

ANÁLISE ESTOCÁSTICA E IDENTIFICAÇÃO DE PADRÕES DE VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE BRASILEIRO E AMAZÔNIA

Isela Leonor Vásquez Panduro

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientador: Otto Corrêa Rotunno Filho

Rio de Janeiro Setembro de 2018

ANÁLISE ESTOCÁSTICA E IDENTIFICAÇÃO DE PADRÕES DE VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE BRASILEIRO E AMAZÔNIA

Isela Leonor Vásquez Panduro

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

Examinada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. Augusto José Pereira Filho, Ph.D.

Prof. Celso Bandeira de Melo Ribeiro, D.Sc.

Prof. Daniel Andrés Rodriguez, D.Sc.

Prof. Hugo Abi Karam, D.Sc.

Prof. Humberto Barbosa Alves, Ph.D.

Prof. Juan Gregorio Rejas Ayuga, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL SETEMBRO DE 2018 Panduro, Isela Leonor Vásquez

Análise estocástica e identificação de padrões de variabilidade espaço-temporal da precipitação no Sudeste Brasileiro e Amazônia / Isela Leonor Vásquez Panduro – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2018.

XXVII, 256 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Otto Corrêa Rotunno Filho

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 213-254.

Processos estocásticos. 2. Variabilidade climática. 3.
 Sensoriamento remoto. 4. Estudos hidrológicos. 5.
 Pluviometria. I.Rotunno Filho, Otto Corrêa. II.
 Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

Com todo meu carinho e amor ao meus pais, Segundo Juan Vásquez Cerquera e Meolita Panduro Iruyari, porque sem o esforço deles nunca teria chegado aqui.

"En la vida, no hay nada que temer, solo hay que compreender"

Marie Curie.

AGRADECIMENTOS

Esta tese não teria sido elaborada sem o auxílio de pessoas que conheci na minha jornada acadêmica, por quem sinto profunda admiração e respeito.

Primeiramente, agradeço ao meu orientador, Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, pela oportunidade de trabalhar ao seu lado, pelas horas de dedicação e envolvimento com esta pesquisa, pelos seus ensinamentos, pelo apoio em momentos difíceis fazendo-me sentir em casa. Muito obrigada!

Estendo meu agradecimento aos Professores do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ. Em especial à Dr.ª Franciane Conceição Peters, por todo o apoio acadêmico durante o programa de doutoramento.

Aos funcionários técnico-adminstrativos do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, em especial à Secretaria Executiva, nas pessoas de Sra.Marcilia Mascarenhas e Sr.Roberto Mallet, e à Secretaria Acadêmica, nas pessoas de Sra.Elisabeth Cornélio, Sr.Jairo A. Leite e Sra.Marcia Reis, que foram gentis e prestativos quando precisei de sua orientação em todos os trâmites requeridos nesta etapa de minha vida.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de estudos, essencial para minha manutenção durante o período de desenvolvimento desta tese.

Complementarmente, em nome do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, agradeço, ainda, o suporte da FAPERJ pelo apoio financeiro através dos projetos PEC/COPPE - FAPERJ – Processo E-26/103.116/2011 (2012-2014), FAPERJ – Pensa Rio – Edital 19/2011 (2012-2014) – E26/110.753/2012, FAPERJ – Pensa Rio – Edital 34/2014 (2014-2020) –E-26/010.002980/2014, projeto FAPERJ No. E_12/2015, projeto FAPERJ No. E-22/2016, CNPq Edital Universal No. 14/2013 – Processo 485136/2013-9, CNPq Edital No. 12/2016 – Processo 306944/2016-2 e ao projeto MCT / FINEP / CT-HIDRO (2005-2016), bem como à Secretaria de Educação Superior (SESu) – Ministério da Educação (MEC) - FNDE – Programa de Educação Tutorial - PET CIVIL UFRJ, pelo contínuo apoio à pesquisa científica no Brasil. Agradecimentos extensivos são dirigidos agradecem ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), à Agência Nacional de Águas (ANA), à Compania de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) e ao *Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia* (SENAMHI) da Bolívia, por terem cedido e compartilhado gentilmente os dados de precipitação para o desenvolvimento do trabalho.

Especiais cumprimentos e agradecimentos são feitos: ao Dr. Celso Bandeira de Melo Ribeiro, ao Dr. Augusto Jose Pereira Filho, ao Dr. Afonso Augusto Magalhães de Araujo, ao Dr. Daniel Andrés Rodriguez e ao Dr. Luciano Nóbrega Rodrigues Xavier que sempre foram tão gentis e prestativos; ao Prof. Dr. Hugo Abi Karam, por seu apoio, paciênciae sugestões; ao Dr. Humberto Barbosa Alves, por seu tempo, consideração e suporte para a realização deste trabalho;. ao Dr. Juan Gregorio Rejas Ayuga, pela paciência e conhecimento, sobretudo por sua amizade, dedicando seu tempo e apoio. Em especial, agradeço pelo aceite do convite para participação da banca examinadora desta tese.

Agradeço, em particular, à Dra. Rosilene Mendonça Nicácio, por seu apoio e amizade, não só com seus conhecimentos, mas, também, nos momentos em que eu precisei. Ao Prof. Luiz Carlos Molion, por seu apoio, paciência e conhecimento. Ao estimado Prof. Dr. Pablo Lagos, por sua amizade e contínuo estímulo desde minha graduação até o presente momento.

À Dra. Lígia Maria Nascimento de Araujo, por sua amizade e por compartilhar seus conhecimentos de hidrologia, por estar a disposição de trabalhar conmigo, por seus aportes significativos na tese. Ao Dr. Daniel Medeiros Moreira, por seu apoio com seus conhecimentos no processamento de imagens de satélite que foram aportes fundamentais no desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço muito a meus grandes amigos Jessica Quispe Bautista e Arturo Sanchez Peña, pelo apoio, aportes e recomendações de programação fundamentais no desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço ainda à Prof^a. Emerentina por sua dedicação nas aulas de francês e sobretudo por sua amizade.

Um carinhoso agradecimento é dedicado aos meus pais, Segundo Juan Vásquez Cerquera e Meolita Panduro Iruyari, à minha irmã Maribel Vásquez P e à minha sobrinha Valeria Reyes V. Acho que vocês são responsáveis por eu chegar até aqui. Obrigada por acreditar em mim. Encontro em Vocês minha inspiração. Agradeço a toda minha família, por me incentivar em minha carreira acadêmica, por seus bons desejos, especialmente, a minhas primas, Marlene Burga, Rebeca Burga, Lucero Abanto, Sofia Silva. Agradeço à minha avó Leonarda Cerquera e a meus tios Isauro Cerquera, Bramilda Guevara, Jovita Silva, Marina Rojas, Jaime Silva, Erika Bustamante, Edel Cerquera, Aurora Samanez, Yoselin Cerquera, Richard Samanez e Liz Samanez.

Agradeço muito a meu amigo Arturo Jimenez, pelo apoio, aportes e soporte em momentos difíceis, sobretudo por seu tempo e consideração.

Agradeço a meus amigos, Ruth Cordova, Walter Huaraca, Ana Medina, Pedro Carvalho, Sibney, Barbara, Lizbeth Leon, Ana Izabela (Aninha). Agradeço, também, a Estela Sampaio, por sua amizade e por todo seu apoio. A Marli Flor da Silva por amizade e gentileza.

Aos meus colegas do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) por terem compartilhado comigo momentos de aprendizado, companheirismo e descontração, em especial: Vitor Paiva, Rafael Sampaio, Fernanda Rocha Thomaz, Bianca Molinari, Vinicius Sousa, Rosimar Barbosa, Fernanda Spitz, Fernanda França e Kymie Saito. Ao Sr. Leonardo Guimarãespor sua gentileza.

A todos aqueles que, de uma forma direta ou indireta, ainda que não aqui mencionados, contribuíram em tantas fases importantes na minha vida. Obrigada pela presença de vocês.

Acknowledgment*

The data used in this study were acquired as part of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). The algorithms were developed by the TRMM Science Team. The data were processed by the TRMM Science Data and Information System (TSDIS) and the TRMM office; they are archived and distributed by the Goddars Distributed Active Archive Center. TRMM is an international project jointly sponsored by the Japan Natural Space Development Agency (NASDA) and the U.S National Aeronautics and Space Administration (NASA) office of Earth Sciences.

^{*} Este reconhecimento é solicitado pela NASA 's Earth Science Enterprise (ESE) quando do uso de dados do TRMM.

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

ANÁLISE ESTOCÁSTICA E IDENTIFICAÇÃO DE PADRÕES DE VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE BRASILEIRO E AMAZÔNIA

Isela Leonor Vásquez Panduro Setembro/2018

Orientador: Otto Corrêa Rotunno Filho

Programa: Engenharia Civil

A principal motivação deste estudo foi assimilar o conhecimento já disponível de multi-escalonamento e multi-resolução de precipitação para resolver os problemas com potencial aplicação em hidrologia. O trabalho objetiva primordialmente enfocar metodologia de desenvolvimento do aumento da resolução espacial da precipitação TRMM utilizando o conceito de cascatas multiplicativas aleatórias. Complementarmente, concentra-se atenção em detectar e caracterizar a variabilidade de eventos extremos devido a variações climáticas e antrópicas, por meio de modelagem estatística não estacionária, com vistas a melhor fundamentar a compreensão do risco de inundações e secas. Nesse sentido, foi estudada a variabilidade climática associada ao fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), que tem grande importância na hora de planejar e avaliar os diferentes cenários climáticos, permitindo avaliar o risco de ocorrência de eventos extremos para apoio à tomada de decisões na gestão dos recursos hídricos. Os resultados indicam que é possível quantificar as estatísticas de precipitação em uma ampla gama de escalas e em uma faixa da dinâmica do processo usando apenas alguns parâmetros. Os procedimentos adotados mostram que os multifractais e as ondaletas constituem uma abordagem adequada para a análise da estrutura espaço-temporal da chuva, com provimento de boa descrição dos eventos médios e extremos.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

STOCHASTIC ANALYSIS AND IDENTIFICATION OF SPACE-TEMPORAL VARIABILITY PATTERNS OF PRECIPITATION IN SOUTHEAST BRAZIL AND AMAZONIA

Isela Leonor Vásquez Panduro September/2018

Advisor: Otto Corrêa Rotunno Filho

Department: Civil Engineering

The main motivation of this study was to assimilate the already available knowledge of multiscaling and multiresolution rainfall to solve precipitation related problems to hydrology. This work aims mainly to focus on the methodology of developing increasing spatial resolution with respect to TRMM precipitation using random multiplicative scaling. In addition, attention is focused on detecting and characterizing the variability of extreme events due to climatic and anthropic variations, through non-stationary statistical modeling, in order to improve the understanding of the risk of floods and droughts. In this sense, the climatic variability associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomenon was studied, which is of great importance when planning and evaluating the different climatic scenarios, allowing to evaluate the risk of extreme events to support the management decisions. The results indicate that it is possible to quantify precipitation statistics over a wide range of scales and in a range of process dynamics using only a few parameters. The procedures adopted show that the multifractal and the waveforms are a good approach for the analysis of the spacetime structure and rainfall, providing a good description of the mean and extreme events.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1	
1.1 Considerações Gerais	1	
1.2 Relevância e justificativa da abordagem proposta na região		
geográfica do estudo	5	
1.3 Objetivos	6	
1.4 Contribuição científica		
1.5 Estrutura da tese		
1.6 Organização do texto	11	
CAPÍTULO 2 – VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO BRASIL	14	
2.1 Introdução	14	
2.2 Sistemas atmosféricos que influenciam no regime de precipitação do		
Brasil	14	
2.1.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	15	
2.1.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)		
2.3 Influência dos índices oceânico-atmosféricos no clima	17	
2.3.1 El Niño/Oscilação Sul (ENOS)	17	
2.3.2 Efeitos do ENOS na variabilidade da precipitação no Brasil	19	
2.3.3 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)	21	
2.3.4 Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA)	22	
CAPITULO 3- FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS	24	
3.1 Introdução	24	
3.2 Séries temporais	26	
3.3 Análise de tendência: filtro Hodrick-Prescott	27	
3.4 Análises Espectrais	28	

3.4.1 Periodograma de Lomb-Scargle	29	
3.4.1.1 Periodograma Lomb-Scargle devido ao ruído vermelho	30	
3.3.2 Transformada da ondaleta (TO)	33	
3.4.2.2 Transformada de ondaleta contínua (TOC)	34	
3.4.2.2 Transformada da ondeleta Discreta (TOD)	35	
3.4.3 Análise Multirresolução (AMR)	37	
3.4.4 Base de Haar	38	
3.4.5 Teoria dos Fractais e Multifractais		
3. 4.5.1 Fractais	39	
3.4.5.2 Propriedades Fractais	41	
3.4.5.2 Multifractais	45	
3.4.5.3 Principios de cascata	47	
3.4.5.4 Revisão do modelo β	48	
CAPITULO 4- ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO VIA SATÉLITE		
TRMM	50	
4.1 Introdução	50	
4.2 Formulação do problema		
4.3 Estimativa da precipitação por satélites		
4.3.1 Tropical Rainfall Measuring Mission – TRMM	55	
4.4 Dados e procedimentos	62	
4.4.1 Áreas de estudo	62	
4.4.2 Metodologia	68	
4.4.2.1 Dados pluviométricos	70	
4.4.2.2 Dados derivados do TRMM	70	
4.5 Validação da precipitação estimada pelo satélite TRMM face a		
registros pluviométricos	71	
4.5.1 Análise Multirresolução (AMR)	72	

3.5.2 Índices de desempenho estatístico	73
4.6 Resultados e discussão	77
4.6.1 Análises multirresolução de variação temporal e correlação entre	
píxeis TRMM3B42-RT e estações meteorológicas: evento de	
Precipitação extrema sobre a região sudeste do Brasil	77
4.6.2 Avaliação do TRMM3B42-RT e estações meteorológicas no	
sudoeste da Amazônia do Brasil	82
4.6.3 Avaliações dos dados dos produtos 3B42-RT e 3B43-V7 do	
TRMM: na Escala mensal em comparação com dados in situ na	
região Sudeste da Amazônia	84
4.7 Considerações finais	87
CAPÍTULO 5-ANÁLISE HISTÓRICA DA VARIABILIDADE E	
TENDÊNCIA INTERANUAL DA PRECIPTAÇÃO NO SUDESTE	
BRASILERO	90
5.1 Introdução	90
5.2 Histórico e antecedentes	91
5.3 Dados e metodologia	95
5.3.1 Abordagem metodológica para detecção de ciclos e tendências	104
5.4 Resultados e discussão	106
5.5 Considerações finais	122
CAPITULO 6 - ANÁLISE ESPACIAL DE EVENTOS EXTREMOS NA	
BACIA DO RIO MADEIRA	125
6.1 Introdução	125
6.2 Formulação do problema	126
6.3 Materiais e Métodos	130
6.3.1 Análise de Agrupamento	130
6.3.2 Coerência da Transformada de Ondaletas	132

6.4 Resultados e discossão	133	
6.4.1 Identificação das regiões homogêneas das precipitações mensais		
6.4.2 Analise de tendência com suporte do filtro Hodrick-Prescott		
("filtro HP")	142	
6.4.3 Variabilidade da precipitação durante os eventos ENSO (EN/LN)	145	
6.5 Considerações finais	150	
CAPITULO 7- ANALISE ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO	153	
7.1 Introdução	153	
7.2 Formulação do Problema		
7.3 Estruturas hierárquicas dos campos de precipitação e suas		
propriedades de escala	158	
7.4 Escalonamento da função de estrutura de momentos	161	
7.5 Desagregação espacial da precipitação		
7.6 Método de desagregação espacial de cascatas multifractais		
7.7 Etapas do processo de desagregação espacial de cascatas multifractais		
(downscaling)	171	
7.8 Resultados do modelo de desagregação espacial	173	
7.8.1 Desagregação espacial doevento de precipitação extrema de		
dezembro de 2013 sobre a região sudeste do Brasil	173	
7.8.2 Avaliação dos campos de precipitação gerados pela Desagregação		
(downscaling) espacial (janeiro 1998-abril 2016) na região Sudeste	183	
7.8.3 Avaliação dos campos de precipitação gerados pelo Downscaling		
espacial (Jan 2001-Abril 2016) na região da Amazônia	194	
7.9 Considerações finais	207	
CAPITULO 8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	209	
8.1 Considerações finais	209	
8.2. Conclusões	209	

8.2.1 Quanto às técnicas de análise de séries temporais	
8.2.2 Quanto às análises espaço-temporais de precipitação	
8.3 Recomendações e sugestões	211
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	
ANEXO	
A – Artigo: Historical analysis of interannual rainfall variability and	
trends in southeastern Brazil based on observational and remotely	
Sensed data	255
B – Base de dados e Resultados da desagregação espacial nas escalas	
diária e mensal para dados TRMM (em meio digital DVD)	256

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1-	Visão esquemática geral da tese.	9
Figura 1.2-	Fluxograma metodológico do estudo.	10
Figura 2.1-	Esquema ilustrativo do ENOS: a) Condições Normais; b) El Niño- vento anômalo de oeste, com termoclina mais profunda à leste e aquecimento anômalo do Pacífico central e leste e criação da célula de Walker secundária; c) La Niña- ocorre a intensificação da célula de Walker, e a termoclina fica mais rasa no Pacífico central e leste. Fonte: NOAA/PMEL/TAO Project Office, Michael J. McPhaden,Director.	19
Figura 2.2-	Série temporal do índice da Oscilação Pacífico Decadal (ODP). Fonte: Jisao. Washington.edu/ODP (http: //research.jisao. washington. edu/ pdo/ PDO.latest.txt). [Accesado 16-02-2018].	21
Figura 2.3-	Série temporal do índice da OMA (ou AMO) para o período 1870-2015. Fonte: Dato HadISST/ NCAR (Rayner et al. 2003). [Accesado 16-03-2018].	23
Figura 3.1-	Fluxograma metodológicos do estudo.	25
Figura 3.2-	Exemplo de decomposição da série temporal de precipitação da estação Luz separando os componentes de tendência e de ciclo.	28
Figura 3.3-	Comparação da geometria-dimensão euclidiana e fractal.	42
Figura 3.4-	Obtenção da dimensão fractal, em que L é o comprimento de cobertura, e e $N(L)$ é <i>o</i> número de partes ou revestimentos; mostram-se os dois casos possíveis em que um fractal pode ser gerado: (a) com downscaling; e (b) com upscaling; em cada uma delas, a obtenção da dimensão fractal conduz à mesma análise. Fonte: gráfico obtido da Vicsek (1992).	43
Figura 3.5-	Segmentos de diferentes tamanhos para determinar o comprimento da linha costeira, em que L indica o tamanho de cada segmento vermelho (escala) em unidades arbitrárias, e T indica o tamanho da costa em relação à escala L que está sendo usada em cada caso.	45
Figura 4.1-	Fluxograma de processamento e produtos da estimativa da precipitação do satelite TRMM. Fonte: Collischonn (2006).	57
Figura 4.2-	Delimitação das áreas de estudo e localização de estações	63

meteorológicas e dos pontos de grade TRMM utilizados na comparação de dados pluviométricos estimados por satélite e observados *in situ*.

- Figura 4.3- Modelo do transporte de umidade na América do Sul ao leste 67 dos Andes na América do Sul pelo JBN (flecha verde mostra o transporte de umidade desde a Amazônia e oceano Atlântico Sul, respectivamente). Fonte: Marengo *et al.* (2004).
- Figura 4.4- Fluxograma metodológico geral para organização e 69 processamento dos dados para análise da pluviometria na região amazônica e no sudeste brasileiro.
- Figura 4.5- Decomposição do sinal X utilizando função wavedec. Fonte: 73 Mathworks (2015c).
- Figura 4.6- Quadrantes e píxeis TRMM e estações na escala temporal de 78 cada 3 horas para dezembro de 2013.
- Figura 4.7- Variância dos detalhes (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h, D₄-48h, D₅-96h, 80 D₆-192h) dos píxeis TRMM e das estações com dados observados de precipitação no quadrante 1.
- Figura 4.8- Variância dos detalhes (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h, D₄-48h, D₅-96h, 80 D₆-192h) dos píxeis TRMM e das estações com dados observados de precipitação no quadrante 2.
- Figura 4.9- Variância dos detalhes (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h, D₄-48h, D₅-96h, 81
 D₆-192h) dos píxeis TRMM e das estações com dados observados de precipitação no quadrante 3.
- Figura 4.10- Variância dos detalhes (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h, D₄-48h, D₅-96h, 81
 D₆-192h) dos píxeis TRMM e das estações com dados observados de precipitação no quadrante
- Figura 4.11- Delimitação da área de estudo: localização dos postos 82 pluviométricos e distribuição espacial dos pontos escolhidos do 3B42RT TRMM.
- Figura 4.12- a) Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados 83 TRMM3B42-RT na região sudoeste da Amazônia do Brasil; b) dispersão de dados TRMM3B42-RT.
- Figura 4.13- Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados 85 TRMM na região sudoeste a) análise 3B42-RT; b) análise 3B43-

V7; c) gráfico de dispersão para as duas análises.

- Figura 4.14- Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados 86 TRMM na região sudoeste da Amazônia a) análise 3B42-RT; b) análise 3B43-V7; c) gráfico de dispersão para as duas análises.
- Figura 5.1- Bacia hidrográfica dos rios Piracicaba e Alto Tietê (até Barra 96 Bonita).
- Figura 5.2- Regime de vazões na bacia do rio Piracicaba, antes e após a 97 construção de Jaguari-Jacareí.
- Figura 5.3- Total de precipitação anual e média móvel de 2, 8 e 32 anos 100 sobre a bacia do Alto Tietê, na estação Luz, de 1888 a 2014 (acima) e sobre a bacia do Alto Jaguari na estação de Vargem de 1940 a 2014 (abaixo). Os retângulos laranja destacam os períodos com duração superior a 3 anos, durante os quais a precipitação anual encontra-se abaixo da média (seis para a Luz e três para Vargem no período em que ambas as estações estavam ativas).
- Figura 5.4- Anomalias de precipitação anual sobre o rio Alto Tietê Luz 102 (1888–2014) (superior) e Alto Jaguari Vargem (1940–2014) (inferior); o retângulo laranja destaca os dois últimos períodos de déficit de chuva.
- Figura 5.5- Estimativas TRMM para a precipitação total da estação chuvosa 103 (ONDJFM) foram usadas para validar a representatividade espacial dos valores de precipitação observados nas estações de Vargem e Luz. As estimativas do TRMM para 2014-2015 (ONDJFM) são mostradas com o objetivo de auxiliar a visualização da variabilidade espacial da precipitação sobre a área: os píxeis cinza mais claros representam estimativas mais baixas de precipitação total para o período de análise.
- Figura 5.6- Validação da representatividade espacial dos dados mensais de 104 precipitação observados nas estações Vargem e Luz em comparação com estimativas de precipitação média ponderada para os sete píxeis TRMM da bacia hidrográfica do Jaguari e o píxel TRMM da estação Vargem (46,375 °W; 22,875 °S). Valores plotados são as médias mensais. É importante que essa

comparação mostre coerência entre os dados de diferentes fontes, já que ambos (Luz e Vargem) estão fora da bacia hidrográfica em que os reservatórios estão localizados, escolhidas devido ao maior registro de dados observados com o objetivo de tornar mais adequada a análise dos ciclos.

- Figura 5.7- Fluxograma geral para a análise temporal. 105
- Figura 5.8- Variáveis analisadas pelo filtro HP com λ = 14400: a) 107 precipitação padronizada sobre Luz (1888-2014) e sobre Vargem (1940-2014) ciclo anual removido e a TSM de El Niño 3.4 (1888-2014); b) precipitação padronizada sobre Luz (1888-2014), sobre Vargem (1940-2014) e a vazão em Buenópolis ciclo anual removido (1930-2003), reconstituído de 1977-2003 pela ANA-DAEE (2004).
- Figura 5.9- Variáveis suavizadas por filtro HP com λ = 14400: a) 108 precipitação padronizada da estação Luz, TSM AMO - ciclo anual removido – e a TSM de El Niño 3.4 (1888-2014); b) precipitação padronizada da estação Luz, TSM AMO - ciclo anual removido - e índice ODP (1901-2014).
- Figura 5.10- Análise espectral dos detalhes gerados pela análise 115 multirresolução de DWT aplicada a séries temporais mensais, com identificação dos picos significativos dentro dos intervalos de confiança de 90%, 95% e 99%. Detalhes D1 = 2 meses revelam variabilidade sazonal ou intra-anual.
- Figura 5.11- Análise espectral dos detalhes gerados pela análise 117 multirresolução de DWT aplicada a séries temporais mensais, com identificação dos picos significativos dentro dos intervalos de confiança de 90%, 95% e 99%. Detalhes D2 = 4 meses que revelam a variabilidade interanual
- Figura 5.12- Análise espectral dos detalhes gerados pela análise 119 multirresolução de DWT aplicada a séries temporais mensais, com identificação dos picos significativos dentro dos intervalos de confiança de 90%, 95% e 99%. Detalhes D3 = 8 meses revelam uma variabilidade quase decadal ou multianual.

- Figura 5.13- Análise espectral dos detalhes gerados pela análise 121 multirresolução de DWT aplicada a séries temporais mensais, com identificação dos picos significativos dentro dos intervalos de confiança de 90%, 95% e 99%. Detalhes D4 = 16 meses revelam uma variabilidade multidecadal.
- Figura 6.1- Bacia Amazônica as linha de contorno preta delimita as 128 localizações geográficas da bacia do rio Amazonas; as linha branca delimita a bacia do rio Madeira; as linhas azuis representam os rios; os círculos vermelhos indicam a localização das estações pluviométricas na bacia do Madeira.
- Figura 6.2- Agrupamento das estações pluviométricas: a) Precipitação 134 mensal de 29 estações com registros de 24 anos entre 1992-2015;
 b) Precipitação mensal de 13 estações durante 37 anos compreendidos entre 1979-2015.
- Figura 6.3- Variabilidade sazonal da precipitação média mensal no período 135 1992-2015 nas quatro regiões homogêneas.
- Figura 6.4- Variabilidade sazonal da precipitação média mensal no período 136 1979-2015 nas quatro regiões homogêneas.
- Figura 6.5- Gráfico de dispersão da precipitação média mensal para as quatro 137 regiões homogêneas.
- Figura 6.6- Gráficos de dispersão da precipitação média mensal para as 140 quatro regiões homogêneas e demarcação da sazonalidade de precipitações durante os 37 anos que abrangem o período entre 1979 e 2015.
- Figura 6.7- Variáveis analisadas pelo filtro HP com λ = 14400; pecipitação 142 padronizada dos Grupos 1, 2, 3 e 4 e o índice Niño 3.4 abrangendo o período de 1979 a 2015.
- Figura 6.8- Espectro de potência de ondaleta (ondaleta-mãe de Morlet) das 147 séries da precipitação padronizada das estações dentro dos respectivos grupos e o índice Niño 3.4: (a) precipitação padronizada Grupo 1; (b) precipitação padronizada Grupo 2; (c) precipitação Grupo 3; (d) precipitação padronizada Grupo 4; (e) índice Niño 3.4. Contornos sombreados englobam áreas com

variâncias significativas no nível de 95% de confiança. A linha em forma de U representa a área denominada "cone de influência" em que o efeito de borda é relevante.

- Figura 6.9- Coerência das séries temporais da precipitação padronizada das 149 estações dentro dos respectivos grupos e o índice Niño 3.4 para o período 1979 2015. A delimitação do nível de significância de 5% em contraste com o ruído vermelho é mostrada como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores com a seguinte convenção de sinais: em fase, apontando para a direita; fora de fase, um em relação ao outro, apontando para a esquerda; setas apontando para baixo (na direção 90°) indicam uma forte influência dos valores do índice Niño 3.4 sobre os índices pluviométricos dos grupos. A linha em forma de U representa a área denominada "cone de influência" em que o efeito de borda é relevante.
- Figura 6.10- Significância da coerência da ondaleta no período de 1979- 2015 150 as seguintes relações: (a) entre precipitação padronizada Grupo 1 e índice Niño 3.4; (b) entre precipitação padronizada Grupos 2 e índice Niño 3.4; (c) entre precipitação padronizada Grupo 3 e índice Niño 3.4; (d) entre precipitação padronizada Grupo 4 e índice Niño 3.4; linha vermelha corresponde ao 5% de nível de significância.
- Figura 7.1- Distribuição espacial da precipitação e sua intensidade, 160 destacando-se pesquisa sobre a determinação do comportamento fractal. Fonte: Lovejoy e Mandelbrot (1985).
- Figura 7.2- Momentos estatísticos dos campos de precipitação dos dados 164 TRMM para março de 2014 (a, b) e junho de 2014 (c, d) no sudeste brasileiro. Mostra a relação linear no gráfico *log-log* entre o momento empírico (τ (q)) e a escala (λ) (a, c), e a curvatura da função de momentos τ (q) ~ q (b, d) e a ordem de momentos.
- Figura 7.3- Esquema de ramificação de cascata aleatória em duas dimensões 169 com número de ramificações b = 4.

- Figura 7.4- Fluxograma das etapas do processo de desagregação 172 (*downscaling*).
- Figura 7.5- Evolução da precipitação no mês de dezembro de 2013. 175
- Figura 7.6- Momentos estatísticos dos campos de precipitação dos dados 176 TRMM: a) 04/12/2013; b) 18/12/2013. Área = 32x32 píxeis, com píxel TRMM= 27,8 km e, portanto, λ=[444,8 km, 222,4 km, 111,2 km, 55,6 km, 27,8 km]; c) Função de estrutura τ(q) para os campos de precipitação diário do mês de dezembro de 2013.
- Figura 7.7- Evolução da precipitação acumulada TRMM (resolução espacial 177 ≈27.7 km) e desagregação (*downscaling*) (resolução espacial de 3,4 km): a) período de 6-9 de dezembro de 2013; b) 11-14 de dezembro de 2013.
- Figura 7.8- Evolução da precipitação acumulada TRMM (resolução espacial 178 ≈27,7 km) e desagregada (*downscaling*) (resolução espacial de 3,4 km): a) período de 16 -19 de dezembro de 2013; b) 21-27 de dezembro de 2013.
- Figura 7.9- Gráfico de dispersão para os coeficientes de correlação; para: 179 OBS-TRMM, OBS-desagregado (*downscaling*).
- Figura 7.10- Comparação entre os dados de precipitação observados 181 (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 12/2013 a) série temporal b) função de distribuição acumulada (FDA).
- Figura 7.11- Diagrama de dispersão de precipitação diária do mês de 182 dezembro 2013: observada -TRMM (vermelho) e observada desagregada (azul).
- Figura 7.12- Evolução da precipitação acumulada TRMM (resolução espacial 184 ≈27,8 km) e desagregada (*downscaling*) (resolução espacial de 3,4 km): a) período novembro de 2008; b) dezembro de 2011; Área = 64 x 64 píxeis.
- Figura 7.13- Momentos estatísticos dos campos de precipitação dos dados 185 TRMM para as duas sub-áreas para os meses de setembro e dezembro de 2011 e de 2015, respectivamente. Área =32 x 32 píxeis. Píxel TRMM=27,8 km, portanto, λ=[444,8 km, 222,4 km,

111,2 km, 55,6 km, 27,8 km].

- Figura 7.14- Função de estrutura $\tau(q)$ para os campos de precipitação mensal: 186 a) subárea 1- JAN-DEZ (2011); b) subárea 2 - JAN-DEZ (2011). Área =32 x 32 píxeis. Píxel TRMM = 27,8 km, portanto, λ =[444,8 km, 222,4 km, 111,2 km, 55,6 km, 27,8 km].
- Figura 7.15- Comparação entre os dados de precipitação observados 187 (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 01/01/1998-31/12/2015: a) série temporal; b) função acumulada empírica.
- Figura 7.16- Comparação entre os dados de precipitação observados 188 (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 01/01/1998-31/12/2015: a) série temporal; b) função acumulada empírica.
- Figura 7.17- Comparação entre os dados de precipitação observados 189 (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 01/01/1998-31/12/2015: a) série temporal; b) função acumulada empírica.
- Figura 7.18- Diagrama de dispersão de precipitação mensal: observada 191 TRMM (vermelho) e observada - desagregada (*downscaling*) (azul).
- Figura 7.19- Coeficiente de correlação Pearson para: a) OBS-TRMM; b) 192
 OBS-Desagregada (*downscaling*); c) gráfico de dispersão para as duas análises.
- Figura 7.20- Coeficiente de Nash para: a) OBS-TRMM; b) OBS-Desagregada 193 (*downscaling*); c) função de distribuição acumulada empírica para as duas análises.

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1-	Características dos produtos derivados de múltiplas fontes	58
	TMPA.	
Tabela 4.2 -	Lista dos índices de desempenho estatístico para quantificar o	75
	desempenho dos dados TRMM: 3B42-RT e 3B43-V7.	
Tabela 4.3-	Critérios para avaliação qualitativa do ajuste.	76
Tabela 5.1-	Dados pluviométricos disponíveis.	95
Tabela 5.2-	Dados fluviométricos disponíveis.	97
Tabela 5.3-	Pluviômetros selecionados para o estudo, ilustrando como o	101
	comprimento da série temporal influencia os resultados.	
Tabela 5.4-	TSM AMO - fases quentes/frias versus, TSM Niño-3.4 - fases	109
	quentes/frias e variabilidade da precipitação.	
Tabela 6.1-	Índice Niño-3.4 - fase quente (EN)/fria (LN) versus variabilidade	143
	da precipitação.	

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- ANA Agência Nacional de Águas
- AMO Oscilação Multidecenal do Atlântico
- AS América do Sul
- AT Atlântico Tropical
- ATN Atlântico Tropical Norte
- ATS Atlântico Tropical Sul
- AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer
- CPTEC Centro de Previsao do Tempo e Estudos Clima
- COI Cone de Influência
- CP Central Pacific
- CMORPH- Climate Prediction Center Morphing Technique
- EN El Niño
- ENOS El Niño Oscilação Sul
- EPL Espectro de Potência Local de ondaletas
- **GPM** Global Precipitation Measurement
- HDF Hierarchical Data Format
- INMET Instituto Nacional de Meteorologia
- JBN Jato de Baixos Níveis
- LIA Linhas de Instabilidade da Amazonia
- LIS- TRMM Lightning Sensor and Imager
- LN La Niña
- NEB Nordeste Brasileiro
- NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration
- NASA National Oceanic and Atmospheric Administration
- OS Oscilação Sul
- PDO Pacific Decadal Oscillation
- PGO Espectro de Potência Global de ondeletas
- PNM Pressão ao Nível Médio do Mar
- PRODES Monitoramento da Floresta Amazonica Brasileira por Satelite
- PR TRMM Precipitação por Radar
- SEAS Sudeste da América do Sul

- SRTM Shuttle Radar Toopgraphy Mission
- SSM/I Special Sensor Microwave Imager
- TIROS Television and Infrared Observation Satellite
- TOC Transformada de ondaleta contínua
- TOD Transformada da ondeleta Discreta
- TMPA Multisatellite Precipitation Analysis
- TMI TRMM Microwave Image
- TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission
- TSM Temperatura da Superfície do Mar
- VIRS Radiômetro no visível e no infravermelho
- OMM- Organização Meteorológica Mundial
- ZCAS Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCIT Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Gerais

A precipitação é uma das forçantes mais importantes dos processos que compõem o ciclo hidrológico. Ocorre em diferentes formas, resultante de interações entre os sistemas atmosférico, terrestre e oceanográfico. A forma e quantidade de precipitação dependem de múltiplos fatores meteorológicos e climáticos, como vento, temperatura, pressão atmosférica, entre outros, com notável variabilidade tanto no espaço quanto no tempo. Assim, a precipitação pode percorrer diferentes escalas espaço-temporais que se estendem desde células pequenas associadas, por exemplo, a fenômenos de tipo convectivo, sobretudo caracterizadas por áreas de cobertura abrangendo até 10 km² e pequenas durações, a regiões mais extensas, da ordem de ou superior a 10 km², que podem ser afetadas por diversos dias em função de sistemas frontais.

