armazenado; e a 90 km^3 (-30%) e 86 km^3 (-31%) abaixo da capacidade máxima do SisEq.

Analisando as tendências negativas em RESS, percebe-se que os impactos da seca mais recente foram maiores do que os da anterior: entre 1997 e 2001, o RESS equivalente diminuiu a uma taxa de $17,1 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$, enquanto que entre 2011 e 2015, a taxa de diminuição foi de $25,3 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ (Figura 33). O sistema de reservatórios respondeu rapidamente às mudanças meteorológicas. No início do AH 2001, RESS era mínimo; os valores de SPI indicam que a seca meteorológica teve início em out/1999, quando SPI estava em $-1,30$. Durante o período úmido de 2002, o sistema de reservatórios começou a se recuperar e, no início de 2003, os reservatórios estavam operando com capacidade normal, embora o SPI sugira uma condição de seca normal a moderada.

Dada a grande extensão da área de estudo, era esperado que os vários reservatórios analisados apresentassem respostas distintas às variações meteorológicas. De modo a

Figura 33 – Volume mensal armazenado no SisEq e tendências de curto prazo (negativa em vermelho, positiva em azul).

avaliar essas respostas diante dos principais eventos de seca ocorridos na BRP entre 1995 e 2015, realizou-se uma análise de tendência com dados de armazenamento de cada reservatório (Figuras 34 a 36, Tabela 6). Para criar os mapas, foram calculadas as tendências positivas e negativas [$\text{km}^3 \text{ano}^{-1}$] em cada reservatório. Dado que as capacidades de armazenamento são bastante variáveis (Tabela 6), esses valores foram divididos pelo volume útil do reservatório correspondente. Assim, uma taxa de -50% significa que a perda anual de água no reservatório correspondeu à metade de seu volume útil. Em alguns casos, foi observada uma tendência de curto prazo cuja taxa anual ultrapassou o volume útil, significando que o reservatório operou com a reserva técnica.

Foram considerados os seguintes períodos: maio/1997–abril/2001, abril/2001–junho/2004, e maio/2011–maio/2015. Durante o primeiro período (1997–2001), a maioria dos reservatórios apresentou perda no armazenamento, principalmente aqueles de maiores dimensões. Entre 2001 e 2004, a diminuição do armazenamento foi observada em apenas alguns reservatórios, inclusive todos os selecionados da sub-bacia do Paranapanema.

Comparando as Figuras 34 e 36, fica evidente a maior extensão dos impactos da SMet2 em relação à SMet1. Entre 1997 e 2001, apenas um reservatório apresentou queda drástica dos níveis com taxa de perda anual superior a 75% do volume útil. Entre 2011 e 2015, depleções $> 50\%$ foram observadas em ≈ 10 reservatórios, e apenas um reservatório (UHE Rosana) teve aumento no armazenamento ($0\text{--}25\%$). Conforme será abordado adiante, esse fato pode estar relacionado ao efeito amortecedor dos reservatórios de montante ou à menor intensidade da seca meteorológica sobre a área de contribuição do reservatório dessa UHE.

5.2.3 Análise de grupos

As mudanças no RESS refletem os impactos de extremos climáticos através de SMS e R_{off} mas também são resultantes da operação para geração hidrelétrica e abastecimento público.

Figura 34 – Taxas de depleção/recuperação do RESS entre maio/1997 e abril/2001, dadas pela razão entre a tendência ($\text{km}^3 \text{ano}^{-1}$) e o volume útil do reservatório em questão. Por exemplo, uma taxa de -50% significa que nesse período a perda do armazenamento por ano correspondeu à metade do volume útil.

Figura 35 – Taxas de depleção/recuperação do RESS entre abr/2001 e jun/2004, dadas pela razão entre a tendência ($\text{km}^3 \text{ano}^{-1}$) e o volume útil do reservatório em questão.

Figura 36 – Taxas de depleção/recuperação do RESS entre abr/2001 e jun/2004, dadas pela razão entre a tendência ($\text{km}^3 \text{ano}^{-1}$) e o volume útil do reservatório em questão.

Tabela 6 – Resumo das análises de tendência realizadas individualmente para cada reservatório

Grupo	ID	Nome	Capacidade		Depleção/Recuperação (km³)			Depleção/Recuperação (km³)		
			Vol. útil (km³)	% Capac.	Mai /97-Abr/01	Abr/01 -Jun/04	Mai /11-Abr/15	Mai /97-Abr/01	Abr/01 -Jun/04	Mai /11-Abr/15
1	R1	Água Vermelha	11.02	65%	-5.30	3.30	-6.88	▼ -48%	▲ 30%	▼ -62%
	R3	Barra Bonita	3.62	86%	-0.06	0.47	-0.33	▼ -2%	▲ 13%	▼ -9%
	R4	Billings	0.99	-		0.06	-0.17	▼	▲ 6%	▼ -17%
	R6	Camargos	0.67	85%	-0.23	0.18	-0.56	▼ -34%	▲ 27%	▼ -84%
	R9	Corumbá I	0.56	54%	-0.13	0.02	-0.05	▼ -23%	▲ 4%	▼ -8%
	R10	Emborcação	13.06	74%	-8.44	8.98	-7.18	▼ -65%	▲ 69%	▼ -55%
	R11	Funil	0.26	48%	-0.03	0.10	-0.11	▼ -11%	▲ 40%	▼ -41%
	R12	Furnas	17.22	75%	-13.01	11.78	-14.29	▼ -76%	▲ 68%	▼ -83%
	R16	Itumbiara	12.45	73%	-8.03	8.21	-6.68	▼ -64%	▲ 66%	▼ -54%
	R22	Marimondo	5.26	86%	-3.05	1.76	-3.16	▼ -58%	▲ 34%	▼ -60%
	R25	Nova Ponte	10.38	81%	-7.35	4.66	-7.39	▼ -71%	▲ 45%	▼ -71%
	R26	Porto Colômbia	1.52	65%	0.00	0.33	-0.30	▼ 0%	▲ 22%	▼ -20%
	R28	Promissão	2.48	32%	-0.45	0.24	-1.09	▼ -18%	▲ 10%	▼ -44%
	R32	São Simão	5.54	44%	-1.59	2.54	-3.35	▼ -29%	▲ 46%	▼ -60%
	R34	Três Marias	19.53	82%	-8.98	5.15	-18.90	▼ -46%	▲ 26%	▼ -97%
2	R2	Bariri	0.61	56%	0.02	0.01	-0.06	▼ 4%	▲ 1%	▼ -10%
	R14	Ibitinga	0.05	5%	0.00	0.00	-0.01	▼ 10%	▲ -2%	▼ -29%
	R17	Jaguará	0.10	22%	-0.02	0.02	0.00	▼ -24%	▲ 16%	▼ -4%
	R19	Jupia	0.90	27%	-0.01	0.04	0.00	▼ -1%	▲ 5%	▼ 0%
	R35	Volta Grande	2.24	53%	-0.24	0.50	0.02	▼ -11%	▲ 22%	▼ 1%
3	R7	Capivara	5.72	54%	-1.24	-1.00	-2.91	▼ -22%	▲ -18%	▼ -51%
	R8	Chavantes	3.04	35%	-1.36	-0.63	-1.49	▼ -45%	▲ -21%	▼ -49%
	R20	Jurumirim	3.16	45%	-1.87	-0.17	-1.48	▼ -59%	▲ -5%	▼ -47%
	R31	Salto Santiago	4.09	61%	-0.63	-1.81	-0.39	▼ -15%	▲ -44%	▼ -10%
	R13	Ilha Solteira	5.52	26%	-2.32	2.33	-7.69	▼ -42%	▲ 42%	▼ -139%
4	R15	Itaipú	19.00	66%	-0.51	0.34	-3.81	▼ -3%	▲ 2%	▼ -20%
	R21	M. M. Moraes	2.50	62%	-0.41	0.58	-0.78	▼ -16%	▲ 23%	▼ -31%
	R24	N. Avanhandava	0.43	15%	0.02	0.03	-0.16	▼ 4%	▲ 8%	▼ -36%
	R30	Salto Osório	0.40	36%	-0.02	0.00	-0.01	▼ -5%	▲ 1%	▼ -2%
	R33	Três Irmãos	3.45	26%	-1.35	1.27	-4.32	▼ -39%	▲ 37%	▼ -125%
5	R5	Cachoeira Dourada	0.22	42%		-0.05	-0.01		▼ -24%	▼ -5%
	R23	Miranda	0.14	13%	0.00	-0.02	-0.01		▼ -12%	▼ -4%
	R29	Rosana	0.41	21%	-0.01	-0.03	0.03	▼ -4%	▼ -6%	▼ 6%
	R36	Taquaraçu	0.13	19%	0.00	0.00	0.00	▼ -3%	▼ -2%	▼ -1%
6	R18	Jaguari	0.79	64%	-0.27	0.04	-0.76	▼ -34%	▼ 5%	▼ -96%
	R27	Paraibuna	2.63	56%	-1.06	-0.13	-2.29	▼ -40%	▼ -5%	▼ -87%
	R37	Cantareira Syst.	0.99	-	-0.31	-0.18	-1.15	▼ -31%	▼ -18%	▼ -116%

A análise de *clusters* sugeriu que os reservatórios poderiam ser subdivididos em seis grupos (G1, G2, ..., G6) com base nos sinais das séries temporais de armazenamento mensal (Figuras 37 e 38). As principais características que se pretende destacar com a criação dos grupos são sazonalidade e mudanças no tempo, discutidas adiante. O dendrograma ilustra como os grupos se relacionam entre si e como a MDC controla a definição dos grupos. A árvore hierárquica dos grupos e as ligações entre eles mostradas no dendrograma foram obtidas definindo a máxima distância entre clusters (MDC) = 0,6 (Figura 37).

Embora o dendrograma possa sugerir maior consistência de ligação para MCD $\approx 0,5$, as características do sinal sazonal de interesse estariam presentes em ambos grupos formados a partir de G1. O inconveniente dessa escolha é que a distância entre os dois clusters principais em G1 (G1.1 e G1.2) é quase a mesma daquela entre G4 e G6 (Figura 37). Entretanto, a comparação entre G4 e G6 na Figura 38, e G1.1 e G1.2 na Figura 39 revela que as principais diferenças entre os elementos em G4 e G6 estão relacionadas ao *timing* e magnitude das mudanças, enquanto G1.1 e G1.2 diferem em termos de sensibilidade às

Figura 37 – Dendrograma mostrando árvore hierárquica. A distância entre *clusters* individuais é dada pela altura dos ramos. A linha vermelha horizontal indica a máxima distância entre clusters (MDC) adotada para determinar os grupos.

Figura 38 – Séries temporais mensais de armazenamento dos reservatórios (RESS) dos seis grupos. As linhas cinzas indicam reservatórios individualmente e as linhas pretas a média do grupo.

Figura 39 – Subdivisão do grupo 1 (G1) em dois subgrupos (G1.1 e G1.2) com nove e seis reservatórios, respectivamente

mudanças. Dois períodos são destacados na Figura 39 para explicar isto. Esses períodos exemplificam como o armazenamento variou nos anos após SMet1 (círculo preto) e SMet2 (círculo verde). No primeiro período em destaque, observa-se que a amplitude de variação sazonal dos reservatórios do grupo G1.1 é maior do que em G1.2. No segundo período apontado, os níveis em G1.2 caem mais rapidamente e a recuperação do armazenamento em G1.1 já pôde ser observada no período analisado (Figura 39). Assim, optou-se por manter a configuração apresentada na Figura 37.

A operação dos reservatórios está sujeita a variáveis não controladas humanamente (e.g. vazões naturais) e a obrigação de manter, a todo tempo, vazões efluentes superiores a um valor mínimo (Q_{out_min}). O atendimento a Q_{out_min} visa garantir os usos múltiplos dos recursos hídricos, sendo definido para cada UHE pelo Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS). Assim, embora a vazão efluente de uma UHE possa ser, temporariamente, reduzida a fim de controlar a queda do nível no lago durante uma seca, o volume armazenado irá eventualmente diminuir (caso a estiagem seja prolongada) devido à necessidade de se observar Q_{out_min} . Conforme apresentado no Capítulo 3, o gerenciamento das UHEs pela ONS se baseia em simulações de modelos do tipo chuva-vazão alimentados com dados gerados pelo modelo climático regional ETA (MESINGER et al., 2012). As previsões de vazão são então usadas em modelos estocásticos para gerar cenários de vazões naturais previstas em diferentes escalas temporais. A seguir, são apresentadas as análises que

buscaram identificar como as forçantes antrópica e natural ditam as respostas de cada reservatório.

5.2.3.1 Controle natural

Os 15 reservatórios do grupo 1 são caracterizados por variações sazonais bem definidas, com boa correspondência entre as alterações no armazenamento e as entradas naturais para as bacias de contribuição (Figuras 38 e 40). Em geral, a variação mensal do armazenamento dos elementos no G1 se assemelham àquela observada no sistema equivalente, principalmente nos períodos de SMet1 e SMet2. Nesse grupo (G1), as vazões afluentes variam de acordo com a precipitação indicada pelo SPI, indicando um papel importante da forçante natural sobre as respostas dos reservatórios.

De maneira similar, a comparação entre SPI, SDI e RESS para os elementos do G3 também sugere que suas respostas são fortemente afetadas pela variabilidade natural (Figuras 71 a 74, Anexo C). As diferentes respostas entre G1 e G3 podem ser explicadas pela variação climatológica (Figura 40). Sobre os reservatórios de G1 prevalece a estação seca pronunciada típica dos subtipos Cwa (subtropical úmido com inverno seco), Cwb (subtropical com verão temperado), e Aw (tropical com inverno seco). Por outro lado, as chuvas são mais uniformemente distribuídas ao longo do ano no subtipo Cfa (úmido subtropical) sobre o G3. A ocorrência ou ausência de invernos secos afeta a distribuição sazonal das aflúências nos reservatórios, impactando o sinal sazonal destes. A boa correspondência entre a resposta no reservatório e o regime de precipitação não é restrito aos reservatórios localizados mais próximos à cabeceira das bacias ⁴. O que ocorre nos demais casos é que a aflúência natural⁵ contribui para a vazão afluente total, que explica a variação de RESS, tanto quanto a vazão regularizada dos reservatórios de montante ou a vazão de montante imita a variação da vazão natural.

Embora os reservatórios do G6 sejam semelhantes aos do G1 em termos de terem a variação sazonal bem definida com boa correspondência entre variabilidade pluviométrica e mudanças no armazenamento, aqueles do G6 parecem esvaziar/encher mais lentamente do que aqueles do G1. Os reservatórios do Sistema Cantareira fazem parte do G6 (Figura 87, Anexo C). O armazenamento no Cantareira foi seriamente comprometido em razão da combinação do estresse hídrico natural imposto pela seca em 2014 e alta demanda da região metropolitana de São Paulo. O total pluviométrico no AH 2014 foi de 1150 mm, 25 % abaixo da média desde 1995, resultando em $SPI \leq -2$ (extremamente seco). No início de 2015, o Sistema Cantareira atingiu os menores níveis registrados até então, chegando a 10 % de sua capacidade total, revelando que os impactos devido a SMet2 na região foram inéditos em relação às últimas décadas.

⁴ Pelo fato desses reservatórios não estarem à justante de outras barragens, as vazões afluentes são naturais, sem controle antrópico.

⁵ Originada em áreas de contribuição sem perturbação antrópica significativa (bacias não perturbadas)

Figura 40 – (a) Os 37 reservatórios no contexto da bacia do Paraná agrupados em 6 clusters e o número de elementos por grupo. (b) Exemplo típico do grupo 1 (16 elementos): reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) de Furnas. Para calcular o SPI (c) e SDI (d), foram utilizadas, respectivamente, séries mensais de precipitação ocorrida sobre a bacia de contribuição da UHE Furnas e vazão afluente ao reservatório de Furnas. (e) Volume armazenado no reservatório de Furnas em km^3 . Os níveis de classificação do SDI são: normal ($\text{SDI} \geq 0$), seca branda ($-1,0 \leq \text{SDI} < 0$), seca moderada ($-1,5 \leq \text{SDI} < -1,0$), seca severa ($-2,0 \leq \text{SDI} < -1,5$) e seca extrema ($\text{SDI} < -2,0$).