A alta variabilidade espaço-temporal da precipitação, com características aleatórias aliadas naturalmente a princípios físico-determinísticos que fundamentam a sua ocorrência, impõe uma importante fonte de incerteza na modelagem hidrológicoatmosférica. Em especial, nos estudos climáticos e hidrológicos, constitui-se um desafio obter dados hidrometeorológicos de adequada qualidade, com resoluções espaciais e temporais apropriadas, sobretudo de precipitação, para efetuar estudos de seu impacto e da correspondente resposta hidrológica. Repare-se que modelar, assimilar e prever a precipitação, de natureza aleatória, ainda que se busque incessantemente compreender os seus fundamentos físicos, tornou-se desafio de inúmeras investigações realizadas como, por exemplo, em Troutman (1985a, 1985b), Rodriguez-Iturbe (1985), entre outros.

Sob o ponto de vista meteorológico, grande parte dos estudos tem sido orientada para a compreensão dos mecanismos físicos que geram chuva e a incorporação de sua dinâmica em modelos de precipitação estocástica. Complementarmente, sob o ponto de vista hidrológico, os campos pluviométricos obtidos mediante modelos meteorológicos ou dados observacionais e de satélite servem de entrada ou são acoplados e assimilados por modelos hidrológicos de natureza concentrada, semidistribuída e distribuída com vistas a proceder estudos e identificação de padrões hidrológicos que contemplam fases de calibração, validação e previsão no que concerne a obter a disponibilidade de água em quantidade e em qualidade e de consequentemente melhor balizar a política de gestão de recursos hídricos de uma região, seja no nível local, regional, nacional, transnacional ou global. De fato, os múltiplos interesses envolvidos na gestão da água, face à inerente alta variabilidade da chuva, produz a necessidade de conduzir pesquisas que integrem diversas escalas de análise. Em hidrologia, estudos em megaescalas, mesoescalas, microescalas, conforme discriminação encontrada em Doodge (1986) e em Dooge (2001), merecem atenção. Por vezes, trabalha-se em grandes bacias, como é o caso de exploração do potencial hidráulico e hidroelétrico de uma região, enquanto, em outras oportunidades, monitorar as pequenas bacias bem como bacias pristinas podem revelar informações importantes sobre as nascentes ou áreas produtoras de serviços ambientais, de água e de sedimentos, com identificação de zonas críticas, permitindo construir uma visão holística sobre o sistema hídrico, seja na pequena escala, seja na grande escala, ou de forma integrada, o que seria desejável.

Não obstante o enorme desafio científico exposto de modelar a chuva, o presente trabalho propõe-se a enfrentar o desafio explicitado no cenário brevemente descrito previamente. O desafio é transformado em questão científica com delineamento de objetivo geral e objetivos específicos cumpridos ao longo do percurso da pesquisa aqui relatada. Mais ainda, a análise procurou estabelecer uma radiografia sobre o fenômeno da precipitação na região sudeste do Brasil e na região amazônica e eventuais processos de sinergias e interações mútuas.

Construído o objeto de investigação da presente tese, cabe enfatizar que, nesse contexto, o estudo da série temporal de uma variável, como é o caso da chuva, é essencial para a efetiva aplicação dos dados coletados em análises sobre o comportamento futuro de fenômenos naturais com a finalidade de organizar, planejar, estimar e prever, ou seja, trata-se de pré-requisito para compreender o que acontecerá com a variável de interesse no futuro a partir do comportamento dessa variável no passado. As metodologias para análise de tendências e periodicidades evoluíram ao longo do tempo. Não só graças à avaliação dos métodos existentes e à adaptação aos tipos de dados, mas também em função do surgimento de novas ferramentas que permitem uma melhoria substancial dos resultados até então obtidos. Por exemplo, o teste de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall 1975) é usado para detectar tendências ou variabilidade climática, sendo uma ferramenta importante para caracterizar a mudança de uma variável ao longo do tempo (Clarke, 2001; Clarke et al., 2003; Clarke et al., 2006; outras referências). Outra técnica atual empregada na análise da existência de

ciclos ou periodicidade é conhecida como o filtro Hodrick-Prescott (FHP) (Kydland-Prescott, 1990), inicialmente utilizado em estudos econômicos, bem como na análise de séries temporais históricas meteorológicas e climáticas (Siqueira and Molion, 2015; Vásquez *et al.*, 2017). Da mesma forma, a análise de ondaleta (Torrence and Compo, 1998) tornou-se, agora, um dos métodos espectrais mais apropriados para o estudo dos principais modos de variação em séries temporais. Mediante a decomposição de uma série espaço-temporal no domínio da freqüência, pode-se determinar os modos dominantes de variabilidade e a forma como esses modos variam ao longo do tempo. Esse procedimento contrapõe-se ao método da transformação de Fourier, superando-a. Por exemplo, na análise por ondaletas, não se requer uma resolução temporal prédeterminada, enquanto a transformada de Fourier de curta duração pressupõe o emprego de uma janela de tamanho fixo, o que implica uma sub-representação das baixas frequências e uma representação excessiva das altas frequências.

Em relação às escalas espaço-temporais, a teoria estocástica está baseada no fato de que um processo exibe o mesmo comportamento em diferentes escalas de estudo, sempre dentro de um certo intervalo, ou seja, caracteriza-se por não ter uma única escala de representação. A teoria dos fractais, por sua vez, conjuntamente com sua evolução posterior para a teoria dos multifractais, permite descrever matematicamente a invariância de escala, com potencial para discriminar e redefinir fenômenos muito complexos com leis potenciais simples caracterizadas por seus expoentes. Nesse sentido, os multifractais descrevem processos para os quais são atribuídos múltiplos expoentes de escala. No caso da chuva, a teoria fractal serviria, em princípio, para analisar sua ocorrência. No entanto, ao se reconhecer a chuva como um processo não linear muito variável em uma ampla gama de escalas espaço-temporais, é necessário lançar mão da teoria multifractal.

Assim, a teoria multifractal permite estudar processos não-lineares que exibem diferentes níveis de intensidade. Os princípios dessa teoria têm sido amplamente empregados para estudar séries temporais de chuva ao longo das últimas décadas, como, por exemplo, em Schertzer e Lovejoy (1987), em Over e Gupta (1994) e em Olsson e Burlando (2002), entre outros. Os sistemas ou processos multifractais têm uma série de peculiaridades relacionadas a identificar eventos extremos, que constituem as principais características dos sistemas criticamente auto-organizados (*selforganized criticality*). A teoria da critibilidade auto-organizada, introduzida por Bak *et al.* (1987, 1987) procura

explicar a forma de evolução de certos sistemas complexos que podem até ter um comportamento catastrófico e que, no entanto, seguem leis muito simples.

No contexto do estudo de conceitos inseridos em modelo de cascatas aleatórias, introduzido por Gupta e Waymire (1993), e, posteriormente, implementadas por Schertzer e Lovejoy (1987), Over e Gupta (1994), Schertzer e Lovejoy (1997) e Lovejoy e Schertzer (2013), foram identificadas características de escalonamento múltiplo na variabilidade da intensidade da chuva em diferentes escalas espaciais, sugerindo que os campos da chuva exibem leis de escalonamento anômalas, tanto no espaço como no tempo, uma vez que os expoentes de escala podem ser expressos como uma função não linear da ordem do momento estatístico. Uma opção é, a partir da função de estrutura dos momentos, implementar um teste estatístico que permita determinar se os expoentes de escalonamento são estocasticamente equivalentes.

Devido à necessidade de trabalhar com séries temporais de precipitação de maior extensão e com maior detalhamento ou resolução em conjunto com a identificação da ausência de dados observados consistidos em superfície no sudeste brasileiro e na região Amazônica do Brasil, sobretudo na Amazônia, com baixa densidade de postos pluviométricos, ambas definidas como regiões de estudo para a presente investigação faz-se necessário o uso de sensoriamento remoto para suprir a escassez ou ausência de dados. Assim, a co-validação entre os dados de precipitação estimada por satélite e por dados de precipitação observada em superfície são uma alternativa consistente a ser explorada para utilização de dados estimados em locais onde não há registros.

Cabe reconhecer, também, a importância do conhecimento da variabilidade espaço-temporal dos padrões da precipitação diante de sistemas meteorológicos atuantes e fenômenos climáticos existentes. Sob esse enfoque, propõe-se desenvolver um método de reconhecimento de padrões pluviométricos monitorados em diferentes escalas. No contexto dos recursos hídricos, é notório o quanto a precipitação e o escoamento superficial podem produzir em termos de impacto socioeconômico e sociocultural na população que venha a utilizar tais recursos diretamente e até indiretamente.

1.2 Relevância e justificativa da abordagem proposta na região geográfica do estudo

A estiagem prolongada que ocorreu, a título de ilustração, ao longo do período 2014/2016 nas bacias de contribuiçao ao Sistema Cantareira e as diferentes teorias sobre a relação das secas com os fenômenos climáticos de grande escala e a importância da Amazônia na regulação do clima para todo o país são objetos de estudo para o conhecimento da dinâmica das variabilidades climáticas no Brasil. Essa conjunção de regiões geográficas distintas do Brasil, por meio da perspectiva integrada do fenômeno da precipitação, motivou e embasou a realização do presente estudo sob o prisma de investigá-la em diferentes aspectos de seu comportamento, notadamente seu monitoramento, envolvendo suas escalas de medição, ocorrência e impacto.

O fenômeno da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é considerado como o principal sistema de grande escala responsável pelo regime de chuvas sobre o Brasil durante o verão astral. O sistema influencia um padrão de dipolo entre anomalias de precipitação nas regiões sul e sudeste. Essas variações podem ser atribuídas às frentes (escala sinotica), mudanças dentro de uma estação (escala intra-sazonal), El Niño e La Niña (escala interanual), variações nas temperaturas no oceano termo (escala interdecadal), além das variação natural do clima, desmatamento da Amazônia, mudanças climáticas globais, entre outras.

Mais adiante, neste trabalho, um quadro de referência é fornecido para análise probabilística e previsibilidade estatística da região sudeste do Brasil, sobretudo no que concerne à bacia hidrográfica onde o Sistema Cantareira está localizado, em comparação com os dados históricos de dados hidrometeorológicos, tanto remotos quanto extensivos, com dados técnicos. Enfatiza-se a inferência de tendências, examinam-se correlações e avalia-se a ocorrência de ciclos.

Diante desse propósito, ressalta-se a necessidade de manter em operação estações com histórico de dados no Brasil. Espera que seja melhor identificado o grau de estacionaridade da série temporal no longo prazo, além de ter a expectativa de melhor captar tendências e ciclicidades com maior representatividade nos dados coletados, exercício conduzido também nesta tese. Adicionalmente, permite melhor estudar a variabilidade de fenômenos locais e suas relações com outros fenômenos globais.

Em particular, neste manuscrito, quando da ausência de dados observados na superfície, foi necessário o uso de sensoriamento remoto para suprimir a lacuna de alguns dados. Assim, uma validação entre os dados satelitais de precipitação e os dados de precipitação observados na superfície pode ser uma alternativa consistente, permitindo estimar a chuva em locais onde não há registros *in situ*. Além disso, dependendo do grau de variabilidade da precipitação e da disponibilidade de informações sobre a intensidade do clima, é possível melhorar a previsão e reduzir a necessidade de dados de precipitação de alta resolução via desagregação dos dados (*downscaling*).

A desagregação é uma técnica de análise estocástica para reproduzir a informação com alta resolução no espaço e no tempo, diretriz que foi explorada na tese. Nesta pesquisa, em especial, propõe-se a aplicação de teorias e instrumentos de natureza probabilística e estocástica a séries históricas de dados de precipitação existentes nas duas regiões escolhidas para o desenvolvimento do estudo, ou seja, sudeste brasileiro e Amazônia, notadamente na sua porção noroeste.

Como mais destalhadamente apresenta-se na próxima seção, pretende-se analisar a influência da resolução espaço-temporal dos dados pluviométricos da missão do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*) sob o prisma de sua possível invariância de escala, procurando diferenças entre as diferentes localidades analisadas e sua potencial relação com a forma predominante de precipitação em cada uma delas. Em particular, propõe-se analisar, implementar e calibrar o uso da teoria do modelo de desagregação espacial da cascata multifractal como ferramenta para gerar séries sintéticas de alta resolução espacial.

1.3 Objetivos

O objetivo geral desta pesquisa é avaliar a variabilidade espaço-temporal dos padrões da precipitação diante de sistemas meteorológicos atuantes e fenômenos climáticos. Propõe-se desenvolver um método de reconhecimento de padrões pluviométricos monitorados em diferentes escalas, que podem variar de amostragem pontual a aquisição por médio de sensores com diferentes resoluções espaciais implantados em plataformas satélites. Sob o ponto de vista estocástico, explora-se o comportamento fractal ou multifractal da precipitação.

Em particular, esta tese aborda o uso de dados do TRMM em conjunto com postos pluviométricos nas regiões sudeste e amazônica do Brasil com vistas ao desenvolvimento de aplicações hidrológicas e subsídios para gestão de água nas bacias hidrográficas. Empregou-se a região sudeste na porção que abrange o sistema Cantareira de abastecimento de água de São Paulo para extenso e rigoroso processo de calibração e validação do procedimento proposto, enquanto a Amazônia foi utilizada sobretudo para avaliar o seu desempenho.

Em especial, cabe ressaltar que se elaborou detalhado estudo climatológico para a região do Cantareira mediante o exame dos ruídos nas variáveis hidrológicas, oceanográficas e climáticas, o que permitiu estabelecer fundamentação física para a metodologia matemático-estatística formulada com adequada caracterização espaçotemporal da precipitação, com posterior aplicação na região amazônica.

Diante do exposto, pode-se enunciar os seguintes objetivos específicos para esta tese, a saber:

- avaliar a qualidade das estimativas de precipitação do satélite TRMM em relação aos dados pluviométricos na escala mensal tanto para a região sudeste quanto para a região amazônica (ver Capitulo 4);
- estudar a variabilidade espaço-tempo mensal da precipitação na região do sistema Cantareira, inserido e adotado como representativo do comportamento pluviométrico na região sudeste do Brasil em relação às mudanças do sistema climático, a partir da caracterização de eventos climatológicos como, por exemplo, El Niño/La Niña e Oscilação Atlântica; mais especificamente, empregaram-se as bases de dados TRMM e pluviométrico *in situ* para definir a representatividade espacial bem como efetuou-se análise temporal do ruído das séries observadas de dois (2) postos pluviométricos e um (1) posto fluviométrico mediante a técnica do domínio de frequências, uma vez que esses três (3) postos apresentam séries mais longas permitindo melhor definir ciclos, tendências e eventos críticos no histórico observado (ver Capitulo 5);
- estudar o comportamento da variabilidade espaço-tempo mensal da precipitação na região amazônica em relação às mudanças do sistema climático, a partir da caracterização de eventos climatológicos como, por exemplo, El Niño/La Niña; em particular, no caso da Amazônia, optou-se por conduzir estudos de regionalização da chuva mensal, tendo em vista que essa região não se encontra tão bem monitorada como a porção do sistema Cantareira na região sudeste, o que permitiu identificar padrões de variabilidade como suporte à avaliação do método de desagregação combinando dados TRMM com dados pluviométricos (ver Capitulo 6);

 implementar e calibrar o procedimento de desagregação espacial com base nos dados TRMM nas escalas mensal e diária, validando os campos pluviométricos espaço-temporal gerados face aos correspondentes dados observados de chuva (ver Capitulo 7).

1.4 Contribuição científica

De acordo com os objetivos declarados, a principal contribuição científica deste trabalho está na identificação de padrões nas séries temporais de dados hidrometeorológicos observacionais e de sensoriamento remoto. Em especial, propõe-se aprofundar o conhecimento do comportamento da precipitação mediante análise históricas da variabilidade das tendências interanuais e intra-anuais por meio da implementação de técnicas estocásticas para análise de séries temporais. Os resultados da pesquisa contribuem para a compreensão da variabilidade pluviométrico permitindo melhor identificar períodos chuvosos e de secas nas escalas local, regional e continental em função de fenômenos notadamente de média e de grande escala.

Mais especificamente, evidenciam-se os seguintes aspectos ressaltados ao longo do trabalho para as regiões estudadas, nomeadamente Sudeste e Amazônia, a saber:

- em relação à compreensão da variabilidade da chuva na região sudeste, foi possível observar que existem períodos de estiagem iguais ou superiores aos de 2013-2014-2015 já ocorridos; mostrou-se, também, que o comportamento da precipitação na região é cíclica nas escalas interanual, decadal e multidecadal, fortemente relacionado ao El Niño Oscilação Sul (ENOS / ENSO), à Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA/AMO) e à ODP (Oscilação do Pacífico Decadal);
- na bacia do rio Madeira, foi identificada a influência do fenômeno ENSO em certas áreas da bacia do Madeira, constatando-se casos de déficit hídrico bem como de excesso de precipitação.

Complementarmente, contribuição significativa deste trabalho é aportada por meio da validação dos produtos do TRMM e da base de dados histórica de precipitação com alta resolução. A base de dados satelitais e de medições *in situ* foram integradamente avaliadas mediante a proposição e a implementação de modelagem de desagregação espaço-temporal baseado no método de cascatas multiplicativas aleatórias para a simulação espaço-temporal da precipitação convectiva.

1.5 Estrutura da tese

Nesta seção, apresenta-se a Figura 1. 1, que espelha a concepção do arcabouço estrutural da pesquisa, enquanto a Figura 1.3 concentra atenção na abordagem metodológica proposta. No item subsequente, apresenta-se com maior detalhamento o conteúdo de cada um dos capítulos que formam o documento textual desta tese.



Figura 1.1- Visão esquemática geral da tese.


Figura 1.2- Fluxograma metodológico do estudo.

1.6 Organização do texto

• Capítulo 1:

Trata-se do capítulo introdutório com considerações gerais. Neste capítulo, são delineados antecedentes históricos e motivações que incentivaram o desenvolvimento da pesquisa. Adicionalmente, são indicados os objetivos, os fundamentos, as justificativas e as contribuições da tese.

Capítulo 2:

Neste capítulo, examinam-se os principais sistemas atmosféricos de pequena, meso e grande escala que influenciam o tempo e o clima do Brasil, tais como: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), frentes de nuvens, vórtices troposféricos de altos níveis, brisa marítima, entre outros Adicionalmente, são descritas as influências dos oceanos Pacífico e Atlântico sobre o clima das regiões de estudo. São apresentados conceitos de forma bastante sucinta, para facilitar a leitura e a compreensão da lógica concebida para o desenvolvimento desta tese, com detalhamentos expostos nos Capítulos 4, 5, 6 e 7.

Capítulo 3:

Neste capítulo, pretende-se que seja explicitada, de forma sintética, a base teórica para suporte da análise de variabilidade espaço-tempo da precipitação efetuada ao longo do trabalho. Destacam-se, inicialmente, aspectos gerais de séries temporais, incluindo análise de tendências e análise espectral, como é o caso de funções denominadas ondaletas, sua história e sua relação com os tipos de alternativas de filtros, formas de aplicação específica sobre ondaletas. Adicionalmente, neste capítulo, apresentam-se os princípios básicos que regem os processos estocásticos e fundamentam funções com comportamento multifractal, que serão utilizados nas simulações numéricas discriminadas e expostas em capítulos subsequentes.

• Capítulo 4:

O capítulo propicia, inicialmente, uma revisão de literatura sobre o emprego de dados de precipitação estimada pelo satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), em especial, oriundos dos produtos 3B42-RT e 3B43-V7 nas escalas diária e mensal. Destaca-se, processo de validação baseado em testes paramétricos e não

paramétricos, que permita definir o conjunto de dados que serão utilizadas para analisar a variabilidade da chuva e identificar tendências de longo prazo na região sudeste do Brasil e Amazônia. Note-se que as bases de dados satelitais serão ainda mais profundamente analisadas no Capítulo 7.

Capítulo 5:

Neste capítulo, optou-se por concentrar esforços para desenvolver análise em uma particular região da região sudeste, mais especificamente na área do reservatório Cantareira, região de abastecimento importante para a região metropolitana de São Paulo, afetada por severa seca no período 2014-2016. Enfoca-se no estudo de ciclos e tendência de séries temporais de precipitação observada.

• Capítulo 6:

O presente capítulo discorre sobre os eventos extremos de precipitação na bacia do rio Madeira. Objetiva-se determinar sub-regiões de precipitação homogênea na região e avaliar as correspondentes séries históricas representativas segundo o grupo a que pertencerem. Ademais, analisou-se a relação entre a precipitação e o índice El Niño 3.4, permitindo observar a influência do fenômeno na variabilidade das precipitações sobre as correspondentes regiões homogêneas, verificando-se, então, a varibilidade sazonal e a representatividade das estações históricas com o objetivo de obter informação climalógica da região.

• Capítulo 7:

O presente capítulo encontra-se estruturado de forma a propiciar ao leitor uma visão integrada do tratamento espaço-temporal da precipitação nas regiões de estudo que envolvem o sudeste brasileiro e a Amazônia. Enfoca-se o desenvolvimento da redução de escala espacial da precipitação obtida pelo satelital TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*), utilizando-se o conceito de cascatas multiplicativas aleatórias. Especificamente, são empregados os dados 3B42-RT, 3B43-V7, disponíveis em 0,25⁰ versus 0,25⁰ (aproximadamente 27,8 km X 27,8 km) de resolução espacial e na escala do mês segundo a dimensão temporal. Como resultado final da análise, investiga-se a possibilidade de se conseguir atingir a resolução espacial de 3,475 km x 3,475 km. As análises e os resultados foram validados com dados de pluviômetros.

• Capítulo 8:

As conclusões e recomendações finais da tese são apresentadas neste capítulo.

• Anexo A

O Anexo A expõe o artigo intitulado: "Historical analysis of interannual rainfall variability and trends in southeastern Brazil based on observational and remotely sensed data".

• Anexo B

O Anexo B expõe o conteúdo da base de dados e resultados da desagregação espacial nas escalas diária e mensal para dados TRMM (em meio digital DVD)

CAPÍTULO 2 – VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO BRASIL

2.1 Introdução

Neste capítulo, examinam-se os principais sistemas atmosféricos de pequena, meso e grande escala que influenciam o tempo e o clima do Brasil, tais como: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), frentes de nuvens, vórtices troposféricos de altos níveis, brisa marítima, entre outros, sobretudo com vistas a melhor compreender esses fenômenos na medida em que interferem na pluviometria associada às regiões de estudo do trabalho, notadamente, sudeste brasileiro e região amazônica. Adicionalmente, são descritas as influências dos oceanos Pacífico e Atlântico sobre o clima das regiões de estudo. Tais assuntos são aqui também tratados conceitualmente no texto, ainda que de forma bastante sucinta, para facilitar a leitura e a compreensão da lógica concebida para o desenvolvimento desta tese, com detalhamentos expostos nos Capítulos 4, 5, 6 e 7. Os leitores que tiverem interesse em se aprofundar e se atualizar em alguns dos temas mais específicos tratados podem consultar, entre outros, por exemplo: ZCIT (Hastenrath e Heller, 1977; Citeau et al (1988a, 1988b); Ferreira, 1996; Hastenrath e Lamb (1977)), ZCAS (Liebmann et al., 1999; Ferreira et al., 2004; Carvalho et al., 2004), El Niño/La Niña (referências), El Niño/Oscilação Sul (ENOS) (Giannini et al. 2000; Giannini et al. 2004 e Andreoli e Kayano 2005), Oscilação Decadal do Pacífico (Enfield e Mayer 1997; Klein et al. 1999 e D'Arrigo et al. 2005), Oscilação multidecadal do Atlântico (Enfield et al., 2001; Knight et al., 2005; Kayano e Capistrano 2013).

2.2 Sistemas atmosféricos que influenciam no regime de precipitação do Brasil

No Brasil, diversos fatores contribuem para o regime de precipitação. Esses regimes de precipitação são conseqüências de atuação de diversos sistemas sinóticos, como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), sistemas frontais, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANS), Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAS), brisas marinha e terrestre, em conjunto com o desenvolvimento de outros sistemas de escala local. Na seqüência, descrevem-se os principais sistemas atmosféricos produtores de precipitação.

2.2.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é formada pela confluência dos ventos alísios de nordeste e de sudeste, originados dos anticiclones subtropicais do Atlântico Norte e do Atlântico Sul, caracterizando uma região de baixa pressão atmosférica, de convecção profunda e intensa nebulosidade, com altos índices pluviométricos. A estreita banda de convergência dos ventos alísios e fluxo de umidade estendem-se pelas bacias oceânicas do Atlântico e do Pacífico, com uma orientação zonal ao norte (8°N) durante o verão do hemisfério norte, e com posição mais ao sul (1°N) durante o mês de abril (Hastenrath and Heller, 1977; Citeau et al (1988a, 1988b) ; Ferreira, 1996; Hastenrath and Lamb (1977) mostraram que, durante os meses de verão no hemisfério norte, ou seja junho, julho e agosto (JJA), a zona de confluência dos alísios aparece sobre o cavado equatorial, e as regiões de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa são quase coincidentes, localizando-se, aproximadamente, a três graus ao sul da zona de confluência dos alísios (ZCA). Nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), a zona de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa, nesse mesmo hemisfério, localiza-se ao norte da ZCA. É considerado um fenômeno tipicamente climático, sendo o mais importante sistema meteorológico atuante nos trópicos.

Uvo (1989) fez uma análise observacional da influência do deslocamento da ZCIT que permanece próxima de suas posições mais ao sul e que define a qualidade da estação chuvosa na porção norte do nordeste do Brasil (NNE). Observou que, em anos secos, a ZCIT inicia sua migração para o norte no final de fevereiro ou início de março, enquanto, em anos chuvosos, a migração ocorre para o norte no final de abril ou início de maio (Hastenrath, 2012). Os episódios de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) modulam a intensidade e a posição da ZCIT. Para Molion e Bernardo (2002), a existência de três regimes de precipitação distintos no nordeste sugere que mais de um mecanismo da circulação geral seja responsável pela precipitação pluvial regional. No NEB, pode-se identificar três regimes básicos quanto à distribuição espacial das precipitações. No norte do NE (NNE), os quatros meses mais chuvosos são fevereiro a maio (FMAM). Nesse período, a ZCIT atinge seu posicionamento máximo mais ao sul (março-abril) e caracteriza-se como o principal mecanismo de grande escala produtor de chuvas para essa região. O sul do NE (SNE) tem seu período mais chuvoso compreendido entre os meses de novembro a fevereiro (NDJF), sul da Bahia, entre os meses de dezembro a março (DJFM). Tem, como principal mecanismo de precipitação, a estacionariedade

dos sistemas frontais, alimentados pela convergência do fluxo de umidade proveniente do Atlântico Norte e da Amazônia, que definem a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é um fenômeno atmosférico sobre a América do Sul e delimita uma região de alta atividade convectiva, posicionada a leste da Cordilheira dos Andes, com orientação noroeste-sudeste, desde o sul e leste da Amazônia até o Oceano Atlântico Sul (Liebmann *et al.*, 1999; Ferreira *et al.*,2004; Carvalho *et al.*, 2004). Kodama (1992) investigou e caracterizou as três bandas de nebulosidade, conhecidas como zonas de precipitações subtropicais (ZPS), de natureza quase estacionária, nomeadamente, no leste da Ásia, conhecida como Baiu Front, e nas porções subtropicais da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e do Atlântico Sul, recebendo esta última a designação de ZCAS. O autor ainda observou que a ZPS pode ser caracterizada por zonas de convergência de umidade e por zonas baroclínicas com um cavado subtropical de altos níveis associados para oeste da ZPS.

Kodama (1992, 1993) e Barreiro *et al.* (2002), mediante estudos observacionais das zonas de convergência subtropicais, mostraram que essas zonas aparecem somente quando duas condições de grande escala são satisfeitas: 1) a existência do escoamento do jato subtropical (JST) em latitudes subtropicais $(30^{\circ}-35^{\circ} \text{ S})$; e 2) o escoamento no sentido dos pólos em baixos níveis, que prevalece ao longo da borda oeste das altas subtropicais. Figueroa *et al.* (1995), utilizando um modelo regional, demonstraram que o aquecimento diabático sobre a Amazônia e a topografia dos Andes são fundamentais para a formação da ZCAS e para a concordância entre a convergência em baixos níveis e a localização da ZCAS observada por Kodama (1992,1993). Molion *et al.* (2004) afirma que existem dois fatores importantes para a existência da ZCAS: 1) efeito termodinâmico resultante do aquecimento continental pelo Sol, do calor latente (evaporação) liberado dos movimentos ascendentes e da divergência que se estabelece nos altos níveis; 2) efeito dinâmico, que está relacionado com a penetração de sistemas frontais do hemisfério sul.

Grimm e Dias (1995), mediante um modelo de circulação geral da atmosfera, notaram que a convecção sobre a região da ZCPS, associada a uma das fases da oscilação de 30-60 dias, pode influenciar a convecção na ZCAS através da propagação de ondas de Rossby. Observação consistente com estudos feitos por Liebmann *et al.* (1999) afirma que a propagação de ondas de Rossby intensifica a ZCAS.

Segundo Carvalho *et.al.* (2004), os episódios de ZCAS podem ser separados em quatro categorias baseadas na intensidade e características espaciais: intensa, fraca, oceânica e continental. A categoria de ZCAS intensa está associada a anomalias de radiação de onda longa emergente (ROLE) negativa sobre uma grande área da América do Sul tropical, estendendo-se do oeste da Amazônia ao Atlântico. Na categoria de ZCAS fraca, ocorrem anomalias positivas de ROLE sobre a América do Sul tropical e negativa sobre o sudeste da América do Sul. Aspectos oceânicos e continentais estão relacionados a um padrão de trem de onda em latitudes médias.

Ferreira et al. (2004), ao estudar os padrões atmosféricos dos eventos de ZCAS no período de 1980 e 2000 para os meses do trimestre DJF, ao longo do qual os fenômenos ENOS estavam em atividades mais destacadas, concluíram que, durante o período de ENOS na fase quente, a atividade convectiva sobre o oceano, na região da ZCAS, é mais intensa. Barreiro et al. (2002, 2005), a partir de um modelo climático, estudaram os impactos das anomalias da temperatura da supefície do mar (TSM) na variabilidade da ZCAS consoante as escalas interanual e decadal, tendo constatado que existe resposta local às anomalias de TSM do Atlântico Sul na escala interanual-decenal e resposta remota às anomalias da TSM do Pacifico na escala interanual, neste último caso influenciada pelo El Niño Oscilação Sul (ENOS) na fase quente com o aumento da atividade convectiva na região da ZCAS. Chaves e Nobre (2004), por meio de estudos numéricos conduzidos com o objetivo de compreender a relação de causa e efeito entre a TSM do Atlântico e a ZCAS, sugerem que a variabilidade da ZCAS tem uma componente forçada pela TSM. Sendo assim, a existência de anomalias quentes de TSM sobre o Atlântico Sul tende a intensificar e deslocar a ZCAS para norte, entretanto as anomalias frias de TSM implicam uma tendência de enfraquecê-la.

2.3 Influência dos índices oceânico-atmosféricos no clima

2.3.1 El Niño/Oscilação Sul (ENOS)

Os pescadores do porto de Paita em Piura-Perú notaram que, face a uma TSM maior que a habitual e a uma corrente fraca nas águas do oceano no mês de dezembro, na véspera de Natal, corroboradas pela diminuição dos cardumes de peixes que fogem para o sul, ocorria um fenômeno especial ao qual atribuíram o nome de "*corrente de El Niño*" (Carranza 1891; Eguigúren 1894; Trenberth 1997;Woodman 1998).

O ENOS é um fenômeno oceânico-atmosférico de grande escala, sendo o El Niño sua componente oceânica e a Oscilação Sul (OS) a componente atmosférica (Wang 2002; Wang e An 2002;Taschetto *et al.*, 2014), caracterizado por anomalias, positivas (El Niño-EN) ou negativas (La Niña-LN) de temperatura da superfície do mar (TSM) no Pacífico Equatorial. A condição média do Oceano Pacífico Equatorial indica que, em geral, esse corpo hídrico apresenta águas mais quentes no setor oeste do Pacífico tropical, enquanto valores menores de temperatura podem ser identificados nos setores leste e central. A presença dos ventos alísios provoca o empilhamento de águas mais quentes no Pacífico oeste. Através da circulação oceânica, ocorre o aumento da profundidade da termoclina no lado oeste. Por continuidade e balanço de massa, a profundidade da termoclina diminui do lado leste, provocando a ressurgência de águas mais frias nessa região.

Na porção oeste, devido ao aquecimento, surge uma região de baixa pressão, com movimentos ascendentes, ao contrário do que ocorre a leste, onde, em função do esfriamento, há maior pressão e movimentos descendentes, formando-se uma célula de circulação conhecida por célula de Walker (Walker, 1924). Na fase quente do ENOS (EN), há enfraquecimento anômalo dos ventos alísios, com o empilhamento das águas superficiais mais quentes no Pacífico central e leste, que causa o aprofundamento da termoclima, enquanto, na atmosfera, ocorre a divisão da célula de Walker, com ramo ascendente e consequente baixa pressão a oeste da América do Sul (latitude equatorial) (Figura 2.1). Dessa forma, as regiões leste e central do Pacífico apresentam temperaturas mais elevadas que o normal (Kousky *et al.*, 1984; Kayano *et al.*, 2005). Na fase fria do ENOS (LN), as características são aproximadamente inversas àquelas da fase quente.

Uma forma de determinar a fase e a intensidade do ENOS é através de índices, como o Índice de Oscilação Sul (IOS – calculado através da diferença entre as anomalias normalizadas de pressão ao nível do mar (PNM) entre duas regiões distintas: Taiti e Darwin. Quando o IOS é (positivo/negativo), o ENOS encontra-se na fase (quente/fria). Uma alternativa para determinar a fase e a intensidade do ENOS é por meio dos índices de temperatura da superfície do mar (TSM) da região equatorial do Pacífico. As regiões foram, inicialmente, selecionadas e subdivididas, no início dos anos 1980, em quatro regiões: Niño 1 (80°-90°W; 5°-10°S); do Niño 2 (80°-90°W; 0°-5°S); do Niño 3 (90°-150°W; 5°N-5°S) e do Niño 4 (150°-160°W; 5°N-5°S). Após essas definições, estudos surgiram no sentido de escolher regiões que melhor representassem o fenômeno do El Niño, o que gerou modificações dessas regiões originais. As regiões do Niño 1 e 2 foram mescladas na forma Niño 1+2 e na composição Niño 3.4 (120° -150°W e 5°N-5 °S), que é considerada, pela *National Oceanic Atmospheric Agency* (NOAA), como a melhor configuração para estudo e avaliação da intensidade do fenômeno ENOS em contraste com outras regiões do Niño. (*http:// www.srh.noaa. Gov / jetstream/ tropics/ enso.htm*). Porém trabalhos mais recentes mostraram que as séries do índice de TSM do Niño 3.4, comumente utilizadas para monitorar o ENOS (Trenberth, 1997), em sua maioria, mostram problemas em representar as relações nas baixas frequências, especialmente no período anterior a 1950 (Newman *et al.*,2003). Os índices da série do Niño 3.4, anterior a 1950, apresentam correlação baixa com o índice de Oscilação Sul. Bunge e Clarke (2009) tentaram corrigir essa incoerência física propondo uma reconstrução das séries temporais de El Niño 3.4 e IOS, em que sugerem a importância da variabilidade de baixa frequência.



Figura 2.1- Esquema ilustrativo do ENOS: a) Condições Normais; b) El Niño- vento anômalo de oeste, com termoclina mais profunda à leste e aquecimento anômalo do Pacífico central e leste e criação da célula de Walker secundária; c) La Niña- ocorre a intensificação da célula de Walker, e a termoclina fica mais rasa no Pacífico leste, com resfriamento do Pacífico central e leste. Fonte: NOAA/PMEL/TAO Project Office, Michael J. McPhaden, Director.

2.3.2 Efeitos do ENOS na variabilidade da precipitação no Brasil

O impacto do ENOS produz mudanças na circulação atmosférica e oceânica, gerando condições anômalas que afetam o clima de diversas regiões do mundo. Estudos sugerem uma influência do ENOS na variabilidade da precipitação no Brasil. Segundo Kousky *et al.* (1984), o déficit de precipitação no NEB durante eventos de EN é devido ao aumento da subsidência atmosférica sobre o norte da América do Sul, associado com o deslocamento para leste da célula da circulação de Walker (CCW) sobre o oceano Pacífico. Por outro lado, Giannini *et al.* (2000) observaram que, na região NEB, EN 19

pode causar secas devido à alteração na célula de Walker e pela resposta no Atlântico Tropical Norte (ATN) diante da teleconexão do ENOS, caracterizada pelo aumento na TSM. Giannini *et al.* (2004) e Andreoli e Kayano (2005) mostraram que a precipitação no NEB está relacionada ao ENSO e depende das condições do Atlântico Tropical.

Ocorrem casos em que a variabilidade de TSM do Atlântico Tropical e ENOS podem estar em desacordo, de forma que o Atlântico Tropical pode limitar ou reverter o impacto do ENOS na precipitação sobre essa região. Em relação aos eventos LN, notase estarem associados à ocorrência de estações chuvosas mais úmidas que o normal na região nordeste do Brasil. Souza *et al.* (1997) mostraram que, para três tipos de LN, forte, moderado e fraco, observados na bacia do oceano Pacífico Tropical, a distribuição de chuvas sazonais (fevereiro a maio) e intrasazonais no setor norte do nordeste do Brasil configuram-se em torno ou acima da média climatológica, que é aproximadamente 850 mm para esse período.

Grimm *et al.* (1998) registram que as anomalias positivas de precipitação sobre o sudeste da América do Sul (AS) são maiores durante LN que durante EN, e a grande influência ocorre no outono e no inverno ao final de eventos mais prolongados. Grimm *et al.* (2000) estudaram as anomalias de circulação responsáveis por processos geradores das anomalias de precipitação em diferentes regiões do sul da América do Sul durante os eventos EN/LN e concluíram que sua conexão com as anomalias de precipitação se dá pela mudança da posição do jato subtropical e da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) com efeitos inversos durante os eventos ENOS. Grimm *et al.* (2004) verificaram que eventos como EN/LN têm uma grande influência na ocorrência de chuvas extremas no Brasil. Grimm (2003) sugere que anomalias de temperatura ocorridas durante a primavera para eventos EN em regiões do sudeste brasileiro geram convecção mais intensa no centro-leste do Brasil, principalmente no mês de janeiro. Silvestri (2005) observou, no norte do sudeste da América do Sul (SEAS), invernos mais chuvosos durante eventos EN/LN do que em ENOS neutro, e invernos mais chuvosos no sul da SEAS durante EN.

2.3.3 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

As flutuações de baixas freqüuências no Pacífico são conhecidas como Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). O padrão da ODP é similar à variabilidade de TSM associada ao ENOS, mas a ODP possui maiores amplitudes em latitudes médias que em latitudes baixas e uma maior extensão meridional das anomalias equatoriais que àquelas referentes ao ENOS (Mantua, 1997).

A principal diferença entre ENOS e ODP está na escala temporal. Os eventos típicos do primeiro persistem entre 4-18 meses, com variabilidade de 2-8 anos (variabilidade interanual) sugeridas por Enfield e Mayer (1997), Klein *et al.* (1999) e D'Arrigo *et al.* (2005), enquanto, no segundo, detectam-se variabilidade de ordem decenal (décadas), como observado em Zhang *et al.* (1997)e em Labat *et al.* (2005).

A fase quente da ODP está associada com ar seco e inverno mais quente na região nordeste do Pacífico, com águas aquecidas no Pacífico Tropical leste e na estreita banda ao longo da costa do Alasca e do oeste dos Estados Unidos e do Canadá, e com águas mais frias que o normal em uma grande área do Pacífico norte. Assim, essa fase da ODP apresenta uma configuração com ATSM positiva no Pacífico Tropical e negativo no Pacífico Extratropical norte e sul. A fase fria possui uma configuração contrária (Zhang *et al.*, 1997). Na Figura 2.2, ilustra-se a série temporal dos índices da Oscilação Pacífico Decadal no período de 1900 a 2017.



Figura 2.2- Série temporal do índice da Oscilação Pacífico Decadal (ODP). Fonte: Jisao.Washington.edu/ODP(http://research.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest.txt).[Accesado 16-02-2018].

Siqueira et al. (2006) observaram que existe um déficit na variabilidade da precipitação na região nordeste, norte brasileiro e parte do centro-oeste durante os eventos EN na fase fria da ODP. Verdon e Franks (2006), ao analisar dados paleoclimáticos para investigar o comportamento a longo prazo da ODP e ENOS durante 400 anos, verificaram que a freqüência da ODP é similar à observada no século XX e que as fases positivas de ODP estão associadas com um aumento na frequência relativa de eventos EN, enquanto as negativas são mais favoráveis ao desenvolvimento de eventos LN. Molion (2005) mostrou que os eventos LN foram mais frequentes e intensos durante a fase fria da ODP, enquanto os eventos EN foram menos frequentes e mais fracos. É notória, também, a variabilidade interanual, com ciclos de 4 a 5 anos, ocorrendo em cada fase da ODP. Durante sua fase quente, ocorre o oposto. Kayano and Andreoli (2007), ao analisarem o ENOS através de suas duas fases EN /LN, observam que é uma das maiores fontes de variações climáticas interanuais em várias partes do mundo e da América do Sul. Ademias, seus resultados concluem que as diferenças na magnitude do ENOS estão relacionadas com a OPD, que atua potencializando os efeitos quando estão em fase.

2.3.4 Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA)

A OMA (ou AMO – *Atlantic Multidecadal Oscillation*) é um fenômeno natural de oscilação de baixa freqüência que ocorre nas TSM do oceano Atlântico Norte (Kerr, 2000; Enfield *et al.*, 2001). Apresenta duas fases mostradas na Figura 2.3, fase (fria/ quente). Enfield *et al.* (2001), o índice da OMA é calculado como a média móvel de 10 anos das anomalias mensais de TSM do Atlântico Norte. A partir desse informe, foi possível analisar o comportamento de baixa freqüência dessa oscilação e quantificar a sua periodicidade, com período entre 65-80 anos, com a fase quente ocorrendo durante os períodos de 1860-1880 e 1940-1960 e a fase fria durante os períodos de 1905-1925 e 1970-1990. Kerr (2000) sugere que a OMA é um mecanismo de interação oceano-atmosfera relacionado com flutuações de baixa freqüência na circulação termohalina. Knight *et al.*, (2005), a partir de simulações de 1400 anos, sugeriram que a OMA esteja relacionada com oscilações de baixa freqüência na circulação termohalina.



Figura 2.3- Série temporal do índice da OMA (ou AMO) para o período 1870-2015. Fonte: Dato HadISST/ NCAR (Rayner *et al.* 2003). [Accesado 16-03-2018].

Estudos indicam que a OMA tem afetado as temperaturas do ar e a precipitação sobre grande parte do hemisfério norte, em particular, na América do Norte e Europa (Enfield *et al.*, 2001; Knight *et al.*, 2005). Ela está associada a mudanças na freqüência de secas na América do Norte. Enfield *et al.* (2001), mostraram que existe uma correlação linear entre a OMA e a ATSM global anual. Os autores esclarecem que há significativa relação com as ATSM globais, relacionando-as com os eventos da seca nos EUA. Ademais, os padrões de inverno associados com o ENOS na América do Norte sofrem alterações durante as distintas fases da OMA.

Pela proximidade com o Brasil, Knight *et al.* (2006) observou que a fase positiva da OMA é associada com o deslocamento da precipitação para o norte sobre o Atlântico. Kayano e Capistrano (2013) observaram as modificações na influência do EN a partir da OMA. Kayano and Capistrano (2014) mostrou que eventos intensos de EN/LN associado à fase fria (quente) do OMA se devem à presença de anomalias negativas (positivas) de TSM entre Pacífico e Atlântico, reforçando a ocorrência de eventos de EN/LN na região do Pacífico Tropical e com anomalias na circulação de Walker. Capistrano (2012) observou que a combinação de EN e OMA positiva exibe anomalias negativas de precipitação sobre o norte da América do Sul (AS), região central e nordeste do Brasil e registra anomalias positivas sobre o sudeste da AS em dezembro, fase madura do ENOS. Estudos realizados sugerem que a ODP e a OMA exercem um papel importante na variabilidade de precipitação no Brasil (Mantua *et al.*, 1997; Silva, 2013; Dantas, 2012).

CAPITULO 3- FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS

3.1 Introdução

Reconhecida a importância de abordagem espaço-temporal rigorosa do fenômeno pluviométrico, com delineação de metodologia apresentada no capítulo introdutório desta tese, julga-se adequado expor com maiores detalhes alguns do princípios teóricos e ferramentas adotados, incluindo as correspondentes potencialidades de aplicação no contexto da pesquisa. Neste capítulo, pretende-se que seja explicitada, de forma sintética, a base teórica para suporte da análise de variabilidade espaço-tempo da precipitação efetuada ao longo do trabalho.

Com efeito, destacam-se, inicialmente, aspectos gerais de séries temporais, incluindo análise de tendências e análise espectral, como é o caso de funções denominadas ondaletas, incluindo a primeira transformação realizada por Haar em 1909, sua história e sua relação com os tipos de alternativas de filtros aplicáveis para tratamento da informação, bem como a transformada de base e suas propriedades e os tipos de transformações ou formas de aplicação que podem aparecer na literatura específica sobre ondaletas.

Adicionalmente, neste capítulo, apresenta-se os princípios básicos que regem os processos estocásticos e fundamentam funções com comportamento multifractal, que serão utilizados nas simulações numéricas discriminadas e expostas em capítulos subseqüentes, que vêm a complementar o conteúdo contido no conjunto de seções do Capítulo 3.

A Figura 3.1 detalha a abordagem metodológica proposta. No item subseqüente, apresenta-se, com maior detalhamento, o conteúdo de cada um dos procedimentos que encerram conceitos e fundamentos que compõem a base teórico-metodológica desta tese.



Figura 3.1- Fluxograma metodológico do estudo.

3.2 Séries temporais

A série temporal é um importante registro que permite melhor compreender o comportamento de uma variável de interesse. O seu histórico pode ser utilizado na identificação de períodos de crescimento ou decrescimento, sazonalidade e ainda para subsidiar previsões de observações futuras. Uma série temporal pode ser definida como um conjunto de observações de uma variável ordenadas no tempo. A série temporal pode ser classificada como determinística ou estocástica.

Uma série temporal é estacionária quando suas características estatísticas (média, variância, autocorrelação, etc) são constantes ao longo do tempo (i.e. as leis de probabilidade que atuam no processo não mudam com o tempo). Diz-se estacionária quando os valores da série podem ser escritos através de uma função y = f(tempo); quando a série envolve, além de uma parametrização temporal, um termo aleatório $y = f(tempo, \varepsilon)$, recebe a denominação de série estocástica. Maiores detalhes sobre os conceitos de ergodicidade e estocasticidade associados a séries temporais em conjunto com modelagem por meio de modelagem estocástica podem ser encontrados, por exemplo, em Box-Jenking (1976), em Kotegoda (1982), em Rodriguez-Iturbe (1985) em Hipel e Mcload (2001). No domínio do espaço, complementarmente, notadamente no domínio da Geoestatística, os conceitos de variáveis estocásticas e campos aleatórios podem ser apreendidos, por exemplo, em Matheron (1978) e em Journel (1991).

De forma sucinta, as séries temporais podem ser analisadas a partir de três componentes elementares.

- tendência é a componente indicadora da direção global dos dados ou movimento geral da variável, definidora da inércia, do percurso traçado e de sua extensão em um determinado intervalo de tempo; em termos gráficos, representa-se por uma linha contínua, consistente e de curvatura relativamente suave, que aponta o modo como a variável cresce ou decresce no espaço considerado;
- ciclicidade: os ciclos são oscilações aproximadamente regulares em torno da tendência; pode dever-se a fenômenos naturais, socioculturais ou econômicos, como os ciclos de variações climáticas, como, por exemplo, os ciclos solares e lunares; a componente cíclica é típica das séries longas; as séries de curta duração tendem a mascarar seu efeito, confundindo-se com o produzido pela

tendência; outra característica dos ciclos é que eles podem ser múltiplos, de amplitudes ou frequências:

sazonalidade- a componente sazonal, da mesma forma que o ciclo, é uma variação em torno da tendência e diz respeito a ciclos especiais de curto prazo, com periodicidade conhecida e não maiores que um ano; costumam referir-se a eventos ligados às estações do ano, vinculadas ao calendário e repetidos a cada doze meses.

3.3 Análise de tendência: filtro Hodrick-Prescott

É um método que decompõe uma série temporal em duas séries temporais, formada pelos componentes de tendência e outra pela parte cíclica/aleatória.Em especial, o filtro *Hodrick-Prescott* (HP), empregado nesta tese, é uma ferramenta fundamental na literatura dos ciclos reais, que se destaca por sua utilização de forma muito generalizada. É um filtro linear e simétrico que requer a escolha *a priori* de um parâmetro. Esse parâmetro, conhecido como λ , é atribuído a valores de uso padrão, facilitando o uso do filtro. Por outro lado, deixa a função desse parâmetro em segundo plano. Kydland-Prescott (1990) justifica o uso do filtro HP por sua linearidade, como um filtro bem definido, independente da série em que é aplicado, permitindo extrair a tendência. No entanto, King-Rebelo (1993) considera que não há justificativa teórica para o uso desse tipo de filtro no contexto de ciclos reais.

O filtro HP decompõe uma série observada y_t , t = 1, 2, ... m, em dois componentes: a tendência T_t e o ciclo C_t com

$$y_t = T_t + C_t \tag{3.1}$$

onde y_t é a série original, T_t e C_t são, respectivamente, a tendência e a parte cíclica/aleatória extraídas com o filtro HP, como mostrado na Equação 3.2 em que a série original é representada por:

$$min\left\{\sum_{t=1}^{m} (y_t - T_t)^2 + \lambda \sum_{t=2}^{m-1} [(T_{t+1} - T_t) - (T_t - T_{t-1})]^2\right\}$$
(3.2)

O primeiro termo da Equação 3.2 é a soma da série dos desvios entre os valores da série original e os respectivos valores da série de tendência, elevados ao quadrado, representando uma medida do grau de ajuste. O segundo termo é a soma do quadrado da

segunda diferença entre os componentes da tendência e indica seu grau de suavidade. O parâmetro de suavização ou penalização da variabilidade da tendência, λ , em outras palavras, é o parâmetro que controla as variações da taxa de crescimento do componente tendência e deve assumir valores positivos, pois, se $\lambda = 0$, a série da tendência seria igual à série original. Por outro lado, quanto maior for λ , maior é a suavização da tendência, tal que se $\lambda \rightarrow \infty$, a tendência aproxima-se de uma linha reta.



Figura 3.2- Exemplo de decomposição da série temporal de precipitação da estação Luz separando os componentes de tendência e de ciclo.

O parâmetro λ modula a suavidade da tendência, e a escolha apropriada desse parâmetro depende do comprimento dos ciclos que eles desejam extrair e da periocidade temporal dos dados. A escolha do parâmetro λ depende do objetivo do estudo. Valores apropriados do parâmetro de suavização dependem da periodicidade dos dados. A seguinte referência sugere os seguintes valores: anual – 100; trimestral – 1600;mensal – 14400. Maiores detalhes no artigo (Siqueira and Molion, 2015).

3.4 Análise Espectral

A análise espectral ou análise de espectro constitui exame de uma gama de freqüências o cantidades relacionadas, como la energía que proporciona uma descrição intuitiva das séries baseadas nas freqüências. Indica uma determinada característica como memória, presença de variações de altas freqüências e comportamentos cíclicos (McLeod e Hipel, 1995). A representação obtida mediante a análise espectral é

conhecida como espectrogramas. Essa representação permite centrar a atenção nas propriedades estatísticas das séries temporais dos dados.

3.4.1 Periodograma de Lomb-Scargle

O periodograma de *Lomb-Scargle* (PLS), também conhecido como *Lomb-Scargle Fourier Transform* (LSFT), é uma técnica de tratamento temporal de uma amostra de dados não igualmente espaçados. Requer uma abordagem diferente daquela de dados separados por intervalos constantes de tempo e forma parte dos métodos de análises espectrais por mínimos quadrados *Least-Squares Spectral Analysis* (LSSA) (Vanicek, 1971; Lomb, 1976; Scargle (1976, 1982)). O problema mais comum na hora de interpretar os sinais no domínio da freqüência é estimar o ruído inerente em toda a série para detectar as freqüências que são significativas. O ruído branco (*white noise*) é um ruído constante em todas as freqüências, pelo que se pode considerar que é estacionário. Não tem presença de mudanças significativas de tendência, sendo conhecido como Gaussiano quando a distribuição de freqüências é normal. No entanto, o ruído vermelho (*red noise*) é detectável no espectro das séries temporais, apresentando uma diminuição da amplitude espectral na medida em que aumenta a freqüência (Hasselmann, 1976; Schulz e Mudelsee, 2002).

A adaptação do PLS, originalmente utilizado para a busca de periodicidades em séries temporais astronômicas, para a análise de dados paleoclimáticos foi realizada por Schulz e Stattegger (1997). Um pouco mais tarde, Schulz e Mudelsee (2002) programaram um algoritmo (REDFIT) para levar em consideração o tipo de ruído de fundo da série climática de natureza paleoclimática. De forma relativamente recente, Mudelsee *et al.* (2009, 2010) apresentaram algumas melhorias para REDFIT.

Neste item, apresentam-se os principais aspectos teóricos do periodograma Lomb-Scargle e o procedimento utilizado pelo REDFIT de acordo com Schulz e Stattegger (1997), Schulz e Mudelsee (2002) e Mudelsee *et al.* (2009), tendo em vista fornecer os elementos necessários para uma análise adequada das séries temporais hidrometeorológicas e índices oceanográficos estudados e implementados neste trabalho.

3.4.1.1 Periodograma Lomb-Scargle devido ao ruído vermelho

Na natureza, é mais comum trabalhar com dados que mostram um ruído de fundo roxo (Mann e Lees, 1996). O problema das séries hidrometeorológicas e hidroclimáticas é que existe a presença de um segundo tipo de ruído devido à existência dos ciclos intrínsecos às séries. É de muita importância fazer a análise de ruído branco já que a presença desses ruídos pode gerar falsos picos no periodograma. A evolução do estudo desse tipo de ruído ajuda a validação dos picos espectrais. Hasselmann (1976) propõe que um processo estocástico autoregressivo de primeira ordem AR(1) é um modelo adequado para representar os espectros de fundo vermelho, e pode ser aplicado como uma hipótese nula em um teste de significância (Mudelsee, 2002; Schulz and Mudelsee, 2002).

Schulz e Mudelsee (2002) demonstraram, por meio de simulações de Monte Carlo, que o periodograma de Lomb-Scargle de um processo AR (1) não equiespaçado temporariamente superestima as amplitudes espectrais localizadas nas altas frequências. Esses autores também desenvolveram um algoritmo computacional, conhecido como REDFIT, conforme previamente mencionado. O programa estima o parâmetro autoregressivo de primeira ordem, modelo AR(1), diretamente para séries temporais não espaçadas uniformemente no tempo, transformando esse modelo para o domínio temporal das frequências.

Em seguida, os principais conceitos estatísticos são apresentados para, então, fornecer a descrição de REDFIT, seguindo-se, principalmente, os trabalhos de Mudelsee (2010) e de Schulz e Mudelsee (2002). Um processo discreto autoregressivo da ordem 1 (AR1) e não temporariamente equiespaçado é definido (Robinson, 1977; Schulz and Mudelsee, 2002; Mudelsee *et al.*, 2009) pelo seguinte relacionamento:

$$R(t_1) = arepsilon_{N(0,1)}$$
, para $r = 1$

$$R(t_r) = \rho_r R(t_r - 1) + \varepsilon_{N(0,\sigma_{\varepsilon})}(t_r), \text{ para } r = 1,2,3 \dots N$$

$$\rho_r = exp(-(t_r - t_{r-1})/\tau_m)$$
(3.3)

onde τ_m é a escala temporal correspondente ao processo AR1 (uma média de sua memória ou persistência), e ε é um ruído Gaussiano de média zero e variância

$$\sigma_{\varepsilon}^{2} = 1 - \exp(-2(t_{r} - t_{r-1})/\tau_{m})$$
(3.4)

O valor de σ_{ε}^2 assegura que o processo AR1 seja estacionário e tenha variância unitária Schulz e Mudelsee (2002).

O espectro teórico $G_{xx}(f_i)$ de um proceso AR1 (Equação 3.3) está definido por

$$G_{xx}(f_i) = G_0 \frac{1 - \rho^2}{1 - 2\rho \cos\left(\frac{\pi f_i}{f_{Nyq}}\right) + \rho^2}$$
(3.5)

para as freqüências f_i , i = 1, 2, ..., K, desde as freqüências fundamentais, incluindo Δf da relação $(G_{xx}(f_i) = \frac{2}{n_{50}\Delta f N_{seq}} \sum_{n=1}^{n_{50}} |X_n(f_i)|^2$, i = 1, 2, ..., k), até a freqüência média de Nyquist (Schulz and Mudelsee, 2002). O G_o é a amplitude espectral média, ρ é o coeficiente médio de autocorrelação; em outras palavras, $\rho \equiv exp(-\Delta t / \tau_m)$, onde Δt é a média dos intervalos temporais do processo AR1, e o valor de τ_m é estimado mediante algoritmo e programa computacional denominado TAUEST, proposto por Mudelsee e Tauest (2002). O espectro de uma série temporal irregularmente espaçada é determinado sem a necessidade de interpolação por Lomb-Scargle Fourier Transform (Lomb, 1976; Scargle, 1982, 1989). O método para melhorar a estimativa do espectro em termos de tendência, variância e supressão de picos espectrais falsos de modo que se obtenha um estimador consistente foi proposto por Welch (1967). Essa técnica é conhecida como Welch-Overlapped-Segment-Averaging (WOSA) e foi originalmente desenhada para o caso correspondente a séries temporais equiespaçadas no tempo (Welch, 1967). No caso de séries que não estavam temporariamente equiespaçadas, Schulz e Statteger (1997) adaptaram a técnica de Welch. O método proposto por esses autores (Schulz e Mudelsee, 2002) é dividir as séries temporais a serem estudadas (de comprimento N) em vários segmentos (n50) de comprimento NSeg = 2N / (n50 + 1), de modo que cada um desses segmentos se sobrepõem em 50%; a estimativa espectral final é derivada da média dos *n-ésimos* periodogramas. No entanto, no períodograma Lomb-Scargle, o desvio sistemático entre um espectro teórico de ruído vermelho e outro espectro estimado dependerá dos tempos de amostragem (Lomb, 1976). O problema do desvio (sesgo) impede aplicar uma correção direta ao periodograma de Lomb-Scargle (Schulz e Mudelsee, 2002). Para superar esse obstáculo, os métodos de Monte-Carlo são usados em combinação com técnicas de *bootstrap*. Com base nos tempos de amostragem, gera-se um conjunto de N séries temporais sintéticas AR1 (Equação 3.3). O desvio do espectro médio do conjunto em relação ao espectro teórico (Equação 3.5) é usado para fazer a correção (Schulz e Mudelsee, 2002; Mudelsee, 2009).

Em continuidade, descreve-e o algoritmo REDFIT tal como é apresentado por Schulz e Mudelsee (2002).

- 1. Estima-se τ_m para a série temporal $X(t_r)$ (r = 1, 2, ..., N) usando o algoritmo *TAUEST* de Mudelsee (2002). No caso de utilizar vários segmentos n_{50} WOSA, calcula-se o valor promediado dos $\tau_m s$ de todos os n_{50} segmentos;
- 2. Estima-se, mediante o PLS, o espectro $\hat{G}_{xx}(f_i)$ de $X(t_r)$ no intervalo $[0, f_{Nyq}]$; determina-se a área abaixo de $\hat{G}_{xx}(f_i)$ para estimar a variância de $X(t_r)$;
- 3. São realizadas N_{sims} simulações de Monte-Carlo;
- Cria-se série temporal AR1 mediante a Euação 3.3, usando os tempos τ_ms da série X(t_r), o τ_m estimado no passo 1 e um conjunto independente de ε(t_r) s
- Estima-se o espectro $\hat{G}_{xx}(f_i)$ para a série AR1;
- Escala-se Ĝ_{xx}(f_i) de tal modo que sua área abaixo do espectro seja igual à área abaixo do espectro de Ĝ_{xx}(f_i);
 Determina-se a média aritmética dos N_{sims} espectros correspondentes a séries

AR1, $< \hat{G}_{xx}(f_i) >;$

- 4. Calcula-se o espectro teórico $G_{xx}(f_i)$ de um processo AR1, utilizando a relação (3.5) e o valor estimado de τ_m ;
- 5. Calcula-se G_0 (Equação 3.5) de tal modo que o área abaixo de $G_{xx}(f_i)$ seja igual à área abaixo de $\hat{G}_{xx}(f_i)$;
- 6. Calcula-se um fator de correlação *c*(*fi*) para ajustar o desvio do espectro Lomb-Scargle, *i. e*.

$$c(fi) = \frac{\langle \hat{G}_{xx}(f_i) \rangle}{G_{xx}(f_i)}$$
(3.6)

7. Calcula-se o espectro de Lomb-Scargle corrigido:

$$\widehat{G}'_{xx}(fi) = \frac{\langle \widehat{G}_{xx}(f_i) \rangle}{c(f_i)}$$
(3.7)

- Para calcular a significância estatística de um pico espectral, o intervalo superior de confiança do ruído AR1 é calculado para vários níveis (por exemplo, 95% ou 99%), seguindo uma distribuição do tipo chi-quadrado X² com v graus de liberdade. Também é possível calcular os níveis de significância a partir dos percentis do *conjunto* de Monte-Carlo.
- 9. É verificado se o modelo AR1 é adequado para descrever $X(t_r)$ testando a igualdade entre $G_{xx}(f_i)$ e $\hat{G}_{xx}(f_i)$ por meio do teste não paramétrico de Wald-Wolfowitz, mais conhecido como *runs test* (Bendat e Piersol, 1986).

3.4.2 Transformada da ondaleta (TO)

A técnica denominada transformada de wavelet (TW) ou transformada de ondaleta (TO) é considerada um avanço no processamento de sinais; na atualidade, é amplamente empregada em vários ramos da ciência. Segundo Morlet (1982(a,b)), os dados analisados exibiam conteúdos de freqüências que mudavam rapidamente ao longo do tempo, em que a análise mediante o emprego da transformada de Fourier não era adequada; em virtude dessa necessidade, Morlet introduz uma nova ferramenta chamada na versão francesa de "ondelette". Assim, a transformada de ondaleta surgiu a partir da necessidade de se obter informações sobre uma série temporal não passíveis de serem fornecidas via a tradicional transformada de Fourier. A concepção inerente à análise por meio de ondaleta consiste em aproximar uma função por uma combinação linear de funções básicas (ondaletas), obtendo-se, assim, uma boa representação da função original tanto no domínio da freqüência como no domínio temporal. A aplicação de ondaletas não exige, como pré-requisito, a estacionariedade das séries em estudo, sendo apropriada para a análise de eventos irregularmente distribuídos e extremos, contrapondo-se ao que ocorre com a transformada de Fourier. Ademais, a transformada de ondaleta tem a capacidade de combinar as características das informações de tempo e freqüência, possibilitando a obtenção de características das séries temporais que contêm energia não estacionária em diversas freqüências (Torrence e Compo, 1998).

Na década de 90 do século XX, Daubechies (1992) desenvolveu procedimentos para discretização de parâmetros de tempo e escala da transformada de ondaleta. Essa abordagem oferecia uma maior liberdade na escolha das funções básicas. Daubechies (1992) juntamente com Mallat(1998) desenvolveram a transição da análise de sinais contínuos para discretos. Mallat (1989) e Meyer (1986) desenvolveram a idéia de

análise em multiresolução (MRA) para a transformada de ondaleta discreta (TOD). Daubechies, por sua vez, utilizando os trabalhos de Mallat, formalizou a teoria moderna de ondaleta desenvolvendo as bases ortonormais de ondaletas suaves com suportes compactos. As famílias de funções ondaletas mais difundidas e utilizadas para a obtenção de transformadas ortonormais são as de Daubechies (1992), cujas propriedades fundamentais são indispensáveis para muitas aplicações. Situa-se, entre essas famílias de funções, a denominada ondaleta de Haar. Essa particular base de funções foi definida por Haar (1910).

3.4.2.2 Transformada de ondaleta contínua (TOC)

A transformada de ondaleta contínua é baseada na decomposição de uma função de entrada usando versões escalonadas e translação de uma função de ondaleta básica conhecida como ondaleta-mãe (Daubechies, 1992; Foufoula-Georgiou e Kumar, 1995). A transformada de ondaleta contínua é expressa da seguinte forma:

$$T(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi_{a,b}^{*}(t) dt$$
(3.8)

Essa equação contém o sinal x(t), e o símbolo * designa o complexo conjugado, enquanto a ondaleta que controla a translação e a escala é

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \tag{3.9}$$

onde a variável *a* é responsável por controlar a largura da função, *b* é responsável por prover a localização no domínio do tempo da função, e o termo $1/\sqrt{a}$ é devido à normalização da energia através das diferentes escalas.

A transformada de uma ondaleta possui propriedades importantes. Uma ondaleta deve ter energia finita definida por

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt < \infty$$
(3.10)

onde E é a energia quadrática integrável. Se $\hat{\psi}(t)$ é a transformada de Fourier de $\psi(t)$, então tem-se

$$\psi(f) = \int_{-\infty}^{\infty} \hat{\psi}(t) \exp^{-j(2\pi f)t} dt$$
(3.11)

onde f é a freqüência, com a seguinte condição que deve ser obedecida na forma

$$C = \int_0^\infty \frac{\left|\hat{\psi}(f)\right|^2}{f} df < \infty$$
(3.12)

que é conhecida como condição de admissibilidade, onde C é chamada constante de admissibilidade, que depende da ondaleta escolhida.

3.4.2.2 Transformada da ondeleta Discreta (TOD)

A transformada de ondeleta discreta (TOD) tem como principal premissa transformar um sinal discreto no domínio do tempo para o domínio de frequência. Para essa transformação, é utilizado um processo de codificação por sub-banda, decompondo-se o sinal original em diferentes escalas. O cálculo da TOD de um sinal envolve, primeiramente, a determinação dos coeficientes de ondeleta, que representam o sinal no domínio transformado segundo a relação

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{a_0^j}} \psi\left(\frac{t - kb_0 a_0^j}{a_0^j}\right)$$
(3.13)

onde j e k são inteiros, a_0 é a dilatação, e b_0 é o fator de translação, que depende do passo de dilatação. Assim, a transformada da ondeleta de um sinal contínuo x(t), usando-se a função de ondeleta discreta, conforma-se consoante

$$T_{j,k} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \frac{1}{a_0^{j/2}} \psi(a_0^{-j}t - kb_0)$$
(3.14)

podendo, também, ser representada como um produto

$$T_{t,k} = \langle x, \psi_{j,k} \rangle \tag{3.15}$$

onde os valores de $T_{j,k}$ são conhecidos como os coeficientes da ondaleta, assumindo a expressão dada por:

$$T_{j,k} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi_{j,k}(t) dt$$
(3.16)

As versões discretas da série e da transformada de ondaleta podem ser obtidas discretizando-se as dilatações e as translações. Se forem assumidas dilatações binárias e translações unitárias para as funções de base da ondaleta, onde se atribuem $a = 2^{j}$ e $b = 2^{j}k$, torna-se, então, possível afirmar que a transformada de ondeleta discreta poderá ser definida como

$$\varphi_{j,k}(t) = 2^{1/2} \varphi(2^j t - k) \tag{3.17}$$

o que também deve obedecer à propriedade de

$$\int_{-\infty}^{\infty} \varphi_{0,0}(t) \, dt = 1 \tag{3.18}$$

onde $\varphi_{0,0}(t) = \varphi(t)$. Essa análise ou algoritmo recebe a denominação de transformada de ondaleta discreta. O emprego de filtros no algoritmo aporta uma transformação rápida da ondaleta. Portanto, o TOD é usado para analisar e decompor sinais na forma

$$f(t) = \sum_{k} C_{j0}(k)\varphi_{j0,k}(t) + \sum_{k} \sum_{j=j_0}^{\infty} d_j \psi_{j,k}(t)$$
(3.19)

onde C_{j0} são os coeficientes de escala, e d_j são os coeficientes de ondaleta, fornecendo o espaço inicial V_{j0} , que será o espaço de menor resolução. Com base nesse espaço, é feita a avaliação se o restante dos índices continuará a ser calculado. Ressalte-se, também, que k e j são inteiros, sendo que o último denota qualquer escala. Os coeficientes de C_{j0} e d_j podem ser obtidos mediante os produtos escalares

$$C_{j0} = \langle f(t), \varphi_{j,k}(t) \rangle \tag{3.20}$$

$$d_{j} = \langle f(t), \psi_{j,k}(t) \rangle \tag{3.21}$$

3.4.3 Análise Multirresolução (AMR)

Na prática, o cálculo dos coeficientes de ondaleta e a reconstrução do sinal devem ser feitos rapidamente. Com base nesse pressuposto, necessita-se dispor de algoritmos eficientes para encontrar os coeficientes das ondaletas com vistas a reconstruir a função que representam. Esses algoritmos são encontrados na análise de multirresolução (MRA), cuja definição foi introduzida por Mallat and Meyer (1989, 1992).

A análise de multirresolução foi desenvolvida para decompor sinais em tempo discreto, fazendo-se uso de diferentes freqüências de corte que são empregadas para analisar o sinal em diferentes escalas. O sinal é submetido a filtros de passa-alta para analisar os componentes de alta freqüência e a filtros de passa-baixa para avaliar os componentes de baixa frequência. Nesse sentido, essas operações alteram a resolução do sinal, e a escala muda em função de operações de interpolação e de subamostragem.

A multirresolução consiste basicamente em aproximar uma função em diferentes níveis de resolução $(f_1(t); f_2(t); f_3(t); ...)$. Em outras palavras, um nível de resolução *j* é aproximado por $f_j(t)$, enquanto, no próximo nível de resolução j + 1, os detalhes desse nível anterior são incluídos e denotados por $d_j(t)$ e tem a aproximação f(t) incorporada no novo nível de resolução $f_{j+1}(t) = f_j(t) + d_j(t)$; esse procedimento pode ser generalizado para *j* níveis de resolução expressos como:

$$f(t) = f_j(t) + \sum_{k=1}^{\infty} d_k(t)$$
(3.22)

Esses níveis de resolução na multirresolução de um espaço vetorial $V = L^2(\mathbb{R})$ (ou $L^2([0,1))$ é uma seqüência de subespaços fechados $V_j \in V, j \in \mathbb{Z}$, com as seguintes propriedades:

- 1. $\{0\} \dots \subset V_0 \subset V_1 \subset V_2 \subset \dots \subset V_n \subset V_{(n+1)} \subset \dots \subset V;$
- 2. $\bigcap_{j\in\mathbb{Z}}V_j = \{0\}$ e $\overline{\bigcup_{j\in\mathbb{Z}}V_j} = V;$
- 3. $f(t) \in V_j \Leftrightarrow f(2t) \in V_{j+1};$
- 4. $f(t) \in V_0 \iff f(t+k) \in V_0, \ \forall k \in \mathbb{Z};$

- 5. $\exists \phi(x) \in V_0$ com integral não nula, denominada função escala, tal que { $\phi(x - k), k \in \mathbb{Z}$ } é uma base ortonormal de V_0 ;
- as propriedades (1) e (2) garantem que a seqüência de subespaços encaixados (V_j)_{j∈Z} não é vazia, pois a função nula está contida em cada subespaço da seqüência;
- a propriedade (3) indica que a relação de inclusão entre os subespaços encadeados V_j é de fato uma relação de autossimilaridade toda vez que uma função f(t) for reescalonada por um fator de 2;
- a propriedade (4) está relacionada à autossimilaridade dos subespaços Vj com relação à variável x, que pode ser interpretada como o tempo nas aplicações envolvendo sinais; dessa forma, os espaços V_j são invariantes com relação às translações (*shifts*);
- a propriedade (5) indica que as translações inteiras da função escala formam uma base ortonormal para o espaço V_0 .