5.2.3.2 Controle antropogênico

Os reservatórios em G2 e G5 não apresentaram variações sazonais bem definidas, indicando que suas respostas são preponderantemente governadas pela sua operação e pela operação das barragens de montante. Todos os reservatórios nesses dois grupos estão localizados à jusante de outras hidrelétricas. Além disto, a componente natural da vazão afluente total é mínima, pois a área da bacia de contribuição não perturbada representa uma pequena fração da área total de contribuição (Figuras 66 a 70 e 81 a 84, Anexo C). Assim, as flutuações do SPI não são sempre refletidas no RESS. Nesses casos, a análise do SDI é inconclusiva, uma vez que não consegue fornecer informação sobre a variabilidade da vazão natural a menos que a componente da vazão controlada pelo homem seja removida.

Por exemplo, o armazenamento do reservatório de Jaguará (G2) dobrou entre 2001 e 2005 (0,04 para 0,08 km^3) apesar do SPI e SDI indicarem a ocorrência de seca meteorológica e hidrológica. Esse período foi seguido de um ano extremamente úmido (2007/2008), mas a precipitação não foi refletida na vazão afluente ($\text{SDI} \approx 0$) ou no aumento

de RESS. Finalmente, não foi identificada uma depleção significativa durante o período extremamente seco em 2014. A principal diferença entre G2 e G5 é a mudança no nível médio da maioria dos reservatórios, principalmente após 2002: positiva para G2 e negativa para G5 (Figura 38).

5.2.3.3 Controle natural e antropogênico

As respostas no G4 indicam que esses reservatórios são igualmente controlados por forçantes naturais e operacionais. A componente natural é refletida na sazonalidade da variação do armazenamento. Em função da localização desses lagos à jusante de grandes barragens, eles são mais vulneráveis ao controle antropogênico. De forma similar aos reservatórios de G2 e G5, as mudanças no armazenamento de G4 são bastante afetadas pelo gerenciamento nas barragens, o que significa dizer que um déficit na precipitação pode ser compensado reduzindo a vazão efluente e se beneficiando da vazão regularizada de montante. Entretanto, a persistência de baixas vazões afluentes pode requerer manobras operacionais que reduzem drasticamente o volume armazenado visando manter $Q_{\text{out_min}}$. Foi precisamente isto que aconteceu na UHE Marechal Mascarenhas de Moraes (M. M. Moraes) em 2014 quando o ONS decidiu reduzir o nível desse reservatório em 8 m.

5.3 Propagação da seca através do sistema

O estudo de propagação de secas é importante para caracterização desses eventos extremos, trazendo entendimento de como cada componente do sistema hidrológico é afetado (LOON *et al.*, 2016). As variações na precipitação são traduzidas em mudanças no SMS, que afeta o escoamento superficial (R_{off}), impactando, em última instância, RESS. SMS e R_{off} foram afetados de maneira similar por SMet1 (Figura 26). Após 2001, as precipitações não foram elevadas até o ano de 2007, resultando numa recuperação de SMS e R_{off} gradual. As chuvas intensas no AH 2010 foram inferiores às ocorridas entre 1996 e 1999, não sendo suficientes para elevar SMS ao patamar atingido durante o referido período. Uma análise mais detalhada de SMS e R_{off} é apresentada mais adiante.

A análise de ET, apesar de concordar com a discussão apresentada por Getirana (2015), foi inconclusiva em relação aos impactos sobre RESS. A análise desses dados mostrou, com nível de confiança de 95 % ($\alpha = 0,05$), que não há tendência significativa de ET em resposta às secas no período considerado. Não obstante, houve redução de ET numa taxa de -28 mm ano^{-1} entre jan/1998 e jan/2001, e de -3 mm ano^{-1} entre fev/2010 e fev/2014 (Figura 41). Entre jan/2003 e jan/2010, uma tendência positiva, significativa com $\alpha = 0,05$, mostrou que a ET aumentou 30 mm ano^{-1} . Esse aumento reflete a recuperação do sistema hidrológico, uma vez que a umidade do solo que estava ausente durante a seca, tornou-se novamente disponível para ser consumida pela vegetação.

Em termos de ET anual, o sinal de ET_{MOD} é praticamente invariável entre 2000 e 2006, mas um aumento modesto na média móvel sugere que as taxas de ET foram maiores nos anos seguintes (2007–2014, Figura 26). Foi observado, entre esses dois períodos, um aumento (70–200 mm) de ET na maior parte da BRP, especialmente nas áreas de contribuição dos reservatórios analisados (Figura 41). Esse aumento está, provavelmente, ligado à maior disponibilidade de SMS, mas outros fatores também podem ter influenciado esse processo. [Loarie et al. \(2011\)](#) mostraram que a substituição de pastagem por cana de açúcar no Cerrado foi acompanhada de aumento de ET, e o estado de São Paulo (30 % da BRP) é o maior produtor de cana de açúcar do Brasil ([RUDORFF et al., 2010](#)). Não é possível, entretanto, relacionar a expansão da cana de açúcar com a elevação observada em ET. Ao comparar as Figuras 1 e 41, observa-se um maior aumento de ET (≥ 120 mm) nas áreas de plantios anuais e pastagem, enquanto que o aumento de ET nas áreas com plantio de cana de açúcar variou de 0 a 200 mm. Investigações futuras poderão identificar exatamente quais fatores (e.g. climatológicos, mudança de uso do solo, etc) realmente afetaram essa mudança na ET.

A análise de R_{off} , SMS e TWSA auxilia na compreensão a respeito dos mecanismos que podem explicar as respostas dos reservatórios aos eventos de seca. De acordo com SPI, os regimes de precipitação durante ambas as secas foi similar. Os diferentes impactos no RESS são, possivelmente, explicados pelas condições de umidade do solo antecedente. O fato da recuperação de SMS ter ocorrido de forma parcial (vide análise abaixo) sugere que seriam necessários totais pluviométricos maiores para compensar o déficit acumulado de SMS.

Como intuito de melhor analisar os dados e explorar a severidade dos eventos extremos em questão, as séries analisadas acima foram submetidas ao seguinte processo. Foram removidos os sinais sazonais⁶ (ciclos anual e semi-anual) das séries de TWSA, SMS e R_{off} , obtendo-se o residual para cada variável. No caso da ET, devido às incertezas nela contidas, além deste mesmo processo, removeu-se a tendência de longo prazo, não confiável nessas estimativas pelo fato de não passarem por calibração com dados de terra.

No início de SMet1 há uma progressão (indicada na Figura 42) a partir dos déficits pluviométricos através de SMS, ET e R_{off} , resultando na depleção de RESS. Devido a esses déficits quantificados por meio do SPI, o armazenamento de água na superfície não foi totalmente recuperado, reduzindo SMS. As condições extremamente úmidas no AH 2010 foram apenas suficientes para repor parcialmente SMS. Os anos que antecederam SMet1 foram mais úmidos do que aqueles anteriores a SMet2: SPI excedeu 1,5 (severamente úmido) na maior parte do período entre 1997 e 1999, e SMS e R_{off} eram 20 % maior do que nos anos seguintes.

Dado que o escoamento superficial resulta do excesso de infiltração ou de saturação,

⁶ seção 4.3.3

Figura 41 – (a) Mudanças entre a ET média anual do período de 2007–2014 em relação a 2000–2006; (b) tendências de curto prazo em ET na bacia do Paraná.

Figura 42 – Séries temporais da BRP mostrando a propagação das anomalias da precipitação através dos componentes do sistema hidrológico. As áreas coloridas destacam as anomalias negativas nos componentes de armazenamento (SMS, RESS e TWS).

e houve redução de SMS, a falta desse excessos causou a redução de R_{off} . O baixo SMS reduziu a disponibilidade de água para transpiração da vegetação, causando as anomalias negativas de ET capturadas por ET_{Glob} . Finalmente, a redução de R_{off} causou a redução das vazões afluentes aos reservatórios, as quais, combinadas a aspectos operacionais (MELO; WENDLAND, 2016)⁷, levaram à depleção de RESS. Portanto, SMS faz a ligação entre a seca meteorológica e R_{off} , o qual afeta a principal entrada para RESS: a vazão.

Uma análise qualitativa⁸ referente à propagação da seca pode ser feita a partir dos gráficos da Figura 42, observando-se o ponto onde as anomalias se tornam negativas. Conforme indicado pelas setas cinzas, as componentes de fluxo (R_{off} e ET) e de armazenamento (SMS, RESS e TWS) apresentaram tendências de redução em efeito cascata, partindo de SPI até TWS. O fato de SMS não apresentar superávits significativos após SMet1, indica que, diante de um evento de seca futuro de mesma intensidade, os déficits atingiram níveis críticos similares ou ainda mais críticos. Isto reforça a importância do monitoramento contínuo dessas variáveis como parte de uma estratégia para antecipar impactos de secas. Uma inspeção visual da Figura 42 aponta um intervalo $> \approx 1$ ano para que as mudanças em SMS fossem refletidas, com toda intensidade, na evapotranspiração.

⁷ A influência dos aspectos operacionais serão tratados na seção 5.3.1

⁸ A análise quantitativa será abordada na seção 5.3.1.

Figura 43 – Variação espacial do SPI (Standardized Precipitation Index) e SDI (Streamflow Drought Index) para dois anos hidrológicos: 2001 e 2014.

Os dados de vazão foram usados para calcular o SDI e fornecer informações referentes à ligação entre secas meteorológica e hidrológica (Figura 43) para os anos hidrológicos de 2001 (AH 2001) e 2014 (AH 2014). Em geral, as secas meteorológicas resultaram em secas hidrológicas, conforme indicado pelos valores extremamente baixos de SDI para os quais o SPI foi negativo (Figura 43). Entretanto, alguns reservatórios de montante (indicados pelas setas) parecem ter amortecido os efeitos de SMet2 nos reservatórios de jusante. Embora o SPI indique uma situação extremamente seca ($\text{SPI} < -2,0$) sobre esses reservatórios, o SDI aumentou de montante ($\text{SDI} < -2,5$) para jusante ($-2,5 < \text{SDI} < -2,0$). Isto significa que o déficit fluviométrico (seca hidrológica) causado pela seca meteorológica foi (modestamente) atenuado pelos reservatórios de montante.

A comparação entre os AHs 2001 e 2014 mostra uma maior extensão espacial de SMet2 dentro da BRP, corroborando com as anomalias da precipitação na Figura 27. Com exceção do sul e centro-sul da BRP, os impactos da seca hidrológica foram mais acentuados no AH 2014 do que no AH 2001. Por exemplo, as setas na Figura 43 destacam as sub-bacias onde esse comportamento foi observado. Conforme pode ser verificado, as mesmas bacias experimentaram uma redução das vazões muito mais acentuada no AH 2014 ($-2,7 < \text{SDI} \leq -2,0$) do que no AH 2001 ($-1 < \text{SDI} \leq 0$). Para compreender melhor as diferentes respostas dos reservatórios aos eventos de seca, apresenta-se a seguir a análise de grupos.

5.3.1 Tempos de resposta

A quantificação dos tempos de resposta (TR) do sistema hidrológico diante de eventos extremos foi feita considerando dois casos. No primeiro caso, avaliou-se a defasagem temporal entre as mudanças no SPI e no armazenamento do sistema equivalente (SisEq). No segundo caso, analisou-se o caso particular da UHE de Furnas, incluindo a quantificação do TR da vazão afluyente (Q_{in}).

5.3.1.1 Sistema equivalente

Algumas mudanças detectadas na série de SPI (e.g. entre 2006 e 2010) não refletiram em alterações significativas no armazenamento dos reservatórios (RESS) do SisEq (linhas laranjas pontilhadas, Figura 44). Foram consideradas para análise apenas aqueles casos em que a relação entre SPI e RESS foi detectada. Esses casos estão indicados na barra horizontal da Figura 44, na qual estão indicados os meses de ocorrência dessas mudanças.

Figura 44 – Pontos de mudança detectados (PMs) em SPI e RESS. Os PMs selecionados para análise estão destacados na barra horizontal no centro-inferior da figura. Nela, estão indicados os meses quando ocorreram as mudanças.

A análise de ponto de mudança (APM) indica que houve mudança significativa do SPI e RESS em julho de 1999, sugerindo que o tempo de resposta do sistema de armazenamento (declínio dos níveis) foi imediato. A APM também mostrou que o período de estiagem persistiu por 1 ano e dois meses (jul/1999–set/2000) (em vermelho na barra do SPI). As consequências para RESS foi o declínio contínuo que se estendeu até o início de 2002, quando o SisEq começou a se recuperar (faixa azul na barra do RESS, Figura 44).

Essa recuperação ocorreu durante os 2 anos seguintes (até fev/2004), quando o sistema voltou a operar em plena capacidade. A recuperação completa de RESS foi, no entanto, independente do estabelecimento de um período úmido. De fato, o SPI esteve negativo em praticamente todo o período entre jan/2002 e fev/2004, indicando que essa recuperação está relacionada a fatores operacionais (controle de defluência).

Com a redução das defluências, gera-se um saldo positivo no balanço de massa do sistema mas, em contrapartida, reduz-se a geração de energia hidrelétrica (GHE). Para dar suporte a essa tese, analisaram-se os dados históricos de GHE apresentados no capítulo de Revisão Bibliográfica (Figura 2, página 43). De acordo com o SPI, o período mais seco ocorreu em torno dos anos 2000, mas apenas em 2001 que houve diminuição da GHE juntamente com a demanda. As Figuras 2 e 44 mostram que foi apenas após RESS ter atingido sua capacidade máxima em 2005 que a GHE retomou o crescimento esperado que teria ocorrido após 2000 sem a seca. Isto é, a geração de eletricidade em 2005 foi substancialmente maior do que nos anos anteriores desde o estabelecimento de SMet1.

A segunda maior mudança no SPI em direção a SMet2 foi detectada em jan/2012 (Figura 44), a qual pode explicar a diminuição de RESS 6 meses depois (julho/2012). Esse tempo de resposta, superior àquele observado em razão de SMet1, sugere uma possível mudança na operação das UHE diante da seca, uma vez que aquele rebaixamento quase que imediato ($TR = 0$ meses) discutido anteriormente não foi observado nesse segundo período. Em fev/2014, uma segunda queda no nível do SisEq foi detectada. Embora não haja indicação de um PM do SPI com 99 % de confiança, observa-se que essa redução do RESS coincide, aproximadamente, com o início do período de quase 1 ano com $SPI < 1$. Em comparação com valores encontrados na literatura, os resultados aqui apresentados revelam uma resposta relativamente rápida do sistema hidrológico da BRP. Por exemplo, Vicente-Serrano e López-Moreno (2005) analisaram respostas de reservatórios na Espanha em relação ao SPI em diferentes escalas e encontraram TRs variando de 7 a 10 meses.

5.3.1.2 UHE de Furnas

Um período moderadamente a severamente úmido ($1 \leq SPI \leq 2$) ocorreu no AH 1996, encerrando-se em dez/1997 com $SPI \approx 0$ (Figura 45). A transição desse ano úmido para um período com precipitação em torno da média histórica foi refletida numa mudança na vazão média afluente (Q_{in}) ao reservatório da UHE de Furnas (RF) no mesmo mês (dez/1997) (i.e., $TR \leq 1$ mês). Essa defasagem temporal é similar, embora ligeiramente mais curta, a valores reportados por Vicente-Serrano e López-Moreno (2005) e Barker et al. (2015). Ambos estudos concluíram que as secas hidrológicas, medidas com base na anomalia das vazões, ocorreram de 1 a 3 meses após o estabelecimento das secas meteorológicas.

Devido à diminuição de Q_{in} , observou-se uma queda nos níveis do RF após 8 meses (PM em ago/1998, Figura 45). Valores semelhantes foram relatados por Szilagyi e

Jozsa (2012) e Vicente-Serrano e López-Moreno (2005): ambos estudos encontraram TRs entre SPI e mudanças no RESS variando de 7 a 10 meses. Embora nenhuma mudança significativa ($\alpha = 0,01$) tenha sido detectada no SPI ou Q_{in} no período de SMet1, os níveis do RF continuaram a cair, surgindo outro PM em julho de 2000 (Figura 45).