3.4.4 Base de Haar

Dado um sinal $s_0 \in V_0 \subset L^2(\mathbb{R})$ no tempo contínuo t, considere-se sua representação em série da ondaleta segundo o conhecido esquema de análise de multirresolução (*AMR*) com função de escala ϕ , sendo

$$s_o(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{0,k} \phi(t-k)$$
(3.23)

Denota-se V_j aos subespaços do AMR e adotada-se a convenção $V_j \subset V_{j-1}$ com $j \in \mathbb{Z}$; quando a ondeleta ψ é ortogonal, resulta $V_{j-1} = W_j \oplus V_j$, onde W_j é o complemento ortogonal de V_j em relação a V_{j-1} . Nesse esquema, respeita-se

$$s_0 = r_1 + r_2 + \dots + r_j + s_j \operatorname{com} r_j \in W_j e s_j \in V_j$$
, para todo $j \leq J \in \mathbb{N}$

onde

$$r_j(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} d_{j,k} 2^{-j/2} \psi \left(2^{-j} t - k \right)$$
(3.24)

$$s_{J}(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{J,k} 2^{-J/2} \phi(2^{-J}t - k)$$
(3.25)

com r_j sinal residual do nível de resolução j (projeto de s_0 sobre W_j), sendo s_J a projeção de s_0 sobre V_J . Então, a ondaleta Haar assume a forma

$$\phi(t) = \begin{cases} 1 \text{ se } t \in [0,1) \\ 0 \text{ se } t \notin [0,1) \end{cases}, \ \psi(t) = \phi(2t) - \phi(2t-1) \tag{3.26}$$

resultando $\phi(n) = \delta_n$ para $n \in \mathbb{Z}$, obtendo-se os coeficientes de forma recursiva como:

$$c_{j,k} = \frac{c_{j-1,2k} + c_{j-1,2k+1}}{\sqrt{2}}$$
(3.27)

$$d_{j,k} = \frac{c_{j-1,2k} - c_{j-1,2k+1}}{\sqrt{2}} \tag{3.28}$$

onde se pressupõe que o sinal é analisado em blocos de valores $2^J N$, com $N \in \mathbb{N}$, correspondendo, então, a $2^{J-j}N$ coeficientes de cada tipo no nível j de resolução (j = 1, ..., J)

Em particular, tendo em conta as Equações de 3.23 a 3.26, para $t = n \in \mathbb{N}$, obtém-se

$$s_0(n) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{0,k} \phi(n-k) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{0,k} \delta_{n-k} = c_{0,n}$$
(3.29)

ou seja, o processo começa tomando os valores do sinal amostrado como coeficientes de nível 0 de resolução ($c_0(n) = s_0(n), n \in \mathbb{Z}$).

3.4.5 Teoria dos Fractais e Multifractais

3.4.5.1 Fractais

No início do século XX, conheciam-se certos grupos com propriedades paradoxais que escaparam do conhecimento da geometria euclidiana clássica: conjunto cantor, curva Koch, curva Peano, entre outros. Esses conjuntos foram chamados monstros geométricos e permaneceram por muitos anos qualificados como tal, enquanto se introduziam os elementos da teoria geométrica, tendo sido desenvolvidos na medida necessária para sua compreensão e estudo (Feder, 1988).

Em 1977, Mandelbrot publicou o livro "The Fractal Geometry of Nature", em que descreve numerosas aplicações deste tipo de estruturas para pesquisa em ciências aplicadas, sendo uma ferramenta fundamental na modelagem de um grande número de fenômenos naturais. O termo fractal, derivado do latim "fractus" (fragmentado, irregular), foi introduzido por Mandelbrot para designar os conjuntos que não possuíam um nome específico, e, desde então, esse ramo da matemática é conhecido como geometria fractal.

Em relação à definição de fractal, destaca-se que não existe uma única definição aceita. Em algumas delas, deixam-se, de fora, alguns dos conjuntos tradicionalmente aceitos como fractais, enquanto, em outras, incluem-se conjuntos que não são usualmente adotados. A definição mais aceita de conjunto fractal foi dada por Mandelbrot (Mandelbrot, 1982) como um objeto que exibe autossimilaridade, em qualquer escala. Em outras palavras, qualquer seção de um fractal acaba por ser uma réplica do mesmo fractal. Outra característica importante dos fractais é sua dimensão fractionada. Mandelbrot, em 1986, propôs, como definição fractal, a seguinte declaração: "conjunto que tem uma dimensão topológica menor do que a dimensão Hausdorff-Besicovitch."

Para definir a relação entre as diversas estruturas e a organização de um conjunto fractal quantitativamente, introduz-se o conceito de dimensão fractal, que descreve o comportamento da escala das estruturas fractais. Independentemente de que se fale de objetos, sistemas ou processos, pode-se estabelecer distinções entre fractais determinísticos e fractais aleatórios (Falcone, 1990; Hastings and Sugihara, 1993):

- a. *fractais determinísticos ou autossimilares* também conhecidos como fractais geométricos, são subconjuntos gerados por transformações geométricas simples do próprio objeto nele mesmo; possuem uma regra fixa de substituição geométrica, aplicadas a cada iteração, como, por exemplo, a curva de Peano, o floco de neve de Koch e a esponja de Menger.
- b. *fractais aleatórios-* são também chamados de fractais naturais, quando o todo é estatisticamente semelhante, no entanto apresentam aleatoriedade em cada fase de sua construção; não tem autossimilitude entre as partes que os compõe; para construir, produzem-se infinitos passos aleatórios, recorrendo à teoria de 40

probabilidade (Falconer, 1990); são exemplos as costas, as curvas de níveis, as nuvens, os relâmpagos, entre outros.

3.4.5.2 Propriedades Fractais

Os fractais são caracterizados por serem repetições de si mesmos, em diferentes escalas, com uma dimensão fracionada e uma geometria diferente da geometria euclidiana. Devido a essas propriedades, é necessário adotar outra noção de medida de eventos, distinta daquela concebida no âmbito do uso de técnicas clássicas, que, em princípio, apresentam menor complexidade. Nesta seção, as propriedades dos fractais são analisadas, porque preservam suas propriedades de medição em diferentes escalas de estudo. Matematicamente, em escalas de ordem teórica infinita, introduziu-se previamente o conceito de sentido crescente de maior destalhamento (downscaling). No entanto, sob o ponto de vista físico, observa-se a impossibilidade prática, de forma que a definição é estabelecida para certos intervalos de escala, onde os fractais são estatisticamente autossimilares.

a) Geometria fractal.

Todos os eventos na natureza podem ser comumente descritos em um espaço euclidiano de dimensões d = 1,2,3. A geometria euclidiana simplifica as irregularidades espaciais, linearizando as leis naturais, independentemente da escala em que foram encontradas, fazendo uma aproximação da realidade e regularizando as formas geométricas em linhas retas ou superfícies estritamente falando. Nas últimas décadas, foi conceituado que a natureza é um sistema caótico e complexo, cujas leis, por vezes, permite que se procure representá-la de forma idealmentee d determinística (Feder, 1988).

Devido a essa limitação, algumas novas teorias surgiram, como é caso da geometria fractal, que é descrita como uma parte da matemática que se encarrega de encontrar uma ordem e uma regra subjacente a eesse aparente caos natural ou desordenamento dos objetos ou variável de interesse (Falconer, 1990).

Um fractal é caracterizado por ser, em primeiro lugar, autossimilar. Matematicamente, essa propriedade implica ter uma dimensão fracionada (Figura 3.3), sendo uma repetição do mesmo objeto em diferentes escalas (Figura 3.4). Nesse contexto, as leis ou propriedades físicas são isotrópicas em relação à dimensão euclidiana. Por outro lado, a natureza mostra que isso não é realidade. A autossimilaridade é substituída por auto-afinidade, e o comportamento da natureza revela-se anisotrópico, sendo a anisotropia uma propriedade física da natureza (Feder, 1988). A dimensão fracionada ou a dimensão Fractal "D" é maior do que a sua dimensão topológica Dt e menor do que a dimensão do espaço d (dimensão euclideana) , na qual o fractal está imerso (por exemplo, d = 2, para a curva da tríatica de Koch). Na Figura 3.3, mostram-se exemplos de dimensões fractais em relação às dimensões euclidianas. A dimensão D é o parâmetro que caracteriza o quanto o objeto é compacto em comparação com a geometria euclidiana.



Figura 3.3- Comparação da geometria-dimensão euclidiana e fractal.

No âmbito da dimensão euclidiana, se for escolhida uma linha (d = 1) de comprimento unitário, com divisão em N partes, obtêm-se segmentos de comprimento L = 1 / N, então: $N = L^{-1}$. Se houver uma superfície quadrada (d = 2) de área unitária, subdividindo-a em N partes, isto é, em superfícies quadradas de áreas $L^2 = 1 / N$, então: $N = L^{-2}$. Da mesma forma, para um volume unitário (d = 3), obtém-se $N = L^{-3}$. Observa-se que o número de N partes ou revestimentos do objeto, subdivididas, por segmentos, quadrados ou volumes, de acordo com a dimensão euclidiana, podem ser representadas como: $N = L^{-d}$, com d = 1, 2, 3, respectivamente . Assim, generalizando-se essa análise para uma dimensão D (fracionária), pode-se definir a dimensão fractal como:



Figura 3.4- Obtenção da dimensão fractal, em que L é o comprimento de cobertura, e e N(L) é o número de partes ou revestimentos; mostram-se os dois casos possíveis em que um fractal pode ser gerado: (a) com downscaling; e (b) com upscaling; em cada uma delas, a obtenção da dimensão fractal conduz à mesma análise. Fonte: gráfico obtido da Vicsek (1992)

a) Autossimilaridade

Uma estrutura é autosimilar o autosemelhante quando é o resultado de um conjunto de copias a menor tamanho de sim mesma. Porém, a autosimilaridade indica a variância com a escala do processo e, portanto, os fractais são estruturas que não presentam uma escala característica (Mandelbrot, (1977, 1982)). Por isso, sempre que se referem ao fractal, é comum relacioná-los com a autosimilaridade e a invariância da escala, ou seja, as partes do fractal são similares à sua totalidade. Suponha que um objeto fractal tenha uma escala (ou tamanho inicial) L e nós subdividi-lo em partes da escala l, de modo que essas subdivisões (ou revestimentos de esferas de raio l) são similares ao fractal original (na sua totalidade); assim, mesmo, se obtém N(l) número de subdivisões (ou revestimentos) do fractal, em relação à escala l. Pela intuição, se todas as partes são repetições, podemos afirmar que cada uma dessas partes é o mesmo fractal, mas de tamanho menor (l < L), portanto, se subdividirmos cada parte em partes igualmente similares, agora de escala $l_i = L / \lambda_i$ (i-esimo recubrimento); de modo que L é a escala do objeto fractal original e $\lambda_i = \{n \in N; i = 1, 2, ...\}$ é uma relação de escala (ou fator de escala) que varia de acordo com o valor da nova escala l_i ; então, obtemos um N_i (l_i) que é o número de subdivisões do novo objeto fractal em relação a

 l_i , de novas partes que são similares ao objeto original (Vicsek, T., 1992). A partir desta análise observa-se que:

$$N(L) = N_i(L/\lambda_i) \tag{3.31}$$

Essa equação representa a autossimilaridade de um objeto fractal, onde N(L) é o número de coberturas por esferas (ou cubos), de raio L, do objeto original; e $N_i(l_i)$, é o número de coberturas por meio de esferas de raio l_i , necessárias para realizar uma *i-ésima* cobertura da *i-ésima* parte do fractal original, como, por exemplo, o triângulo de Sierpinski (B. Mandelbrot, 1967).

b) Escalonamento

O termo "escalonamento" está relacionado à definição de escala. O conceito de escala tem muitos significados diferentes dependendo do contexto. Existem, pelo menos, três definições, apresentadas em diferentes trabalhos (Mandelbrot, 1983; Russ, 1995; Pachepsky *et al.*, 1997). Nesse sentido, é necessário ter um conceito de escala e relação entre escalas. O conceito de escala é a menor unidade de medição física ou matemática associada a uma medida. No quadro teórico-matemático da teoria fractal, o "fator de escala" é conhecido como o comprimento medido de um determinado objeto em relação a uma medida do comprimento do mesmo objeto após um determinado processo. Em um sentido matemático, pode-se expressar o fator de escala como:

$$\lambda = \frac{L}{l} \tag{3.32}$$

tal que "*L*" é o comprimento inicial (área ou volume), e "*l*" é o novo comprimento (área ou volume) após a mudança de comprimento; λ determina um fator de escalonamento ou relação de escalas.



Figura 3.5- Segmentos de diferentes tamanhos para determinar o comprimento da linha costeira, em que L indica o tamanho de cada segmento vermelho (escala) em unidades arbitrárias, e T indica o tamanho da costa em relação à escala L que está sendo usada em cada caso.

3.4.5.2 Multifractais

A teoria fractal realiza uma medição e descrição (isotrópica) de objetos fractais, caracterizada, principalmente, pela dimensão fractal que cada objeto contém. Contudoa, como indicado acima, a técnica fractal não é suficiente para a descrição de objetos que não constituem um fractal, como acontece na natureza. Por esse motivo, desenvolveu-se a "técnica multifractal", a qual descreve e mede os eventos da natureza, com base na técnica fractal.

A técnica multifractal não mede apenas um objeto. Ela mede grupos de elementos de um objeto, que são classificados em células (bolas, quadrados, entre outros), que formam subgrupos. Cada subgrupo é definido por uma determinada escala de tamanho de célula em que são encontrados e uma dimensão fractal que os caracteriza, de modo que as estatísticas da distribuição dos subgrupos, através da sua dimensão fractal das densidades de probabilidade que contêm cada subgrupo, fornecem a caracterização desejada das densidades de probabilidade que se encontras em um determinado grupo de análise.

Um processo multifractal é caracterizado por um conjunto de dimensões fractais. A presença da alta intermitência na precipitação pode ser considerada como um processo aleatório com diferentes comportamentos em diferentes escalas (multiple scaling) no tempo e no espaço; atualmente, muitos estudos de variabilidade da precipitação são feitos considerando a análise dos multifractais.
Essa análise é capaz de descrever o comportamento local de medidas, distribuições e funções de forma geométrica e estatística. Os processos multifractais são definidos por leis de escala e por momentos estatísticos dos processos de incrementos em intervalos de tempo finitos. O conceito de processo multifractal foi introduzido por Mandelbrot et al. (1997). Um processo multifractalpode ser, também, considerado como um processo estocástico.

Definição de Processo estocástico: Tendo em conta que uma variável aleatória é uma função definida num espaço amostral Ω , então, um processo estocástico é uma família de variáveis aleatórias $\{X(t), t \in T\}$ definidas em um espaço de probabilidades, sendo que a variável aleatória é definida por uma função de dois argumentos $\{X(t, \omega), t \in T, \omega \in \Omega\}$. Nesse sentido, um processo estocástico X(t) é multifractal se satisfaz a expressão

$$E(|X(t)|^{q}) = c(q)t^{\tau(q)+1}$$
(3.33)

onde $t \in T e q \in Q, T e Q$ são intervalos na reta real, $c(q) e \tau(q)$ são funções com domínio Q. Além disso, assume-se que T e Q têm comprimentos positivos, e que $0 \in T, [0,1] \subseteq Q$. Essa definição permite que se descreva o comportamento multifractal em termos de momentos, onde $\tau(q)$ é a função de escala, e c(q) é o fator de momento de um processo multifractal.

Definição de intermitência: Em termos gerais, a intermitência pode-se ver como a variabilidade da variável com a escala, porem, a existência de um processo uni-escalso (monofractal) o multi-escala(multifractal). Embora que sua definição seja diferente segum a metologia que utiliza-se (Mahrt, 2009).Em efeito, como veremos mais adiante no Capitulo 7, a intermitência corresponde, com o desvio da forma linear da curva.

Definição de variavis independentes e indenticamente distribuídas (iid): Um conjunto de variáveis aleatórias é considerado *iid* quando todos tem a mesma distribuição de probabilidade e todas são mutuamente independentes.

3.4.5.3 Principios de cascata

O comportamento de um sistema multifractal pode ser análogo ao comportamento tipo cascata que se observa no fenômeno da turbulência. Para descrever as propriedades dos multifractais, geralmente, utiliza-se o conceito de cascata (Schertzer and Lovejoy (1987, 1989); Lovejoy and Schertzer, (1990a, 1990b)). O fenômeno de cascata da turbulência é utilizado para pesquisar e simular a invariância da escala. Tem como fundamento que a tendência da turbulência é de se concentrar localmente à medida que se diminui a escala, o que resulta no aumento da heterogeneidade com a diminuição da escala. A turbulência pode ser estimada em função da energia que se transfere para as escalas menores. São características fundamentais de um fenômeno de tipo cascata, onde a invariância de escala e conservação de fluxos ocorre desde as escalas maiores até as escalas menores.

As cascatas são definidas mediante um algoritmo iterativo do tipo dividir e multiplicar no intervalo (Mandelbrot, 1974; Riedi, (2003, 2009)). Em continuidade ao texto, descrever-se-á a construção de uma cascata para o caso de uma cascata binária. Inicia-se localizando uma massa unitária no intervalo [0,1]. Em seguida, o intervalo é dividido nos subintervalos [0,1/2) e [1/2,1]; se a cascata fora de ordem *n*-ária no lugar de binária, a subdivisão seria feita em *n*-intervalos. Após, a massa de cada subintervalo é multiplicada por variáveis aleatórias independentes e identicamente distribuídas (*iid*) $W_{1,1}$ e $W_{1,2}$, respectivamente. No seqüência, o processo é repetido recursivamente em cada um dos subintervalos.

Sejam $W_{j,k}$, $k = 1, ..., 2^j$ os multiplicadores envolvidos na *j-ésima* iteração. Observe-se, também, que cada um dos subintervalos na construção binária é um intervalo diádico com $\lambda = \lambda_{j,k}$, onde cada ponto $x \in [0,1]$ está incluso em um único intervalo diádico de largura 2^j . Finalmente, seja *J* o número de iterações empregadas no procedimento construtivo. Então, a cascata canônica de Mandelbrot $Q_j(x)$, no caso binária, define-se como

$$Q_J(x) = \prod_{\substack{j=1\\k:x \in \lambda_{j,k}}}^J W_{j,k}$$
(3.34)

em que os multiplicadores $W_{j,k}$ devem ser estritamente positivos. Para garantir a convergência da cascata, eles devem ser padronizados de tal forma que E[W] = 1. Então, a função de escalonamento $\zeta(q)$ é dada, conformeRiedi (2003, 2009), como

$$\zeta(q) = -\log_2 E[W^q] \tag{3.35}$$

ou seja, a distribuição dos multiplicadores controla a função de escala e, portanto, as propriedades multifractais da cascata.

Definição de Intervalo diádicos: Um intervalo diádico de escala j e na posição k é um intervalo da forma (84,89):

$$\lambda = \lambda_{j,k} = \left[\frac{k}{2^j}, \frac{k+1}{2^j}\right) \tag{3.36}$$

onde cada ponto $x_0 \in \mathbb{R}$ esta incluído em um único intervalo de escala *j*, denotada $\lambda_j(x_0)$. Dado um número C > 0, o intervalo $C\lambda$ pero que é C vezes mais amplo. Denotamos com Λ_j ao conjunto de todos os intervalos diádicos de escala *j*.

3.4.5.4 Revisão do modelo $\boldsymbol{\beta}$

Como já mencionadodo anteriormente, o processo estocástico monofractal pode ser definido com a ajuda de uma única co-dimensão; então, examina-se sua estrutura de probabilidade na medida em que a cascata se desenvolve. Lembrando que C > 0, e que dois estados especificam as estatísticas dos multiplicadores, tem-se

$$Pr(\mu\varepsilon = \lambda_0^c) = \lambda_0^{-c} \qquad (alive) \tag{3.37}$$

$$Pr(\mu\varepsilon = 0) = 1 - \lambda_0^{-c} \quad (dead) \tag{3.38}$$

onde λ_0 é a proporção de escala de um único passo (inteiro). Relembrando que a magnitude do impulso $\mu \varepsilon = \lambda_0^c > 1$ é escolhida de modo que, em cada passo da cascata, o conjunto, em média, seja conservado, tem-se:

$$\langle \mu \varepsilon \rangle = 1 \Leftrightarrow \langle \varepsilon_n \rangle = \langle \varepsilon_0 \rangle \tag{3.39}$$

Em cada passo na cascata, as frações diminuíram pelo fator $\beta = \lambda_0^{-c}$ (conhecido como modelo β). O inverso se dácom sua densidade de fluxo de energia, que é aumentada pelo fator $1/\beta$ para garantir a conservação (média). Considere-se, agora, como as probabilidades evoluem na medida em que se aumenta o número de etapas em cascata. Após n passos, o efeito de dicotomia de cada interseção final ("*dead*") ou

48

temporária ("*alive*") é amplificado pelo total de *n* passos segundo a proporção de escala $\lambda = \lambda_0^n:$

$$Pr(\varepsilon_n = (\lambda_0^n)^c = \lambda^c) = (\lambda_0^n)^{-c} = \lambda^{-c} \qquad (alive)$$
(3.40)

$$Pr(\mu \varepsilon = 0) = 1 - (\lambda_0^n)^c = 1 - \lambda^{-c} \qquad (dead) \qquad (3.41)$$

Assim, a densidade diverge com uma ordem (algébrica) de singularidade c, mas com uma probabilidade (algebricamente) decrescente, sendo atenuadade forma decrescente para zero.

CAPITULO 4- ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO VIA SATÉLITE TRMM

4.1 Introdução

O capítulo propicia, inicialmente, uma revisão de literatura sobre o emprego de dados de precipitação estimada pelo satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), em especial, oriundos dos produtos 3B42-RT e 3B43-V7 nas escalas diária e mensal. Destaca-se, como contribuição particular, a determinação das bases de dados satelitais que evidenciam um melhor desempenho no sentido de melhor expressar os padrões de similaridade e de variação da precipitação na região sudeste do Brasil e Amazônia quando contrastadas com bancos de dados observacionais de postos pluviométricos.

Cada base de dados satelitais possui um procedimento distinto de aquisição de informação. Propõe-se um processo de validação baseado em testes paramétricos e não paramétricos, que permita definir o conjunto de dados que serão utilizadas para analisar a variabilidade da chuva e identificar tendências de longo prazo. Ademais, propõe-se um arcabouço metodológico para avaliar os dados de alta, média e baixa resolução temporal tendo como referênciala análise de multirresolução (AMR), que consiste, essencialmente, em aproximar uma dada função em diferentes níveis de resolução.

Cabe ressaltar que, neste capítulo, apresenta-se uma caracterização da pluviometria nas áreas previamente mencionadas, que receberam especial atenção nesta tese, ou seja, sudeste do Brasil e região amazônica. Note-se que as bases de dados satelitais serão ainda mais profundamente analisadas nos Capítulos 5, 6 e 7.

4.2 Formulação do problema

A precipitação é uma componente vital do ciclo hidrológico, constituindo-se em elemento fundamental para uma melhor compressão de sua variabilidade espaço-temporal. Todavia a sua alta variabilidade espaço-temporal torna difícil o monitoramento pelos métodos convencionais por meio de pluviômetros e de pluviógrafo. OMM (2008), por exemplo, observa que, na medida em que um dado pluviômetro ou pluviógrafo apresenta área de coleta da ordem de 10⁻¹ m², há severas limitações na representação quantitativa espacial da chuva.

As deficiências ocorrem, em Hidrologia, na escala de uma bacia hidrográfica, envolvendo a microescala, a mesoescala e a marcoescala, desde áreas menores, denominadas por elementar e experimental (ordem do quilômetro quadrado), passando por dimensões representativas (ordem de dezenas de quilômetros quadrados), a áreas mais extensas (ordem de milhares de quilômetros quadrados). A discussão sobre escalas em hidrologia, incluindo nomenclatura e análise de escalas que abrangem do meio poroso aos processos físicos que compõem o ciclo hidrológico, encontra-se discutida e delimitada, por exemplo, em Dooge (1986), em Araujo (2006), EIBEX (2008), em Araujo (2016), entre diversos outros relatos e trabalhos disponíveis na literatura.

Neste ponto, destaca-se que as técnicas de estimativa espacial da precipitação apresentam dificuldades intrínsecas para medidas precisas, porquanto os pluviômetros fornecem medidas de natureza pontual da chuva, não sendo representativa naturalmente da distribuição pluviométrica que ocorre em uma região.

Uma alternativa complementar são os radares que podem fornecer dados de alta resolução, tanto no espaço quanto no tempo, mas são, até certo ponto, limitados em muitas situações quanto à adequada propagação do sinal eletromagnético. Essa limitação, notadamente quando se examina o entorno da área em que o radar está localizado, passível de perturbações face ao relevo nas sua vizinhança, reflete-se no desafio de efetuar adequado diagnóstico quanto à composição de tamanho e de forma das gotículas de água que formam as nuvens e correspondente estimativa do volume de água precipitável.

Nessa linha de argumentação, registre-se, também, o alto custo para a instalação e manutenção de estações de superfície e de radares meteorológicos. Tendo em vista as dificuldades intrínsecas existentes nos métodos tradicionais de medição de chuva e que podem constituir, em algum momento, o que se denomina de verdade terrestre, optouse por explorar, nesta tese, o emprego de imagens de satélite para estimar a precipitação em uma determinada área de tal forma que fosse possível atingir maior cobertura espacial e temporal de ocorrência do fenômeno.

De fato, uma alternativa que surgiu para a construção da análise proposta foi examinar o monitoramento da atmosfera por meio de sensores remotos de larga escala com repetitividade na escala global para estimar a precipitação em uma determinada área com média e alta resolução espacial e temporal incorporando variações, no espaço, da ordem de quilômetros a milhares de quilômetros e, no tempo, de hora e de dia a meses. Atualmente, há diferentes algoritmos e procedimentos para estimativa de precipitação através de imagens baseadas em satélites.

Destacam-se, entre os principais satélites e técnicas disponíveis para estimativas de precipitação, os seguintes: *Geostationary Operational Environmental Satellite*

(GOES), Meteorological Satellite (METEOSAT); National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA); Geostationary Meteorological Satellite (GMS); Defense Meteorological Satellite Program (DMSP); Climate Prediction Center Morphing Method (CMORPH); Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN); Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS), e o Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Este último recebeu especial atenção neste pesquisa, tendo, como objetivo específico, a medição de precipitação nos trópicos.

Para dar continuidade às estimativas realizadas pelo TRMM, a NASA (U.S.A. *National Aeronautics and Space Administration*) desenvolveu o programa *Global Precipitation Measurement* (GPM). Ambos carregam, a bordo, sensores em bandas espectrais situadas nas regiões do visível (VIS) e do infravermelho (IR). É oportuno mencionar que outra base de dados utilizada em muitos trabalhos corresponde ao produto MERGE do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), o qual consiste em uma técnica que combina dados de precipitação estimada pelo algoritmo 3B42RT do TRMM com dados de precipitação observada para a região da América do Sul, que, por sua vez, são reportados em uma base de dados regular mantida pelo Sistema Mundial de Telecomunicações, incluindo plataformas de coleta de dados e centros regionais no Brasil (Rozante *et al.*, 2010; Vila *et al.*, 2009).

4.3 Estimativa da precipitação por satélites

As técnicas de estimativa de precipitação mediante imagens de satélite têm se tornado excelentes ferramentas para estimar precipitação na escala temporal e espacial. O conhecimento da qualidade dos dados de precipitação com média e alta precisão na resolução espaço-temporal é fundamental para o planejamento estratégico da gestão de recursos hídricos, previsões e avaliação de desastres de enchentes e secas (Collischon *et al.*, 2007; Getirana, 2010; Xavier, 2012; Hou *et al.*, 2014; Liu, 2014; Araujo, 2016). Nas últimas décadas, foram desenvolvidos vários sistemas de sensores instalados a bordo de satélites orbitais para mensuração de sistemas precipitantes.

As primeiras técnicas desenvolvidas para estimar precipitação eram baseadas em informações do visível (0,3 a 0,6 µm), infravermelho (0,6 a 14,0 µm); logo depois, começaram a ser utilizadas as informações geradas por sistemas passivos na faixa de micro-ondas (*passive microwave* - PMW) ou por sistemas ativos (*active microwave*-

AMW). Na faixa do visível(VIS), a estimativa de precipitação é feita com base na mensuração do brilho da luz do Sol (reflectância) do topo das nuvens, que é indicativo de sua espessura e passível de ser relacionada com a tendência de ocorrência ou não de chuva, Por sua vez, no canal infravermelho (IR), a estimativa é realizada com base na temperatura de brilho do topo das nuvens, que é relacionada com sua altura e espessura, podendoser traduzida na probabilidade de chuva (Maidment, 1993; Petty, 1995; Quiroz Jiménez, 2011). Em geral, cada técnica possui incertezas associadas em suas estimativas (Tustison *et al.*, 2001; Hrachowitz e Weiler, 2009).

Uma das limitações básicas no uso das imagens na faixa do visível e do infravermelho está relacionada ao fato de que nem toda nuvem brilhante e de topo frio produz chuva nem toda nuvem precipitante é brilhante e de topo frio (Ouallouche *et al.*, 2014). Diversos estudos apresentam essas limitações, diante do fato de que as radiações nessas faixas não penetram efetivamente na nuvem, sendo superadas ou complementadas, sob o ponto de vista dessa restrição, pelo uso de sensores de micro-onda (MW) que apresentam, então, nessa perspectiva, maior eficiência nas estimativas de precipitação (Smith *et al.*, 1998; Nicholson *et al.*, 2003(a,b); Ramage *et al.*, 2003; Fisher, 2004; Layberry *et al.*, 2006). Na região espectral das micro-ondas (MW), o comprimento de onda é relativamente longo, o que faz com que a interação da radiação com nuvens seja relativamente fraca, e a interação com gotas de chuva seja forte. Esse aspecto favorece a eliminação da tendenciosidade característica dos métodos que usam imagens ópticas, no visível (VIS) e/ou no infravermelho (IR).

Arkin e Meisner (1987) mostraram que as estimativas baseadas em IR apresentam uma correlação baixa com a precipitação em escalas pequnas de tempo, mas são relativamente bem correlacionadas com escalas de tempo maiores do que um dia com resolução de 2,5° x 2,5°. A micro-onda também possui algumas limitações, a saber: 1) na resolução temporal, o período de passagem do satélite sobre o mesmo local é demasiadamente espaçado (duas vezes ao dia) dependendo do satélite e da altitude (Gonçalves, 2011), o que pode eventualmente dificultar a estimativa detalhada e integrada dos valores de totais precipitados ao longo do tempo para uma dada área; 2) sua resolução espacial de 25 km, em média, também é considerada baixa quando comparada com bandas do visível e do infravermelho (Petty, 1995; Collischonn, 2006). As técnicas que utilizam observações em micro-ondas (*microwaves* – MW) admitem conceitos mais diretos entre as taxas de chuva e a microfísica das nuvens, estimulando que a combinação entre imagens IR e MW venham sendo exploradas por vários autores

nos últimos anos com o objetivo de aproveitar a resolução espacial e temporal dos sensores IR e da forte correlação de MW com a precipitação.

É interessante acrescentar, nesta revisão, comentário sobre o produto CMORPH, embora não empregado na presente tese. Em sua concepção inicial, o CMORPH usa estimativa de precipitação oriunda de satélites de órbita polar mediante o emprego de sensores IR para estender a precipitação estimada a partir de dados do tipo MW. Além disso, a forma e a intensidade da precipitação apresentada são modificadas durante o período de tempo entre leituras do sensor de MW, fazendo-se uma interpolação linear ponderada em função do tempo (Joyce *et al.*, 2004). Posteriormente, a técnica passou a incorporar, também, informações de pluviômetros.

Em especial, nesta tese, optou-se pelo uso do TRMM, que mereceu, então, destaque textual mais extenso no relato desenvolvido. Estimativas de precipitação a partir do emprego conjunto de satélites e pluviômetros são produzidas operacionalmente a partir da missão batizada de TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission).

Jobard (2001) observou que as estimativas de chuvas dos produtos TRMM 3B42 e GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*), combinando dados de IR e MW de satélites geoestacionários e dados de redes de pluviômetros, são as mais representativas da variabilidade da precipitação. Os dados TRMM mostram-se como alternativa para regiões com baixa densidade de pluviômetros, como é o caso de grandes bacias hidrográficas. Em estudos de modelagem hidrológica, estimativas por meio do TRMM podem servir como entrada ou serem assimilados em modelos hidrológicos concentrados, semidistribuídos ou distribuídos.

A título de ilustração sobre a performance de dados TRMM, Buarque et al. (2011) observaram, ao comparar os dados de precipitação diária do CMORPH com os dados 2B42 do TRMM, melhor desempenho e maior correlação do TRMM com os dados dos pluviômetros na bacia Amazônica. Cohen Liechti *et al.* (2012), por sua vez, analisaram os produtos CMORPH e TRMM 3B42 na escala diária na bacia do rio Zambeze, na África. Nesse último trabalho, os resultados mostraram que os dados do CMORPH superestimaram a precipitação aproximadamente em 50% quando avaliados em contraste com as observações de pluviômetros apresentando menor correlação, ao final, quando comparados com o desempenho de dados TRMM.

O programa TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), desde que foi lançado em 1997, representa um grande passo em relação ao futuro na utilização de sensores passivos e particularmente de sensores ativos de micro-ondas a bordo de

satélites. O interesse gerado em torno da radiação de micro-ondas é não somente devido à possibilidade da utilização de imagens de radar nas estimativas de precipitação, mas também na utilização, em conjunto, de imagens e de algoritmos multiespectrais (Levizzani, 2000).

A particularidade dos dados TRMM é devida ao fato de que os algoritmos para estimativa das precipitações combinam diferentes tipos de dados. De fato, a plataforma TRMM dispõe de sensores de micro-ondas (TMI TRMM *Microwave Imager*), radar (PR para *Precipitation Radar*) e visível/infravermelho (VIS / IR) (Silva *et al.*, 1996; Jobard, 2001). Finalmente, o produto TMPA (*TRMM Multisatellite Precipitation Analysis*) emprega três fontes adicionais de dados, como segue: instrumento combinado TRMM (TCI), que combina dados de ambos TMI e PR – produto 2B31 (Haddad *et al.*, 1997a,b); análises pluviométricas mensais do Centro Global Climatológico de Precipitação (GPCC) (Rudolf, 1993); e o Sistema de Avaliação e Monitoramento Climático (CAMS), que são análises pluviométricas mensais desenvolvidas pelo Centro de Precipitação Climática (CPC) (Fensterseifer, 2013).

Maiores detalhes serão fornecidos na seqüência do texto. No presente trabalho, quando se atribuir a denominação de produto TRMM, estar-se-á referindoàs estimativas do TMPA.

4.3.1 Tropical Rainfall Measuring Mission – TRMM

A missão de mensuração das chuvas nos trópicos (*Tropical Rainfall Measuring Mission* – TRMM), lançada em 27 de novembro de 1997 pela Administração Nacional da Aeronáutica e do Espaço (*National Aeronautics and Space Administration* – NASA), em parceria com a Agência Japonesa Aeroespacial (*Japan Aerospace Exploration Agency* – JAXA), foi projetada para monitorar a distribuição temporal e espacial e variabilidade da precipitação tropical (Kummerow *et al.*, 2000).

TRMM é um satélite de baixa órbita terrestre (*LEO*), que é usado, principalmente, para estudar as características de precipitação tropical e subtropical. O satélite está equipado por cinco instrumentos sensores, notadamente imageador de micro-ondas (*Microwave Imager - TMI*), radar de precipitação (*Precipitation Radar - PR*), sensores no visível e infravermelho (*Visible and Infrared Scanner - VIRS*), sensor para o imageamento de relâmpagos (*Lightning Imaging Sensor - LIS*) e o sensor de

energia radiante e de nuvens (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System - CERES*) (TRMM, 2004; Huffman *et al.*, 2007; TRMM, 2010; NASA, 2013, TRMM, 2014).