A seca que levou à crise energética no Brasil em 2001 foi caracterizada, na bacia de contribuição do RF, por condições de seca moderada a severa ($-2 \leq SPI \leq -1$). O período de ≈ 1 ano com SPI negativo, com início em jan/2001 resultou em baixas vazões por 6–8 meses, que podem ser percebidas pelos picos negativos de Q mesmo durante o período chuvoso (dez/2000–fev/2001). Como resultado, houve diminuição do armazenamento no RF.

A recuperação do RF teve início 2 meses (fev/2002) após o retorno da precipitação à normalidade (dez/2001, $SPI > -1$), apesar de que nenhum aumento significativo da vazão tenha sido observado (Figura 45). O RF parece retornar à operação com máxima capacidade no início de 2004, quando ocorre uma mudança nas vazões: a partir de jan/2004 as anomalias passam a ser preponderantemente positivas, ao contrário do que vinha ocorrendo desde 1998.

O início do (segundo) declínio dos níveis do RF (ago/2012) ocorreu antes mesmo do início de SMet2 (dez/2013). Percebe-se uma redução progressiva do SPI e das anomalias de Q_{in} a partir de 2011. Eventualmente, essa redução afetou de forma negativa o balanço de massa do reservatório, apesar dessas reduções na precipitação e vazão não terem sido significativas. O fator causador principal desse declínio, no entanto, parece ser a GHE. Embora não hajam dados disponíveis da geração da UHE de Furnas individualmente, os dados da Figura 2 indicam que um aumento da demanda por eletricidade, especialmente a partir de 2010, pode ter requerido aumento da produção da UHE de Furnas em 2012. Mudanças significativas no SPI e Q_{in} ocorreram em dez/2013, as quais foram seguidas de outra mudança no armazenamento do RF 2 meses depois.

Em ambos eventos de seca analisados, o tempo de resposta da vazão às mudanças na precipitação foram imediatas (mesmo mês). Por outro lado, o tempo de resposta do reservatório diminuiu de 8 meses na SMet1 para 2 meses na SMet2. Esse encurtamento está, provavelmente, relacionado às condições de armazenamento antecedente mencionadas na seção 5.3 e a fatores operacionais. Destaca-se que o reservatório de Furnas pertence ao grupo 1, ou seja, as vazões são majoritariamente controladas por forçantes naturais. Assim, essa estimativa dos TRs traz implicações pertinentes para a operação dessa UHE. Dado que a vazão afluente tem pouca influência antrópica direta⁹ e seu tempo de resposta à precipitação é rápido, o monitoramento contínuo do SPI e Q_{in} podem ajudar a antecipar impactos negativos no armazenamento durante períodos de seca. Tendo por base os dois

⁹ Em comparação com reservatórios de outros grupos que se encontram a jusante de outras barragens de grande porte

Figura 45 – Pontos de mudança detectados (PMs) em SPI, Q e RESS. Os PMs selecionados para análise estão destacados na barra horizontal no centro-inferior da figura. Nela, estão indicados os meses quando ocorreram as mudanças.

períodos analisados, a forma de operação da usina pode retardar ou acelerar os impactos da seca meteorológica. Tomando como exemplo os casos analisados, houve uma janela de 2 a 8 meses para implementar medidas de prevenção ou remediação contra uma depleção acentuada do reservatório como, por exemplo, designar para outra(s) usina(s) uma parte da produção prevista originalmente para UHE de Furnas.

Em ambas as secas (SMet1 e SMet2), a queda antecipada nos níveis dos reservatórios deu-se porque, apesar da forçante natural ser preponderante nesse caso (G1), fatores antrópicos agem no controle do volume armazenado no RF. Entretanto, o balanço entre as forçantes natural e antrópica pode variar no tempo. As séries temporais de vazão afluente (Q_{in}) e defluente (Q_{out}) do RF indicam que, em geral, $Q_{in} > Q_{out}$ na estação úmida e $Q_{in} < Q_{out}$ na estação seca (Figura 46). Durante a seca, a geração de eletricidade deve estar em equilíbrio com a necessidade de manter a defluência mínima, regulamentada pelo ONS, e minimização da perda de armazenamento.

Os dados de Q_{out} ¹⁰ indicam que a GHE esteve reduzida em 2001 (faixas cinzas na Figura 46), com $Q_{in} \cong Q_{out}$ durante a estação seca. Como resultado, o residuais dQ ($Q_{in} - Q_{out}$) positivo e negativo convergiram para zero. Na seca seguinte, dQ foi negativo

¹⁰ A geração hidrelétrica é diretamente proporcional à vazão defluente, ou seja, aumento de Q_{out} indicam aumento de GHE, enquanto que redução de Q_{in} resultam em menor produção de eletricidade.

Figura 46 – Pontos de mudança detectados (PMs) em SPI e RESS. Os PMs selecionados para análise estão destacados na barra horizontal no centro-inferior da figura. Nela, estão indicados os meses quando ocorreram as mudanças.

entre meados de 2013 até o final de 2014 embora os valores absolutos de Q_{out} tenham sido similares àqueles do início dos anos 2000: o menor valor da média móvel de Q_{out} , entre 2000 e 2003, foi $\approx 0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Por outro lado, a diminuição de Q_{in} foi mais crítica na SMet2 do que na SMet1: a média móvel de Q_{in} foi $\approx 0,35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em jan/2015, o que corresponde a uma redução de 30 % em relação àquela em jan/2002 ($0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Com base na análise anterior e no SPI (Figura 45), é razoável deduzir que os impactos hidrológicos devido a SMet2 nessa bacia foram maiores do que devido a SMet1. Por que, então, uma depleção similar do RF foi observada em ambos os períodos? Nota-se que, entre jan/1998 e o final de 2000 (≈ 3 anos), o residual dQ acumulado é negativo, dado que a média móvel de $Q_{out} > Q_{in}$. Este é basicamente o mesmo período durante o qual o armazenamento do RF diminuiu e os PMs foram identificados (Figura 45). Inversamente, antes do período de seca severa a moderada ($\text{SPI} \approx -2,5$) em 2014, o período com dQ acumulado negativo durou $\approx 1,5$ anos (jan/2012 a jun/2013, faixa cinza na Figura 46).

Adicionalmente, os registros de Q_{out} sugerem que a GHE na UHE de Furnas foi reduzida ao longo do ano de 2001. No mesmo período, uma condição de seca moderada a severa ($\text{SPI} \approx -1,5$) se estabeleceu na bacia (Figuras 2 e 45). Por outro lado, a média móvel de Q_{out} experimentou uma diminuição no início de 2013, ≈ 1 ano antes de SMet2. Portanto, uma menor GHE em 2001 provavelmente resultou numa depleção menos crítica do RF enquanto que tal “estratégia” não foi suficiente em 2013/2014, pois os déficits pluviométricos na bacia foram muito mais críticos nesse período posterior do que no anterior (Figura 45).

5.3.1.3 Possíveis fatores que influem nos tempos de resposta

O tempo de resposta constatado para o RF é relativamente curto se comparado a outros reservatórios da BRP (e.g. Salto Santiago, Figura 47), sendo afetado, por exemplo, pelas características geomorfológicas das formações superficiais, uso do solo de suas bacias de contribuição e, nos casos de UHE de jusante, pela operação nas usinas de montante (fator antropogênico). Os indícios da veracidade deste último fator foram expostos no item 5.3, ao analisar a Figura 43. Os impactos hidrológicos em função do uso do solo foram anteriormente identificados por [Carvalho \(2015\)](#), que identificou um aumento das vazões na BRP a partir da década de 1970 devido a mudanças desses usos. Apesar de não estar no escopo deste trabalho, cabe aqui mencionar, ainda que superficialmente, a potencial influência geomorfológica das formações superficiais sobre a propagação das secas. A associação das características pedológicas, porosidade e uso do solo é um fator importante para determinar a capacidade de infiltração das camadas superficiais do terreno. Considerando um caso extremo em que não há retenção de água no solo, ao se estabelecer uma situação de déficit pluviométrico, não haverá reserva de água para alimentar as nascentes e, logo, esse déficit é rapidamente refletido na vazão.

Ressalta-se que o fato de haver infiltração não garante a manutenção das vazões de base, uma vez que a demanda evapotranspirativa de água nas camadas superficiais do solo pode ser alta. Ainda que sejam verificadas razoáveis taxas de recarga subterrânea, a hidrogeologia determinará como se dará a vazão de base. Dependendo da capacidade reguladora do aquífero e a velocidade com que isto se dá, é possível retardar os efeitos da seca meteorológica no sistema hidrológico. Tendo por base a importância de SMS como *link* entre os tipos de seca, é de se esperar que os fatores que afetam a umidade do solo sejam relevantes para determinar a velocidade de propagação da seca.

Paralelamente, a declividade também influi na assimilação de água pelo solo. Esse fator é, provavelmente, determinante para o TR na bacia do reservatório de Furnas. Observa-se na Figura 47 que o terreno nessa bacia é bastante acidentado, com declividades bastante elevadas, principalmente na região sul. Evidentemente, mesmo que a bacia possibilite o armazenamento e garanta das vazões de base após o estabelecimento da seca, o volume total dependerá da área de contribuição. Assim, a forma como as características geomorfológicas se combinam determinará, em parte, o TR. Comparando os casos de Furnas (51.000 km²) e Jurumirim (17.000 km²) (ambas do grupo 1 e sem grandes reservatórios à montante), cujos tipos pedológicos são similares, observam-se poucas diferenças entre os TRs, apesar da área do primeiro ser mais do que o dobro do segundo. Contrabalanceando esse fator, tem-se uma topografia menos acidentada na bacia do reservatório Jurumirim.

Conforme mencionado acima, a geomorfologia não atua individualmente na determinação do TR dessas bacias. Para fundamentar essa afirmação, analisou-se o TR para o caso do reservatório de Salto Santiago cujas respostas, diferentemente de Furnas e

Figura 47 – Pedologia e declividade na topografia da bacia do Paraná, com destaque para as bacias de contribuição dos reservatórios de Furnas, Jurumirim e Salto Santiago. As séries temporais à direita mostram os pontos de mudança detectados considerados na estimativa do tempo de resposta nas bacias de Jurumirim e Salto Santiago.

Jurumirim, está sob influência das operações nos reservatórios à montante¹¹ (e.g. UHE Fundão, UHE Santa Clara, UHE Foz do Areia). Pedologicamente, as bacias de Furnas e Jurumirim sugerem maior potencial de infiltração no solo do que na bacia de Salto Santiago. Nas duas primeiras bacias, há maior presença de Latossolos, Argilssolos e Cambissolos, os quais, apesar de apresentarem texturas finas, são mais desenvolvidos¹² (intemperizados) em relação ao Neossolo encontrado em abundância na bacia mais ao sul. Adicionalmente, o mapa de declividade na Figura 47 indica uma topografia mais acidentada na bacia da UHE de Salto Santiago do que na de Jurumirim.

No entanto, ao analisar o TR da vazão e armazenamento no reservatório de Salto Santiago, observa-se que os efeitos da seca meteorológica¹³ foram retardados de maneira significativa em relação ao constatado nos casos de Furnas e Jurumirim. Enquanto que o déficit pluviométrico se propagou quase que imediatamente nas vazões afluentes destes dois últimos reservatórios e em até 2 meses os efeitos foram notados em seus níveis, observou-se um *lag* temporal de 6 meses entre o estabelecimento da seca meteorológica e a redução significativa nas vazões afluentes à usina de Salto Santiago e mais 9 meses para que se constatasse a diminuição significativa do armazenamento no reservatório.

Tendo em vista as características físicas dessa bacia, o comportamento natural esperado seria de rápida resposta do sistema hidrológico à situação de escassez hídrica. Entretanto, os resultados mostrados na presente seção e na Figura 47 constituem fortes evidências a respeito do papel retardador da propagação das secas exercido pelos reservatórios, corroborando com as inferências apresentadas no item 5.3. Efeitos positivos tais quais os aqui mencionados foram reportados por Tang et al. (2014) ao detectarem aumento do escoamento superficial durante a estação seca na China e por Song et al. (2015), que identificaram a redução de enchentes numa bacia do mesmo país. Contrapondo essas constatações, outros estudos em diferentes partes do mundo reportaram pouca ou nenhuma influência da operação dos reservatórios nas tendências fluviométricas anuais (ADAM et al., 2007; YE; YANG; KANE, 2003). Por outro lado, Li et al. (2013) apresentaram evidências de que a mudança no regime de vazões, imposto pela operação do reservatório das Três Gargantas na China, foi responsável por secas hidrológicas à jusante da represa.

¹¹ Esses reservatórios não foram analisados

¹² Solos mais novos, como o Neossolo Litólico, possuem impedimentos para produção agrícola justamente pela pouca profundidade e pedregosidade.

¹³ Ressalta-se que para analisar a seca meteorológica nessa bacia e nas demais que estão à jusante de represas, considerou-se apenas a área de contribuição livre da influência antrópica derivada da operação das usinas. As vazões afluentes, por outro lado, incluem tanto a parcela natural, originada na bacia não perturbada, quanto a vazão turbinada + vertida à montante.

6 Análise Final e Conclusões

A vulnerabilidade da bacia do rio Paraná a eventos climáticos extremos é um assunto crítico, tendo em vista sua importância socioeconômica dentro do contexto nacional. O adequado gerenciamento dos recursos hídricos para as diversas atividades que ocorrem na bacia (irrigação, geração hidrelétrica, abastecimento público, etc) depende não somente do conhecimento dos processos hidrológicos em si. Faz-se necessário compreender como esses processos são modificados em situações de escassez extrema. Em razão de sua grande dimensão territorial, alguns processos que ocorrem na BRP ainda não são monitorados *in loco*, requerendo a adoção de alternativas atualmente disponíveis graças aos avanços tecnológicos. A telemetria, por exemplo, tem possibilitado o monitoramento contínuo em áreas cujo difícil acesso inviabilizaria a medição ou coleta de dados manualmente. Inúmeros estudos hidrológicos na Amazônia foram viabilizados pelas medições de sensoriamento remoto.

O monitoramento de secas é fundamental para a preparação de estratégias visando amenizar os futuros impactos sobre os recursos hídricos. O estudo de propagação de secas é necessário, pois distingue entre os tipos de seca que atingem diferentes componentes do sistema hidrológico. Dessa forma, a seca deixa de ser uma evento único, tradicionalmente classificada em função apenas do ponto de vista meteorológico, e passa a ser estudada sob uma perspectiva mais ampla em que há influência das características geomorfológicas e das ações antrópicas em cada bacia.

Nesse contexto, os impactos espaço-temporais de dois grandes eventos de seca na BRP foram quantificados por meio da análise conjunta de dados de monitoramento em terra (precipitação, níveis e vazões de reservatórios), sensoriamento remoto (evapotranspiração, precipitação e anomalia no armazenamento total de água) e modelagem (escoamento superficial e umidade do solo). Primeiramente, foram avaliadas as estimativas de chuva do satélite TRMM, produtos TMPA 3B42 V6 e V7, e 3B43 V7. Esta avaliação teve por objetivo verificar se essas estimativas são adequadas para uso em estudos hidrológicos e, mais especificamente, adequadas para completar a série de dados pluviométricos dentro do período analisado.

Em seguida, as secas meteorológica e hidrológica foram investigadas e as relações entre elas estudadas. Nessa etapa, os impactos sobre os componentes hidrológicos foram quantificados. Por fim, avaliou-se o processo de propagação da seca e quantificou-se o tempo de resposta das vazões e dos volumes armazenados nos reservatórios às variações na precipitação. Um resumo dos resultados de cada etapa é apresentado a seguir.