Os produtos dos sensores TMI, PR e VIRS são integrados através de uma série de algoritmos calibrados. Dentre os principais produtos disponibilizados, está o TRMM *Multisatellite Precipitation Analysis* (TMPA) (Huffman *et al.*, 2007; Huffman *et al.*, 2010). O TMPA baseia-se na combinação de estimativas realizadas na faixa de microondas e do infravermelho. A análise é constituída por uma série de algoritmos calibrados que permitem estimar a precipitação por multisatélites, ou seja, implica a combinação dos sensores do TRMM com outros sensores envolvendo SSM/I (*Spatial Sensor Microwave/Imager*) do satélite DMSP, AMSR-E (*The Advanced Microwave Scanning Radiometer*) do satélite AQUA, MHS (*Microwave Humidity Sounders*) do satélite NOAA e TMI (*TRMM Microwave Imager*) do satélite TRMM) e dados de superfície, permitindo obter os mais variados produtos numa tentativa de melhorar a estimativa da precipitação nas escalas temporal e espacial, conforme configuração esquemática apresentada na Figura 4.1, disponibilizada para a região compreendida entre 50 °N e 50 °S, com resolução espacial de 0,25° x 0,25° e resoluções temporais de três horas, diária e mensal (Huffman *et al.*, 2007).

Com efeito, os pesquisadores têm combinado esses sensores com outros satélites e dados de superfície, por meio de diferentes algoritmos, permitindo obter os mais variados produtos numa tentativa de melhorar a cobertura e a resolução para estimativa da chuva. Entre esses produtos, podem ser relacionados os seguintes: TRMM-2B31 (TMI + TRMM PR), TRMM- 3B42 (TRMM *and Other Data Precipitation Data Set*), e TRMM-3B43 (*TRMM 3B43 and Other Sources Rainfall Product*) (Huffman *et al.*, 1995; Huffman et al., 2007).

Cabe destacar que o usuário não acessa as informações brutas dos sensores, mas os produtos derivados das diferentes combinações. As estimativas obtidas por meio do TMPA são calculadas para todo o período do TRMM (de janeiro de 1998 até o 16 de junho de 2015). Na Tabela 4.1, são apresentados os produtos derivados de múltiplas fontes TMPA.



Figura 4.15- Fluxograma de processamento e produtos da estimativa da precipitação do satelite TRMM. Fonte: Collischonn (2006).

Entre os produtos TMPA, estão os produtos da versão 7 de escala diária 3B42 (pós-processamento) e 3B42RT (em tempo real). O produto 3B43-v7, por sua vez, é o resultado da combinação de dois produtos, nomeadamente a estimativa a cada 3 horas do algoritmo 3B42-v7 e a precipitação observada por pluviômetros do projeto GPCC (*Global Precipitation Climatology Centre*) e do sistema CAMS (*Climate Assessment and Monitoring System*) em escala mensal.

Como previamente mencionado, o TMPA está disponível tanto na forma de pósanálise (3B42) como em tempo real (3B42RT), ambos com a mesma resolução espacial e abrangendo a mesma faixa do globo que o produto 3B43. A resolução temporal é 3 horas, permitindo comparar as observações registradas pelos pluviômetros ou calcular o ciclo diário. O produto 3B42RT não leva em conta os dados de precipitação pluviométrica do GPCP, contando, também, com algumas simplificações no seu processamento. Uma descrição completa do algoritmo pode ser encontrada em Huffman *et al.* (2007), assim como também em Huffman *et al.* (2010).

Produto	Breve Descrição
3B42	Produto de chuva de 3 horas com combinação de múltiplos sensores e de diferentes satélites
3B42 derived	Produto com precipitação diária acumulada de 0 UTC a 24 UTC
3B43	Produto de precipitação mensal com combinação de múltiplos sensores de satélite
3B42RT	Produto experimental com combinação de múltiplos sensores sem correção de pluviômetros
3B42RTderived	Produto experimental de chuva acumulada 0 UTC a 24 UTC.
3B40RT(HQ)	Produto experimental com base em micro-onda intermédia de 3 hr- $0,25^\circ$ x $0,25^\circ$
3B41RT	Produto experimental com base em infravermelho (IR(de 3 horas - $0,25^{\circ}$ x $0,25^{\circ}$

Tabela 4. 1- Características dos produtos derivados de múltiplas fontes TMPA

Fonte: TRMM (2014).

No Brasil, vários foram os estudos que empregaram as estimativas do TRMM para quantificação de eventos pluviométricos, análise da variabilidade espacial e temporal das precipitações, e correlação das chuvas com fenômenos atmosféricos, climáticos, hidrológicos e ambientais, realizados numa abordagem meteorológica ou climática ou ainda hidrometeorológica e referente a diversas localidades do globo, da América do Sul ou do próprio território brasileiro.

De forma geral, as estimativas de precipitação proveniente dos dados TRMM têm se mostrado de grande potencial como informação para diferentes pesquisas. No Brasil, a avaliação da qualidade das estimativas do TRMM são estudadas, como pode ser constatado, por exemplo, em Ramage *et al.* (2003). Complementarmente,

Collinschon *et al.* (2006, 2007) encontraram erros relativos de 9% para a precipitação acumulada anual comparando-a com dados de superfície. Valores semelhantes foram obtidos por Nóbrega *et al.* (2008 a, b) quando contrastando os dados do produto 3B42 TRMM com os oriundos do CPC (Climate Prediction Center). Quando comparados com dados de estações meteorológicas, o erro relativo foi de 5%.

Outros trabalhos desenvolvidos destacam a importância dos produtos resultantes da combinação de diferentes fontes geradas pelo TMPA. Por exemplo, Vila *et al.* (2009) avaliou o desempenho das estimativas de precipitação dos produtos 3B42 e 3B42RT na escala diária para o ano 2004, comparando-os com campos observacionais pluviométricos, configurando uma distribuição não homogênea no litoral do sudeste brasileiro. Os resultados mostraram baixos coeficientes de correlação para os dois produtos TRMM supramencionados.

Fensterseifer (2013) avaliou a qualidade das estimativas de precipitação por satélite dos produtos 3B42V6, 3B42V7 e 3B42RT do TRMM e pelo algoritmo CMORPH utilizando dados de precipitação observados sobre a bacia do Alto Jacuí, no estado do Rio Grande do Sul. Os resultados da análise indicaram que os produtos das estimativas do satélite são capazes de detectar a variabilidade mensal, constituindo, em geral, em uma boa fonte alternativa de base de dados.

Oliveira *et al.* (2014), utilizando as versões 6 e 7 do TRMM, avaliaram o balanço hídrico na região central do Brasil. Concluíram que há uma superestimativa na estimativa da precipitação, para as duas versões, relatando a obtenção de melhores resultados quando a versão 7 foi utilizada.

Salio *et al.* (2015) avaliaram os produtos de estimativas de precipitação por satélite 3B42V6, 3B42V7, 3B42RT, CMORPH, HYDROE (Hydroestimator) e COSCH (Combined Scheme) sobre a América do Sul. Os resultados mostraram que os algoritmos combinados, os quais integram informações de micro-ondas e observações de superfície, mostram melhor desempenho nas estimativas, com forte tendência a superestimar os valores extremos de precipitação superiores a 70 mm. Esse efeito é fortemente evidenciado no norte e no centro da Argentina e sul do Brasil.

Melo *et al.* (2015) verificaram a qualidade dos produtos TRMM versão 3B42-V6 e 3B42-V7 nas escalas diária e mensal para uma série temporal de 14 anos, comparando com dados de precipitação de estações meteorológicas distribuídas por todo o Brasil. Os resultados evidenciaram que as estimativas diárias são imprecisas para as duas versões. Em geral, ambas as versões apresentaram um bom desempenho em base mensal, mas não foi identificada uma melhora significativa entre as versões.

Almeida *et al.* (2015) avaliou a estimativa da precipitação do produto 3B43 do satélite TRMM no período (2004-2008) com dados de sete estações meteorológicas convencionais no estado do Amazonas. Os resultados apontaram que as estimativas do TRMM foram similares aos dados de superfície e representaram bem a variabilidade sazonal das chuvas.

Vásquez *et al.* (2015), por sua vez, analisaram a precipitação extrema sobre a região sudeste do Brasil com base nos postos pluviométricos e nos dados TRMM3B42-RT segundo a escala temporal de 3 horas para o mês de dezembro de 2013, evidenciando-se informação bastante relevante para identificar o comportamento dos dados de chuva. Na análise, apontou-se que, dependendo do número de horas acumuladas, pode haver diferentes aderências entre os dados pluviométricos e de TRMM.

Adicionam-se, ainda, para finalizar esta seção, alguns trabalhos que empregaram dados TRMM com diferentes finalidades, sem pretender esgotar o assunto tendo em vista a diversidade de aplicações apresentadas na literatura com base nos dados desse satélite.

Por exemplo, Motta (2008) avaliou a sensibilidade e acurácia dos dados de precipitação do TRMM nas escalas diária e mensal no balanço hídrico. Observou, inicialmente, que os dados do TRMM-3B42 superestimaram a precipitação de natureza pontual, coletada por pluviômetros, mas apresentaram mais consistência na reprodução das variações sazonais da chuva na escala mensal em bacias hidrográficas no Pará. Na pesquisa, o autor explorou ainda o potencial de substituição da série promediada de dados de postos pluviométricas por valor médio de dados de chuva via TRMM no modelo hidrológico concentrado SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure) (Lopes *et al.*, 1981), denotando o potencial de uso de dados de satélite em estudos de modelagem chuva-vazão.

Spitz (2014), segundo outro prisma, avaliou os dados dos produtos TRMM (precipitação) e MODIS (temperatura da superfície terrestre continental e vegetação) nas escalas diária e mensal, para definir uma rede de monitoramento hidrometeorológico ótima para a bacia hidrográficado Dois Rios, localizada na região serrana do estado do Rio de Janeiro, contígua à bacia do rio Piabanha, também situada na região serrana do estado. Os resultados mostraram representaram a variabilidade

hidrometeorológica da região. Em especial, a partir de estudos de regionalização hidrológica mediante o emprego de componentes principais e de referencial geoestatístico, identificam o potencial de uso de correlações espaço-temporais e semivariogramas extraídos a partir de dados TRMM e MODIS para melhor configurar rede adequada de medição de variáveis hidrometeorológicas, notadamente chuva, vazão e evaporação. Apontam que a disponibilidade da informação satelital com ampla cobertura espaço-temporal oferece robustez e confiabilidade, permitindo desenvolver análises estatísticas mais elaboradas em contraposição à precariedade e lacunas de informação encontradas reiteradamente quando se examinam as redes de coleta de dados observacionais fluviométricos e de natureza hidrometeorológica coletados in situ.

Oliveira (2014), por sua vez, analisou a relação entre a precipitação e o deslizamento de encostas com formação de cicatrizes de escorregamentos gravitacionais de massas de terra com bases de dados pluviométricos e dados estimados pelo TRMM na cidade de Nova Friburgo, situada na bacia do Dois Rios, que está situada na região serrana de Rio de Janeiro. O trabalho explora os valores acumulados de chuva deflagradores de deslizamento de encostas com base em períodos de tempo (Oliveira *et al.*, 2016). Os resultados indicaram que os deslizamentos, em sua maioria, estão associados a eventos de ZCAS e da Zona de Convergência de Umidade (ZCOU), tendo conseguido definir limiares de chuva para a ocorrência de deslizamento como subsídio a estratégias operacionais de acompanhamento de eventos extremos por parte da defesa civil do município e população (Oliveira *et al.*, 2016).

Ao fim do resgate representativo, ainda que parcial, de trabalhos da literatura, destaca-se o trabalho de Araújo (2016), que identificou processos hidrológicos dominantes que ocorrem em diversas escalas na bacia do rio Piabanha na região serrana do Rio de Janeiro com base nos dados observados de precipitação e de vazão e com suporte do sensoriamento remoto nas estimativas de precipitação e de umidade do solo. O estudo emprega ainda modelos hidrológicos para perfazer o balanço hídrico na região. Os resultados mostraram que os dados do TRMM3B42RT-v6 apresentam coerência com os padrões das chuvas observadas na bacia, ainda que a região seja montanhosa, destacando diversos eventos extremos ocorridos ao longo do tempo, particularmente, entre eles, o evento de janeiro de 2011 e o evento de chuva intensa de março de 2013.

4.4 Dados e procedimentos

4.4.1 Áreas de estudo

Considerando o objetivo desta pesquisa, duas diferentes áreas de estudo foram selecionadas (Figura 4.2), abrangendo o sudeste do Brasil e parte da região amazônica. Em virtude de recente crise aguda de água na região sudeste, particularmente de abastecimento de água na região metropolitana de São Paulo no período entre 2013 e 2016, com reflexos no conjunto de estados que compartilham fontes comuns de água, especialmente o Rio de Janeiro e Minas Gerais, com casos notáveis também presentes de escassez hídrica no estado do Espírito Santo, debate-se ainda hoje as diferentes causas da escassez de água nos estados do sudeste brasileiro.

Embora tenha sido debelada a crise particular que afetou mais acentuadamente o estado de São Paulo na gestão do sistema Cantareira no que concerne ao ao seu ponto crítico, permanece, na sociedade civil e nas instâncias de decisão governamental, grau de incerteza significativo para a gestão dos recursos hídricos sobre quando será o novo período de seca, tendo em vista que não foi a primeira vez nem será a última que o assunto voltará a ser pauta das preocupações e de prioridade da população, que requer serviço de abastecimento de água e de saneamento e por que não mencionar de energia hidroelétrica compatível com a qualidade de vida que sociedade brasileira demanda.

Diante do cenário exposto, destacam-se alguns temas relevantes para inserir na reflexão com vistas a melhor situar a discussão sob o ponto de vista científico: 1) potencial influência do desmatamento na Amazônia sobre a variabilidade da pluviosidade da região sudeste e sua relação com a crise hídrica na região Metropolitana de São Paulo, empregada aqui como caso emblemático do problema e dos padrões de seca na região; 2) delimitação das influências dos principais fenômenos climatológicos que contribuem significativamente para a variabilidade da precipitação na região.Vásquez *et al.* (2017) propiciam reflexão sobre os dois pontos supramencionados, que merecem exposição nesta tese, tendo em vista que o artigo é oriundo dos estudos aqui conduzidos e expostos com maior detalhamento no presente trabalho.



Figura 4.16- Delimitação das áreas de estudo e localização de estações meteorológicas e dos pontos de grade TRMM utilizados na comparação de dados pluviométricos estimados por satélite e observados *in situ*.

A bacia amazônica é considerado pela comunidade internacional o maior sistema hídrico do mundo, contribuindo para que o Brasil contabilize cerca de 16% dos recursos hídricos do planeta, considerado, sob essa ótica, como um dos países com maiores reservas hídricas do mundo. Desempenha um importante papel nas trocas de energia, umidade e massa entre a superfície continental e a atmosfera, fornecendo condições fundamentais para a manutenção do clima regional e global. Adicionalmente, a floresta amazônica atua como uma das fontes indispensáveis de troca de calor com a atmosfera global por meio de sua intensa contribuição de evapotranspiração na média e alta troposfera e correspondente geração de condições propícias à formação de nuvens convectivas tropicais, contribuindo para a circulação atmosférica em escalas regional e global (Fisch *et al.*, 1998; Marengo, 2006; Nobre *et al.*, 2009 (a, b)) e estando sujeita à interveniência e à geração de fenômenos meteorológicos diversos, como se comenta a seguir.

As linhas de instabilidade, conjunto de nuvens cúmulos-nimbos que se desenvolvem na costa norte-nordeste da América do Sul, associadas à brisa marítima, propagam-se para o interior do continente, ocasionando grandes quantidades de precipitação (Cavalcanti e Kousky, 1983; Cohen, 1989). São classificadas em: (a) linhas de instabilidade costeira (LICs), onde não ultrapassam 170 km de deslocamento horizontal no interior do continente; (b) linhas de instabilidades com propagação do tipo 1 (LIP1), com deslocamento horizontal entre 170 e 400 km; e (c) linhas de instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2), que apresentam deslocamento horizontal acima de 400 km (Cohen, 1989).

Outro sistema que regula o regime pluviométrico na região amazônica é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Sua atividade convectiva começa no oeste da bacia amazônica no início de agosto e atinge o sudeste brasileiro nos meses subseqüentes (Cavalcanti *et al.*, 2009). Está associada a uma banda de nebulosidade e de precipitação com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até a região central do Atlântico Sul (Kousky, 1988).

Complementarmente, a bacia Amazônica comporta-se como um sumidouro de umidade para o centro, sudeste e sul do Brasil, assim como para o norte da Argentina, incluindo a bacia da Prata, contribuindo para a ocorrência de precipitação nessas regiões (Marengo *et al.*, 2004; Marengo (2005, 2006); Satyamurty *et al.*, 2013).

Nesse sentido, Satyamurty *et al.* (2009) mostraram que a atividade convectiva sobre o sul do Brasil e norte da Argentina é influenciada pelo transporte de umidade através da fronteira sul da bacia amazônica, feito pelos jatos de baixos níveis (JBNs) a leste dos Andes. Os JBNs são fortes fluxos observados na baixa atmosfera ao longo de cadeias montanhosas. Esses ventos têm máxima velocidade em torno de 2.000 m de altitude. Ocorrem no lado leste da topografia elevada e são associados a movimentos de grande escala que cobrem extensas áreas. Na América do Sul, os JBNs transportam umidade atmosférica da bacia amazônica para a bacia do Paraná-Prata oriunda do fluxo dos ventos alísios que passam sobre a Amazônia (Cavalcanti *et al.*, 2009).

De acordo com Grimm (2011), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é responsável pelos máximos de precipitação no final da primavera e do verão

austral. Stickler et al. (2013) observou que o vapor de água disponível para as precipitações no Brasil central durante o verão austral vem diretamente da Amazônia.

No mês de dezembro de 2013, um episódio da ZCAS intenso e prolongado, alimentado por um fluxo de umidade desde a Amazônia com forte convergência nos baixos níveis, gerou as enchentes mais severas das últimas décadas na bacia do rio Doce (Marengo *et al.*, 2013). Em geral, o regime de chuvas nessa região é influenciado pela atuação ZCAS, pela passagem de frentes frias e pelas condições de forte instabilidade termodinâmica, muitas vezes incrementada pela atuação do JBN, que transporta umidade da Amazônia para o sul e para o sudeste do Brasil (Figura 4.3).

Outro sistema meteorológico de escala sinótica responsável pelos máximos de precipitação durante o outono austral é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) de acordo com Satyamurti *et al.* (1998), Sousa *et al.* (2005) e Souza e Rocha (2006). A ZCIT decorre da interação de um conjunto de diversos sistemas, tais como a zona de confluência dos alísios de SE e de NE (ZCA), o cavado equatorial, a zona de máxima temperatura da superfície do mar (TSM), a zona de máxima convergência e a banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todos atuando ao longo da faixa equatorial dos oceanos (Uvo, 1989).

Durante agosto e setembro, sua posição encontra-se mais ao norte (em torno de 14° N), enquanto, para sua posição mais ao sul (em torno de 2° S), o deslocamento ocorre em março e abril. Sua migração sazonal está associada ao fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste, influenciando a ocorrência de precipitação (Molion, 1987). A estação mais seca em grande parte da Amazônia, geralmente no sul do litoral da Amazônia, é durante o inverno austral (Carvalho *et al.*, 2004), pois a ZCIT translada-se para o norte, deslocando as fortes atividades convectivas (Chen *et al.*, 2008; Souza *et al.*, 2009).

Grande parte da região Amazônica apresenta seu período chuvoso entre outubro e maio, com média de chuvas acumuladas entre 600 mm a 2100 mm, com máximos principais sobre uma grande região que abrange a porção oeste, centro e sul (Amazonas, Acre, Rondônia, Mato Grosso, Tocantins e sul do Pará) e sobre uma outra extensa área que engloba a porção oriental (que inclui o sul do Amapá, leste do Pará e norte do Maranhão) (Figueroa e Nobre, 1990). Já o período seco ocorre em grande parte da Amazônia durante junho, julho e agosto. Esse período caracteriza-se pela baixa pluviosidade (chuvas abaixo de 50 mm.mês⁻¹) e por longos períodos de estiagem, atingindo, principalmente, o Acre, Rondônia, Tocantins, centro-sul do Maranhão e sul do Amazonas e do Pará. A chuva, nesse período, ocorre em áreas esparsas em forma de pancadas isoladas (Souza e Ambrizzi, 2003).

A atividade da Alta da Bolívia, por sua vez, corresponde à circulação anticíclica de grande escala que ocorre na troposfera superior, centrada, em média, no platô boliviano (Gusmão, 1996), que se forma durante o verão do hemisfério sul (Kousky e Kayano, 1981; Molion, 1993), e contribui para as chuvas que ocorrem principalmente nas regiões norte, parte do nordeste e centro oeste do Brasil (Cavalcanti *et al.*, 2009).

Os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) são, também, sistemas meteorológicos que podem atuar na região amazônica. O VCAN caracteriza-se por centro de pressão relativamente baixa que se origina na alta troposfera e se estende até os níveis médios, dependendo da instabilidade atmosférica, com um centro relativamente frio, com convergência de massa, movimentos verticais subsidentes no seu centro e ascendentes na periferia, e nebulosidade mais intensa, principalmente, na direção de seu deslocamento (Cavalcanti *et al.*, 2009). Estimulam as penetrações pronunciadas de sistemas frontais que organizam e intensificam a convecção tropical, principalmente sobre a porção centro-sul da Amazônia (Kousky e Ferreira, 1981; Virji e Kousky, 1983; Oliveira, 1986), e as manifestações de sistemas de tempo de meso-escala localizada (células ou aglomerados de cumulo nimbus) que comumente se originam devido ao aquecimento da superfície pela radiação solar incidente (Molion, 1987; Fisch, 1997; Correa *et al.*, 2007).



Figura 4.17- Modelo do transporte de umidade na América do Sul ao leste dos Andes na América do Sul pelo JBN (flecha verde mostra o transporte de umidade desde a Amazônia e oceano Atlântico Sul, respectivamente). Fonte: Marengo *et al.* (2004).

Por outro lado, a evapotranspiração da floresta na região amazônica tem um papel fundamental no clima da Amazônia assim como de outras regiões, pois 50% do balanço local de vapor de água é mantido pela evapotranspiração local, além de desempenhar importante papel no transporte de vapor de água para latitudes maiores (Webler et al., 2007). As estimativas são de que a evapotranspiração potencial esteja entre 4,0-4,5 mm.dia⁻¹, com variações sazonais decorrentes da existência ou não de chuvas (Fisch et al., 1998). Porém a região é alvo de constantes ameaças seja pelo desflorestamento seja pelas alterações climáticas. Nesse sentido, muitas são as especulações sobre as causas e padrões de secas e enchentes na Amazônia, em particular no que concerne à seca mais recente ocorrida no período entre 2013 e 2016, abrangendo a Amazônia, o centro, o sudeste e o sul do Brasil, destacando-se, entre elas, variação natural do clima, desmatamento da Amazônia, mudanças climáticas globais, entre outras. Imagens de satélites analisadas pelo projeto PRODES (Programa de Cálculo do Desflorestamento da Amazônia) Digital do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) estimam a taxa de desmatamento durante o período 1988-2016. As regiões que mais sofreram com o desmatamento são partes norte de Mato Groso, sul do Rondônia, sul e leste do Pará. Entre 2015-2016, aproximadamente 7989 km² foram desmatados, registrando-se que uma das principais causas da destruição da Amazônia legal são os avanços da agricultura e da pecuária (Soares Filho *et al.*,2005).

Segundo Salati e Vose (1984), cerca de 50% da água precipitada é referente à evapotranspiração, que corresponde ao vapor de água de volta à atmosfera, sendo que, do montante de 50%, 48% retornam como chuva com média de reciclagem de 5,5 dias (Salati e Vose,1984; Loescher *et al.*, 2005; Spracklen *et al.*, 2012). Wang *et al.* (2009) considera que florestas tropicais, como a Amazônia, funcionam como um "oceano verde". Quanto maior a floresta, maior será o acúmulo de evapotranspiração.

Spracklen *et al.* (2012) demonstraram, com dados empíricos, a importância do desempenho da floresta tropical no transporte de umidade, combinando regiões ricas em vapor de água com regiões pobres. Outro resultado do mesmo estudo apresenta os efeitos do desmatamento, onde áreas desmatadas produz duas vezes menos chuva do que áreas não desmatadas. É de grande importância a conservação da Amazônia, já que a devastação dessa área pode trazer efeito irremediável dada sua importância

4.4.2 Metodologia

Neste capitulo, é enfatizada a metodologia aplicada nesta pesquisa visando atingir o objetivo proposto de comparar as precipitações estimadas por meio de algoritmos que disponibilizam dados de satélite nas regiões da Amazônia e do Sudeste, com dados de precipitação de estações meteorológicas. Foi subdividida em várias etapas que são explicadas com maior detalhamento nos itens a seguir, configuradas esquematicamente conforme o fluxograma simplificado apresentado na Figura 4.4.



Figura 4.18- Fluxograma metodológico geral para organização e processamento dos dados para análise da pluviometria na região amazônica e no sudeste brasileiro.

4.4.2.1 Dados pluviométricos

Utilizaram-se 173 postos pluviométricos na escala temporal diária e mensal no período de 1995-2016 disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA) coletados do endereço eletrônico *http://hidroweb.ana.gov.br/ e* do banco de dados meteorológicos para ensino e pesquisa no endereço *http://www.inmet.gov.br.* A distribução dos 173 postos pluviométricos em ambas regiões de estudo são 80 estações pluviométricas para a região do sudoeste da Amazônia e 93 para a região do sudeste brasileiro.

4.4.2.2 Dados derivados do TRMM

Foram analisadas as séries de precipitação dos produtos derivados de dados obtidos do satélite TRMM, nomeadamente os produtos 3B42 em tempo real e 3B43-V7 (TRMM na escala mensal) com resolução de 0,25° x 0,25°. O produto 3B42 gera estimativa da precipitação de três em três horas, segundo a convenção do tempo universal (*coordinated universal time* ou hora de Greenwich). Foram geradas duas bases de dados: 1) acumulados diários levando em conta os dados de referência obtidos pelos pluviômetros (de 9 horas de um dia até 9 horas UTC do dia seguinte), de forma que tenham intervalos comparáveis aos valores observados em pluviômetros; 2) acumulados mensais obtidos a partir dos acumulados diários.

A abrangência temporal dos dados de precipitação do TRMM utilizados para esta pesquisa contemplou o período entre 03/2000 e 12/2015. Os dados dos produtos 3B42-RT e 3B43-v7 podem ser obtidos a partir dos endereços (https://disc2.nascom.nasa.gov/data/TRMM_L3/TRMM_3B42/) e (https ://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/TRMM_3B43_V7/summary), respectivamente. São distribuídos em grade regular de pontos (grid-point) no formato ASCII no portal da NASA (NASA, 2013). No caso desta tese, os dados são referentes ao quadrante da referida malha que cobre todo o limite das áreas de estudo situadas na Amazônia e no sudeste brasileiro, utilizando 4096 pontos (píxeis) no total, conforme Figura 4.2.

4.5 Validação da precipitação estimada pelo satélite TRMM face a registros pluviométricos

Esta seção desenvolve os procedimentos para cumprir a meta de definir o desempenho das bases de dados satelitais empregadas para melhor representara variabilidade espaço-tempo da precipitação sobre a Amazônia e sobre a região sudeste do Brasil, definidas previamente na Figura 4.2. O processo de validação consiste em comparar as bases de dados com as medições de estações pluviométricas localmente.

Nesse contexto, utilizaram-se diversas técnicas paramétricas e não paramétricas, que permitirão concluir qual das duas bases de dados é a que tem maior validade e representatividade para o caso das áreas de estudo. A base de dados com a melhor performance será posteriormente empregada na análise espacial de desagregação de escalas concebida mediante a proposição do método de desagregação espacial de cascatas multifractais, conforme abordado no Capítulo 6.

Na literatura, em relação aos produtos do TRMM, foram feitos diversos ensaios para comparar os dados de precipitação estimada pelo satélite com dados observados pelos pluviômetros. Alguns autores fizeram comparações pontuais avaliando o valor do ponto central de cada píxel da malha do satélite com o dado de chuva do posto pluviométrico mais próximo (Nicholson *et al.*, 2003; Buarque *et al.*, 2011; Camparotto *et al.*, 2013; Fenterseifer, 2013; Soares *et al.*, 2015), enquanto outros conduziram análises espaciais por meio da comparação da precipitação média sobre uma região, como foi o caso de Collischonn *et al.*,2008). Há ainda aqueles trabalhos que utilizaramm um método de interpolação dos dados dos postos pluviométricos para gerar uma superfície contínua para a região, comparando-a, então, com os pontos de grade do TRMM (Su *et al.*, 2008; Amitai *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2015). Procedimento oposto foi realizado por Feidas (2010), Stampoulis e Anagnostou (2012), Chen *et al.* (2013) e Melo *et al.* (2015), entre outros, que realizaram a interpolação dos dados da grade do TRMM para os locais dos pluviômetros.

Para a avaliação e contraste dos dados, utilizam-se diferentes estatísticas, sendo que as métricas mais comuns nesses tipos de estudos para estabelecer a comparação em termos quantitativos entre os produtos do TRMM e as observações pluviométricas de superfície, podem ser relacionadas como coeficiente de correlação de Pearson (r), erro médio absoluto (EMA), raiz do erro quadrático médio (RMSE), e erro de tendência (Bias) e erro Relativo, o que pode ser comprovado, por exemplo, em Dinku *et al.* (2007,

2010), Hand e Sheperd (2009), As-Syakur *et al.* (2011), Viana *et al.* (2010), Feidas (2010), Karaseva *et al.* (2012), Silva *et al.* (2013), As-syakur *et al.* (2013) e Duan e Bastiaanssen (2013).

4.5.1 Análise Multirresolução (AMR)

A transformada discreta de ondaleta (TOD) tem como principal função transformar um sinal discreto no domínio do tempo para o domínio da freqüência. Utiliza-se um processo de codificação por sub-banda, decompondo o sinal original em diferentes escalas. A análise AMR consiste basicamente em aproximar uma função segundo diferentes níveis de resolução, que pode ser entendida pela aplicação de filtros passa-baixa, associados à função de escala, e filtros passa-alta, associados à função de ondaleta, seguidos de uma subamostragem (*downsampling*). Maiores detalhes podem ser revistos no Capítulo 3.

No trabalho, utiliza-se prioritariamente a *toolbox "wavelet*" do programa Matlab (Mathworks 2015b), a qual possui, em seu catálogo, dezenas de funções préestabelecidas relativas às transformadas de ondaletas (wavelets). A função *wavedec* realiza uma análise de ondaleta unidimensional multinível. Basicamente, realiza-se a análise da ondaleta unidimensional multinível com base na ondaleta mãe de *Haar*. A função consiste em descompor um sinal da seguinte forma: [C, L] = wavedec (*X*,*N*, *'wname'*), quando [C,L] = wavedec (*X*,*N*,*Lo*_*D*,*Hi*_*D*), onde se tem como resultado a decomposição de ondaleta de um sinal X até o nível N, utilizando-se ou uma wavelet existente *'wname'* ou, então, filtros passa-baixa e passa-alta, *Lo*_*D* e *Hi*_*D*, respectivamente, especificados pelos usuário. A função retornará os valores de *C* contendo o vetor de decomposição e *L* contendo o vetor com o tamanho de cada uma das decomposições realizadas, como pode ser mostrado na Figura 4.5.



Figura 4.19- Decomposição do sinal X utilizando função *wavedec*. Fonte: Mathworks (2015c).

3.5.2 Índices de desempenho estatístico

Vários índices estatísticos foram adotados como índices de desempenho para qualificar o desempenho dos dados 3B43-V7 e 3B42-RT em contraste com dados *in situ* adotados como referência. Cabem as seguintes observações: o coeficiente de correlação de Pearson (r) foi utilizado para avaliar a aderência entre os dados 3B42-RT, 3B43 V7 e os dados *in situ*; o erro relativo de viés (BIAS) foi usado para descrever o viés sistemático dos dados; o erro quadrático médio (RMSE) foi utilizado para avaliar o processo de erros e de confiabilidade dos dados, que tem a mesma unidade que a unidade da variável avaliada no conjunto de dados; o erro quadrático médio normalizado (NMSE) foi usado para medir a magnitude do desvio relativo dos dados estimados pelo TRMM em contraposição aos dados *in situ*; NMSE reflete a proporção do desvio de teste dos dados de referência e o desvio inerente da referência de dados, o que efetivamente elimina a interferência da magnitude dos dados para quantificar o erro das estimativas de forma mais objetiva.

Além disso, destaca-se que o coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) (Nash e Sutcliffe, 1970) foi adotados para avaliar o resultado de validação. NSE foi usado para descrever a consistência entre valores observados e simulados, sendo que o coeficiente de eficiência assume valores $-\infty \le NSE \le 1$. NSE igual a 1 indica um ajuste perfeito,

enquanto NSE igual a zero sugere que a média dos valores observados representam melhor que os dados estimados.

Gupta e Kling (2011) mostram que, para a otimização do modelo, NSE varia dentro de um intervalo finito. Além disso, sugerem que valores negativos de NSE, geralmente, não devem ocorrer, a menos que os dados apresentem erros. O NSE é um indicador amplamente utilizado em hidrologia devido a sua flexibilidade para ser aplicado em diferentes modelos matemáticos. McCuen et al. (2006) sugere que as limitações do NSE devam ser consideradas, incluindo sua sensibilidade ao bias em previsão de modelos e o possível efeito de valores atípicos presentes nas séries de valores observados e estimados. Em função das observações precedentes, sua adequabilidade tem sido tema de discussão por diversos autores (Gupta et al., 2009; Krause et al., 2005; McCuen et al., 2006; Schaefli e Gupta, 2007; Ehret e Zehe, 2011). Vários autores propuseram modificações ao NSE (Krause et al., 2005; Oudin et al., 2006; Le Moine, 2008) ou indicadores alternativos (Criss e Winston, 2008; Krause et al., 2005). Legates e McCabe (2013) sugerem que a escolha do indicador adequado pode depender do tipo de regime hidrológico ou do modelo, em que a interpretação do indicador poderia ser difícil, mantendo a recomendação do uso do NSE e de sua forma modificada a partir da proposta apresentada em Legates e McCabe (1999). Argumentam que esses indicadores são superiores e preferíveis a muitas outras estatísticas em função de interpretação intuitiva e porque esses indicadores têm uma base fundamental quando registram o valor zero.Os índices de desempenho com as correspondentes equações estão listados na Tabela 4.2.

Tabela 4. 2 - Lista dos índices de desempenho estatístico para quantificar o desempenho dos dados TRMM: 3B42-RT e 3B43-V7

Índices de desempenho estatístico	Unidade	Equações	Valor perfeito
Coeficiente de correlação de Pearson (r)		$r = \frac{cov(0, P)}{\sqrt{var(0)var(P)}}$	1
Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE)	mm	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (O_i - P_i)^2}$	0
Viés relativo (Bias)	%	$Bias = \sum_{i}^{n} \frac{(O_i - P_i)^2}{\sum_{i}^{n} O_i} x100$	0
Coeficiente de Nash – Sutcliffe (NSE)		$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^{n} (O_i - \bar{O})^2}$	1

Nota: o e p são os valores observados e previstos ou estimados, respectivamente, enquanto \overline{O} representa a média dos valores observados, *cov* (o, p) representa a covariância entre o e p, *var* () indica a variância de o ou de p, e n é o comprimento das séries o e p.

Embora o NSE seja a medida de desempenho mais utilizada em modelagem hidrológica (Gupta *et al.*, 2009; Ewen, 2011; Pushpalatha *et al.*, 2012), não existem normas globalmente e convencionalmente definidas sobre os intervalos a serem utilizados para a interpretação qualitativa da NSE. Legates e McCabe (1999) advertem que os índices de qualidade são freqüentemente mal interpretados por causa da percepção de que eles fornecem a mesma informação que o coeficiente de determinação. Neste trabalho, propõem-se quatro classes de desempenho para efeito de modelagem da aderência (Tabela 4.3), concebido como um guia de referência sobre intervalos de NSE, contendo a discriminação dos resultados emclasses de muito bom, aceitável e insatisfatório (Moriasi *et al.*, 2007).

Tabela 4. 3- Critérios para avaliação qualitativa do ajuste				
Avaliação	$n_t = \frac{SD}{RMSE} - 1$	NSE		
Muito bom	≥2,2	≥ 0,91		
Bom	1,2 – 2,2	0,84-0,91		
Aceitável	0,7-1,2	0,75 - 0,84		
Insatisfatório	≤ 0,7	< 0,75		

Nota: A eficiência do modelo satisfatório pode, então, ser estabelecida dependendo do número de vezes (n_t) que a variabilidade das observações é maior do que o erro médio, considerando-se que o erro médio do modelo é representado pelo *RMSE*, e a variabilidade das observações é dada pelo seu desvio padrão (*SD*).

Na Tabela (4.3), resumem-se essas quatro classes de eficiência do modelo e seu relacionamento com valores NSE, RMSE, n_t e SD. Os limiares de eficiência do modelo para aplicações específicas podem ser justificados e usados sem afetar o valor dos métodos propostos. Os índices apresentados e avaliados aqui representam uma primeira aproximação para antecipar a e justificar a adoção do significado da avaliação de resultados.

4.6 Resultados e discussão

4.6.1 Análises multirresolução de variação temporal e correlação entre píxeis TRMM3B42-RT e estações meteorológicas: evento de precipitação extrema sobre a região sudeste do Brasil

Fortes chuvas são comuns durante o verão na região sudeste do Brasil, especialmente devido ao fenômeno como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Dependendo do local exato em que ocorre um episódio e por quanto tempo ele permanece sobre o mesmo lugar, desastres graves podem se desenvolver. Ao longo de todo o mês de dezembro de 2013, por exemplo, fortes chuvas ocorreram sobre os estados de Minas Gerais (MG) e do Espírito Santo (ES), causando graves danos aos habitantes de muitas cidades dessas regiões. O evento de dezembro 2013 foi causado por uma seqüência de episódios de ZCAS que variaram pouco espacialmente, permanecendo praticamente sobre uma mesma região por todo o mês. A ZCAS tem sido monitorada desde 1987 no Brasil pelo CPTEC, com divulgação no boletim *Climanálise* editado até fevereiro de 2013 (CPTEC, 2013). Atualmente, o CPTEC edita o boletim Síntese Sinótica Mensal (CPTEC, 2014), onde noticia a ocorrência de episódios de ZCAS, que são identificados por características específicas já conhecidas.

Com o objetivo de avaliar a sensibilidade dos dados do TRMM3B42-RT na escala de cada 3 horas face a evento extremo de precipitação sobre a região sudeste do Brasil, realizou-se a análise de multirresolução (MRA) da ondaleta mãe de Haar (Haar, 1910). As séries temporais do TRMM e da estação meteorológica foram submetidos à análise de multirresolução MRA, que permite a decomposição de uma função ou sinal em dois conjuntos de coeficientes, o de aproximações e o de detalhes, correspondendo a diferentes escalas. A escala j corresponde a uma escala de tempo 2^{-j} relativa a Δt presente nos sinais reais. Por exemplo, se $\Delta t = 3$ horas, j = 1 corresponde a uma escala de tempo de 12 horas.

Para a análise dos detalhes das análises de multirresolução das estações e dos píxeis TRMM para a área de estudo, dividiu-se a região em quatro quadrantes na escala de 3 horas. A Figura 4. 6 mostra os quadrantes com as respectivas estações e píxeis TRMM.



Figura 4.20- Quadrantes e píxeis TRMM e estações na escala temporal de cada 3 horas para dezembro de 2013.

Observa-se que, na análise dos dados de chuva durante o evento chuvoso em estudo, nas Figuras (4.7, 4.8, 4.9 e 4.10), avaliaram-se as séries temporais de 3 horas dos postos pluviométricos e dos dados TRMM para o mês de dezembro de 2013, evidenciando-se uma informação bastante interessante para o comportamento dos dados de chuva. Nessa análise, apontou-se que, dependendo do número de horas acumuladas, pode haver diferentes aderências entre os dados pluviométricos e de TRMM.

As Figuras 4.7 a 4.10 mostram a dependência dos detalhes em relação à escala para os níveis de decomposição de j = 6 (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h, D₄-48h, D₅-96h, D₆-192h) das séries das estações dos dados observados e das séries dos píxeis do TRMM mais próximos das estações representativas. Observa-se que há uma maior superestima para as séries dos píxeis TRMM em relação às estações com dados observados para os níveis j = 6 (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h) no tocante aos quadrantes 1 (Nova Venecia e Serra dos Almores), quadrante 2 (Alegre, Linhares, Presidente Kennedy, Santa Teresa, 78 Vitoria e Aimorés) quadrante 4 (Floresta, Ouro branco, São João do Rey, Timóteo e Viçosa). Para o quadrante 3 (Capelinha, Diamantina e Guanhães), que está dentro da região que foi afetada pelo evento extremo de precipitação, a superestimação é menor. A partir do nível de decomposição j = 4 (D₄-48h, D₅-96h, D₆-192h), a variância normalizada das séries temporaisde chuva por satélite para os quatro quadrantes e das séries das estações observadas evidenciam que a correlação é maior entre as séries observadas e as séries estimadas pelo TRMM.

De forma geral, nas diferentes situações, a concordância é maior a partir de 2 dias. Ebert *et al.* (2007) observou que os produtos TRMM integrados a partir da intensidade de precipitação instantânea exibiam grandes incertezas porque o satélite não conseguia medir as chuvas convectivas rápidas com a mesma precisão dos métodos terrestres.

Ringard *et al.* (2015) analisou o desempenho dos produtos TRMM-TMPA (V7 e RT), CMORPH e PERSIANN em várias intensidades nas escalas diária e mensal sobre o norte do Brasil. Os autores notaram que todos os produtos oriundos de plataformas satelitais subestimaram a precipitação.

Salio *et al.* (2015) realizaram una validação diária de estimações de precipitação por satélite a partir dos produtos 3B42V6, 3B42V7, 3B42RT, CMORPH, HYDROE e COSCH, disponíveis sobre o sul da América do Sul. Observaram que os algoritmos híbridos, que combinam informações de micro-ondas e observações de superfície, mostram melhor desempenho nas estimativas, com forte tendência a superestimar os valores extremos de precipitação no norte e centro da Argentina e sul do Brasil.

Pereira Filho *et al.* (2010) compararam estimativas de precipitação do CMORPH sobre a América do Sul, no nível de 8 km de resolução, com observações de precipitação disponíveis nas escalas diária, mensal e anual. Seus resultados mostraram que o correlação entre a estimativa derivada de satélite e a precipitação medida aumenta com o período de acumulação, desde o nível diário até o nível mensal, especialmente durante a estação chuvosa.



Figura 4.21- Variância dos detalhes (D_1 - 6h; D_2 -12h; D_3 -24h, D_4 -48h, D_5 -96h, D_6 -192h) dos píxeis TRMM e das estações com dados observados de precipitação no quadrante 1.



Figura 4.22- Variância dos detalhes (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h, D₄-48h, D₅-96h, D₆-192h) dos píxeis TRMM e das estações com dados observados de precipitação no quadrante 2.



Figura 4.23- Variância dos detalhes (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h, D₄-48h, D₅-96h, D₆-192h) dos píxeis TRMM e das estações com dados observados de precipitação no quadrante 3.



Figura 4.24- Variância dos detalhes (D₁- 6h; D₂-12h; D₃-24h, D₄-48h, D₅-96h, D₆-192h) dos píxeis TRMM e das estações com dados observados de precipitação no quadrante
4.6.2 Avaliação do TRMM3B42-RT e estações meteorológicas no sudoeste da Amazônia do Brasil

A floresta Amazônica possui um regime pluviométrico diferenciado das demais regiões do Brasil. O regime de precipitação é considerado heterogêneo por apresentar altas variabilidades espacial e temporal decorrentes das condições da interação de diferentes sistemas (Marengo *et al.* (2003, 2008)). As análises de mudanças do regime espaço-temporal de precipitação no âmbito de mudanças ou variabilidades nos padrões climáticos são de grande importância por terem um efeito direto no ciclo hidrológico e nos recursos hídricos (Marengo e Nobre, 2009). Nesse sentido, este item tem como objetivo analisar a estimativa do produto TRMM3B42-RT na escala diária para uma região que abrange grande parte dos rios Negro, Purus, Madeira, Simões, Trombeta e Tapajós na região da Amazônia (Figura 4.11). Para tal procedimento, foram utilizados dados de 25 estações pluviométricas, que foram comparados com os dados do algoritmo 3B42 do TRMM.



Figura 4.25- Delimitação da área de estudo: localização dos postos pluviométricos e distribuição espacial dos pontos escolhidos do 3B42RT – TRMM.

A avaliação da qualidade dos dados de precipitação, provenientes do produto 3B42-RT do satélite TRMM, foi conduzida ao longo do período estudado (janeiro de 2001 a dezembro 2013). Na Figura 4.12 (a), apresenta-se a variabilidade espacial dos 82

coeficientes de Pearson das estações pluviométricas entre as estações pluviométricas e a precipitação estimada pelo 3B42-RT. Observa-se maior concordância entre estimativas do TRMM e medição pluviométrica foi obtida entre a região centro e parte da região Sul da bacia do Amazônia (estados de Manaus, Parintins, Itacoatiara e madeira), enquanto menor concordância foi identificada para a região norte, sudeste e parte da região sul da bacia do Amazônia. Esse desempenho pode estar associado ao quantitativo pluviométrico de cada região (maior concordância para regiões de menor total pluviométrico) e à questão de maior facilidade de estimativa de não ocorrência de chuva do que da quantidade de chuva em dias chuvosos. Na Figura 4.12 (b), apresentam-se os gráficos de dispersão dos coeficientes de correlação entre as medições de precipitação das estações e a precipitação provenientes do produto 3B42-RT do satélite TRMM. Os resultados indicaram que mais de 75% dos coeficientes correlação estão abaixo de 0,1.



Figura 4.26- a) Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados TRMM3B42-RT na região sudoeste da Amazônia do Brasil; b) dispersão de dados TRMM3B42-RT.

4.6.3 Avaliações dos dados dos produtos 3B42-RT e 3B43-V7 do TRMM: na escala mensal em comparação com dados in situ na região sudeste e sudoeste da Amazônia

As comparações dos produtos TRMM 3B42-RT e TRMM 3B43-V7 com os dados *in situ* foram realizadas em duas partes. A primeira envolveu o emprego de análises estatísticas das séries observadas das estações pluviométricas e das estimativas de precipitação via algoritmos 3B42-RT e 3B43 V7 acumulados temporalmente na forma pontual, considerando-se os píxeis mais próximos das estações observacionais. Dessa forma, compararam-se os valores de precipitação média acumulada mensal observada e os valores estimados pelo TRMM, sendo que os píxeis amostrados do TRMM para referida validação são concordantes com as coordenadas onde estão localizadas as estações terrestres. O presente estudo analisou séries temporais de 173 postos pluviométricos e dados provenientes do TRMM com uma malha espacial de 4096 píxeis para um período de 14 anos (2001-2015). Os índices de desempenho incluem as métricas r, RMSE, NSE que foram calculadas entre os dados estimados e os valores observados *in situ*. A segunda parte abrangeu a representação gráfica dos índices estatísticos bem como distribuição das respectivas observações *in situ*.

Para verificar se existe ou não correlação linear entre os dados das estações pluviométricas e as bases de dados 3B42-RT e 3B43-V7, empregou-se o coeficiente de correlação de Pearson. Na Figura 4.13, representam-se os resultados do coeficiente de correlação para as duas bases de dados na região do sudeste brasileiro. Nas análises para os dados 3B42-RT, pode-se identificar que mais de 50% dos pixeis analisados apresentam correlação superior a 0,8, enquanto 25% apresentam correlação inferior a 0,76 e uma porcentagem muito baixa de correlações negativas que foram registradas como estando associadas à região do estado de São Paulo. Na análise para os dados 3B43-V7, de forma análoga, observa-se que, na área de estudo, incrementam-se as correlações, mais de 50% dos píxeis analisados apresentando coeficiente de correlação superior ao 0,85, enquanto 25% das estações denotam coeficiente de correlação menor de 0,80. Ao comparar as duas análises, evidenciam-se que os coeficientes obtidos na avaliação dos dados 3B43-V7 apresentaram valores superiores, indicando maior aderência aos dados observados.



Figura 4.27- Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados TRMM na região sudoeste a) análise 3B42-RT; b) análise 3B43-V7; c) gráfico de dispersão para as duas análises.

Na Figura 4.14, pode-se observar a variabilidade espacial dos coeficientes de Pearson para a base de dados 3B42-RT e 3B43-V7 na região sudoeste da Amazônia dos píxeis analisados apresentam correlação baixas. Mais de 50% dos píxeis analisados tem correlação inferior a 0,4 enquanto 25% registram correlação superior a 0,2. Na análise para os dados 3B43-V7, observam-se correlações que 50% dos píxeis avaliados apresentam coeficiente de correlação inferior de 0,2, e 25% têm coeficiente de correlação superior a 0. Ao comparar as duas análises, nota-se que os coeficientes associados à análise dos dados 3B42-TR apresentam maior grau de correlação entre os dados estimados e dados observados, diferentemente da região sudeste.



Figura 4.28- Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados TRMM na região sudoeste da Amazônia a) análise 3B42-RT; b) análise 3B43-V7; c) gráfico de dispersão para as duas análises.

Observa-se que os produtos TMPA funcionam razoavelmente bem na detecção da ocorrência de chuvas. No entanto, o desempenho é mais precário na estimativa da quantidade de chuva em cada píxel. Os coeficientes de correlação apresentaram-se baixos e os erros aleatórios altos. Essas dificuldades em representar os campos pluviométricos em termos de magnitude das precipitações podem estar relacionadas com a variabilidade da precipitação com a topografia (Zhao *et al.*, 2013; Meng *et al.*, 2014) ou em virtude de sistemas sinóticos e climáticos atuantes na região (Costa, 2007; Fuentes *et al.*, 2008; Collischonn *et al.*, 2008). Ademais, segundo Anderson *et al.* (2013), houve a identificação de subestimativas da precipitação por parte dos produtos 3B43 v6 e v7 do TRMM em eventos extremos para a região da Amazônia legal brasileira.

4.7 Considerações finais

De acordo com os resultados obtidos, apresenta-se uma síntese, a seguir, dos principais resultados.

• Análises dos dados 3B42-RT TRMM na escala temporal de 3 horas

Os dados do TRMM estimam adequadamente a precipitação durante o evento de precipitação extrema na região sudeste do Brasil, notadamente ao revelar os padrões de ocorrência de chuva. Os resultados mostram que a aderência em intervalos de tempo menores mostrou-se atenuada para eventos chuvosos menos significativos. Complementarmente, mostra-se que, para intervalos de tempo de análise superiores ao limiar de 2 dias acumulados de chuva, aderências significativas são acentuadas entre dados pontuais e dados dos píxeis TRMM. Os resultados coincidem com o observado por Collischonn (2006), que obteve maior correlação quando delimitou, por tentativa e erro, 25 horas de defasagem entre as informações pluviométricas e estimadas pelo TRMM.

Finalmente, o estudo demonstra que a análise multirresolução é uma boa ferramenta para investigar as propriedades de escala das séries temporais e de examinar a correlação na condição de dependente da escala. A aplicação foi feita com o objetivo de quantificar a influência do período de média temporal na qualidade de recuperação, provendo estatísticas de validação

• Análises dos dados 3B42-RT TRMM na escala temporal diária

As possíveis causas do baixo desempenho mostrado pelas estimativas do 3B42-RT TRMM na bacia amazônica Brasileira pode estar associada: 1) à metodologia utilizada para gerar o algoritmo; a estimativa de precipitação envolve o uso do canal infravermelho mediante emprego de informações de temperatura de brilho do topo de nuvem, correlacionando-as com precipitação à superfície (Arkin, 1979; Maidment, 1993; Petty, 1995; Hanna *et al.*, 2008; Behrangi *et al.*, 2010); complementarmente, cada píxel contém dados instantâneos da estimativa do satélite; 2) à variabilidade da precipitação na região amazônica, que se deve à atuação de sistemas meteorológicos sinóticos (ZCIT, AB, VCAN e ZCAS) e sistemas convectivos de mesoescala (cumulo nimbus isolados e linhas de instabilidade), seguidos dos modos de variabilidade

climática de grande escala, incluindo o ENOS e as influências de anomalias da TSM dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico, que influenciam os padrões de chuvas na região com presença de chuva de origem convectiva de comportamento isolado (áreas pequenas e com forte intensidade). Essa radiografia da complexidade do fenômeno pluviométrico permite inferir ser a causa da da superestimação e da subestimação que o produto de precipitação do TRMM apresentou na região amazônica.

• Análises dos dados 3B42-RT e 3B43-V7 TRMM na escala mensal

Para a região do sudeste do Brasil, observa-se que as estimativas de precipitação provenientes do algoritmo 3B43-V7 reproduzem, de modo geral, o padrão espaçotemporal do regime de chuva na região em relação ao produto 3B42-RT. Maior concordância entre estimativas do TRMM e medições pluviométricas foi obtida na região de continente, enquanto menor concordância foi identificada para a região litorânea. Analogamente, pode-se observa-se que as estimativas de precipitação provenientes do algoritmo 3B43-V7 reproduzem, de modo geral, o padrão espaço-temporal do regime de chuva na região em relação ao produto 3B42-RT.De modo geral, as duas versões dos produtos de satélite TMPA são estatisticamente comparáveis com o conjunto de dados de precipitação mensal no período (2001-2014). Observou-se que existe boa correlação entre as variáveis, sendo recomendada sua utilização, principalmente, em regiões onde os postos meteorológicos são poucos e mal distribuídos.

A partir desse diagnóstico, novas diretrizes de pesquisa podem ser identificadas com vistas a prover uma avaliação integrada no domínio espacial e no domínio da freqüência para estimativa de chuvas associadas a incertezas ao longo do tempo, com desdobramentos na área de regionalização de informações hidrológicas e de previsão hidrometeorológica e correspondentes impactos na escala da bacia hidrográfica. Os resultados produzidos estão de acordo com os resultados de pesquisas precedentes dos produtos TRMM (Collischonn *et al.*, 2007; Franchito *et al.*, 2009 ; Buarque *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2013; Sulimar *et al.*, 2018), que observaram que o comportamento da estimativa na escala mensal descreve melhor a variabilidade espaço-temporal da influência da escala.

Por outro lado, os produtos do TRMM, geralmente, superestimam a precipitação para o caso de chuva leve e moderada, e subestimam a chuva forte (Dinku *et al.*, 2007; Habib *et al.*, 2009; Karaseva *et al.*, 2012; Chen *et al.* 2013a; Sulimar *et al.* 2018). Os erros na estimativa de produtos de satélites devem-se ao fato de que algoritmos como o TRMM 3B43 usam imagens infravermelhas que podem subestimar a precipitação de nuvens baixas e criar alarmes falsos devido a nuvens altas todavia relativamente leves que se encontram a baixas temperaturas (Maidment, 1993; Petty, 1995; Hanna *et al.*, 2008; Behrangi *et al.*, 2010).

CAPÍTULO 5-ANÁLISE HISTÓRICA DA VARIABILIDADE E TENDÊNCIA INTERANUAL DA PRECIPTAÇÃO NO SUDESTE BRASILERO

5.1 Introdução

O presente capítulo foi concebido para examinar com maior rigor o conjunto de técnicas estatísticas para aplicação no estudo de ciclos e tendência de séries temporais de precipitação observada. Neste capítulo, enfoca-se a região sudeste, enquanto, no Capítulo 6, examina-se a Amazônia. Conjuntamente com o Capítulo 4, que avaliou e caracterizou a variabilidade espaço-temporal da chuva na região sudeste do Brasil e na região amazônica com base de dados de satélite TRMM e dados observacionais oriundos de pluviômetros, ambos compõem a segunda perna do tripé metodológico desta tese, que se completa no Capítulo 7, quando se apresenta a técnica de desagregação espacial dos dados TRMM e correspondentes resultados tanto na região sudeste como na Amazônia. Esse tripé (Capítulos 4, 5,6 e 7) encontra-se ancorado nos Capítulos 2 e 3, que proporcionam uma revisão dos fundamentos empregados para as análises subseqüentes conduzidas, e fundamentado no Capítulo 1, em que lançam as fundações, incluindo antecedentes históricos, motivações e objetivos da presente tese.

Neste capítulo, optou-se por concentrar esforços para desenvolver análise em uma particular região da região sudeste, mais especificamente na área do reservatório Cantareira, região de abastecimento importante para a região metropolitana de São Paulo, afetada por severa seca no período 2014-2016. Essa abordagem extensiva e intensiva exemplifica e complementa, assim, a fundamentação da proposição de se estudar a distribuição espaço-temporal da chuva sob o ponto de vista de reconhecer diferentes escalas intervenientes de manifestação do fenômeno, estimulando a identificação de uma solução oportuna e inovadora para prover metodologia de desagregação espacial de dados satelitais de chuva, conforme explicitado na próximo capítulo, com possibilidade de extensões diversas na área de sensoriamento remoto e aplicações nas área de modelagem atmosférico-hidrológica, entre outras diversas possibilidades na área hídrico-ambiental.

O sudeste brasileiro é considerado uma região úmida. É também propenso a deslizamentos de terra e inundações, resultantes de aumentos significativos na precipitação durante a primavera e o verão, causados pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). No entanto, a região enfrentou recentemente uma escassez

surpreendente de chuvas, o que levanta sérias preocupações sobre a disponibilidade de água.

O presente trabalho ensaiou explicar a seca meteorológica que levou ao desequilíbrio hidrológico e a conseqüente escassez de água na região. Técnicas estatístico-matemáticas de Hodrick-Prescott e de ondaleta foram aplicadas às séries de dados hidrológicos e de temperatura da superfície do mar (TSM), incluindo-se, na análise, a superposição de relações estabelecidas mediante o levantamento de índices climáticos mensais. A investigação objetivou detectar ciclos e tendências que poderiam ajudar a explicar os padrões de precipitação e definir um marco para melhorar a previsibilidade de eventos extremos na região.

Os dados históricos hidrológicos observacionais disponíveis incluem chuvas mensais desde 1888 até 2015 e vazões que abrangem o período 1940-2014. A representatividade espacial dos pluviômetros foi testada em relação a estimativas de precipitação por satélite no período de 2000 a 2015. As análises revelaram variabilidade em cinco domínios de escala temporal: infraanual, interanual, quasi-decadal, interdecadal e multidecadal.

Os períodos de oscilação mais fortes revelados foram: para precipitação, de 8 meses, 2,8 e 32 anos; para a TSM do Pacífico na região Niño-3.4, 6 meses, 2,8 e 35,6 anos; para a variabilidade da TSM do Atlântico Norte, 6 meses, 2,8 e 32 anos; para o índice de oscilação decadal do Pacífico (ODP), 8,35 e 27.31 anos. Outras periodicidades menos proeminentes, mas estatisticamente significativas, também foram destacadas. Detalhes podem ser encontrados em Vásquez et al. (2017), reproduzido no Anexo A para maiores detalhes.

5.2 Histórico e antecedentes

A estiagem prolongada que recentemente se mostrou mais evidente nas bacias de contribuição ao Sistema Cantareira, principal manancial para a cidade de São Paulo, região sudeste do Brasil, é analisada por meio de dados históricos de precipitação e de vazão disponíveis, de fácil acesso. No ano 2009-2010, a pluviometria começou a mostrar um declínio constante na estação chuvosa persistindo em 2010-2011, 2011-2012, 2012–2013, 2013–2014 e 2014–2015. O prolongado tempo da seca hidrológico provocou a mais severa escassez de água, provocando séria crise experimentada pela região, com as autoridades lutando mediante procedimentos e técnicas de

gerenciamento da água para garantir o fornecimento para suas principais cidades e circunvizinhanças.

A gravidade dessa particular crise foi revelada, de forma mais proeminente, na cidade de São Paulo, a maior cidade do Brasil em termos de população e economia, cobrindo cerca de 11.1% do PIB nacional.

O sistema de abastecimento de água de São Paulo depende, em sua maior parte, de uma série de seis reservatórios construídos entre 1968 e 1982 (em outras palavras, o "sistema Cantareira" ou "Cantareira") na bacia do alto rio Tietê. Os dois maiores reservatórios da Cantareira começaram a ser construídos em 1977 e começaram a operar em maio de 1982.

Enquanto, no passado, ou seja, em 1987, 2001, 2003-2004 e 2007, os níveis de déficit acima de 80% do volume operacional ocorreram na estação seca, em julho de 2014, o Cantareira caiu, desta vez, para o seu nível mínimo operacional pela primeira vez em sua história. Apesar das restrições de retirada decretadas pela ANA-DAEE (2015) e ANA-IGAM-SEMAD (2015), o sistema permaneceu abaixo do consumo até 30 de dezembro de 2015 (SABESP, 2015).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é uma faixa de nebulosidade e de precipitação orientada para o NW-SE, que se estende da Amazônia ao Atlântico Sudoeste (Kodama, 1992, 1993; Carvalho *et al.*, 2002, 2004), constituindo uma importante característica climatológica do verão austral na América do Sul (Carvalho *et* al., 2004).

A atividade da ZCAS influencia especificamente o clima do sudeste do Brasil, propenso a desastres naturais como deslizamentos de terra e inundações urbanas devido à influência dos intensos eventos de chuva causados pelos episódios da ZCAS (Grimm *et al.*, 2007; Hirata e Grimm, 2016). O último episódio significativo de ZCAS relacionado a São Paulo ocorreu na estação chuvosa de 2010-2011. A ausência de episódios de ZCAS desde então poderia explicar a escassez de água. Outra seca severa ocorreu na região durante 2000-2001, sem episódios de ZCAS durante o verão (Cunningham e Cavalcanti, 2006).

Embora as características conhecidas do fenômeno ajudem a prever a quantidade de precipitação algumas horas antes, ainda não é possível prever sua variabilidade intrasazonal, espacial e temporal, o que, por sua vez, torna difícil produzir previsões precisas de eventos de tempestade ou determinar a localização dos episódios de ZCAS (isto é, se ocorrerá ao longo das zonas continentais ou costeiras) e sua distribuição interanual. Grimm e Tedeschi (2009) investigaram a relação entre El Niño - Oscilação Sul (ENOS) e eventos extremos de chuvas na América do Sul, concluindo que a freqüência e a intensidade de eventos extremos no sudeste da América do Sul são sensíveis ao ciclo ENOS, especialmente no final da primavera e no início do outono do ano seguinte. A busca dos ciclos e tendências na precipitação e suas relações com outros fenômenos tem o potencial de melhorar a previsão sazonal no nível anual e de mitigar os efeitos perigosos oriundos das fortes chuvas e dos eventos de seca.

A variabilidade climática, como variações decadais e multidecadais na temperatura da superfície do mar (TSM) nos oceanos Atlântico e Pacífico, pode causar mudanças nos padrões de precipitação espacial e temporal em vários lugares do mundo através de teleconexões. Seager *et al.* (2010) investigaram as causas oceânicas tropicais da variabilidade interanual para a precipitação multidecadal durante o último século no sudeste da América do Sul (SEAS) e concluíram que a TSM do Pacífico e do Atlântico contribuem na variabilidade da precipitação na SEAS em escalas interanuais e em maior duração. Essas conclusões também mostram que o índice da TSM do Atlântico tropical (calculado de forma promediada na faixa situada entre 20 ° S e 20 ° N) e o índice da TSM da oscilação Atlântico multidecadal (AMO) (média definida sobre a faixa do Equador até 70° N) são altamente correlacionados, o que indica que as anomalias em ambas as regiões variam em fase, tendo, conseqüentemente, concluído que há evidências de que o AMO influencia a precipitação no SEAS.

Diferentes fases do ENOS afetam significativamente os valores de precipitação sazonais e mensais em várias regiões da América do Sul (Grimm e Ferraz 1998a, b; Grimm *et al.*, 1998, 2000; Grimm, 2003, 2004; Grimm e Tedeschi, 2009; Seager *et al.*, 2010). Enfocando especificamente na região da ZCAS e ao longo da costa do sudeste brasileiro, Hirata e Grimm (2016) investigaram o papel das anomalias sinóticas e intrasazonais no ciclo de vida dos extremos de chuvas no verão e encontraram diferentes mecanismos

Grimm e Saboia (2015) estudaram a variabilidade da precipitação interdecadal na América do Sul durante a primavera e o verão, definindo modos de variabilidade de precipitação para cada estação e sua possível relação com os índices climáticos e a TSM. O AMO, definido na região de 0° a 70° N, apresentou correlação estatisticamente significante mais pronunciada com o primeiro modo de precipitação de verão e a segunda correlação mais forte com o segundo modo de precipitação de primavera. A oscilação decadal do Pacífico (ODP) teve uma correlação frágill, todavia significativa com o primeiro modo de precipitação de verão. Esses são os modos encontrados ao longo da chamada região "ZCAS continental", onde a região de estudo está localizada.

A fim de investigar as possíveis influências dos fenômenos de grande escala no ciclo da água dentro das bacias hidrográficas onde o sistema Cantareira está localizado, os dados mensais das séries temporais, que abrangem o período de 1888 a 2014 para a TSM do Atlântico Norte (area média ponderada,no suavizada, com tendencia sobre o Atlântico Norte de 0° a 70° N), neste estudo referido como TSM AMO, para a TSM do Pacífico no El Niño-3.4 (média de 5° S a 5° N e de 170° a 120° W), ambos fornecidos pela NOAA-ESRL (2015a, b), e do índice PDO (JMA 2016) foram avaliados conjuntamente com as quantidades mensais de precipitação (1888-2014) e com os dados mensais das séries temporais para a vazão média (1930-2003). A escolha do SST do Pacífico no Niño-3.4, região empregada para investigar a variabilidade do ENOS, deveu-se ao fato do índice ser amplamente discutido (Trenberth, 1997) e atualmente adotado pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) para a definição de El Niño / La Niña (NOAA 2003; Larkin e Harrison 2005; NOAA-CPC. 2016). Hirata e Grimm (2016) usaram o mesmo índice para identificar as condições de El Niño e de La Niña associadas a eventos de chuvas intensas no sudeste do Brasil.

A principal contribuição deste trabalho é identificar os ciclos e tendências mais relevantes através de análise estocástica baseada em filtragem e transformada da ondaleta aplicada nas variáveis hidrológicas de longo prazo disponíveis nos conjuntos de dados e nos índices oceânicos usados como representantes (*proxies*) climáticos. Possíveis relações entre esses elementos são investigadas a fim de estabelecer uma estrutura apropriada para melhorar a previsibilidade de eventos futuros de chuvas extremas e fornecer diretrizes que possam apoiar tomadas de decisão mais bem informadas por parte dos responsáveis para medidas de mitigação de inundações e secas no sudeste do Brasil.

5.3 Dados e metodologia

Foram pesquisados os dados pluviométricos disponíveis nos bancos de dados Hidroweb (ANA, 2015) e BDMEP (INMET, 2015). Pelo Hidroweb, há 34 estações na área de interesse com indicação de registros de precipitação desde, pelo menos, 1915 com operação até os anos 2000. São cinco as estações com registros desde antes de 1900, das quais são disponíveis os dados de quatro: Luz Estação (SP), desde 1888; Horto Florestal, desde 1899; Tatuí, desde 1888; e Mineração Morro Velho (MG), a mais antiga do Brasil, segundo Rodrigues (2002), com dados desde 1855. Nenhuma das cinco apresenta dados no período atual; possivelmente tenham sido descontinuadas, como se pode ver na Tabela 5.1. As estações do INMET no BDMEP só têm dados disponíveis a partir de 1961, mesmo as mais antigas. As séries de precipitação apresentam extensos períodos de falhas que, em alguns casos, infelizmente, coincidem com os períodos de estiagem mais rigorosa do histórico. A estação mais completa é Luz (Estação), que foi analisada após preenchidas as suas falhas como mostrado na Tabela 5.1