6.1 Validação do TMPA: Sumário e Limitações

Referente à primeira etapa, concluiu-se que, em comparação com o produto GBGR (Ground-based Gridded Rainfall), o TMPA 3B42 captura os padrões de precipitação no Brasil em todas as estações do ano mas há uma larga variabilidade da qualidade das estimativas de precipitações mensais (EPM) e diárias (EPD) dependendo da região climática. Os principais resultados são resumidos a seguir:

- As EPM do TMPA concordam melhor com os dados de referência do que aquelas em escala diária. Para os dados mensais, encontrou-se um índice de concordância $d_r \geq 0,70$, enquanto que, para os dados diários, $0,40 \leq d_r \leq 0,6$. Com exceção de algumas áreas específicas, as melhorias das estimativas entre as versões 6 e 7 do 3B42 foram modestas ou insignificantes.
- A análise regional e sazonal mostrou que (i) as EPM do TMPA contém menos viés na região norte; (ii) pequenos desvios entre as EPM do TMPA e GBGR, dados pela razão entre erro absoluto médio (EAM) e precipitação mensal sazonal¹, foram encontrados na estação seca ($EAM/\bar{O} \approx 20\%$), para a qual (iii) obteve-se alto índice de concordância ($d_r \simeq 0,80$); (iv) as discrepâncias, medidas pelo RMSE, entre o TMPA e GBGR são majoritariamente explicadas por erros aleatórios (em geral, $RMSE_u \geq 75\%$ para os dados mensais e diários); (v) as discrepâncias entre TMPA e GBGR são relativamente menores para as estimativas mensais em relação às diárias; e (vi) as principais melhorias entre as versões 6 e 7 foram encontradas para os dados mensais durante DJF (região SE) e JJA (região S), com um aumento de $\approx 10\%$ no d_r .

Com base nesses resultados, não se recomenda o uso das EPD do TMPA para as regiões N e CO devido ao elevado grau de incerteza dos dados. Com exceção de algumas partes das regiões N e NE, as EPM do TMPA 3B42 V7 podem ser bastante úteis, principalmente nas áreas sem dados medidos em terra. Entretanto, parece haver uma tendência do satélite ser menos acurado durante as estações chuvosas. Não obstante, a principal vantagem das estimativas do TMPA é a continuidade espacial e temporal dos dados.

Apesar do bom desempenho sugerido pelo índice de concordância, os erros médios absolutos em relação ao GBGR foram elevados, quando comparados com as médias pluviométricas sazonais. A correção de viés, embora não resolva completamente os erros das estimativas do TMPA, são recomendadas. Tendo em vista a popularização dos dados pluviométricos obtidos por satélites e a grande quantidade de produtos disponíveis atual-

¹ Média da precipitação mensal dos 3 meses da estação em questão.

mente, recomenda-se a validação e comparação dessas estimativas com as apresentadas neste trabalho.

6.2 Respostas hidrológicas: Sumário e Limitações

Na segunda etapa deste trabalho, constatou-se que secas regionais intensas causaram significativo impacto nos recursos hídricos no sudeste do Brasil. De acordo com o SPI, duas grandes secas meteorológicas (SMet1 e SMet2) atingiram a bacia do rio Paraná (BRP) entre 1995 e 2015. Uma seca moderada a severa ($-2,00 \leq \text{SPI} \leq -1,00$) ocorreu no início dos anos 2000, com $\text{SPI} \leq -1,25$ entre outubro de 1999 e agosto de 2000. O segundo período mais seco ocorreu entre fevereiro e novembro de 2014, com $\text{SPI} \leq -1,20$. A intensidade e duração da seca são variáveis espacialmente. A SMet2 foi mais crítica sobre a parte nordeste da área de estudo, com anomalias pluviométricas variando de -20 a -60% , resultando em valores de $\text{SPI} \leq -2,00$ por 6–12 meses em alguns casos (e.g., reservatório de Furnas).

Devido à SMet2, a taxa de redução do armazenamento total de água na BRP foi de $37 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ (42 mm ano^{-1}) durante 4 anos (2011–2015), totalizando 150 km^3 . A perda de umidade do solo (SMS) e armazenamento nos reservatórios (RESS) juntos contabilizam 60% da depleção de TWSA, diminuindo 24 mm ano^{-1} . Os déficits de precipitação traduziram-se em baixo SMS e reduzido escoamento superficial (R_{off}), diminuindo RESS em 30 km^3 em 2001 em relação ao volume armazenamento médio. A depleção de RESS devido às secas correspondeu a uma redução de $\approx 31\%$ em relação à capacidade máxima do sistema. Foram identificadas duas tendências negativas de curto prazo no RESS durante o período analisado: $-17 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ (1997–2001) e $25 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ (2011–2015), totalizando 68 e 101 km^3 , respectivamente.

O período entre SMet1 e SMet2 foi caracterizado por precipitações próximas do normal a levemente abaixo da média, não sendo suficientes para compensar o déficit acumulado de água gerado durante a seca. O baixo SMS comprometeu a recuperação do sistema mesmo após o período úmido no ano hidrológico de 2010 (AH 2010). Como resultado, as reservas do sistema de armazenamento estavam reduzidos antes de SMet2 e rapidamente diminuíram durante a seca de 2014.

Uma avaliação detalhada dos impactos das secas no RESS requer análises cuidadosas em escala local. A análise de grupos revelou 3 clusters (23 reservatórios) cujo armazenamento é controlado principalmente por forçantes naturais, dois clusters (9 reservatórios) controlados principalmente pela operação nas barragens, e um cluster (6 reservatórios) controlado pela combinação de forçantes natural e antropogênica. Essa análise ressalta a importância da localização do reservatório dentro do sistema (montante vs. jusante) na determinação dos controles dominantes sobre os reservatórios em situações de seca. Para a

maioria dos reservatórios, inclusive o sistema Cantareira, as secas meteorológicas foram refletidas no sistema hidrológico através da redução da vazão afluyente nos reservatórios. A vulnerabilidade às secas recentes em São Paulo não apenas relembra a necessidade de expansão do sistema de abastecimento, mas também reforça a urgência pela diversificação das fontes de água como forma de aumentar a resiliência contra as secas. Em outros casos, os reservatórios de montante desempenharam um importante papel na regulação da vazão nos rios, o que reduziu os impactos da seca meteorológica nas afluições dos reservatórios de jusante.

6.3 Propagação de secas: Sumário e Limitações

A missão GRACE mostrou-se valiosa para monitorar secas em escala regional na área de estudo, particularmente pela implicação para estudos futuros em se estabelecer relações entre SPI e TWSA visando prever mudanças no TWS com base em dados de precipitação. Apesar dos benefícios promovidos pelo GRACE, o uso de seus dados deve ser feito com cautela, em razão de sua baixa resolução espacial, preferencialmente de maneira a complementar outras informações. A consistência nas medições de TWSA neste trabalho, verificadas por meio das respostas correspondentes observadas nas demais análises, nem sempre são constatadas. Por exemplo, [Loon, Kumar e Mishra \(2017\)](#) mostraram que o TWSA-GRACE não capturou a variabilidade espacial dos eventos de seca, ocorridos na Europa, nos anos de 2003 e 2005, atribuindo a este fato à baixa resolução dessas medições. Ademais, [Ferreira et al. \(2016\)](#) ressalta que as incertezas do TWSA-GRACE não podem ser plenamente quantificadas, dada a indisponibilidade de dados de referência em terra para comparação.

Adicionalmente, os dados simulados de SMS e R_{off} permitem identificar as conexões entre secas meteorológica e hidrológica, conforme verificado por meio do SDI, os quais refletem as anomalias nas vazões afluentes aos reservatórios. Ressalta-se que os dados do GLDAS, embora úteis, podem conter inconsistências e, portanto, sua utilização demanda cautela. Conforme demonstrado neste trabalho, a precipitação usada como forçante dos LSMs do GLDAS apresentou grandes discrepâncias em relação ao GBGR, conferindo certa insegurança quanto às simulações durante os períodos correspondentes. Dado que os dados de monitoramento em terra de SMS e R_{off} são escassas, a validação de tais estimativas fica inviabilizada ou atrelada a medições por sensoriamento remoto. Recomenda-se, portanto, que trabalhos futuros considerem o uso de estimativas de satélites (e.g. SMOS) no monitoramento da umidade do solo e sua relação com as secas meteorológicas.

Um entendimento preliminar sobre a propagação da seca, isto é, como a seca meteorológica culmina na seca hidrológica e socioeconômica foi apresentado. Os resultados indicaram que a seca socioeconômica (falha em suprir a demanda hídrica, elétrica, etc) na

BRP está sujeita a um efeito cascata natural (déficits pluviométricos $\Rightarrow$ redução de SMS $\Rightarrow$ redução de R_{off} $\Rightarrow$ depleção de RESS) a qual está relacionada às condições de umidade do solo antecedentes e operações dos reservatórios.

Baseado nessas análises, recomenda-se o monitoramento contínuo de índices meteorológicos como o SPI, a partir do qual pode ser possível antecipar e mitigar os impactos das secas, por exemplo, através de campanhas públicas encorajando a redução (mesmo que temporária) do consumo de água e energia elétrica. Sugere-se também expandir o estudo de propagação de secas no ambiente subterrâneo. Neste trabalho, o enfoque apresentado foi basicamente restrito aos impactos hidrológicos superficiais. No entanto, os processos superficiais não ocorrem de maneira independente. Trabalhos futuros poderão esclarecer como a propagação da seca nos aquíferos ocorre e como isto repercute nas vazões de base.

Os operadores das UHE poderiam se beneficiar de medidas quase em tempo de real de precipitação por radar ou por sensoriamento remoto. A dificuldade de se coletar e organizar dados de postos pluviométricos para um horizonte futuro de curto prazo enfatiza a importância da medição de precipitação por sensoriamento remoto para operação dos reservatórios. Por fim, os modelos de superfície terrestre podem ser ferramentas úteis em adição aos modelos chuva-vazão atualmente adotados pelo ONS para prever respostas hidrológicas quando alimentados com dados de previsão do tempo.

Nessa etapa foram analisadas séries mensais de SPI, RESS e vazão afluente (Q_{in}) visando a detecção de pontos de mudança no comportamento médio da série. Com base na análise de pontos de mudança (APM), concluiu-se que a defasagem temporal entre mudanças na precipitação e respectivas alterações no RESS variou de 0 a 6 meses. Há forte evidência, com base na análise do balanço de vazões, de que RESS foi mais sensível às forçantes naturais na SMet2 do que na SMet1. A APM usando dados referentes ao reservatório de Furnas indicou que o tempo de resposta entre as mudanças do SPI e Q_{in} é inferior a 1 mês.

A análise do SPI, armazenamento e balanço entre afluência e defluência do RF revelou que, embora um declínio similar nos níveis do lago tenha ocorrido, é provável que a depleção no início dos anos 2000 tenha sofrido maior influência da forçante antropogênica (operação da UHE), enquanto que a forçante meteorológica teve um papel mais relevante na determinação da depleção em 2013/2014.

Os resultados obtidos nessa etapa corroboram com aqueles obtidos na análise das respostas hidrológicas em relação ao fato da variação do armazenamento dos reservatórios ser controlado pelo balanço entre forçantes naturais e antropogênicas. Esse balanço é particularmente importante na determinação dos impactos das secas na geração hidrelétrica e abastecimento de água, especialmente no Brasil onde $\approx 70\%$ da eletricidade é gerada por UHE.

Ademais, a quantificação dos tempos de respostas e comparação entre casos com características geomorfológicas distintas reforçou a importância dos reservatórios de montante no retardamento da propagação da seca através do sistema hidrológico. A defasagem temporal entre a seca meteorológica e as respostas hidrológicas significa tempo disponível para que ações preventivas (e.g., modificar a operação nas UHE) sejam tomadas para reduzir os impactos das secas. Dada a variabilidade espacial das secas e a característica de sistema interligado existente no Brasil, outra medida possível seria reduzir a geração hidrelétrica em uma região potencialmente afetada por uma seca iminente e, temporariamente, aumentar a produção nas em outras regiões.

6.4 Comentários finais

A pesquisa contida neste documento possui limitações e requer investigações futuras. Em particular, espera-se que dados da rede de monitoramento de água subterrânea sejam compilados e possibilitem avaliar de forma minuciosa como os aquíferos foram impactados pelas secas. Ressalta-se, também, a necessidade da quantificação do balanço hídrico e averiguação de suas alterações em razão das secas. Análises futuras também podem se beneficiar de dados de umidade do solo gerados por produtos de sensoriamento remoto, permitindo contrastar com as simulações do GLDAS.

Em linhas gerais, os avanços conquistados neste trabalho são no sentido de melhor compreender os processos hidrológicos na BRP em situações de extremo déficit hídrico. São exemplos de contribuições deste trabalho: a caracterização da seca meteorológica e hidrológica, quantificação de tendências negativas de curto prazo e tempos de resposta de componentes do sistema hidrológico. Essas contribuições são os principais pilares desta tese, a partir dos quais é possível interpretar a propagação da seca meteorológica que determinará o grau dos demais tipos de seca (agrícola, hidrológica e socioeconômica).

Embora sejam possíveis inferências a respeito da seca socioeconômica com base nas análises dos reservatórios, maior ênfase foi dada a questão da propagação até seca hidrológica. Essa escolha está relacionada ao aumento da frequência de ocorrência de secas hidrológicas no mundo. Esse aumento é atribuído tanto às mudanças climáticas quanto ações antrópicas (LOON et al., 2016; LANEN et al., 2016). Há inúmeros exemplos de bacias que sofreram modificações antrópicas, cujas vazões sofreram mudanças mais significativas do que aquelas sujeitas apenas a mudança e variabilidade climática (AHN; MERWADE, 2014; TANG et al., 2014, e.g). Na BRP, a mudança do uso do solo foi identificada como fator responsável pelo aumento das vazões nas últimas quatro décadas (CARVALHO, 2015).

Neste trabalho, o fator antrópico no tocante à operação dos reservatórios foi considerado. A importância dos barramentos na BRP já foi, inclusive, ressaltada anteriormente

por [Carvalho \(2015\)](#). Diante do grande número de represas e diferentes respostas detectadas na análise de grupos, seria inapropriado generalizar os efeitos positivos identificados em alguns caso particulares (e.g. Salto Santiago, Ibitinga, etc). No entanto, reforça-se, com base nos resultados analisados e para esses casos especificamente, que os impactos das secas meteorológicas poderiam ser mais graves, não fossem os reservatórios.

A discussão a respeito dos reservatórios não deve ser superficial, pois há fortes argumentos pró e contra esses dispositivos. [Bhatia et al. \(2005\)](#) observaram que nem sempre as represas estão acompanhadas dos benefícios propostos para justificar sua construção. Nesse relatório, [Bhatia et al. \(2005\)](#) citam o exemplo do reservatório de Sobradinho, no rio São Francisco. Eles criticam a decisão de investir os volumosos recursos financeiros requeridos, para beneficiar um complexo industrial de concepção questionável e uma área de irrigação relativamente pequena, cujos potenciais de crescimento total só ficaram evidentes após 20 anos de sua construção.

Por outro lado os prejuízos decorrentes das secas são significativos, limitando ou retardando o progresso. [Grey e Sadoff \(2006\)](#) destacam que o não reconhecimento da significância de investimentos relacionados à água, seja na questão de excesso ou escassez, traz sérias consequências para os países em desenvolvimento. Eles continuam discutindo que, embora tais questões sejam absurdamente maiores em países mais pobres do que o Brasil e sujeitos a condições hidroclimáticas mais severas, há necessidade da discussão a respeito das implicações sobre o crescimento ou estagnação devido ao suporte reduzido para obras de infraestrutura hídrica. Há, portanto, a necessidade não apenas de investir em obras hidráulicas, como as represas, mas de buscar formas mais eficientes de operar as que já existem, evitando impactos ambientais desnecessários.

Essa eficiência não pode ser plenamente alcançada sem considerar os eventos extremos. O fato de tais eventos não poderem ser previstos, confere um desafio ainda maior para o gerenciamento dos recursos hídricos. Uma alternativa é prever o comportamento futuro com base nas respostas do sistema aos eventos de seca passados. Nesse sentido, recomenda-se que o gerenciamento deva incorporar as informações relativas à propagação de secas. Pelo que consta nas diretrizes de operação disponíveis em [ONS \(2016\)](#), existem regras definidas para operação visando o controle de cheia, as quais podem ser previstas num horizonte de tempo relativamente curto (dias). Apesar da robustez dos métodos adotados pelo ONS para estimar a energia natural afluente, não foram encontradas, nos estudos hidrológicos que fazem parte da Avaliação de Curto Prazo (ACP), diretrizes de operação em cenários de secas. Recomenda-se, portanto, que as estimativas de tempo de resposta sejam consideradas na ACP, especificamente nos ESO².