Código Nome Responsável Altitude (m) Início Disponibilidade Anos e períodos com com dados da estação* 1943000 MINERAÇÃO AnA-CPRM 770 01/01/1855 1855-2003 - não usada 1943000 VELHO ANA-CPRM 770 01/01/1855 1855-2003 - não usada 2247176 IA SAA-SP 6693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 6693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 6693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2346032 HORTO FCTH- - - 1901; Jan/1907 a Dez/1939; Jun-Ago/42; 04/1979; mar-Mai/1980; 1937; 1951 e 1937; 2346045 até 1942 e 2347026 até 1937; 2346045 163-071 FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 1996 e 1997; 1951 e 1937; 2346045 1937; 2346045 1937; 2346045 1937; 2346045 até 1942 e <th>[</th> <th>1</th> <th>1</th> <th>1</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th>Decembration</th>	[1	1	1				Decembration
MINERAÇÃO MORRO MINERAÇÃO MORRO MINERAÇÃO MORRO NAA-CPRM 770 01/01/1855 1855-2003 - não usada 2247176 CAMPINAS - IA SAA-SP 693 01/11/1859 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2346032 HORTO FCTH- ELORESTAL PCTH- DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 190; 190; 190; 190; a 1990; 1906 e 1999 2347026 até 1937; 2346032 2346045 LUZ FCTH- CE3-036) IZZ FCTH- E 190 190; 190; 1905 e 1997; 1956; 1978 a 1981; 1999 a 2346117 (83781) de 1970; em diante 2346045 LUZ FCTH- E 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 GR3781) DAEE 730 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (E3781) SANTANA) INMET 792	Código	Nome	Responsável	Altitude (m)	Início	Disponibilidade	Anos e períodos com falhas	com dados da estação*
1943000 VELHO ANA-CPRM 770 01/01/1855 1855-2003 - não usada 2247176 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2347026 até I937; 2346045 I937; 2346045 1937; 2346045 1937; 2346045 2347026 at 1942 e 2347026 2347026 at 1942 e 2346017 (83781) de 1979 em diante 2346012 at 1990; 1996 e 1999 em diante 2347026 1937; 2346032 at 61957; 1975; le at 61957; 1976; le 957; le 957; 1976; le 957; 1976; le 957; 1976; le 957; 197		MINERAÇÃO MORRO						
2247176 CAMPINAS - IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 2247176 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - não usada 234602 IA IA </td <td>1943000</td> <td>VELHO</td> <td>ANA-CPRM</td> <td>770</td> <td>01/01/1855</td> <td>1855-2003</td> <td>-</td> <td>não usada</td>	1943000	VELHO	ANA-CPRM	770	01/01/1855	1855-2003	-	não usada
1224/17/6 IA SAA-SP 693 01/11/1889 nenhuma - nao usada 2346032 HORTO FCTH- Image: FCTH- Im	22/21/26	CAMPINAS -		(02	01/11/1000			~ .
LUZ FCTH- O1/01/1899 1899-2003 1899-2003 1936 e 1937; 1951 e 234602 até 2346045 LUZ FCTH- 0 01/01/1899 1899-2003 a1990; 1996 e 1999 até 1942 e 2346045 id 9 1937; 2346045 até 1942 e 2346017 (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 1996 e 1999 até 1937 2346045 LUZ FCTH- FCTH- até 1937; 1951 e até 1957 e 2346045 LUZ FCTH- FCTH- FCTH- até 1957 e 2346117 (BRANTE FCTH- 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 (MIRANTE FCTH- FCTH- FCTH- até 1957 e 2346045 (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (84781) FCTH- FCTH- Fev-Nov 1983 2346045 2346045 (234617 (MIRANTE FCTH-	2247176	IA	SAA-SP	693	01/11/1889	nenhuma	-	não usada
2346032 HORTO FCTH- DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a1990; 1996 e 1999 and 1945; 1987 (83781) de 1979 (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a1990; 1996 e 1999 em diante (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a1990; 1996 e 1999 em diante (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a1990; 1996 e 1999 em diante (E3-036) (ESTAÇÃO) DAEE 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346017 (MRANTE 1936 e 1937; 1951 e ifé 1957 e 1978 a 1981; 1999 a (83781) de 1976 (E3-036) (ESTAÇÃO) DAEE 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 (MRANTE 1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 2347026 FCTH- 1935; 1938; 1965; 1999 a p/ preencher as 1							1001. 1/1007 -	23 47026 até
2346032 HORTO FCTH- DAEE Out/01/1899 1899-2003 Out/1979; Mar-Mai/1980; 1981; 1983 a 1985; 1987 2346117 (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 1996 e 1999 em diante (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 1996 e 1999 em diante (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 1996 e 1999 em diante (E3-036) LUZ FCTH- (E3-036) FCTH- (E3-036) FCTH- (MIRANTE 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 MIRANTE 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (84-036) TATUÍ DAEE 610 01/01/11888 1888-2007							Dez/1939; Jun-Ago/42;	até 1942 e
2346032 HORTO FCTH- DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 1981; 1983 a 1985; 1987 a 1990; 1996 e 1999 (83781) de 1979 em diante (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 1996 e 1999 em diante (E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 1996 e 1999 em diante (E3-071) FLORESTAL FCTH- 1936 e 1937; 1951 e 1937; 2346032 até 1957 e 2346012 (2346045 LUZ FCTH- 1936 e 1937; 1951 e até 1957 e 2346117 (E3-036) (ESTAÇÃO) DAEE 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 (MIRANTE 1986 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (84-036) FCTH-							Out/1979; Mar-Mai/1980;	2346117
(E3-071) FLORESTAL DAEE 790 01/01/1899 1899-2003 a 1990; 1996 e 1999 em diante 23 47026 até 1937; 2346032 até 1957; 2346012 até 1957; 2346012 até 1957; 1976; 2346117 (83781) de 1976 em diante 2346117 (83781) de 1976 em diante em diante em diante 2346117 (83781) de 1976 em diante 2346117 (83781) de 1976 em diante 2346117 (83781) de 1976 em diante 2346045 2002; 2004 em diante 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 <td>2346032</td> <td>HORTO</td> <td>FCTH-</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1981; 1983 a 1985; 1987</td> <td>(83781) de 1979</td>	2346032	HORTO	FCTH-				1981; 1983 a 1985; 1987	(83781) de 1979
LUZ FCTH- O1/01/1888 1888-2004 2002; 2004 2346045 2346045 LUZ FCTH- 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 MIRANTE 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 (MIRANTE 1972 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 2347026 FCTH- 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais	(E3-071)	FLORESTAL	DAEE	790	01/01/1899	1899-2003	a 1990; 1996 e 1999	em diante
signed FCTH- 1936 1937; 2346032 1936 1937; 2346032 até 1937; 2346032 até 1957; 1951 e 1937; 2346017 2346117 2346117 2346117 2346117 (83781) 1978 a 1981; 1999 a 2346117 (83781) end iante 2346045 2346117 (MIRANTE 1978; 1981; 1999 a 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 2346045 <th< td=""><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>23 47026 até</td></th<>								23 47026 até
SÃO PAULO SÃO PAULO 1936 e 1937; 1951 e até 1957 e 2346045 LUZ FCTH- 1978 a 1981; 1999 a (83781) de 1976 SÃO PAULO SÃO PAULO 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 2347026 FCTH- 1902; 1922-1925; 1928- 1935; 1998; 1900; 1902; 1922-1925; 1928- 1935; 1938; 1965; 1999 a p/ preencher as 2347026 FCTH- 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais								1937; 2346032
2346045 LUZ FCTH- (E3-036) FCTH- (ESTAÇÃO) FCTH- DAEE 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante SÃO PAULO 2346117 SÃO PAULO (MIRANTE 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 2347026 FCTH- (E4-036) FCTH- TATUÍ FCTH- DAEE 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais							1936 e 1937; 1951 e	até 1957 e
2340045 LUZ FC 1H- (E3-036) Te C1H- (ESTAÇÃO) Te C1H- DAEE 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 (MIRANTE (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 2347026 FCTH- (E4-036) FCTH- TATUÍ FCTH- DAEE 610 01/01/1888 1888-2007 2006 Usada somente demais	2246045	1.117	FOTU				1952; 1956 e 1957; 1976;	2346117
Kestady (ESTACAO) DAEE 730 01/01/1888 1888-2004 2002; 2004 em diante SÃO PAULO SÃO PAULO 1888-2004 2002; 2004 em diante 2346117 (MIRANTE (83781) 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 2347026 FCTH- (E4-036) FCTH- TATUÍ DAEE 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais	2346045	LUZ	FCIH-	720	01/01/1000	1999 2004	1978 a 1981; 1999 a	(83/81) de 19/6
SAU FAULO SAU FAULO 2346117 (MIRANTE (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 1889; 1896; 1898; 1900; 1902; 1922-1925; 1928- 1902; 1922-1925; 1928- Usada somente 2347026 FCTH- (E4-036) TATUÍ DAEE 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais	(E3-030)	(ESTAÇÃO)	DAEE	/30	01/01/1888	1888-2004	2002; 2004	em diante
(MIRANTE (83781) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 (83781) SANTANA) INMET 792 01/02/1936 1961-2015 Fev-Nov 1983 2346045 2347026 FCTH- (E4-036) FCTH- TATUÍ FCTH- DAEE 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais	2246117	MID ANTE						
(2347026 FCTH- (E4-036) FCTH- TATUÍ 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais	(83781)	(MIKANTE SANTANA)	INMET	792	01/02/1936	1961-2015	Fev-Nov 1983	2346045
2347026 FCTH- FCTH- 1902; 1922-1925; 1928- Usada somente (E4-036) TATUÍ DAEE 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais	(00,01)	5.1	1.1.112.1	172	01,02/1930	1701 2015	1889: 1896: 1898: 1900:	2340043
2347026 (E4-036) FCTH- DAEE 610 01/01/1888 1888-2007 1935; 1938; 1965; 1999 a 2006 p/ preencher as demais							1902; 1922-1925; 1928-	Usada somente
(E4-036) TATUÍ DAEE 610 01/01/1888 1888-2007 2006 demais	2347026		FCTH-				1935; 1938; 1965; 1999 a	p/ preencher as
	(E4-036)	TATUÍ	DAEE	610	01/01/1888	1888-2007	2006	demais

Tabela 5. 1- Dados pluviométricos disponíveis

A Figura 5.1 apresenta a região da bacia em estudo, seus reservatórios e estações fluviométricas e pluviométricas com histórico de dados mais longos. A região apresenta precipitação anual média de 1300 mm a 1700 mm, estando o enquadramento maior envolvido pela isoieta de 1400 mm.



Figura 5.1- Bacia hidrográfica dos rios Piracicaba e Alto Tietê (até Barra Bonita).

O Hidroweb indica que existem, ou existiram, 57 estações fluviométricas na subbacia do Alto Tietê, considerada até jusante de Barra Bonita. As estações ainda em operação nos dias de hoje seriam 29. Dessas, as estações que iniciaram a operação antes de 1950 são 15, que tiveram seus dados avaliados quanto à disponibilidade. Todas essas estações estão à jusante dos reservatórios do Sistema Cantareira (SC). O resultado da pesquisa dos dados está sintetizado na Tabela 5.2, mostrando apenas a estação mais antiga em cada curso de água do sistema. As falhas têm o mesmo padrão para as 15, o que dificulta a análise dos períodos críticos.

Código	Nome	Área de Drenagem (km²)	Curso de água	Responsável	Início	Disponibilidade	Anos com falhas
62605000	BUENÓPOLIS	1.950	rio Jaguari	FCTH-DAEE	01/02/1930	1930-2014	1930; 1981; 1983- 83; 1999-2002; 2005-11; 2014
62625000	AMPARO	663	rio Camanducaia ou da Guardinha	ANA-CPRM	01/11/1938	1938-2007	1938; 1970; 1975; 1977; 1979-83; 1989; 1992; 2007
62665000	PIRACAIA	431	rio da Cachoeira	ANA-CPRM	01/06/1935	1935-2007	1935; 1983; 1989; 1992; 2003-04; 2007
62676000	BAIRRO DA PONTE	1.930	rio Atibaia	FCTH-DAEE	01/10/1929	1929-2014	1929; 1997-2000; 2014
62715000	ARTEMIS	10.900	rio Piracicaba	FCTH-DAEE	01/05/1943	1943-2014	1943; 2005; 2014

Tabela 5. 2- Dados fluviométricos disponíveis

A Figura 5.2 mostra a variação da vazão média anual no rio Piracicaba em Artemis e na sub-bacia do Jaguari, Buenópolis, Jaguariúna e Usina Ester. Os valores médios anuais estão calculados para o ano hidrológico da região, com início em setembro e término em agosto do ano seguinte.



Figura 5.2- Regime de vazões na bacia do rio Piracicaba, antes e após a construção de Jaguari-Jacareí.

A estação escolhida para a pesquisa dos períodos de vazões baixas foi Buenópolis – código 62605000, com 1.950 km² de área de drenagem, no período de 1930 a 1977, portanto antes da construção dos reservatórios. Vê-se, na Figura 5.2, que houve períodos de vazões baixas entre 1931-1934, 1940-1943, 1952-1954 e 1970-1974. Sabe-se que o período crítico de vazões na região sudeste, considerado para o projeto da maioria dos reservatórios lá existentes, inclusive o do Sistema Cantareira, ocorreu na década de 1950.

O período crítico caracteriza-se pelas menores vazões afluentes à seção do curso de água de interesse do projeto, considerando a série temporal histórica de vazões naturais. O volume útil do reservatório corresponderia ao volume necessário para atender a demanda prevista no projeto, com a operação do reservatório durante um período de afluências iguais às do período crítico de projeto. Esse volume é encontrado, por exemplo, com o método de Rippl, ou diagrama de Rippl, que utiliza a curva de deflúvios acumulados (CDA) do curso de água, na seção do barramento, e a compara com a curva de deflúvios acumulados de consumo ou demanda acumulada de projeto. A CDA é a integral da hidrógrafa e as tangentes à CDA, a cada tempo, correspondem às vazões naturais afluentes (Rondon de Souza, 1979).

A disponibilidade de dados de vazão no Brasil data da década de 1930 a mensuração fluviométrica sistematizada teve início com o objetivo de fornecer dados básicos aos estudos de inventário e aos projetos de usinas hidrelétricas. O Código de Águas (decreto 24.643/1934) estabeleceu a obrigatoriedade da instalação de estações fluviométricas pelos agentes autorizados de energia hidrelétrica (Rodrigues, 2002).

O período cognominado de crítico de projeto do Sistema Cantareira (1952-1954) é, possivelmente, o mais carente dentro da disponibilidade de dados fluviométricos. Para analisar períodos ainda mais remotos, é necessário contar com os dados pluviométricos disponíveis, alguns do século XIX. Assim, seria mais adequado avaliar diversas estações para uma boa representação espacial das chuvas na área de contribuição à estação fluviométrica de Buenópolis no rio Jaguari. A Figura 5.3 destaca seqüências de anomalias negativas com duração de três anos ou mais (retângulos laranjas), que ocorreram com menor freqüência em Vargem (três vezes) do que em Luz (seis vezes) ao longo do período em que ambas as estações estavam ativas. Esses são intervalos de tempo importantes a considerar ao projetar ou operar reservatórios como os da bacia. De qualquer forma, a importante conclusão a ser feita é que a escassez de chuva de vários anos, que é igual ou mais severa do que a atual, já aconteceu na região.

Em relação às anomalias positivas, ressalta-se que, em ambas as estações, houve sete seqüências com duração de três anos ou mais (cinco das quais simultâneas) no período em que ambas estavam ativas. Existe uma ligeira tendência ascendente nos valores de precipitação anual dentro da média móvel de 32 anos para os dados observados em ambas as estações. A série temporal anual de precipitação foi verificada face à homogeneidade pelo teste *t-Student*, no nível de significância de 5%, para médias de longo prazo. Tanto a série temporal de Vargem quanto a de Luz podem ser aceitas como estacionárias. A tendência de longo prazo visualmente positiva na precipitação foi verificada através da regressão linear, com resultados estatisticamente significativos (nível de 5%) para Luz, mas não para Vargem. Seager *et al.* (2010) encontraram uma tendência de longo prazo estatisticamente significativa semelhante para condições mais úmidas em relação ao SEAS no período de 1901-2007.

A correlação entre as duas séries de dados mensais para o período de 1940-2014 apresentou o coeficiente de r = 0,77, significativo no nível de 1%. O ciclo anual de precipitação é forte na região. Por essa razão, foi removido de ambas as séries temporais pelo processo de subtrair de cada valor mensal sua média climatológica. O resultado foi um menor coeficiente de correlação com r = 0,52, estatisticamente significante no nível de 1%. Como nenhuma das estações está localizada na bacia hidrográfica que contribui aos reservatórios do sistema Cantareira, as séries temporais foram testadas quanto à representatividade da precipitação sobre a área de estudo.







Annual totals of precipitation at Vargem (2346035) station

Figura 5.3- Total de precipitação anual e média móvel de 2, 8 e 32 anos sobre a bacia do Alto Tietê, na estação Luz, de 1888 a 2014 (acima) e sobre a bacia do Alto Jaguari na estação de Vargem de 1940 a 2014 (abaixo). Os retângulos laranja destacam os períodos com duração superior a 3 anos, durante os quais a precipitação anual encontra-se abaixo da média (seis para a Luz e três para Vargem no período em que ambas as estações estavam ativas)

Anomalias de precipitação são mostradas na Figura 5.4, na qual é possível identificar seqüências de anos mais úmidos e secos nas estações de Luz e Vargem, considerando os valores médios anuais de precipitação apresentados na Tabela 5.3.

Tabela 5. 3- Pluviômetros selecionados para o estudo, ilustrando como o comprimento da série temporal influencia os resultados.

Estação	Periodo	Média	Máximo	Ano com	Máximo	Ano com	Mínimo	Ano com
		anual	anual	máximo	anual	mínimo	promédio	Mínimo
		(mm)	observado	anual	observado	anual	de 5 anos	5-anos
			(mm)	observado	(mm)	observado	(mm)	promédio
Vargem	1940-2014	1515,1	2321,8	1959	685,2	1943	902,8	1944
Luz	1940-2014	1434,3	3 2307,0	1941	681,2	1968	1137,7	2002
Luz	1888-2014	1386,1	2307,0	1941	681,2	1968	1080,5	1935

Os anos aqui identificados como extremos, ou seja, com anomalias de precipitação superiores a 200 mm, não são os mesmos para ambas as estações; esse fato deve-se não apenas à extensão diferente da série temporal, mas possivelmente também devido à variabilidade espacial dos padrões de precipitação na região. As duas estações estão localizadas a 74 km de distância em diferentes bacias hidrográficas, Vargem está a uma altitude de 210 m acima de Luz. Como pode ser observada na Tabela 5.3, Vargem recebe 6% mais chuva anual do que Luz. Mesmo nos períodos em que ambas estações estavam coletando dados, nem todos os extremos coincidem. Dito isto, se são observadas as seqüências de mais de 3 anos consecutivos com anomalias negativas de precipitação, ou seja, totais anuais abaixo da média de longo prazo, o período mais significativo para Vargem é 1940-1945, com o intervalo de 1942-1945 também apresentando semelhante significância para Luz. As seqüências negativas mais longas e mais severas para Luz ocorreram nos períodos 1912-1921 e 1929-1935, antes da instalação da estação de Vargem, com uma terceira seqüência final muito próxima entre ambas em 2003. Para Vargem, além do período que termina em 1945, o período seguinte terminando em 1974 também foi longo e significativo. Para ambas as estações, outro período longo e severo de déficit de chuvas corresponde possivelmente àquele que começou em 2011.



Annual precipitation anomalies over the Upper Tietê watershed at Luz gauge station (1888 - 2014)

Figura 5.4- Anomalias de precipitação anual sobre o rio Alto Tietê - Luz (1888–2014) (superior) e Alto Jaguari – Vargem (1940–2014) (inferior); o retângulo laranja destaca os dois últimos períodos de déficit de chuva.

Estimativas de precipitação mensal do satélite TRMM, com resolução espacial do píxel de 0,25° x 0,25° (~ 27,8 km x 27,8 km), relativas ao produto 3B42RT (NASA 2015), foram comparadas com os dados medidos nas estações de Luz e Vargem. Sete píxeis TRMM cobrem a bacia hidrográfica do Jaguari, enquanto a estação Vargem está

localizada no píxel (46.375 °W; 22.875 °S), como mostra a Figura 5.5. As estimativas relativas a esse píxel foram comparadas com os valores medidos em Vargem. Observase uma boa representação dos dados observados mediante avaliação da análise de regressão, quando se obteve o valor do coeficiente de determinação $r^2 = 0,75$ (significativo no nível de 1%). Em relação ao ciclo anual, quando retirado da série histórica, implica a obtenção de um menor coeficiente de determinação $r^2 = 0,46$, mas ainda estatisticamente significante no nível de 1%. As séries temporais com o ciclo anual removido são plotadas na Figura 5.6, mostrando concordância relativamente boa ao longo do período 2000-2014.

Apesar do fato de que Luz e Vargem não estão localizadas na bacia de maior interesse e que a precipitação sobre a região apresenta certa variabilidade espacial, há um considerável grau de similaridade entre estimativas TRMM e observações nas duas estações, indicando que elas podem representar adequadamente a precipitação sobre a região de estudo para fins de análises de tendência e periodicidade, particularmente devido à extensão de suas séries temporais.



Figura 5.5- Estimativas TRMM para a precipitação total da estação chuvosa (ONDJFM) foram usadas para validar a representatividade espacial dos valores de precipitação observados nas estações de Vargem e Luz. As estimativas do TRMM para 2014-2015 (ONDJFM) são mostradas com o objetivo de auxiliar a visualização da variabilidade espacial da precipitação sobre a área: os píxeis cinza mais claros representam estimativas mais baixas de precipitação total para o período de análise.



Precipitation spatial validation for Cantareira system

08/2000 07/2001 09/2002 10/2003 11/2004 12/2005 01/2007 02/2008 03/2009 05/2010 06/2011 07/2012 08/2013 09/2014 10/2015

Figura 5.6- Validação da representatividade espacial dos dados mensais de precipitação observados nas estações Vargem e Luz em comparação com estimativas de precipitação média ponderada para os sete píxeis TRMM da bacia hidrográfica do Jaguari e o píxel TRMM da estação Vargem (46,375 °W; 22,875 °S). Valores plotados são as médias mensais. É importante que essa comparação mostre coerência entre os dados de diferentes fontes, já que ambos (Luz e Vargem) estão fora da bacia hidrográfica em que os reservatórios estão localizados, escolhidas devido ao maior registro de dados observados com o objetivo de tornar mais adequada a análise dos ciclos.

5.3.1 Abordagem metodológica para detecção de ciclos e tendências

Com o objetivo de analisar as tendências e a variabilidade temporal nos dados observacionais de precipitação e de vazão e sua possível associação com a TSM do Pacífico El Niño 3.4, índice ODP e variabilidade TSM AMO, dois procedimentos independentes foram aplicados a essas séries temporais (Figura 5.7): 1) análises do filtro *Hodrick-Prescott* ("filtro HP"), usado para revelar possíveis tendências e sincronia de fase; 2) procedimento que engloba a técnica de transformada discreta de ondaleta (TOD) e análise multirresolução, seguido de análise espectral mediante o periodograma de *Lomb-Scargle* para cada nível de decomposição, com o objetivo de obter as periodicidades significativas para altas e baixas freqüências. Maiores detalhes dos fundamentos teóricos encontram-se no Capitulo 3.



Figura 5.7- Fluxograma geral para a análise temporal.

Anteriormente ao procedimento de HP aplicado, as séries mensais de precipitação da estação de Luz (1888-2014) e de Vargem (1940-2014), de TSM AMO (1888-2014) e de vazão na estação Buenópolis (1930-2003) foram tratadas com vistas à remoção do ciclo anual pelo processo de subtração de sua média climatológica do valor de cada mês e devidamente normalizadas pelos desvios padrões correspondentes. A TSM do Pacífico nos dados da região de El Niño-3.4 (1888-2014) foi previamente padronizada calculando os desvios da média de toda a série temporal (1888-2014), normalizando-se o resultado pelo desvio padrão correspondente. A série temporal do índice PDO (1901-2014) foi utilizada diretamente sem tratamento prévio.

Neste presente estudo, utilizou-se o *toolbox "wavelet*" do programa Matlab (Mathworks, 2015b), que possui, em seu catálogo, dezenas de funções pré-moldadas relativas às transformadas de ondaletas. A função *wavedec* realiza uma análise *wavelet* unidimensional multinível. Basicamente, realizou-se a análise de ondaleta unidimensional multinível mediante o emprego da ondaleta mãe Daubechies (Daubechies-db5), onde se tem, como resultado, a decomposição *wavelet* de um sinal X até o nível 5. Os resultados com os detalhes CD1, CD2, CD3 e CD4, que correspondem a 2, 4, 8 e 16 meses, respectivamente, foram analisados mediante o algoritmo REDFIT (Shulz e Mudelsee, 2002). Esse algoritmo foi apresentado na linguagem R por Polanco-Martínez (2014), tendo sido implementado em Matlab e aplicado às séries temporais de detalhes para a identificação de periodicidades significativas. O procedimento completo está representado na Figura 5.7 (Etapa2).

5.4 Resultados e discussão

O resultado das análises das variáveis mediante o filtro HP aplicadas às séries temporais mensais padronizadas revelam as tendências para eventos de baixa freqüência. A Figura 5. 8 (a) mostra uma comparação entre a precipitação das estações de Vargem e de Luz e a TSM do Pacífico na região de El Niño-3.4, mostrando boa concordância entre as tendências de precipitação e a variabilidade da TSM de El Niño-3.4. Na Figura 5.8 (b), apresenta-se a variabilidade da precipitação mensal das estações de Vargem e de Luz e da vazão em Buenópolis, que mostram as mesmas tendências com altos valores na variabilidade da vazão no ano hidrológico 1982-1983 coincidente com um ano de El Niño (EN).

Na Figura 5.9a, a tendência da TSM do AMO, a precipitação da estação de Luz e a TSM de El Niño-3.4 são apresentadas, enquanto a tendência da ODP, a precipitação da estação Luz e a TSM de El Niño-3.4 são apresentadas na Figura 5.9b. No período de 1888-1930, AMO estava em uma fase negativa, ao longo da qual, eventos EN (seis) foram mais freqüentes do que eventos LN (quatro) e a precipitação alternada entre tendências negativas e positivas, apresentando anomalias negativas mais comuns durante a maior parte do período, seguindo a tendência do índice ODP. Uma sistematização do que pode ser observado em ambas as partes da Figura 5.9 (a, b) é apresentada na Tabela 5.4.



Figura 5.8- Variáveis analisadas pelo filtro HP com λ = 14400: a) precipitação padronizada sobre Luz (1888-2014) e sobre Vargem (1940-2014) - ciclo anual removido - e a TSM de El Niño 3.4 (1888-2014); b) precipitação padronizada sobre Luz (1888-2014), sobre Vargem (1940-2014) e a vazão em Buenópolis - ciclo anual removido - (1930-2003), reconstituído de 1977-2003 pela ANA-DAEE (2004).



Figura 5.9- Variáveis suavizadas por filtro HP com λ = 14400: a) precipitação padronizada da estação Luz, TSM AMO - ciclo anual removido – e a TSM de El Niño 3.4 (1888-2014); b) precipitação padronizada da estação Luz, TSM AMO - ciclo anual removido - e índice ODP (1901-2014).

AMO	Niño-3.4 Positivo (condição EN)	Niño-3.4 Negativo (condição LN)	Precipitação
Negativo 1888- 1930	Mais freqüente e tendência de longa duração 1888-1889; 1896-1897, 1902-1905; 1913-1915, 1918-1919; 1925-1926	1892-1894; 1909-1911; 1917-1918; 1922-1923	Maior variabilidade alternando entre tendências negativas e positivas, com anomalias predominantemente negativas, coincidente com uma fase negativa da ODP. Positivo apenas em 1905 e 1928, durante condições positivas de El Niño 3,4 (dois episódios de tendência positiva de longa duração) e fases positivas de ODP.
Positivo 1930- 1963	1930-1931;1939- 1942;1957-1959	Mais freqüente e tendência de longa duração 1933-1934; 1945-1946; 1950-1951; 1954-1956, 1961-1962	 Menos variabilidade, maior duração de tendências positivas e negativas; primeiro negativo ao longo de 1929-1936, coincidente com a tendência negativa de El Niño 3.4, seguido da condição negativa de OPD. Positivo em 1939-1941 e 1957-1958, coincidente com a condição positiva de El Niño 3,4 e dois períodos positivos de ODP.; segundo negativo em 1943-1946 e 1948-1954, e terceiro em 1962-1963, coincidente com a tendência negativa de El Niño 3.4, com todos os períodos longos de ODP. negativos.
Negativo 1963- 1994	Mais freqüente e tendência de longa duração 1965-1966; 1969-1970; 1972-1973; 1977-1978; 1982-1983; 1986-1987; 1991-1993	1971-1972; 1974-1976; 1984-1985; 1988-1989	Maior variabilidade, alternando tendências negativas e positivas. Anomalias positivas coincidentes com tendências positivas do El Niño 3.4 em 1964-1965; 1969-1970; 1982-1983; 1986-1990; 1992-1994. Anomalias negativas em 1967-1968; 1971-1974; 1978-1981 e 1984-1985, coincidente com a tendência negativa de El Niño 3.4. Anomalias positivas coincidentes com a tendência positiva de ODP.
Positivo 1994-	1994-1995; 1997-1998; 2002-2003; 2009-2010; 2015-2016	2000-2001; 2007-2008; 2010-2012	Menor variabilidade, maior duração de tendências positivas e negativas; primeiro período negativo em 1998-2000, coincidente com o negativo de El Niño 3.4 e tendências negativas de ODP A tendência positiva em 2006-2012 ocorreu ao longo das condições negativas do Niño 3.4 e ODP A segunda tendência negativa (2013-2014) ocorreu sob condições de ENSO-neutro e uma mudança de ODP. de negativa para positiva.

Tabela 5. 4- TSM AMO - fases quentes/frias versus TSM Niño-3.4 - fases quentes/frias e variabilidade da precipitação

Entre os anos 1930 a 1963, a tendência AMO teve uma fase positiva, ao longo da qual foi possível identificar mais eventos LN (cinco) do que EN (três). Quanto à precipitação, identificaram-se longos períodos deficitários, como em 1929-1936, 1943-1945 e 1947-1954, todos ao longo das condições LN e condições de anomalia negativa da ODP. Anomalias positivas significativas são vistas em 1939-1940 e em 1957-1959, coincidentes com períodos EN e condições de anomalias positivas para ODP.

Com respeito à fase AMO, foi novamente negativa de 1963 a 1993, quando os eventos EN foram mais freqüentes (sete) do que os eventos LN (três). A precipitação oscilou entre as tendências positivas e negativas ao longo de todo o período, sendo predominantemente positiva, seguindo as tendências do índice ODP.

Em 1994, começou outra fase positiva do AMO, tendendo para o aquecimento, pelo menos até o momento da finalização da presente análise. Neste período, os eventos de LN com significativa amplitude ocorreram nos períodos 2000-2001, 2007-2008 e 2010-2012. Os eventos ocorreram em 1994-1995, 1997-1998, 2002-2003 e 2009-2010 (considerado um evento moderado), com o mais recente começando em 2015 e ainda se desenvolvendo fortemente durante a preparação deste trabalho.

Um longo período de deficiência de precipitação ocorreu entre 1998 e 2002, coincidente com as condições de LN. Ao longo de 2004-2013, houve uma tendência positiva de precipitação, e, a partir de 2006-2013, a precipitação não acompanhou as tendências da TSM de El Niño-3,4 e da ODP, como esperado com base em períodos passados. Uma possível explicação para o desalinhamento nas tendências poderia ser que o viés positiva da precipitação ao longo do período poderia ser o resultado dos episódios da atividade convectiva da ZCAS, como são registrados no informe do CPTEC (2013).

Alguns desses episódios ocorreram ao longo dos eventos do LN, quando a precipitação foi superior ao normal sobre a estação da Luz, especialmente no mês fevereiro, uma tendência descrita pela primeira vez por Grimm (2004) para a precipitação durante eventos de LN sobre a região sudeste do Brasil (SE-Brasil) em época de ZCAS. Os fenômenos observados ao longo deste período incluem não apenas eventos de LN, mas também um evento moderado do EN em 2009-2010. Este último foi visto como um pequeno aumento na TSM, seguido de precipitação, especialmente sobre a estação de Luz. Esse evento EN aparece como um valor mais alto de TSM, embora ainda na parte negativa da TSM de El Niño-3.4. O déficit de precipitação mais

recente (2013-2014, com duração até a primavera de 2015) ocorreu ao longo das condições de ENSO-neutro e na ausência da atividade da ZCAS.

Em fevereiro de 2014, houve uma mudança na ODP de tendência negativa para positiva, e o evento EN iniciado em 2015 desenvolveu-se ao longo dessa tendência positiva da ODP. A atual tendência do AMO positiva ainda está se desenvolvendo, por isso pode ser cedo para concluir sobre o número de eventos de LN e EN nessa fase quente. Os resultados da análise das séries temporais de precipitação e TSM suavizadas por HP, geralmente, confirmam o que outros trabalhos já descreveram para o sudeste (SE) do Brasil, ou seja, que a ENOS impacta a precipitação. Eventos EN impactam positivamente a precipitação (Grimm *et al.*, 1998a, b, 2000; Grimm 2003, 2004; Grimm and Tedeschi, 2009; Seager *et al.*, 2010). Grimm (1998a) apontou para uma relação forte e consistente entre a precipitação sobre o sul do Brasil e o ENOS durante sua fase quente, com anomalias úmidas na primavera austral (especialmente em novembro), e uma tendência para a região sudeste de apresentar altos valores de chuva durante o outono e o inverno do ano seguinte, isto é, na fase de decaimento de El Niño.

Essa ocorrência foi verificada para todas as estações na área de estudo com dados mensais de precipitação disponíveis durante os anos de 1982-1983, 1997-1998 e 2009-2010 nas estações pluviométricas de Vargem e Luz. A influência de El Niño na região de estudo parece ter fortes semelhanças com o que acontece na Califórnia (EUA). Como mostrado por Seager *et al.* (2015), o inverno californiano mais chuvoso (novembro-abril) foi 1982-1983, e muitos outros anos de El Niño tiveram invernos notavelmente úmidos, como mostrado pelos registros de precipitação durante os invernos na série temporal de 1895-2014. Os meses mais úmidos são praticamente os mesmos para a Califórnia e o sudeste do Brasil, com a óbvia diferença nas estações (estação chuvosa é inverno na Califórnia e verão em São Paulo, devido à localização hemisférica oposta).

Seager *et al.* (2010) mencionaram um padrão hemisférico simétrico de anomalias de precipitação ao comparar a seca da década de 1930 nas Américas. Eles também enfatizam, para a precipitação da SEAS, uma variabilidade interanual em meio a uma tendência positiva secular e a evidência de variabilidade decadal ao longo do período 1930-1970, com outro período seco que vai desde meados da década de 1940 até meados da década de 1950. Seager *et al.* (2015) apontaram que as décadas de 1930, 1950 e 2011-2014 foram períodos de seca fortes para o sudoeste da América do Norte, como foram para a SEAS.

A similaridade nos comportamentos de precipitação entre o sudoeste dos Estados Unidos e o sudeste do Brasil também pode ser vista em Chylec *et al.* (2014). O referido estudo foi baseado em uma série temporal anual de precipitação do sudoeste dos Estados Unidos. Revelou que o ano mais chuvoso foi 1941; o período mais seco poderia abranger meados dos anos 1940 até meados do ano 1950; o segundo período mais seco poderia ser 2001-2003; e a tendência na precipitação é ligeiramente positiva. Quase o mesmo pode ser visto ao longo da série temporal da estação da Luz, que representa a precipitação sobre a região de estudo (Figura 5.4).

Seager et al. (2003) investigaram as causas da variabilidade hemisférica simétrica em registros observacionais, incluindo temperatura e ventos zonais, concluindo que variações hemisféricas simétricas ao redor do Equador nos últimos 50 anos podem estar associadas ao ENOS. Seager et al. (2005) investigaram o mecanismo de simetria hemisférica forçando o ENSO e sua influência na variabilidade da precipitação. Chylec et al. (2014) observaram que ENSO e AMO, bem como a ODP, são altamente correlacionados com a precipitação no sudoeste dos Estados Unidos (US SW), compondo o conjunto de preditores com o maior coeficiente de correlação ajustado estatisticamente significante, representando 62% da precipitação do sudoeste dos EUA. Esse percentual foi determinado por uma análise de regressão em que os autores desse estudo testaram outros conjuntos de variáveis explicativas em um processo de seleção direta. Eles também observaram uma correlação negativa entre AMO e PDO (AMO com lag = 12 anos) encontrada, pela primeira vez, por Wu et al. (2011) para estimar as fases futuras da ODP. Eles afirmam que a seca do período 2011-2014 no SW dos EUA foi associada à máxima amplitude do AMO ocorrendo quase simultaneamente com um índice mínimo de ODP. O mesmo fato ocorreu nos anos 50 do século XX. Pode ser válido também para o SEAS e, consequentemente, para a região de estudo.

Foi verificado que a precipitação em SP-Brasil também pode ser afetada positivamente durante os anos de La Niña (Grimm *et al.*, 1998a, c; Grimm, 2004; Hirata e Grimm, 2016). Alguns estudos mostram que o estado de São Paulo está localizado em uma região onde os efeitos de precipitação dos modos interanuais do Pacífico (ENOS) são combinados com as condições do oceano Atlântico, jatos subtropicais e a convergência e a divergência de jatos de baixa intensidade (Grimm e Ferraz 1998 a, b, c; Coelho *et al.*, 2002; Grimm 2003, 2004; Silvestri, 2005; Prado *et al.*, 2007; Grimm e Tedeschi 2009; Zamboni *et al.*, 2009; Grimm e Saboia, 2015). Sua 112

localização também coincide com os limites de transição encontrados por Coelho *et al.* (2002) para a influência positiva de El Niño ou negativade La Niña na precipitação na América do Sul, onde a previsibilidade é reduzida em virtude do sinal do ENOS sobre as regiões de transição poder ser negativo ou positivo. Essa região de transição cruza o estado de São Paulo em torno de 22,5° S, uma posição comum para muitos episódios da ZCAS. Devido à sua alta variabilidade espacial, a ZCAS também pode influenciar o posicionamento da região de influência de transição do sinal ENOS sobre a parte leste da América do Sul (Coelho *et al.*, 2002).

A possível associação das fases AMO com a variabilidade da precipitação foi explorada em alguns outros estudos, incluindo a fase quente associada à deficiência hídrica e períodos de seca na SEAS (Seager *et al.*, 2010; Kayano *et al.*, 2014), e sua influência na precipitação e na vazão dos rios nos EUA (Enfield *et al.*, 2001) e na precipitação sobre a Índia (Kishore *et al.*, 2016). Todos esses estudos relacionam as fases do AMO com certas modulações da variabilidade dos extremos do ENOS, como o observado pelo uso do filtro HP no presente estudo. As séries suavizadas resultantes sugerem a existência de um tipo de padrão para a variabilidade da TSM do Pacífico na região de El Niño-3.4 de acordo com a fase AMO, exercendo conseqüentemente alguma influência na variabilidade da precipitação.

Kayano *et al.* (2014) analisaram como o AMO modifica a influência do ENOS na precipitação sobre a América do Sul. Suas observações são ligeiramente diferentes das descritas neste estudo. Os autores desse estudo concluem que os eventos EN (LN) na fase AMO fria (quente) são, geralmente, mais fortes do que aqueles na fase AMO quente (fria). Nesse estudo, a diferença na duração dos eventos EN / LN em cada fase do AMO seria o aspecto notável, mas não sua intensidade.

Além disso, enquanto o estudo acima mencionado afirma que os extremos ENOS ocorrem com maior freqüência na fase fria do AMO e contam um número igual de eventos EN / LN distribuídos ao longo da fase fria do AMO, o presente estudo constata que o número de eventos extremos não varia nas fases do AMO, e o número de eventos EN excedem os eventos de LN ao longo da fase fria do AMO. As diferenças são improváveis de ser resultado da diferença nos critérios usados pelos dois estudos para definir o início das fases do AMO, mas, possivelmente, devido aos diferentes índices ENOS adotados. Kayano *et al.* (2014) usaram TSM na região do Niño-3.