Os avanços tecnológicos trazem consigo valiosas ferramentas que abrem novas possibilidades para melhor compreender os mecanismos atuantes na natureza. O autor

² Estudos relacionados à segurança operativa. Vide seção [3.1](#)

desta tese considera fundamental que os engenheiros e hidrólogos as explorem e, uma vez averiguada sua qualidade, utilizem-nas. Faz-se uma menção especial a respeito da missão GRACE, cuja utilização nos estudos hidrológicos no Brasil, especificamente envolvendo as secas, ainda é modesta em relação ao que tem sido realizado no exterior (CHEN et al., 2009; FRAPPART et al., 2012; GETIRANA, 2015). Espera-se que este trabalho encoraje o emprego desta fonte de dados na pesquisa em recursos hídricos no país. Reconhece-se, no entanto, as limitações dos dados de sensoriamento remoto e o grande valor do monitoramento *in loco*.

O uso combinado de dados de diferentes fontes oferece vantagens que não devem ser ignoradas, como a independência das medições ou distintas fontes de incertezas, devendo ser ao menos considerado como opção em estudos regionais, uma vez que a adoção de um único tipo de fonte limitaria as análises. Por mais avançada que seja a tecnologia, não é possível controlar o meio ambiente, daí a importância de combinar os meios disponíveis para entendê-lo e antecipar seu comportamento. Para isso, faz-se necessário interpretar as informações a seu respeito contidas nos mais variados dados. Este é o contínuo desafio posto àqueles que se propõem a não só solucionar mas também antecipar os problemas que ameaçam a garantia dos recursos hídricos para as gerações atuais e futuras.

Referências

- ADAM, D. Gravity measurement: Amazing grace. *Nature*, v. 416, n. 6876, p. 10–11, mar. 2002. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<https://www.nature.com/nature/journal/v416/n6876/full/416010a.html>>. Citado na página 32.
- ADAM, J. C. et al. Simulation of reservoir influences on annual and seasonal streamflow changes for the Lena, Yenisei, and Ob' rivers. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 112, n. D24, p. n/a–n/a, 2007. ISSN 2156-2202. D24114. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008525>>. Citado na página 122.
- ADLER, R. F. et al. Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *Journal of Applied Meteorology*, v. 39, n. 12, p. 2007–2023, 2000. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<2007:TRDDUT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<2007:TRDDUT>2.0.CO;2)>. Citado na página 50.
- AGUTU, N. et al. Assessing multi-satellite remote sensing, reanalysis, and land surface models' products in characterizing agricultural drought in East Africa. *Remote Sensing of Environment*, v. 194, p. 287–302, 2017. ISSN 0034-4257. Citado na página 33.
- AHMED, M. et al. Assessing and improving land surface model outputs over africa using GRACE, field, and remote sensing data. *Surveys in Geophysics*, v. 37, n. 3, p. 529–556, 2016. ISSN 0169-3298. Citado na página 33.
- AHN, K.-H.; MERWADE, V. Quantifying the relative impact of climate and human activities on streamflow. *Journal of Hydrology*, v. 515, p. 257 – 266, 2014. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169414003369>>. Citado na página 128.
- ANA–AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. *Caderno da Região Hidrográfica do Paraná*. Brasília, 2006. Citado na página 45.
- ANA–AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. *Atlas Brasil, abastecimento urbano de água, panorama nacional*. Brasília, 2010. Citado na página 42.
- ANDERSON, E. G. *The effect of topography on solutions of Stokes' s problem*. Kensington, Australia, 1976. Citado na página 57.
- ANDERSON, M. C. et al. The Evaporative Stress Index as an indicator of agricultural drought in Brazil: An assessment based on crop yield impacts. *Remote Sensing of Environment*, v. 174, p. 82 – 99, 2016. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425715302212>>. Citado na página 48.
- ARAÚJO, L. M. N. d. *Identificação de padrões hidrológicos de precipitação e de umidade do solo na bacia hidrográfica do rio Piabanha/RJ*. Tese (Doutorado) — UFRJ, Novembro 2016. Citado na página 35.
- ARMANIOS, D. E.; FISHER, J. B. Measuring water availability with limited ground data: assessing the feasibility of an entirely remote-sensing-based hydrologic budget

- of the Rufiji basin, Tanzania, using TRMM, GRACE, MODIS, SRB, and AIRS. *Hydrological Processes*, v. 28, n. 3, p. 853–867, 2014. ISSN 1099-1085. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9611>>. Citado na página 51.
- ARTIGAS, M. Z. de; ELIAS, A. G.; CAMPRA, P. F. de. Discrete wavelet analysis to assess long-term trends in geomagnetic activity. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, v. 31, n. 1–3, p. 77–80, 2006. ISSN 1474-7065. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S147470650600012X>>. Citado na página 81.
- AWANGE, J. L. et al. Water storage changes and climate variability within the Nile Basin between 2002 and 2011. *Advances in Water Resources*, v. 73, p. 1–15, nov. 2014. ISSN 0309-1708. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170814001274>>. Citado 2 vezes nas páginas 50 e 54.
- AWANGE, J. L. et al. Characterization of Ethiopian mega hydrogeological regimes using GRACE, TRMM and GLDAS datasets. *Advances in Water Resources*, v. 74, p. 64–78, dez. 2014. ISSN 0309-1708. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170814001523>>. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 50.
- BAI, P. et al. Evaluation of streamflow simulation results of land surface models in GLDAS on the Tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 121, n. 20, p. 12,180–12,197, 2016. ISSN 2169-897X. Citado na página 33.
- BAILEY, K. D. *Tipologies and taxonomies: an introduction to classification techniques*. Thousand Oaks, CA: Sage University Paper series on Quantitative Applications in the Social Sciences, 1994. Citado na página 79.
- BALDWIN-WISEMAN, W. Demarcation of drought areas and its uses. *Australian Surveyor*, v. 9, n. 1, p. 29–40, 1942. Cited By 0. Disponível em: <<https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-84948025708&doi=10.1080%2F00050326.1942.10436737&partnerID=40&md5=5ff7f490c430d52a61efa0136dcdf0c9>>. Citado na página 31.
- BARKER, L. J. et al. From meteorological to hydrological drought using standardised indicators. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 12, n. 1, p. 2827–2875, 2015. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 116.
- BAYAZIT, M.; ÖNÖZ, B. To prewhiten or not to prewhiten in trend analysis? *Hydrological Sciences Journal*, v. 52, n. 4, p. 611–624, ago. 2007. ISSN 0262-6667. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1623/hysj.52.4.611>>. Citado na página 76.
- BECKER, M. et al. Past terrestrial water storage (1980–2008) in the Amazon Basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 15, n. 2, p. 533–546, fev. 2011. ISSN 1607-7938. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/533/2011/>>. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 54.
- BERG, W.; L'ECUYER, T.; KUMMEROW, C. Rainfall climate regimes: The relationship of regional TRMM rainfall biases to the environment. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 45, n. 3, p. 434–454, 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JAM2331.1>>. Citado na página 86.

- BETTADPUR, S. *UTCSR Level-2 Processing standards document*. [S.l.], 2012. Citado na página 68.
- BHATIA, R. et al. *Indirect Economic Impacts of Dams - Methodological Issues and Summary Results of Case Studies in Brazil, India and Egypt*. [S.l.], 2005. Citado 2 vezes nas páginas 128 e 129.
- BOMFIM, E. P. Utilização dos dados do GRACE para caracterização da variabilidade das massas de água do aquífero Guarani. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 25, n. 4, p. 461–461, dez. 2007. ISSN 0102-261X. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_abstract&pid=S0102-261X2007000400010&lng=en&nrm=iso&tlng=pt>. Citado na página 32.
- BOX, G. E. P.; JENKINS, G. M.; REINSEL, G. C. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. 3rd ed.. ed. New Jersey: Prentice Hall, 1994. Citado na página 76.
- BRODIE, F. The great drought of 1893, and its attendant meteorological phenomena. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 20, n. 89, p. 1–30, 1894. Cited By 1. Disponível em: <<https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-2142695656&doi=10.1002%2fqj.4970208901&partnerID=40&md5=776706944ae9ed53d2d686eb0dae78ee>>. Citado na página 31.
- BUARQUE, D. C. et al. A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 116, n. D19, p. n/a–n/a, 2011. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2011JD016060>>. Citado 2 vezes nas páginas 51 e 52.
- BURN, D. H.; ELNUR, M. A. H. Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology*, v. 255, n. 1–4, p. 107–122, jan. 2002. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169401005145>>. Citado na página 76.
- CAMPAROTOO, L. B. et al. Validation of temperature and rainfall data obtained by remote sensing for the state of São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 17, n. 6, p. 665–671, 2013. Citado na página 52.
- CARVALHO, A. R. L. de. *Reservatórios de regularização de usinas hidrelétricas: contribuição para uma matriz energética mais limpa*. Tese (Doutorado) — UFRJ, Junho 2015. Citado 2 vezes nas páginas 119 e 128.
- CHEN, F. et al. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with fife observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 101, n. D3, p. 7251–7268, 1996. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/95JD02165>>. Citado na página 63.
- CHEN, J. L. et al. Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 110, n. B8, p. n/a–n/a, 2005. ISSN 2156-2202. B08408. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003536>>. Citado na página 62.
- CHEN, J. L. et al. 2005 drought event in the Amazon river basin as measured by GRACE and estimated by climate models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 114, n. B5, p. B05404, maio 2009. ISSN 2156-2202. Disponível em:

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2008JB006056/abstract>. Citado 7 vezes nas páginas 29, 34, 35, 37, 50, 95 e 129.

CHEN, S. et al. Similarity and difference of the two successive v6 and v7 TRMM multisatellite precipitation analysis performance over China. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, v. 118, n. 23, p. 13060–13074, 2013. Cited By (since 1996)1. Disponível em: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84891276152&partnerID=40&md5=b798acc21ef4a1a86d335657fccb9f47>. Citado 2 vezes nas páginas 51 e 52.

CHEN, S. et al. Evaluation of the successive v6 and v7 TRMM multisatellite precipitation analysis over the continental United States. *Water Resources Research*, v. 49, n. 12, p. 8174–8186, 2013. ISSN 1944-7973. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/2012WR012795>. Citado na página 52.

CHOU, C.-m. A threshold based wavelet denoising method for hydrological data modelling. *Water Resources Management*, v. 25, n. 7, p. 1809–1830, 2011. ISSN 0920-4741, 1573-1650. Disponível em: <http://link.springer.com/article/10.1007/s11269-011-9776-3>. Citado na página 80.

CHOUDHURY, B. J. et al. Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 84, n. C9, p. 5699–5706, 1979. ISSN 2156-2202. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/JC084iC09p05699>. Citado na página 51.

CLARKE, R. et al. Issues of spatial correlation arising from the use of TRMM rainfall estimates in the Brazilian Amazon. *Water Resources Research*, v. 47, n. 5, 2011. Cited By (since 1996)6. Disponível em: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-79958035855&partnerID=40&md5=8a37cd23a13c8882495cddd3d7d11218>. Citado 2 vezes nas páginas 51 e 52.

CLARKE, R. T.; BUARQUE, D. C. Statistically combining rainfall characteristics estimated from remote-sensed and rain gauge data sets in the Brazilian Amazon-Tocantins basins. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 118, n. 14, p. 7467–7480, 2013. ISSN 2169-8996. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/jgrd.50545>. Citado 2 vezes nas páginas 51 e 52.

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. 125, n. 3, p. 769–784, 2016. ISSN 1434-4483. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-015-1540-9>. Citado 2 vezes nas páginas 37 e 42.

COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dynamics*, v. 46, n. 11, p. 3737–3752, 2016. ISSN 1432-0894. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-015-2800-1>. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 37.

COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. *Journal of Hydrology*, v. 360, n. 1–4, p. 207–216, out. 2008. ISSN 0022-1694. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408003806>. Citado na página 52.

- COLLISCHONN, W. et al. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. *Hydrological Sciences Journal*, v. 52, n. 5, p. 878–895, 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1623/hysj.52.5.878>>. Citado na página 53.
- CONSOLI, S.; VANELLA, D. Comparisons of satellite-based models for estimating evapotranspiration fluxes. *Journal of Hydrology*, v. 513, n. 0, p. 475 – 489, 2014. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941400256X>>. Citado na página 52.
- COUTINHO, R. M.; KRAENKEL, R. A.; PRADO, P. I. Catastrophic regime shift in water reservoirs and São Paulo water supply crisis. *PLoS ONE*, v. 10, n. 9, p. e0138278, set. 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0138278>>. Citado na página 42.
- COX, D. R.; STUART, A. Some quick sign tests for trend in location and dispersion. *Biometrika*, v. 42, n. 1/2, p. 80–95, 1955. ISSN 0006-3444. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/2333424>>. Citado na página 76.
- DAI, Y. et al. The common land model. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 84, n. 8, p. 1013–1023, 2003. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-84-8-1013>>. Citado na página 63.
- DAVY, J. On an unusual drought in the lake district in 1859. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 22, n. 2, p. 313–318, 1861. Cited By 0. Disponível em: <<https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-84958449590&doi=10.1017%2fS0080456800030635&partnerID=40&md5=cf4985f57d9ba781aefe0e0fd1ec1eaf>>. Citado na página 31.
- DERBER, J. C.; PARRISH, D. F.; LORD, S. J. The new global operational analysis system at the national meteorological center. *Weather and Forecasting*, v. 6, n. 4, p. 538–547, 1991. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(1991\)006<0538:TNGOAS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1991)006<0538:TNGOAS>2.0.CO;2)>. Citado na página 63.
- DIJK, A. I. J. M. V. et al. The millennium drought in southeast Australia (2001–2009): natural and human causes and implications for water resources, ecosystems, economy, and society. *Water Resources Research*, v. 49, n. 2, p. 1040–1057, 2013. Citado na página 35.
- DINKU, T. et al. Validation of satellite rainfall products over East Africa’s complex topography. *International Journal of Remote Sensing*, v. 28, n. 7, p. 1503–1526, 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/01431160600954688>>. Citado na página 50.
- EFRON, B. Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife. *The Annals of Statistics*, v. 7, n. 1, p. 1–26, jan. 1979. ISSN 0090-5364, 2168-8966. Disponível em: <<http://projecteuclid.org/euclid.aos/1176344552>>. Citado na página 81.
- EK, M. B. et al. Implementation of noah land surface model advances in the national centers for environmental prediction operational mesoscale eta model. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. D22, p. 8851, 2003. Citado na página 63.
- FA, W. et al. Topographic roughness of the northern high latitudes of Mercury from MESSENGER Laser Altimeter data. *Geophysical Research Letters*, v. 43, n. 7, p. 3078–3087, 2016. ISSN 1944-8007. 2016GL068120. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2016GL068120>>. Citado na página 51.

FAMIGLIETTI, J. S. et al. Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. 3, p. n/a–n/a, 2011. ISSN 1944-8007. L03403. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2010GL046442>>. Citado na página 54.

FANG, B.; LAKSHMI, V. Soil moisture at watershed scale: Remote sensing techniques. *Journal of Hydrology*, v. 516, n. 0, p. 258 – 272, 2014. ISSN 0022-1694. Determination of soil moisture: Measurements and theoretical approaches. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413009050>>. Citado na página 54.

FEALQ. *Análise Territorial para o Desenvolvimento da Agricultura Irrigada no Brasil*. [S.l.], 2014. Citado na página 41.

FENG, W. et al. Evaluation of groundwater depletion in North China using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data and ground-based measurements. *Water Resources Research*, v. 49, n. 4, p. 2110–2118, 2013. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20192>>. Citado 2 vezes nas páginas 54 e 95.

FERREIRA, V. et al. Uncertainties of the Gravity Recovery and Climate Experiment time-variable gravity-field solutions based on three-cornered hat method. *Journal of Applied Remote Sensing*, v. 10, n. 1, 2016. ISSN 1931-3195. Citado 2 vezes nas páginas 61 e 126.

FIORILLO, F.; GUADAGNO, F. M. Karst spring discharges analysis in relation to drought periods using the SPI. *Water Resources Management*, v. 24, n. 9, p. 1867–1884, nov. 2009. ISSN 0920-4741, 1573-1650. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1007/s11269-009-9528-9>>. Citado 3 vezes nas páginas 35, 48 e 49.

FRANCHITO, S. H. et al. Validation of TRMM precipitation radar monthly rainfall estimates over Brazil. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 114, n. D2, p. n/a–n/a, 2009. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2007JD009580>>. Citado 3 vezes nas páginas 51, 52 e 86.

FRAPPART, F. et al. Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 113, n. D21, p. D21104, nov. 2008. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007JD009438/abstract>>. Citado na página 54.

FRAPPART, F. et al. Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. *Remote Sensing of Environment*, v. 115, n. 6, p. 1588–1594, jun. 2011. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425711000460>>. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 54.

FRAPPART, F. et al. Surface freshwater storage and dynamics in the Amazon basin during the 2005 exceptional drought. *Environmental Research Letters*, v. 7, n. 4, p. 044010, 2012. Disponível em: <<http://stacks.iop.org/1748-9326/7/i=4/a=044010>>. Citado 3 vezes nas páginas 29, 55 e 129.

GAO, H.; BIRKETT, C.; LETTENMAIER, D. P. Global monitoring of large reservoir storage from satellite remote sensing. *Water Resources Research*, v. 48, n. 9, p. W09504, set. 2012. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2012WR012063/abstract>>. Citado na página 32.

GAO, P. et al. Changes in streamflow and sediment discharge and the response to human activities in the middle reaches of the Yellow River. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 15, n. 1, p. 1–10, jan. 2011. ISSN 1607-7938. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/1/2011/>>. Citado na página 76.

GETIRANA, A. C. V. Extreme water deficit in Brazil detected from space. *Journal of Hydrometeorology*, v. 17, n. 2, p. 591–599, 2015. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-15-0096.1>>. Citado 7 vezes nas páginas 32, 34, 36, 92, 95, 109 e 129.

GETIRANA, A. C. V. et al. Hydrological monitoring of poorly gauged basins based on rainfall–runoff modeling and spatial altimetry. *Journal of Hydrology*, v. 379, n. 3–4, p. 205–219, dez. 2009. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409006234>>. Citado na página 32.

GETIRANA, A. C. V. et al. Water Balance in the Amazon Basin from a Land Surface Model Ensemble. *Journal of Hydrometeorology*, v. 15, n. 6, p. 2586–2614, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-14-0068.1>>. Citado 2 vezes nas páginas 34 e 54.

GETIRANA, A. C. V. et al. Assessment of different precipitation datasets and their impacts on the water balance of the Negro River basin. *Journal of Hydrology*, v. 404, n. 3–4, p. 304–322, jul. 2011. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411003003>>. Citado na página 52.

GETIRANA, A. C. V. et al. Calibração e validação de modelo hidrológico com observações in situ, altimetria e gravimetria espaciais. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2011. Citado na página 54.

GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of tropical atlantic variability in the development of the enso teleconnection: implications for the prediction of nordeste rainfall. *Climate Dynamics*, v. 22, n. 8, p. 839–855, 2004. ISSN 1432-0894. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00382-004-0420-2>>. Citado na página 29.

GOCIC, M.; TRAJKOVIC, S. Analysis of changes in meteorological variables using mann-kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, v. 100, p. 172–182, jan. 2013. ISSN 0921-8181. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818112002032>>. Citado na página 81.

GONG, X.; RICHMAN, M. B. On the Application of Cluster Analysis to Growing Season Precipitation Data in North America East of the Rockies. *Journal of Climate*, v. 8, n. 4, p. 897–931, abr. 1995. ISSN 0894-8755. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(1995\)008%3C0897%3AOTAOCA%3E2.0.CO%3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(1995)008%3C0897%3AOTAOCA%3E2.0.CO%3B2)>. Citado na página 79.

- GREY, D.; SADOFF, C. W. Water for growth and development. In: *Thematic Documents of the IV World Water Forum*. Mexico City: [s.n.], 2006. (Comision Nacional del Agua). Citado na página 129.
- GUEDES, A. E. D. S.; CÂNDIDO, L. A.; SANTOS, A. R. S. d. E. Variabilidade do estoque de água continental e sua relação com as cheias e vazantes extremas na Amazônia. *Revista Ambiente & Água*, v. 8, n. 2, p. 88–99, ago. 2013. ISSN 1980-993X. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_abstract&pid=S1980-993X2013000200010&lng=en&nrm=iso&tlng=pt>. Citado na página 55.
- HAMED, K. H. Trend detection in hydrologic data: The mann–kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of Hydrology*, v. 349, n. 3–4, p. 350–363, fev. 2008. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169407006865>>. Citado 2 vezes nas páginas 49 e 76.
- HAN, S.-C. et al. Dynamics of surface water storage in the amazon inferred from measurements of inter-satellite distance change. *Geophysical Research Letters*, v. 36, n. 9, p. n/a–n/a, 2009. ISSN 1944-8007. L09403. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2009GL037910>>. Citado na página 34.
- HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 98, n. D3, p. 5093–5102, 1993. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/92JD02646>>. Citado na página 29.
- HEISKANEN, W. A.; MORITZ, H. *Physical Geodesy*. San Francisco: Freeman, 1967. Citado na página 58.
- HELMER, M.; HILHORST, D. Natural disasters and climate change. *Disasters*, Blackwell Science Ltd, v. 30, n. 1, p. 1–4, 2006. ISSN 1467-7717. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1111/j.1467-9523.2006.00302.x>>. Citado na página 30.
- HIRSCH, R. M.; SLACK, J. R. A non parametric trend test for seasonal data with serial correlation. *Water Resources Research*, v. 20, n. 6, p. 727–732, 1984. Citado na página 77.
- HORTON, R. E. The rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 14, n. 1, p. 446–460, 1933. ISSN 2324-9250. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/TR014i001p00446>>. Citado na página 31.
- HOUBORG, R. et al. Drought indicators based on model-assimilated Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) terrestrial water storage observations. *Water Resources Research*, v. 48, n. 7, p. W07525, jul. 2012. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011WR011291/abstract>>. Citado na página 35.
- HU, K. et al. Hydrogeological characterisation of groundwater over Brazil using remotely sensed and model products. *Science of The Total Environment*, v. 599–600, p. 372 – 386, 2017. ISSN 0048-9697. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969717310331>>. Citado na página 34.
- HUANG, J. et al. Mapping groundwater storage variations with GRACE: a case study in Alberta, Canada. *Hydrogeology Journal*, v. 24, n. 7, p. 1663–1680, 2016. ISSN 1431-2174. Citado na página 33.

- HUFFMAN, G. J. et al. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, v. 8, n. 1, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 50 e 63.
- HUNT, E. D. et al. Monitoring the effects of rapid onset of drought on non-irrigated maize with agronomic data and climate-based drought indices. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 191, p. 1 – 11, 2014. ISSN 0168-1923. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192314000409>>. Citado na página 48.
- HUO, A. et al. Groundwater storage and depletion trends in the Loess areas of China. *Environmental Earth Sciences*, v. 75, n. 16, 2016. ISSN 1866-6280. Citado na página 33.
- IBGE. *Contas regionais do Brasil*. Rio de Janeiro, 2014. Disponível em: <<http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv89103.pdf>>. Citado na página 42.
- IPCC. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, 2014. Citado na página 46.
- JEKELI, C. Treatise on geophysics. In: _____. 2. ed. [S.l.]: Elsevier, 2015. v. 3, cap. Potential Theory and the Static Gravity Field of the Earth, p. 9–35. Citado na página 58.
- JIANG, Q.; FERREIRA, V.; CHEN, J. Monitoring groundwater changes in the Yangtze River basin using satellite and model data. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 9, n. 7, 2016. ISSN 1866-7511. Citado na página 33.
- JUÁREZ, R. I. N. et al. Comparison of precipitation datasets over the tropical South American and African continents. *Journal of Hydrometeorology*, v. 10, p. 289–299, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 51 e 52.
- KANE, R. P. Prediction of Droughts in North-East Brazil: Role of ENSO and Use of Periodicities. *International Journal of Climatology*, John Wiley & Sons, Ltd., v. 17, n. 6, p. 655–665, 1997. ISSN 1097-0088. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199705\)17:6<655::AID-JOC144>3.0.CO;2-1](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199705)17:6<655::AID-JOC144>3.0.CO;2-1)>. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 37.
- KENDALL, M. G. *Rank correlation measures*. London, UK: Charles Griffin, 1975. Citado na página 77.
- KERR, Y.; LAGOUARDE, J.; IMBERNON, J. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. *Remote Sensing of Environment*, v. 41, n. 2-3, p. 197–209, 1992. Cited By 167. Disponível em: <<https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-0027010130&doi=10.1016%2f0034-4257%2892%2990078-X&partnerID=40&md5=2bcac5d0f750923cea9ed976778fd1aa>>. Citado na página 51.
- KERR, Y. H. et al. The smos mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle. *Proceedings of the IEEE*, p. 666–687, 2010. Citado na página 54.

- KIM, J. Y. et al. Trends in a satellite-derived vegetation index and environmental variables in a restored brackish lagoon. *Global Ecology and Conservation*, v. 4, p. 614 – 624, 2015. ISSN 2351-9894. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2351989415001055>>. Citado na página 51.
- KOSTER, R.; SUAREZ, M. *Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM*. [S.l.], 1996. Citado na página 63.
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v. 107, p. 1142–1153, 1979. Citado na página 71.
- KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. H. Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South America region. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 4, p. 351–363, 1989. Citado na página 71.
- KUHN, M.; SEITZ, K. *Comparison of Newton's Integral in the Space and Frequency Domains*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2005. 386–391 p. ISBN 978-3-540-27432-2. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/3-540-27432-4_66>. Citado na página 57.
- KUMAR, S. V. et al. Assimilation of remotely sensed soil moisture and snow depth retrievals for drought estimation. *Journal of Hydrometeorology*, v. 15, n. 6, p. 2446–2469, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-13-0132.1>>. Citado na página 51.
- KUMAR, S. V. et al. Assimilation of gridded GRACE terrestrial water storage estimates in the North American Land Data Assimilation System. *Journal of Hydrometeorology*, v. 17, n. 7, p. 1951–1972, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-15-0157.1>>. Citado 2 vezes nas páginas 34 e 54.
- KęDZIOR, M.; ZAWADZKI, J. Comparative study of soil moisture estimations from SMOS satellite mission, GLDAS database, and cosmic-ray neutrons measurements at COSMOS station in Eastern Poland. *Geoderma*, v. 283, p. 21–31, 2016. ISSN 0016-7061. Citado na página 33.
- LABAT, D. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *Journal of Hydrology*, v. 314, n. 1, p. 275–288, nov. 2005. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169405001769>>. Citado na página 80.
- LABAT, D. Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*, v. 31, n. 1, p. 109–117, jan. 2008. ISSN 0309-1708. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170807001145>>. Citado na página 80.
- LABAT, D. et al. Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 2, p. L02501, jan. 2004. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2003GL018741/abstract>>. Citado na página 80.
- LANEN, H. A. V. et al. Hydrology needed to manage droughts: the 2015 european case. *Hydrological Processes*, v. 30, n. 17, p. 3097–3104, 2016. ISSN 1099-1085. HYP-16-0162. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10838>>. Citado na página 128.

LAURANCE, W.; WILLIAMSON, G. Positive feedbacks among forest fragmentation, drought, and climate change in the Amazon. *Conservation Biology*, v. 15, p. 1529–1535, 2001. Citado na página 29.

LAVIELLE, M. Detection of multiple changes in a sequence of dependent variables. *Stochastic Processes and their Applications*, v. 83, n. 1, p. 79–102, set. 1999. ISSN 0304-4149. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S030441499900023X>>. Citado na página 81.

LEBLANC, M. J. et al. Basin-scale, integrated observations of the early 21st century multiyear drought in southeast Australia. *Water Resources Research*, v. 45, n. 4, p. n/a–n/a, 2009. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007333>>. Citado 3 vezes nas páginas 35, 50 e 95.

LEWIS, L.; BILHAM, E. The seasonal and geographical distribution of absolute drought in England. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 65, n. 281, p. 367–384, 1939. Cited By 0. Disponível em: <<https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-84977295637&doi=10.1002%2fqj.49706528113&partnerID=40&md5=d0f16f7753d24c3cb97263f59f4ee606>>. Citado na página 31.

LEWIS, S. et al. The 2010 Amazon drought. *Science*, v. 331, p. 554, 2011. Citado na página 29.

LI, S. et al. Effects of the Three Gorges Reservoir on the hydrological droughts at the downstream Yichang station during 2003–2011. *Hydrological Processes*, v. 27, n. 26, p. 3981–3993, 2013. ISSN 1099-1085. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9541>>. Citado na página 122.

LIANG, X. et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 99, n. D7, p. 14415–14428, 1994. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/94JD00483>>. Citado na página 63.

LIMA, C. H.; LALL, U. Climate informed monthly streamflow forecasts for the Brazilian hydropower network using a periodic ridge regression model. *Journal of Hydrology*, v. 380, n. 3–4, p. 438 – 449, 2010. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409007252>>. Citado na página 30.

LIU, D.; MISHRA, A. Performance of AMSR E soil moisture data assimilation in CLM4.5 model for monitoring hydrologic fluxes at global scale. *Journal of Hydrology*, v. 547, p. 67–79, 2017. ISSN 0022-1694. Citado na página 33.

LIU, D.; MISHRA, A.; ZHANG, K. Runoff sensitivity over Asia: Role of climate variables and initial soil conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 122, n. 4, p. 2218–2238, 2017. ISSN 2169-897X. Citado na página 33.

LOARIE, S. R. et al. Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. *Nature Climate Change*, v. 1, p. 105–109, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 53 e 110.

LOBEL, F. et al. *Drought in Southeast Brazil Hits 133 Cities with Consequences for the Economy*. 2014. Disponível em: <<http://www1.folha.uol.com.br/internacional/en/brazil/2014/11/>>

[1542425-drought-in-southeast-brazil-hits-133-cities-with-consequences-for-the-economy.shtml](#)>. Citado na página 30.

LONG, D.; LONGUEVERGNE, L.; SCANLON, B. R. Uncertainty in evapotranspiration from land surface modeling, remote sensing, and GRACE satellites. *Water Resources Research*, v. 50, n. 2, p. 1131–1151, 2014. Citado na página 34.

LONG, D. et al. GRACE satellite monitoring of large depletion in water storage in response to the 2011 drought in Texas. *Geophysical Research Letters*, v. 40, n. 13, p. 3395–3401, 2013. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/grl.50655>>. Citado 4 vezes nas páginas 35, 49, 54 e 95.

LONGUEVERGNE, L. et al. GRACE water storage estimates for the middle east and other regions with significant reservoir and lake storage. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 17, n. 12, p. 4817–4830, 2013. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/4817/2013/>>. Citado na página 54.

LOON, A. F. V. et al. Drought in the Anthropocene. *Nature Geoscience*, v. 9, n. 2, p. 89–91, fev. 2016. ISSN 1752-0894. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ngeo2646>>. Citado 4 vezes nas páginas 48, 49, 109 e 128.

LOON, A. F. V.; HUIJGEVOORT, M. H. J. V.; LANEN, H. A. J. V. Evaluation of drought propagation in an ensemble mean of large-scale hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 16, n. 11, p. 4057–4078, 2012. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/4057/2012/>>. Citado 2 vezes nas páginas 34 e 35.

LOON, A. F. V.; KUMAR, R.; MISHRA, V. Testing the use of standardised indices and GRACE satellite data to estimate the European 2015 groundwater drought in near-real time. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 21, n. 4, p. 1947–1971, abr. 2017. ISSN 1607-7938. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/1947/2017/>>. Citado 3 vezes nas páginas 35, 36 e 126.

LOPES, A. F. d. M. *Avaliação da chuva em episódios de ZCAS na região sudeste do Brasil - Estudo de caso: Bacia do Rio Grande*. Dissertação (Mestrado) — UFRJ, Janeiro 2016. Citado na página 32.

LUTHCKE, S. B. et al. Monthly spherical harmonic gravity field solutions determined from GRACE inter-satellite range-rate data alone. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 2, p. L02402, jan. 2006. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2005GL024846/abstract>>. Citado na página 60.

LV, M. et al. Water budget closure based on GRACE measurements and reconstructed evapotranspiration using GLDAS and water use data for two large densely-populated mid-latitude basins. *Journal of Hydrology*, v. 547, p. 585–599, 2017. ISSN 0022-1694. Citado na página 33.

MANN, H. B.; WHITNEY, D. R. On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *The Annals of Mathematical Statistics*, v. 18, n. 1, p. 50–60, 1947. ISSN 0003-4851. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/2236101>>. Citado na página 76.

MARENGO, J. A. Vulnerabilidade, impacto e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil. *Parcerias Estratégicas*, v. 27, p. 149–175, 2008. Citado na página 29.

MARENGO, J. A. et al. Two Contrasting Severe Seasonal Extremes in Tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and Drought in Northeast Brazil. *Journal of Climate*, v. 26, n. 22, p. 9137–9154, nov. 2013. ISSN 0894-8755, 1520-0442. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00642.1>>. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 37.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. Drought monitoring with multiple time scales. In: *9th AMS Conference on Applied Climatology*. [S.l.: s.n.], 1993. p. 233–236. Citado na página 48.

MELO, D. D. C. D. et al. Reservoir storage and hydrologic responses to droughts in the Paraná River basin, south-eastern Brazil. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 20, n. 11, p. 4673–4688, nov. 2016. ISSN 1607-7938. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/20/4673/2016/>>. Citado na página 163.

MELO, D. d. C. D.; WENDLAND, E. Hydrological system time lag responses to meteorological shifts. *Brazilian Journal of Water Resources*, scielo, v. 21, n. 4, 2016. ISSN 2318-0331. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2318-03312016005001107&nrm=iso>. Citado 2 vezes nas páginas 81 e 112.

MELO, D. d. C. D. et al. Performance evaluation of rainfall estimates by TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis 3B42V6 and V7 over Brazil. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 120, n. 18, p. 2015JD023797, set. 2015. ISSN 2169-8996. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2015JD023797/abstract>>. Citado na página 51.

MESINGER, F. et al. An upgraded version of the eta model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 116, n. 3, p. 63–79, 2012. ISSN 1436-5065. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00703-012-0182-z>>. Citado 2 vezes nas páginas 44 e 107.

METZ, M.; ROCCHINI, D.; NETELER, M. Surface temperatures at the continental scale: Tracking changes with remote sensing at unprecedented detail. *Remote Sensing*, v. 6, n. 5, p. 3822–3840, 2014. ISSN 2072-4292. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/6/5/3822>>. Citado na página 51.

MO, K. C.; LETTENMAIER, D. P. Heat wave flash droughts in decline. *Geophysical Research Letters*, v. 42, n. 8, p. 2015GL064018, abr. 2015. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2015GL064018/abstract>>. Citado na página 48.

MO, K. C.; LETTENMAIER, D. P. Precipitation Deficit Flash Droughts over the United States. *Journal of Hydrometeorology*, v. 17, n. 4, p. 1169–1184, fev. 2016. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM-D-15-0158.1>>. Citado na página 48.

MOREIRA, D. M. *Geodésia aplicada ao monitoramento hidrológico da bacia Amazônica*. Tese (Doutorado) — UFRJ, 2016. Citado na página 55.

- MOZNY, M. et al. Use of a soil moisture network for drought monitoring in the Czech Republic. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 107, n. 1, p. 99–111, 2012. ISSN 1434-4483. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-011-0460-6>>. Citado na página 48.
- MU, Q. et al. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, v. 111, n. 4, p. 519 – 536, 2007. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425707001903>>. Citado na página 52.
- MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, v. 115, n. 8, p. 1781 – 1800, 2011. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425711000691>>. Citado 2 vezes nas páginas 52 e 53.
- NA, S. de la P. et al. Elevation change estimates of the Barnes Ice Cap from combined CryoSat-2 altimetry measurements and high resolution stereo-photogrammetric DEM. *AGU Fall Meeting Abstracts*, dez. 2015. Citado na página 51.
- NALBANTIS, I.; TSAKIRIS, G. Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resources Management*, v. 23, n. 5, p. 881–897, jul. 2008. ISSN 0920-4741, 1573-1650. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1007/s11269-008-9305-1>>. Citado 3 vezes nas páginas 48, 49 e 75.
- NALLEY, D.; ADAMOWSKI, J.; KHALIL, B. Using discrete wavelet transforms to analyze trends in streamflow and precipitation in Quebec and Ontario (1954–2008). *Journal of Hydrology*, v. 475, p. 204–228, dez. 2012. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412008669>>. Citado 2 vezes nas páginas 49 e 80.
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. *Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM, senior review proposal*. [S.l.], 2011. Disponível em: <http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/TRMMSenRevProp_v1.2.pdf>. Citado na página 50.
- NDEHEDEHE, C. E. et al. On the potentials of multiple climate variables in assessing the spatio-temporal characteristics of hydrological droughts over the Volta Basin. *Science of The Total Environment*, v. 557–558, p. 819–837, jul. 2016. ISSN 0048-9697. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969716304272>>. Citado na página 36.
- NETO, R. T. B. et al. Spatial and temporal water-level variations in the Texas portion of the Ogallala aquifer. *Natural Hazards*, v. 80, n. 1, p. 351–365, 2015. ISSN 1573-0840. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s11069-015-1971-8>>. Citado na página 79.
- NIU, J.; SIVAKUMAR, B. Scale-dependent synthetic streamflow generation using a continuous wavelet transform. *Journal of Hydrology*, v. 496, p. 71 – 78, 2013. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413003922>>. Citado na página 80.
- NJOKU, E. G.; ENTEKHABI, D. Passive microwave remote sensing of soil moisture. *Journal of Hydrology*, v. 184, n. 1–2, p. 101 – 129, 1996. ISSN

- 0022-1694. Soil Moisture Theories and Observations. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169495029702>>. Citado na página 54.
- NOZ, J. C. J.-M. et al. Land surface temperature retrieval methods from landsat-8 thermal infrared sensor data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, v. 11, n. 10, p. 1840–1843, Oct 2014. ISSN 1545-598X. Citado na página 51.
- OBASI, G. O. P. Wmo's role in the international decade for natural disaster reduction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 75, n. 9, p. 1655–1661, 1994. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 46.
- OKEOWO, M. A. et al. Automated Generation of Lakes and Reservoirs Water Elevation Changes From Satellite Radar Altimetry. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, PP, n. 99, p. 1–17, 2017. ISSN 1939-1404. Citado na página 32.
- OLIVEIRA, G. d. *Fluxes of radiation, water and carbon over terrestrial ecosystems in Eastern Amazon based on MODIS data*. Tese (Doutorado) — INPE, 2016. Citado na página 33.
- OLIVEIRA, G. de et al. Use of MODIS sensor images combined with reanalysis products to retrieve net radiation in amazonia. *Sensors*, v. 16, n. 7, p. 956, 2016. Citado na página 33.
- OLIVEIRA, P. T. S. et al. Trends in water balance components across the Brazilian Cerrado. *Water Resources Research*, v. 50, n. 9, p. 7100–7114, set. 2014. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2013WR015202/abstract>>. Citado 2 vezes nas páginas 52 e 55.
- OPERADOR NACIONAL DO SISTEMA ELÉTRICO. *Diretrizes para a Operação Eletroenergética*. 2016. Disponível em: <http://www.ons.org.br/operacao/diretrizes_operacao>. Citado 2 vezes nas páginas 44 e 129.
- PAIVA, R. C. D. d. et al. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. *Water Resources Research*, v. 49, n. 3, p. 1226–1243, mar. 2013. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/wrcr.20067/abstract>>. Citado na página 55.
- PANDAY, P. et al. Deforestation offsets water balance changes due to climate variability in the Xingu River in eastern Amazonia. *Journal of Hydrology*, v. 523, p. 822–829, 2015. ISSN 0022-1694. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 55.
- PARINUSSA, R. M. et al. An intercomparison of remotely sensed soil moisture products at various spatial scales over the Iberian Peninsula. *Hydrological Processes*, v. 28, n. 18, p. 4865–4876, 2014. ISSN 1099-1085. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9975>>. Citado na página 51.
- PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 11, p. 1633–1644, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 71 e 87.
- PENATTI, N. et al. Satellite-based hydrological dynamics of the world's largest continuous wetland. *Remote Sensing of Environment*, v. 170, p. 1–13, 2015. ISSN 0034-4257. Citado na página 55.

- PEREIRA, E. B. et al. *Atlas brasileiro de energia solar*. São José dos Campos, 2006. Citado 2 vezes nas páginas 85 e 86.
- PETTITT, A. N. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, v. 28, n. 2, p. 126–135, 1979. ISSN 0035-9254. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/2346729>>. Citado na página 81.
- PHILLIPS, O. L. et al. Drought Sensitivity of the Amazon Rainforest. *Science*, v. 323, n. 5919, p. 1344–1347, mar. 2009. ISSN 0036-8075, 1095-9203. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1164033>>. Citado na página 29.
- POPIVANOV, I.; MILLER, R. Similarity search over time-series data using wavelets. In: *18th International Conference on Data Engineering, 2002. Proceedings*. [S.l.: s.n.], 2002. p. 212–221. Citado na página 80.
- QIAO, L. et al. Performance assessment of the successive Version 6 and Version 7 TMPA products over the climate-transitional zone in the southern Great Plains, USA. *Journal of Hydrology*, v. 513, n. 0, p. 446 – 456, 2014. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216941400225X>>. Citado na página 52.
- QUADRO, M. F. L. d. *Estudo de vórtices ciclônicos de mesoescala associados à zona de convergência do Atlântico Sul*. Tese (Doutorado) — IAG/USP, São Paulo, 2012. Citado na página 33.
- QUADRO, M. F. L. d. et al. Climatological analysis of the precipitation and umidity transport on the ZCAS region using the new generation of reanalysis. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 27, n. 2, p. 152–162, jul. 2012. ISSN 0102-7786. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_abstract&pid=S0102-77862012000200004&lng=en&nrm=iso&tlng=pt>. Citado na página 33.
- RADZIEJEWSKI, M.; BARDOSSY, A.; KUNDZEWICZ, Z. W. Detection of change in river flow using phase randomization. *Hydrological Sciences Journal*, v. 45, n. 4, p. 547–558, ago. 2000. ISSN 0262-6667. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/02626660009492356>>. Citado na página 81.
- RAMANA, R. V. et al. Monthly Rainfall Prediction Using Wavelet Neural Network Analysis. *Water Resources Management*, v. 27, n. 10, p. 3697–3711, jun. 2013. ISSN 0920-4741, 1573-1650. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1007/s11269-013-0374-4>>. Citado na página 80.
- RAMONI, M. F.; SEBASTIANI, P.; KOHANE, I. S. Cluster analysis of gene expression dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 99, n. 14, p. 9121–9126, jul. 2002. ISSN 0027-8424, 1091-6490. Disponível em: <<http://www.pnas.org/content/99/14/9121>>. Citado na página 79.
- REAGER, J. T.; FAMIGLIETTI, J. S. Characteristic mega-basin water storage behavior using GRACE. *Water Resources Research*, v. 49, n. 6, p. 3314–3329, jun. 2013. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/wrcr.20264/abstract>>. Citado 4 vezes nas páginas 50, 54, 59 e 95.

- RITCHIE, J. Remote sensing applications to hydrology: Airborne laser altimeters. *Hydrological Sciences Journal*, v. 41, n. 4, p. 625–636, 1996. Citado na página 51.
- RODELL, M. et al. The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 85, n. 3, p. 381–394, mar. 2004. ISSN 0003-0007. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-85-3-381>>. Citado 3 vezes nas páginas 33, 63 e 67.
- RODELL, M.; VELICOGNA, I.; FAMIGLIETTI, J. S. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, v. 460, n. 7258, p. 999–1002, ago. 2009. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nature08238>>. Citado na página 54.
- ROPELEWSKI, C. R.; HALPERT, S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 1606–1626, 1987. Citado na página 71.
- ROSENDO, E. E. Q. *Desenvolvimento de indicadores de vulnerabilidade à seca na região semiárida brasileira*. Dissertação (Mestrado) — UFPB, 2014. Citado na página 29.
- RUDORFF, B. F. T. et al. Studies on the rapid expansion of sugarcane for ethanol production in São Paulo State (Brazil) using Landsat data. *Remote Sensing*, v. 2, n. 4, p. 1057–1076, 2010. Citado na página 110.
- RUHOFF, A. L. et al. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrological Sciences Journal*, v. 58, n. 8, p. 1658–1676, 2013. Citado na página 53.
- SABESP. *Relatório de sustentabilidade*. [S.l.], 2014. Disponível em: <http://site.sabesp.com.br/uploads/file/sociedade_meioamb/rs_2014.pdf>. Citado na página 42.
- SANG, Y.-F.; WANG, Z.; LIU, C. Comparison of the MK test and EMD method for trend identification in hydrological time series. *Journal of Hydrology*, v. 510, p. 293–298, mar. 2014. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413009360>>. Citado na página 77.
- SCANLON, B. R.; LONGUEVERGNE, L.; LONG, D. Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. *Water Resources Research*, v. 48, n. 4, p. n/a–n/a, 2012. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2011WR011312>>. Citado na página 54.
- SCANLON, B. R. et al. Global evaluation of new GRACE mascon products for hydrologic applications. *Water Resources Research*, v. 52, n. 12, p. 9412–9429, 2016. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2016WR019494>>. Citado na página 62.
- SCHMUGGE, T. J. et al. Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources*, v. 25, n. 8–12, p. 1367 – 1385, 2002. ISSN 0309-1708. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170802000659>>. Citado na página 50.
- SEO, J.; LEE, S.-I. Integration of GRACE, ground observation, and land-surface models for groundwater storage variations in South Korea. *International Journal of Remote Sensing*, v. 37, n. 24, p. 5786–5801, 2016. ISSN 0143-1161. Citado na página 33.

SHARIFZADEH, M.; AZMOODEH, F.; SHAHABI, C. Change detection in time series data using wavelet footprints. In: MEDEIROS, C. B.; EGENHOFER, M.; BERTINO, E. (Ed.). *Advances in Spatial and Temporal Databases*. Springer Berlin Heidelberg, 2005, (Lecture Notes in Computer Science, v. 3633). p. 127–144. ISBN 978-3-540-28127-6. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/11535331_8>. Citado na página 81.

SHEFFIELD, J. et al. Closing the terrestrial water budget from satellite remote sensing. *Geophysical Research Letters*, v. 36, n. 7, p. L07403, abr. 2009. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009GL037338/abstract>>. Citado na página 34.

SHEFFIELD, J.; GOTETI, G.; WOOD, E. F. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, v. 19, n. 13, p. 3088–3111, 2006. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3790.1>>. Citado na página 63.

SHI, X. et al. A sequential multiple change-point detection procedure via VIF regression. *Computational Statistics*, p. 1–21, jun. 2015. ISSN 0943-4062, 1613-9658. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1007/s00180-015-0587-5>>. Citado na página 81.

SILVA, F. B. *Modelagem da produtividade primária bruta na Bacia Amazônica*. Tese (Doutorado) — INPE, São José dos Campos, 2013. Citado na página 33.

SILVA, J. S. d. *Altimetria espacial aplicada aos estudos de processos hídricos em zonas úmidas da bacia Amazônica*. Tese (Doutorado) — UFRJ, Rio de Janeiro, Março 2010. Citado na página 32.

SILVA, J. Santos da et al. Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, v. 114, n. 10, p. 2160–2181, out. 2010. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425710001331>>. Citado na página 32.

SOMOROWSKA, U. Soil water storage in poland over the years 2000-2015 in response to precipitation variability as retrieved from GLDAS noah simulations. *Geographia Polonica*, v. 90, n. 1, p. 53–64, 2017. ISSN 0016-7282. Citado na página 33.

Song, W.-z. et al. Annual runoff and flood regime trend analysis and the relation with reservoirs in the Sanchahe river basin, China. *Quaternary International*, v. 380, p. 197–206, set. 2015. Citado na página 122.

SOUZA, J. G. N. d. *Avaliação do modelo de reanálise GLDAS/NOAH e obtenção de fluxos de energia a partir do SEBS, em Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado) — UFLA, Lavras, 2015. Citado na página 33.

SPENNEMANN, P. C. et al. A comparison of GLDAS soil moisture anomalies against standardized precipitation index and multisatellite estimations over South America. *Journal of Hydrometeorology*, v. 16, n. 1, p. 158–171, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-13-0190.1>>. Citado 2 vezes nas páginas 34 e 35.

STORCH, H. Analysis of climate variability: Applications of statistical techniques proceedings of an autumn school organized by the commission of the European community on Elba from October 30 to November 6, 1993. In: _____. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1999. cap. Misuses of Statistical Analysis

- in *Climate Research*, p. 11–26. ISBN 978-3-662-03744-7. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-03744-7_2>. Citado na página 76.
- SWENSON, S.; WAHR, J. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 8, p. n/a–n/a, 2006. ISSN 1944-8007. L08402. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005GL025285>>. Citado 2 vezes nas páginas 62 e 68.
- SZILAGYI, J.; JOZSA, J. MODIS-aided statewide net groundwater-recharge estimation in nebraska. *Ground Water*, Blackwell Publishing Ltd, p. no–no, 2012. ISSN 1745-6584. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.01019.x>>. Citado na página 116.
- TANG, J. et al. Assessment of contributions of climatic variation and human activities to streamflow changes in the Lancang river, China. *Water Resources Management*, v. 28, n. 10, p. 2953–2966, 2014. ISSN 1573-1650. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s11269-014-0648-5>>. Citado 2 vezes nas páginas 122 e 128.
- TAPLEY, B. D. et al. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 9, p. n/a–n/a, 2004. ISSN 1944-8007. L09607. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2004GL019920>>. Citado na página 60.
- TEODORO, P. E. et al. Analysis of the Occurrence of Wet and Drought Periods Using Standardized Precipitation Index in Mato Grosso do Sul State, Brazil. *Journal of Agronomy*, v. 14, p. 80–86, 2015. Citado 2 vezes nas páginas 37 e 75.
- THOMAS, A. C. et al. A GRACE-based water storage deficit approach for hydrological drought characterization. *Geophysical Research Letters*, v. 41, n. 5, p. 2014GL059323, mar. 2014. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2014GL059323/abstract>>. Citado na página 35.
- TIGKAS, D.; VANGELIS, H.; TSAKIRIS, G. Drought and climatic change impact on streamflow in small watersheds. *Science of The Total Environment*, v. 440, p. 33–41, dez. 2012. ISSN 0048-9697. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969712011199>>. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 49.
- VALERIANO, M. M.; ROSSETTI, D. d. F. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. *Applied Geography*, v. 32, n. 2, p. 300 – 309, 2012. ISSN 0143-6228. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0143622811000786>>. Citado 2 vezes nas páginas 41 e 71.
- VÁSQUEZ, P. et al. Historical analysis of interannual rainfall variability and trends in southeastern Brazil based on observational and remotely sensed data. *Climate Dynamics*, p. 1–24, 2017. ISSN 1432-0894. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00382-017-3642-9>>. Citado na página 42.
- VICENTE-SERRANO, S. M.; LÓPEZ-MORENO, J. I. Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 9, n. 5, p. 523–533, nov. 2005. ISSN 1607-7938. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/9/523/2005/>>. Citado 3 vezes nas páginas 35, 48 e 116.

VONESCH, C.; BLU, T.; UNSER, M. Generalized Daubechies Wavelet Families. *IEEE Transactions on Signal Processing*, v. 55, n. 9, p. 4415–4429, set. 2007. ISSN 1053-587X. Citado na página 80.

VOSS, K. A. et al. Groundwater depletion in the Middle East from GRACE with implications for transboundary water management in the Tigris-Euphrates-Western Iran region. *Water Resources Research*, v. 49, n. 2, p. 904–914, fev. 2013. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/wrcr.20078/abstract>>. Citado na página 54.

WAHR, J.; SWENSON, S.; VELICOGNA, I. Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 6, p. n/a–n/a, 2006. ISSN 1944-8007. L06401. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005GL025305>>. Citado na página 63.

WANDERS, N. et al. The benefits of using remotely sensed soil moisture in parameter identification of large-scale hydrological models. *Water Resources Research*, v. 50, n. 8, p. 6874–6891, 2014. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014639>>. Citado na página 54.

WANG, L. et al. Increasing flash droughts over China during the recent global warming hiatus. *Scientific Reports*, v. 6, p. 30571, ago. 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/srep30571>>. Citado na página 48.

WANG, Q. et al. On the relationship of NDVI with leaf area index in a deciduous forest site. *Remote Sensing of Environment*, v. 94, n. 2, p. 244 – 255, 2005. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425704003232>>. Citado na página 51.

WARD, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, v. 58, n. 301, p. 236–244, 1963. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01621459.1963.10500845>>. Citado na página 79.

WEI, S.; SONG, J.; KHAN, N. I. Simulating and predicting river discharge time series using a wavelet-neural network hybrid modelling approach. *Hydrological Processes*, John Wiley & Sons, Ltd., v. 26, n. 2, p. 281–296, 2012. ISSN 1099-1085. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8227>>. Citado na página 80.

WENG, Q.; FU, P.; GAO, F. Generating daily land surface temperature at Landsat resolution by fusing landsat and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v. 145, p. 55 – 67, 2014. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425714000479>>. Citado na página 51.

WERTH, S. et al. Integration of GRACE mass variations into a global hydrological model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 277, n. 1–2, p. 166 – 173, 2009. ISSN 0012-821X. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X08006766>>. Citado na página 54.

WHATELY, M.; DINIZ, L. T. *Água e esgoto na grande São Paulo: situação atual, nova lei de saneamento e programas governamentais propostos*. São Paulo, 2009. Disponível em: <https://www.socioambiental.org/banco_imagens/pdfs/10369.pdf>. Citado na página 42.

- WILHITE, D. A.; GLANTZ, M. H. Understanding: the drought phenomenon: The role of definitions. *Water International*, v. 10, n. 3, p. 111–120, 1985. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/02508068508686328>>. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 46.
- WILLIAMS, E. et al. The drought of the century in the Amazon basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. *Acta Amazonica*, scielo, v. 35, p. 231 – 238, 06 2005. ISSN 0044-5967. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0044-59672005000200013&nrm=iso>. Citado na página 37.
- WILLIAMSON, G. et al. Amazonian tree mortality during the 1997 El Niño Drought. *Conservation Biology*, v. 14, p. 1538–1542, 2000. Citado na página 29.
- WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 63, p. 1309–1313, 1982. Citado na página 72.
- WILLMOTT, C. J.; JOHNSON, M. L. Resolution errors associated with gridded precipitation fields. *International Journal of Climatology*, v. 25, p. 1957–1963, 2005. Citado na página 72.
- WILLMOTT, C. J.; ROBESON, S. M.; MATSUURA, K. A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, v. 32, p. 2088–2094, 2012. Citado na página 72.
- WORQLUL, A. W. et al. Comparison of TRMM, MPEG and CFSR rainfall estimation with the ground observed data for the Lake Tana Basin, Ethiopia. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 11, n. 7, p. 8013–8038, 2014. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/11/8013/2014/>>. Citado na página 52.
- XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). *International Journal of Climatology*, John Wiley & Sons, Ltd, v. 36, n. 6, p. 2644–2659, 2015. ISSN 1097-0088. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.4518>>. Citado 3 vezes nas páginas 65, 69 e 84.
- XAVIER, L. et al. Interannual variability in water storage over 2003–2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data. *Remote Sensing of Environment*, v. 114, n. 8, p. 1629–1637, ago. 2010. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425710000647>>. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 54.
- XAVIER, L. N. R. *Modelagem hidrológica com o aporte de dados da missão espacial GRACE: aplicação a bacias brasileiras*. Tese (Tese de Doutorado) — UFRJ, Rio de Janeiro, Novembro 2012. Citado 3 vezes nas páginas 54, 58 e 59.
- XIE, H. et al. Calibration and evaluation of a semi-distributed watershed model of Sub-Saharan Africa using GRACE data. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 16, n. 9, p. 3083–3099, 2012. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/3083/2012/>>. Citado na página 54.
- YAMAMOTO, J. K.; LANDIM, P. M. B. *Geoestatística: conceitos e aplicações*. São Paulo: Oficina de Textos, 2013. Citado na página 73.
- YANG, P. et al. Monitoring the spatio-temporal changes of terrestrial water storage using GRACE data in the Tarim River basin between 2002 and 2015. *Science of the Total Environment*, v. 595, p. 218–228, 2017. ISSN 0048-9697. Citado na página 33.

YE, B.; YANG, D.; KANE, D. L. Changes in Lena River streamflow hydrology: Human impacts versus natural variations. *Water Resources Research*, v. 39, n. 7, p. n/a–n/a, 2003. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2003WR001991>>. Citado na página 122.

YONG, B. et al. Intercomparison of the Version-6 and Version-7 TMPA precipitation products over high and low latitudes basins with independent gauge networks: Is the newer version better in both real-time and post-real-time analysis for water resources and hydrologic extremes? *Journal of Hydrology*, v. 508, n. 0, p. 77 – 87, 2014. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413007944>>. Citado na página 52.

ZAITCHIK, B. F.; RODELL, M.; REICHLE, R. H. Assimilation of GRACE terrestrial water storage data into a Land Surface Model: Results for the Mississippi river basin. *Journal of Hydrometeorology*, v. 9, n. 3, p. 535–548, 2008. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2007JHM951.1>>. Citado 2 vezes nas páginas 34 e 54.

ZENG, J. et al. Evaluation of remotely sensed and reanalysis soil moisture products over the Tibetan Plateau using in-situ observations. *Remote Sensing of Environment*, v. 163, p. 91 – 110, 2015. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425715001042>>. Citado na página 51.

ZENG, N. et al. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, v. 3, p. 14002, 2008. Citado na página 29.

ZHANG, H.; HISCOCK, K. Modelling the impact of forest cover on groundwater resources: A case study of the Sherwood Sandstone aquifer in the East Midlands, UK. *Journal of Hydrology*, v. 392, n. 3-4, p. 136 – 149, 2010. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410004981>>. Citado na página 67.

ZHANG, K. et al. A continuous satellite-derived global record of land surface evapotranspiration from 1983 to 2006. *Water Resources Research*, v. 46, n. 9, p. W09522, set. 2010. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009WR008800/abstract>>. Citado na página 53.

ZHANG, S.; GAO, H.; NAZ, B. S. Monitoring reservoir storage in South Asia from multisatellite remote sensing. *Water Resources Research*, v. 50, n. 11, p. 8927–8943, nov. 2014. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2014WR015829/abstract>>. Citado na página 32.

ZHANG, X. et al. Trends in Canadian streamflow. *Water Resources Research*, v. 37, n. 4, p. 987–998, abr. 2001. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000WR900357/abstract>>. Citado 2 vezes nas páginas 49 e 76.

ZHANG, Z. et al. Terrestrial water storage anomalies of Yangtze river basin droughts observed by GRACE and connections with ENSO. *Global and Planetary Change*, v. 126, p. 35 – 45, 2015. ISSN 0921-8181. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092181811500017X>>. Citado 2 vezes nas páginas 35 e 50.

Apêndices

APÊNDICE A – Precipitação do GLDAS

No Capítulo 4 (Materiais e Métodos), foi apresentada uma justificativa da não utilização da chuva adotada como forçante nos modelos do GLDAS (P_{GLDAS}) para caracterizar as secas meteorológicas. Aqui, apresenta-se o impacto dessa decisão no cálculo do SPI. Nas seções 5.2.1 e 5.3 (págs.91 e 109), os gráficos com as séries temporais de SMS e R_{off} indicam um período extremamente úmido entre 1996 e 1999, fazendo com que ambas variáveis atingissem os maiores valores entre 1995 e 2015. A análise apresentada na seção 5.3 mostrou que esses valores também foram, de acordo com o GLDAS, os máximos desde 1979, ano de início do período considerado no cálculo dos sinais residuais analisados na referida seção.

No entanto, essa situação extremamente úmida não foi observada nas demais variáveis analisadas (P, ET e RESS) nesse período entre 1996 e 1999. Comparando o SPI calculado usando P_{GLDAS} (SPI-GLDAS) com aquele considerado para caracterização da seca meteorológica nesta tese (SPI-TMPA-2013-2015), percebem-se algumas discrepâncias em P_{GLDAS} (Figura 48). A primeira delas se deu na década de 1980, quando SPI-GLDAS foi metade de SPI-TMPA-2013-2015. Apesar da diferença significativa entre os SPIs, o comportamento de ambos os sinais são similares, o que não ocorre no período em que a segunda discrepância foi observada. Apenas em meados de 1998 as curvas voltam a se aproximar. A diferença entre SPI-TMPA-2013-2015 e SPI-GLDAS ≥ 3 indica que P_{GLDAS} não é confiável, especialmente nesse período.

Figura 48 – Séries temporais de SPI obtidas a partir do GBGR+TMPA (SPI-TMPA-2013-2015), e com dados de chuva GLDAS. O SPI-TMPA-2013-2015 foi obtido usando o GBGR (1980–2013) e dados corrigidos do TMPA 3B43, de 2013 a 2015. Em vermelho, no gráfico de dispersão, plota-se a linha 1:1.

APÊNDICE B – Comparação dos padrões de precipitação: GBGR vs. TMPA

Figura 49 – Precipitação média sazonal no Brasil (1998–2011) calculada usando dados do GBGR (esquerda), TMPA 3B42 V6 (centro) e 3B42 V7 (direita). DJF = dez a fev., ..., SON = set a nov.

Figura 50 – Desvio padrão da precipitação sazonal no Brasil (1998–2011) calculada usando dados do GBGR (esquerda), TMPA 3B42 V6 (centro) e 3B42 V7 (direita). DJF = dez a fev., ..., SON = set a nov.

APÊNDICE C – Respostas individuais dos reservatórios

O presente capítulo apresenta os resultados referentes às respostas individuais dos reservatórios analisados. Nas figuras abaixo, indica-se a localização dos reservatórios, juntamente com as séries temporais de SPI, RESS e SDI referente às vazões naturais e totais. A vazão natural foi estimada como sendo a diferença entre a vazão afluente total e a vazão efluente do reservatório de montante. A principal limitação dessa abordagem é que os dados disponíveis de vazão estão na escala diária e, conforme a distância entre a barragem de montante e o reservatório em questão aumenta, a diferença entre a vazão que sai da barragem de montante (Q_{up}) e a que chega ao lago de jusante aumenta. Por exemplo, há 190 km entre as UHEs Marimbondo e Água Vermelha, o que significa que não há um dado suficientemente acurado do quanto da vazão total entrante em Água Vermelha corresponde à defluência da UHE Marimbondo.

Para esses reservatórios localizados à jusante de outras barragens, aplicou-se a média móvel das vazões (total e defluência de montante) para reduzir as diferenças causadas pelo *lag* temporal e, assim, estimar a componente natural (Q_{nat}) da vazão total afluente (Q_{in}). Houve situações em que foram analisados apenas o SDI referente à vazão total, dado que havia uma diferença significativa entre a Q_{in} e Q_{up} ou os dados eram insuficientes para calcular SDI referente à Q_{nat} . As figuras a seguir foram publicadas por [Melo et al. \(2016\)](#) como parte da pesquisa desenvolvida neste doutorado.

C.0.1 Grupo 1

Figura 51 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: Usina hidrelétrica (UHE) de Água Vermelha

Figura 52 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Barra Bonita

Figura 53 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: Billings

Figura 54 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Camargos

Figura 55 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Corumbá I

Figura 56 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal:UHE Emborcação

Figura 57 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Funil

Figura 58 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Furnas

Figura 59 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Itumbiara

Figura 60 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Marimbondo

Figura 61 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Nova Ponte

Figura 62 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Porto Colômbia

Figura 63 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Promissão

Figura 64 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE São Simão

Figura 65 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Três Marias

Figura 66 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Bariri

C.0.2 Group 2

Figura 67 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Ibitinga

Figura 68 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Jaguará

Figura 69 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Jupia

Figura 70 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Volta Grande

Figura 71 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Capivara

Figura 72 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Chavantes

C.0.3 Group 3

Figura 73 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Jurumirim

Figura 74 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Salto Santiago

Figura 75 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Ilha Solteira

Figura 76 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Itaipu

C.0.4 Group 4

Figura 77 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE M. M. Moraes

Figura 78 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Nova Avanhandava

Figura 79 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Salto Osório

Figura 80 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Três Irmãos

Figura 81 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Cachoeira Dourada

C.0.5 Group 5

Figura 82 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Miranda

Figura 83 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Rosana

Figura 84 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Taquarucu

Figura 85 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Jaguari

Figura 86 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: UHE Paraibuna

C.0.6 Group 6

Figura 87 – Séries temporais de SDI, SPI e armazenamento mensal: Sistema Cantareira