A possível associação do ENSO, AMO e ODP com a variabilidade da precipitação na região estudada também foi investigada através da identificação de ciclos significativos de alta e baixa freqüência na análise espectral dos detalhes D1 (2 meses), D2 (4 meses), D3 (8 meses) e D4 (16 meses) que resultaram do procedimento de multirresolução da transformada da ondeleta discreta aplicado a cada série temporal, com o objetivo de revelar toda a variabilidade nas escalas de tempo, conforme apresentado nas Figuras 5.10 a 5.13. Exame adicional das conexões entre periodicidades encontradas para as variáveis estudadas ou associação com outros fenômenos estão além do escopo do trabalho atual. No entanto, alguns outros trabalhos que inferem tais conexões ou confirmam as periodicidades para cada escala.

Os significativos ciclos infraanuais mostrados na Figura 5.10 podem estar relacionados à sazonalidade dos meses quentes e frios. O ciclo de precipitação de 8 meses pode estar associado à periodicidade do período seco anual (JJAS ou MJJA), e os ciclos de precipitação de 4 a 6 meses podem estar associados à periodicidade do período úmido anual (ONDJFM ou SONDJFMA). O ciclo de 6 meses revelado nas séries temporais da TSM do AMO, Niño-3.4 e ODP pode estar relacionado à sazonalidade dos meses mais quentes e frios; sugere-se que esse padrão se repita a cada ano na série AMO e na série Niño-3.4 em anos EN / LN. Os ciclos mais fracos de 4-5 e 8 meses seriam devidos à variação ano a ano na duração dessas condições, por apresentar anomalias positivas ou negativas que podem durar períodos longos ou menores.



Figura 5.10- Análise espectral dos detalhes gerados pela análise multirresolução de DWT aplicada a séries temporais mensais, com identificação dos picos significativos dentro dos intervalos de confiança de 90%, 95% e 99%. Detalhes D1 = 2 meses revelam variabilidade sazonal ou intra-anual.

A presença dos mesmos ciclos de alta freqüência nos espectros de freqüência no Niño-3.4 e AMO sugere alguma associação entre eles, mas não necessariamente que eles estejam em fase. Enfield and Mayer (1997) e Klein *et al.* (1999) observaram que as flutuações da TSM relacionadas ao ENSO no Atlântico estão defasadas com atraso de 4-5 meses das flutuações da TSM do Pacífico, sendo mais intensas para o Atlântico Norte em abril-maio-junho e para o Atlântico Sul em junho-julho-agosto. Wang *et al.* (2011) também sugeriram a existência de uma relação entre a TSM no Atlântico Norte e no Pacífico Tropical, com um atraso de 5 a 13 meses. Os eventos ENOS duram, geralmente, de 6 a 18 meses, e, como tal, são possivelmente o fator mais importante que afeta a variabilidade climática interanual em escala global (Diaz e Kiladis, 1992).

A Figura 5.11 indica periodicidades interanuais significativas. O ciclo de 2 anos presente na variabilidade da precipitação e o ciclo 1.6-1.3 meses estão possivelmente relacionados com a variabilidade interanual do ENOS (D'Arrigo *et al.*, 2005) dentro do mesmo período. Os períodos maiores ou menores de 1 ano estão presentes em El Niño-3.4 e TSM no AMO, para os quais o período de 4 anos também é significativo. A influência do AMO na variabilidade da precipitação não é facilmente verificada; uma relação poderia existir, causada pela influência de suas fases frias e quentes na variabilidade do ENOS, um assunto que foi estudado por Enfield *et al.* (2001), Dong *et al.* (2006), Yu *et al.* (2015) e outros autores.



Figura 5.41- Análise espectral dos detalhes gerados pela análise multirresolução de DWT aplicada a séries temporais mensais, com identificação dos picos significativos dentro dos intervalos de confiança de 90%, 95% e 99%. Detalhes D2 = 4 meses que revelam a variabilidade interanual
Trabalhos baseados em resultados de análises de modelos atmosféricos sugerem que as oscilações multidecadais da TSM do Atlântico podem modular a influência do ENOS no ciclo anual da TSM do Pacífico Tropical (Latif, 2001; Timmermann *et al.*, 2007; Zhang e Delworth, 2005). Dong *et al.* (2006) sugeriram o papel de uma ponte atmosférica que transmitisse a influência do oceano Atlântico ao Pacífico tropical. A variabilidade multianual ou decadal é mostrada na Figura 5.12. O período de 8 anos foi o mais forte, com o período menos proeminente de 4 anos mostrando também resultados estatisticamente significativos, todos igualmente identificados para precipitação, a TSM do El Niño-3.4, AMO e ODP, para o qual o período de 9,8 anos também é significativo.

Labat *et al.* (2005) encontraram uma variabilidade de 8 anos particularmente forte em sua análise das descargas mensais da bacia do rio Paraná. Eles também descobriram que descargas correlacionam-se positivamente com flutuações de 8 e 13 anos de oscilação do Atlântico Norte (NAO) e negativamente correlacionadas com flutuações de 14 anos do Índice de Oscilação Meridional (SOI), mediante análises da coerência da ondaleta e análises de correlação cruzada entre as descargas e as variáveis climáticas *proxies* SOI e NAO. Por outro lado, o ciclo de 8 anos pode ser influenciado pelos ciclos lunares. Camuffo (2001) concluiu que 8,85 anos (apogeus) e 18,6 anos (perigeus) poderiam modificar o clima devido a mudanças na atração gravitacional que modificariam a TSM como resultado do transporte de calor conduzido através das correntes marítimas. Alguns trabalhos concluíram que esses ciclos são importantes para o clima (Currie *et al.*, 1993 ; Currie, 1994).



Figura 5.15- Análise espectral dos detalhes gerados pela análise multirresolução de DWT aplicada a séries temporais mensais, com identificação dos picos significativos dentro dos intervalos de confiança de 90%, 95% e 99%. Detalhes D3 = 8 meses revelam uma variabilidade quase decadal ou multianual.

A variabilidade multidecadal pode ser vista na Figura 5.13. Os períodos significativos nesta escala de tempo são valores em torno de ciclo de 32 anos para precipitação e para TSM AMO. Observa-se, ainda, ciclo de 35.6 anos para a TSM de El Niño-3.4 e ciclo de 27.3 anos para o ODP. Para o AMO, essa escala poderia estar associada à freqüência de suas mudanças de fase. Schlesinger and Ramankutty (1994) identificaram um caso específico de oscilação da TSM do Atlântico Norte com um período de 65 a 70 anos, sugerindo que ele poderia surgir da variabilidade interna do oceano-atmosfera. Labat *et al.* (2005) concluíram que as descargas no rio Paraná parecem correlacionar-se positivamente com as flutuações do SOI de 30 a 40 anos. Esse fato é coerente com os resultados atuais para a TSM na variabilidade multidecadal da região de El Niño-3.4 com valores em torno de 35 anos. Os períodos prolongados de valores negativos (positivos) da SOI coincidem com as águas oceânicas anormalmente quentes (frias) em todo o Pacífico tropical oriental, típicas dos episódios de El Niño (La Niña) (NOAA-NCEI 2016).

Frakcombe et al. (2010) concluíram, com base em dados observacionais e análise de modelo, que há indicações para escalas de tempo dominantes nos períodos de 20-30 e 50-70 anos na variabilidade do Atlântico Norte, e que seria melhor reservar o termo AMO para uma variabilidade de 50-70 anos de variabilidade, referindo-se à variabilidade de 20-30 anos como a Oscilação Interdecadal do Atlântico (OIA), que seria atribuída a um domínio menor em uma banda latitudinal mais estreita (por exemplo, 50°-60° N). Yasuda (2009) encontrou um período estatisticamente significativo de 18,6 anos para a ODP, que associa ao ciclo da maré-lua. Yasuda (2009) encontrou um período estatisticamente significativo de 18,6 anos para a ODP, que associa ao ciclo da maré-lua. Yasuda (2009) encontrou um período estatisticamente significativo de 18.6 anos para a ODP, que ele associava ao ciclo da maré-lua. Essa periodicidade é encontrada dentro dos períodos revelados para a ODP na Figura 5.13, assim como para a precipitação e para o TSM do Niño-3.4. Para TSM AMO, um período de 16 anos menos proeminente é mostrado também significativo.



Figura 5.16- Análise espectral dos detalhes gerados pela análise multirresolução de DWT aplicada a séries temporais mensais, com identificação dos picos significativos dentro dos intervalos de confiança de 90%, 95% e 99%. Detalhes D4 = 16 meses revelam uma variabilidade multidecadal.

Dean e Kemp (2004) estudaram registros de 2100 anos de depósitos de sedimentos laminados anualmente e identificaram fluxos de sedimentos maiores/menores de ano para ano, com base no número de varves e camadas de espessura nos depósitos. Eles encontraram um período de 14.8 anos na análise espectral das séries temporais definidas, que eles associaram à variabilidade da ODP e concluíram que os períodos multidecadal 42.2 e 31.3 anos também verificados sugeririam múltiplos do ciclo mais curto da OPD. Os ciclos multidecenais encontrados para o índice da ODP no presente estudo englobam os valores encontrados nos estudos supramencionados.

5.5 Considerações finais

As séries de dados hidrológicos disponíveis foram exaustivamente testadas usando vários métodos e técnicas para validar as séries temporais de dados observacionais de duas estações, Vargem (2246035) e Luz (2346045), por sua representatividade da precipitação mensal sobre o sistema de reservatórios da região do Cantareira.

Considerando a variação da TSM de AMO, seria razoável concluir que a variabilidade maior ou menor nas tendências da TSM de El Niño-3.4, com eventos EN (LN) mais frequentes, menos (mais) anos neutros e precipitação sobre a Luz variando dentro de períodos mais curtos (longos) de tendência positiva e negativa, poderiam ser esperados durante a fase AMO fria (quente).

Vale ressaltar que a precipitação variou persistentemente dentro de valores abaixo da média ao longo da primeira fase fria do AMO (1988-1930) e acima do normal durante a segunda fase fria do AMO (1964-1994). A precipitação sobre a área de estudo parece seguir as tendências do índice ODP ao longo de suas fases. Durante as fases quentes do AMO, os períodos de seca na região foram os mais severos. Os resultados da análise confirmam que o ENSO influencia os valores anuais de precipitação na região e que os eventos EN condicionam os anos mais chuvosos.

É importante levar em consideração essas associações possíveis no planejamento e gestão de políticas de recursos hídricos. Como a AMO está atualmente em uma fase quente, menos eventos EN devem ser esperados (considerando que cinco eventos EN já ocorreram e a atual fase AMO pode durar pelos próximos 10 anos). Conseqüentemente, menores valores de precipitação devem ser esperados no futuro próximo. A recente seca desenvolveu-se durante um período que incluiu um ano de La Niña (2012-2013) seguido por dois anos neutros (2013-2014 e 2014-2015), durante os quais apenas quatro episódios muito curtos da ZCAS foram registrados na região.

As técnicas de transformada da ondaleta e análise espectral foram eficientes em revelar a variabilidade em quatro domínios de escala de tempo - infra-anual, interanual, quasi-decadal e multidecadal - para todas as séries temporais de dados. Os períodos com maiores amplitudes encontradas na análise espectral, conforme previamente destacados, foram: 8 meses e 2, 8 e 32 anos para precipitação; 6 meses, 2, 8 e 32 anos para AMO; 6 meses, 2, 8 e 35.6 anos para a TSM do Pacífico na região de El Niño-3.4; e 6,19 meses, 2.04, 8.35 e 27,31 anos para o índice OPD. Outros períodos são menos proeminentes, mas também estatisticamente significativos.

Deve-se enfatizar que é de suma importância empregar séries temporais de dados observacionais de longo prazo para identificar periodicidades mais longas e confirmar as mais curtas nos fenômenos hidrológicos. Caso contrário, a confiabilidade em dados que cobrem uma janela de tempo mais estreita poderia levar a conclusões incorretas sobre a variabilidade natural de um fenômeno, seja sugerindo eventos de baixa freqüência quando ocorrendo realmente freqüências mais altas ou obscurecendo a duração real de uma freqüência real mais baixa, especialmente no caso das secas. Sequências negativas de anomalias de precipitação, com duração superior a 3 anos, já ocorreram, como pode ser observado nas séries temporais mais longas, que, de alguma forma, coincidiram com períodos historicamente críticos para a disponibilidade de água na região.

A estrutura de referência criada neste trabalho pode ser usada para melhorar a previsibilidade de eventos extremos recorrentes, em particular as secas, como o evento da seca que afetou recentemente a região sudeste do Brasil, iniciada em 2011 e que ainda requer atenção, embora tenha passado, momentaneamente, o período crítico mais recente (anos 2014/2016).

Em especial, o presente capítulo forneceu elementos de fundamentação para o desenvolvimento do procedimento de desagregação espaço-temporal. Em conjunto com os resultados obtidos para o Capítulo 6, pode-se melhor discutir o processo de desagregação exposto no Capítulo7, com resultados gerados para o sudeste brasileiro bem como para a região amazônica. Simultaneamente, destaca-se que os Capítulos 6 e 7 estabelecem procedimentos de melhor entendimento do fenômeno pluviométrico, incluindo observação e monitoramento, geração e previsão de campos pluviométricos 123

sobretudo sob o ponto de vista temporal, que guarda relação estreita com a perspectiva espacial, melhor explorada na continuidade do texto, integrando-se dados observacionais e dados de satélite.

CAPITULO 6 - ANÁLISE ESPACIAL DE EVENTOS EXTREMOS NA BACIA DO RIO MADEIRA

6.1 Introdução

O presente capítulo discorre sobre os eventos extremos de precipitação na bacia do rio Madeira. Objetiva-se determinar sub-regiões de precipitação homogênea na região e avaliar as correspondentes séries históricas representativas segundo o grupo a que pertencerem.

A análise foi realizada a partir de dados de registros pluviométricos de 41 estações em dois períodos: a) 29 estações com registros de 24 anos entre 1992-2015; b) 13 estações durante 37 anos compreendidos entre 1979-2015. O período engloba eventos do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), permitindo observar a influência do fenômeno na variabilidade das precipitações sobre a região. Em especial, a segunda subdivisão proposta foi no sentido de melhor avaliar a varibilidade sazonal e correspondente climatologia da área de estudo com base na representatividade das 13 estações pluviométricas históricas com registros disponíveis de longo prazo (maior do que 30 anos).

Ademais, analisou-se a relação entre o índice ODP e a variabilidade TSM AMO. Os métodos usados para esse fim foram: a) k-médias (k-*means*), agrupamento que pode ser descrito como um método de partição; em outras palavras, a função k-médias divide as observações dos dados em k grupos mutuamente exclusivos e retorna um vetor de índices indicando a qual dos k grupos cada observação foi atribuída; b) análise de tendência mediante o filtro *Hodrick-Prescott* ("filtro HP"), usado para revelar possíveis tendências e sincronia de fase; c) espectro de coerência das ondeletas, com resultados que variam entre zero e um medindo o grau de relacionamento entre as séries temporais.

6.2 Formulação do problema

A precipitação, pela sua importância, requer uma melhor compreensão da variabilidade espacial e temporal. Em particular, o impacto da precipitação sobre a bacia hidrográfica é de grande importância para os estudos hidrológicos e, naturalmente, para o efetivo gerenciamento dos correspondentes recursos hídricos.

A bacia amazônica é considerada, pela comunidade internacional, o maior sistema hídrico do mundo, contribuindo para que o Brasil contabilize cerca de 16% dos recursos hídricos do planeta, considerado, sob essa ótica, como um dos países com maiores reservas hídricas do mundo. Desempenha um importante papel nas trocas de energia, momentum e massa, notadamente água em forma de umidade, entre a superfície continental e a atmosfera, fornecendo condições fundamentais para a manutenção do clima local, regional e global. Adicionalmente, a floresta amazônica atua como uma das fontes indispensáveis de troca de calor com a atmosfera global por meio de sua intensa contribuição de evapotranspiração na média e alta troposfera e correspondente geração de condições propícias à formação de nuvens convectivas tropicais, contribuindo para a circulação atmosférica em escalas regional e global (Fisch et al., 1998; Marengo, 2006; Nobre et al., 2009 (a, b)) e estando sujeita à interveniência e à geração de fenômenos meteorológicos diversos, como as linhas de instabilidade, oriundas de um conjunto de nuvens cúmulos-nimbos que se desenvolvem na costa norte-nordeste da América do Sul, que, associadas à brisa marítima, propagam-se para o interior do continente, ocasionando grandes quantidades de precipitação (Cavalcanti e Kousky, 1983; Cohen, 1989).

Inúmeros estudos (Kousky, 1988; Cavalcanti *et al.*, 2009; Grimm,2011; Stickler *et al.*, 2013; Marengo *et al.*, 2014; entre outros) analisaram a distribuição sazonal das precipitações na região da Amazônia e verificaram que, nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, a precipitação máxima ocorre na porção sul da região, orientada no sentido de noroeste para sudeste, coincidindo com uma maior organização e atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). De acordo com Satyamurti *et al.* (1998), Sousa *et al.* (2005) e Sousa e Rocha (2006), outro sistema meteorológico de escala sinótica responsável pelos máximos de precipitação durante o outono austral é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Por outro lado, a evapotranspiração da floresta na região amazônica desempenha um papel crítico na regulação do clima regional e global. Mediante intensa evapotranspiração, as florestas tropicais bombeiam calor latente à atmosfera para equilibrar o forte calor radiativo à superfície, desempenhando um

importante papel no transporte de vapor de água para latitudes maiores (Fisch *et al.*, 1998; Webler *et al.*, 2007).

Na atualidade, um grande número de estudos relacionados à variabilidade da precipitação sobre a bacia da Amazônia com as mudanças na temperatura superficial do mar (TSM) nos oceanos adjacentes tem sido objeto de pesquisa. Nesse aspecto, no que concerne ao Oceano Pacífico e suas flutuações oceânico-atmosféricas de larga escala, estudos indicaram que a presença das anomalias negativas de precipitação pluviométrica está associada aos eventos de El Niño (Kayano e Moura, 1986; Aceituno, 1988; Souza *et al.*, 2000). Essa afirmação fundamenta-se tendo em vista que eventos de El Niño, durante o período chuvoso na Amazônia Central, afetam o posicionamento dos sistemas dinâmicos geradores de chuva, reduzindo a umidade do ar, inibindo a convecção e ocasionando períodos de seca e temperaturas acima da média em períodos climatológicos chuvosos. Além de eventos de El Niño, outros estudos relacionam as secas na Amazônia com o aquecimento da TSM no Atlântico Norte Tropical (Ropelewski e Halpert 1987, 1989; Marengo 1992, 2004; Uvo *et al.*, 2011; Marengo *et al.*, 2012; entre outros).

Assim, a principal meta deste capítulo, em consonância com a metodologia proposta para esta tese, é analisar a distribuição da precipitação na bacia do rio Madeira, inserida na bacia amazônica (Figura 6.1). Considerada uma das mais importantes sub-bacias da bacia Amazônica, a bacia do Madeira localiza-se entre os paralelos 2° e 20° sul e entre os meridianos 56° e 71° oeste, abrangendo os estados de Rondônia, Amazonas (sub-região do Madeira), Mato Grosso (porção noroeste) e Acre (pequena faixa a sudeste do estado) e território boliviano e peruano. A bacia do rio Madeira representa 23% do total da bacia Amazônica e estende-se por Bolívia (51%), Brasil (42%) e Peru (7%), perfazendo uma área total de drenagem de 1.324.727 km² representando a maior sub-bacia Amazônica (Guyot, 1993).



Figura 6.11- Bacia Amazônica - as linha de contorno preta delimita as localizações geográficas da bacia do rio Amazonas; as linha branca delimita a bacia do rio Madeira; as linhas azuis representam os rios; os círculos vermelhos indicam a localização das estações pluviométricas na bacia do Madeira.

A região amazônica possui ampla extensão territorial e está sujeita a padrões climáticos distintos na medida em que a presença de diferentes sistemas meteorológicos gera não homogeneidade na distribuição sazonal da precipitação. Por essas razões, a bacia amazônica apresenta alta variabilidade espacial e temporal da distribuição da precipitação sazonal mostrando uma heterogeneidade significativa (Silva Dias *et al.*, 2004).

Santos *et al.* (2015), mediante o método de agrupamento hierárquico Ward, identificaram, na Amazônia brasileira, seis (6) regiões pluviometricamente homogêneas, nas quais duas sub-regiões estão distribuídas no sul da Amazônia e quatro sub-regiões

na região norte, sendo duas na zona costeira e duas na região noroeste tendo por base o período 1983-2012.

Guillermo *et al.* (2006) delimitou, por sua vez, com dados de precipitação diária (1973-1993), diferentemente da escala mensal e temporal aqui empregada, com suporte do método k-médias, que a precipitação espacial na Amazônia pode ser agrupada em 5 regiões, distribuídas principalmente entre as regiões noroeste-sudeste. Dessa forma, a presente abordagem contribui para a discussão sobre a caracterização do regime pluvial na Amazônia.

Pereira Filho *et al.* (2015) estudaram a precipitação convectiva baseada em dados de satélite integrados ao redor da América do Sul com resolução espacial de 8 km e temporal de uma hora. O estudo abrangeu uma área da Amazônia, nordeste do Brasil e oceano Atlântico adjacente . Eles observaram que a convecção na Amazônia tende ser mais organizada entre março e junho.

Em particular, o impacto da precipitação sobre a bacia hidrográfica é de grande importância para os estudos hidrológicos e, naturalmente, para o efetivo gerenciamento dos correspondentes recursos hídricos. Levando-se em consideração, na região de estudo, a importância da análise do comportamento espacial da precipitação pluviométrica, neste trabalho, analisaram-se 41 estações em dois períodos: a) 29 estações com registros de 24 anos entre 1992-2015; b) 13 estações com 37 anos de registros compreendidos entre 1979-2015, com o objetivo de identificar e quantificar a intensidade e a duração das secas e enchentes ocorridas na bacia. Propõe-se analisar a variabilidade espaço-tempo mediante a identificação das sub-regiões delimitadas pelos métodos de agrupamentos k-means. Adicionalmente, analisaram-se os índices padronizados de precipitação em diferentes escalas temporais mediante o filtro *Hodrick-Prescott* ("filtro HP") e o espectro de coerência das ondaletas para as estações com 37

6.3 Materiais e métodos

Foram pesquisados os dados pluviométricos disponíveis nos bancos de dados Hidroweb (ANA, 2015) e BDMEP (INMET, 2015). Esses dados passaram por uma série de etapas a fim de serem organizados e analisados. As estações foram selecionadas seguindo as recomendações da Organização Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization* - WMO), estabelecidas no documento técnico WMO-TD/N°. 341. Nesse documento, recomenda-se descartar o mês que apresente algum valor diário faltante e séries mensais com dados faltantes em três ou mais meses consecutivos ou mais que cinco meses alternados. Após a verificação da qualidade dos dados, seguindo as recomendações da WMO, das 97 estações recebidas, foram escolhidas, como previamente exposto: a) 29 estações com registros de 24 anos entre 1992-2015; b) 13 estações durante 37 anos compreendidos entre 1979-2015.

6.3.1 Análise de Agrupamento

As técnicas de agrupamento de dados podem ser separadas em hierárquicas e não-hierárquicas (discriminatórias). Nas primeiras, os dados são particionados sucessivamente, diminuindo ou aumentando o número de grupos (*clusters*). Os procedimentos não-hierárquicos, por sua vez, dividem os n dados e as u observações existentes em k partições ou agrupamentos, onde o número de partições deve ser conhecido (Cooley *et al.*, 2006). Em geral, a análise de agrupamento, ou análise de *cluster*, é uma técnica multivariada que busca agrupar elementos de dados com base na similaridade entre eles. Os grupos são determinados de forma a se obter homogeneidade dentro deles e heterogeneidade entre eles.

O método k-médias, empregado neste estudo, consiste em um método nãohierárquico, que utiliza, como critério de agrupamento, o centróide de cada grupo. De acordo com Cooley *et al.* (2006) e com Naveau *et al.* (2009), o método k-médias consiste em um procedimento em que, definido um número de grupamentos, previamente, os elementos são segmentados. Cada elemento é atribuído ao grupo cujo centróide esteja mais próximo, e, a cada novo agrupamento, o centróide do grupo modifica-se, sendo recalculado até alcançar um equilíbrio estático.

Em outras palavras, a função k-médias divide as observações dos dados em k grupos mutuamente exclusivos, e retorna um vetor de índices indicando a qual dos k grupos cada observação foi atribuída. O algoritmo busca k objetos representativos (centróide) que estão centralmente localizados nos grupos que eles definem. O objeto representativo de um cluster, o centróide, é o objeto para o qual a dissimilaridade média de todos os objetos no grupo é mínima.

De fato, o algoritmo com partição ao redor de centróides minimiza a soma de dissimilaridades em vez da dissimilaridade média (Kaufman e Rousseeuw, 1990). Dentre as abordagens existentes para auxiliar na decisão do número de grupos, foi utilizado o método silhueta (*silhouette*), proposto por Rousseeuw (1987), que subsidia a escolha de um número ótimo de grupos, com avaliação dos particionamentos encontrados, permitindo visualizar graficamente os agrupamentos obtidos no presente trabalho. Assim, para escolher um número relevante k de grupamentos e para avaliar se uma estação meteorológica está bem classificada, empregou-se o método do coeficiente de silhueta (*silhouette*).

Mais especificamente, a silhueta é um gráfico de um dado grupamento composto por um valor de silhueta s(i), i = 1, ..., n, que reflete a qualidade da alocação dos objetos nos grupos. Cada objeto (indivíduo) do grupamento é representado por *i*. Para cada objeto *i*, o valor s(i) é calculado conforme

$$s(i) = \left(\frac{b(i) - a(i)}{\max(a(i) - b(i))}\right)$$
(6.1)

onde a(i) é a dissimilaridade média do objeto *i* em relação a todos os objetos do mesmo grupo, e b(i) é a dissimilaridade média entre o objeto i em relação a todos os objetos do grupo vizinho mais próximo a ele, aqui denominado de grupamento *j*.

O valor de s(i) varia entre -1 e 1, sendo adimensional. Quando se atinge um valor de $s(i) \approx 1$, significa que o objeto *i* foi bem classificado no seu respectivo grupamento, pois a(i) < b(i). Se é atribuído o valor de $s(i) \approx -1$, significa que o objeto foi mal classificado, pois a(i) > b(i), ou seja, o objeto i, em média, está mais distante dos objetos do seu próprio grupo, isto é, o objeto do seu grupo está mais próximo dos objetos do grupamento *j*. Por sua vez, se $s(i) \approx 0$, o objeto *i* está entre o correspondente grupamento e o grupamento *j*; isso ocorre quando a(i) = b(i), indicando que o objeto está num ponto intermediário entre dois grupos. Em síntese, o valor de s(i) informa sobre a adequação aos grupamentos.

6.3.2 Coerência da Transformada de Ondaletas

Com o fim de detectar correlação intermitente entre dois sinais no tempo e na freqüência, empregou-se o procedimento de análise da coerência da transformada de ondaletas (CT). Os resultados melhoram a correlação linear, tendo em vista que foi capaz de capturar baixos níveis de correlação entre os fenômenos (Gurley e Kareem, 1999; Gurley *et al.*, 2003). A coerência da ondaleta é uma ferramenta para identificar possíveis relações entre dois processos em termos de tempo-freqüência (Torrence e Webster, 1999, segundo Grinsted *et al.* (2004). Assim, é útil pensar na coerência da ondeleta como sendo também a medida do coeficiente de correlação localizado em tempo-freqüência. Segundo Grinsted *et al.* (2004), a coerência da transformada pode ser definido normalizando o espectro da ondaleta cruzada pelo espectro de potência da ondaleta.

$$R_n^2(s) = \frac{|S[s^{-1}W_n^{XY}(s)]|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(S)|^2).S(s^{-1}|W_n^Y(S)|^2)}$$
(6.2)

onde S é o operador de suavização. Note-se que a equação (6.2) é uma expressão semelhante ao tradicional coeficiente de correlação (Pearson). A definição de S se dá da seguinte forma:

$$S(W) = S_{escala} \left(S_{tempo}(W_n(s)) \right)$$
(6.3)

onde S_escala denota a suavização ao longo da escala dos eixos das ondaletas e S_tempo no tempo. Para a ondaleta-mãe de Morlet, um operador de suavização é dado de acordo com Torrence e Webster (1998) na forma

$$S_{tempo}(W)\big|_{s} = \left(W_{n}(s) * c_{1}^{\frac{-t^{2}}{2s^{2}}}\right)\Big|_{s}$$
$$S_{tempo}(W)\big|_{s} = \left(W_{n}(s) * c_{2}\Pi(0.6s)\right)\big|_{n}$$
(6.4)

onde c_1 e c_2 são as constantes de normalização e Π é a função retângulo. O fator 0,6 é determinado empiricamente para a função de ondaleta base simples (FO) de Morlet de acordo com Torrence e Compo (1998). Utilizou-se a caixa de ferramentas que inclui a transformada de ondaleta (wavelet) contínua (CWT), transformada de ondaleta (wavelet) cruzada (XWT) e coerência da transformada de ondaleta (wavelet) (WTC) para o pacote MATLAB fornecida por Grinsted et al. (2004), disponível na URL http://www.glaciology.net/wavelet coherence.

6.4 Resultados e discossão

Diante do objetivo de promover o aprimoramento metodológico para a identificação das regiões hidrologicamente homogêneas na região hidrográfica amazônica com base na variação das precipitações mensais ao longo do ano, buscou-se, em um primeiro momento, utilizar uma base de dados de precipitação consistente e com disponibilidade de informações para a região, permitindo a aplicação e a avaliação do comportamento climatológico da região.

6.4.1 Identificação das regiões homogêneas das precipitações mensais

A Figura 6. 2, apresenta os resultados obtidos aplicando o algoritmo k-médias sobre o conjunto de atributos com k = 4. Por meio do método silhueta, foi descoberto o número ideal de quatro grupamentos para separação dos dados de precipitação mensal dos períodos 1992-2015 e 1979-2015. Conforme se observa no mapa a distribuição espacial dos grupos (Figura 6.2), o método permitiu o agrupamento das estações próximas entre si. Observa-se que existe uma dependência espacial entre as observações registradas pelos pluviômetros. Esse fato sugere que as estações próximas tendem a apresentar maior similaridade entre si.



Figura 6.12- Agrupamento das estações pluviométricas: a) Precipitação mensal de 29 estações com registros de 24 anos entre 1992-2015; b) Precipitação mensal de 13 estações durante 37 anos compreendidos entre 1979-2015.

Nas Figuras 6.3 e 6.4 (a, b, c e d), pode-se observar a similaridade do comportamento dos padrões de sazonalidade das estações pluviométricas individualizada em cada grupo. Ainda assim, essa definição do número "ótimo" de grupos também envolveu resultados diversos e, muitas vezes, conflitantes. Cabe observar que, na Figura 6.3- a, apesar do método possibilitar a individualização de padrões de sazonalidade distintos entre os grupos, identificou-se, no grupo 1, registro de valores de precipitação maiores nas estações Trinidad e San Ignácio em comparação com as três demais estações inseridas nesse grupamento.



Figura 6.13- Variabilidade sazonal da precipitação média mensal no período 1992-2015 nas quatro regiões homogêneas.

Por outro lado, pode-se considerar que o grupo 3 os registros de precipitação são superiores em relação aos demais grupos em termos da magnitude e do padrão sazonal das precipitações mensais. Ademais, cabe ressaltar que o grupo 2 apresenta menor registro de precipitação em relação aos grupos 1,3,e 4 nos dos períodos de estudo.



Figura 6.14- Variabilidade sazonal da precipitação média mensal no período 1979-2015 nas quatro regiões homogêneas.

Na Figura 6.5(a, b), os gráficos de dispersão da série mensal média podem ser descritos como segue.

• Período de 1992 a 2015

Grupo 1 - observam-se os quantis de 25 % (48,96 mm), 50% (105,24 mm) e 75% (171,91 mm) das precipitações; quanto aos valores extremos (*outliers*), nota-se que a precipitação mensal máxima é 401,06 mm, com ocorrência em fevereiro/1992, enquanto a precipitação mínima (0,2 mm) foi registrada em junho/2007.

Grupo 2 - observam-se os quantis de 25% (27,77 mm), 50% (59,76 mm) e 75% (107,82 mm) das precipitações; quanto aos valores extremos, nota-se que a 136

precipitação mensal máxima é 297,36 mm, ocorrida em março/1997, enquanto a precipitação mínima (1,26 mm) foi registrada em julho/1994.

Grupo 3 - observam-se os quantis de 25% (82,69 mm), 50% (195,54 mm) e 75% (300,03 mm) dos valores de precipitação; quanto aos valores extremos, nota-se que a precipitação mensal máxima é 484,22 mm, ocorrida em dezembro/2009, enquanto a mínima (0 mm) foi registrada em julho/1996.

Grupo 4- observam-se os quantis de 25% (39,44mm), 50% (104,71 mm) e 75% (182,32 mm) dos valores de precipitação; quanto aos valores extremos, nota-se que a precipitação mensal máxima é 400,56 mm, ocorrida em fevereiro/1992, enquanto a precipitação mínima (0,37 mm) foi registrada em agosto/1995.



Figura 6.15- Gráfico de dispersão da precipitação média mensal para as quatro regiões homogêneas.

• Período de 1979 a 2015

Grupo 1- observam-se os quantis de 25% (46,78mm), 50% (99,85 mm) e 75% (165,65 mm) dos valores de precipitação;quanto aos valores extremos (outliers), notase que a precipitação mensal máxima é 401,06 mm, ocorrida em fevereiro/1992, enquanto a mínima (0 mm) foi registrada em junho/1979.

Grupo 2 - observam-se os quantis de 25% (41,97mm), 50% (136,32 mm) e 75% (255,15 mm) dos valores de precipitação; quanto aos valores extremos, nota-se que a precipitação mensal máxima é 515,60 mm, ocorrida em janeiro/1989, enquanto a mínima (0 mm) foi registrada em junho (1979,1985,1988), em julho (1981, 1987, 1988, 1991, 1996, 1999, 2003, 2008, 2011) e em agosto (1983, 1988,1991).

Grupo 3 - observam-se os quantis de 25% (93,56 mm), 50% (208,61 mm) e 75% (302,81 mm) dos valores de precipitação; quanto aos valores extremos, nota-se que a precipitação mensal máxima é 648,13 mm, ocorrida em janeiro/2015, enquanto a mínima (0 mm) foi registrada em junho/1979 e em julho/1981.

Grupo 4 - observam-seos quantis de 25% (5,425mm), 50% (99,85 mm) e 75% (80,125 mm) dos valores de precipitação; quanto aos valores extremos,nota-se que a precipitação mensal máxima é 326,45 mm, ocorrida em fevereiro/2011, enquanto a mínima (0 mm) foi registrada em março/1986, em maio (1979, 1980, 1981, 1982, 1984, 1998, 2003, 2011, 2012), em junho (1979, 1981, 1982, 1984, 1986, 1988, 1989, 1995, 2009, 2011), em julho (1980, 1981, 1985, 1986, 1989, 1997, 2006, 2007) e em agosto (1979, 1985, 1987, 1999).

Analisaram-se os gráficos de dispersão (Figura 6.6) com o objetivo de identificar os eventos atípicos (*outliers*) da precipitação sazonal dispostos nos quatro grupos durante os 37 anos, conforme descrição que segue:

Grupo 1- precipitações mensais máximas (322,48 mm e 369,93 mm) ocorreram em janeiro e dezembro e mínimas (0 a 0,33 mm) em junho e agosto; observam-se eventos atípicos positivos superiores ao terceiro quartil nos meses de fevereiro, abril, maio, julho, setembro; no mês de fevereiro, um evento anômalo positivo no ano 1992 (363,93 mm); no mês de abril, registram-se três eventos anômalos nos anos 1980 (184,32 mm), 1982 (176,68 mm) e 1992 (218,10mm); no mês de maio, registraram-se 138 três eventos anômalos nos anos 1983 (192,48 mm); 2012 (174,55 mm) e 2015 (182,65 mm); no mês de setembro, ocorreram três eventos anômalos nos anos 1992 (185,87 mm); 1996 (142,67 mm) e 1998 (159,33 mm).

Grupo 2 - precipitações mensais máximas (515,6 mm e 457,15 mm) ocorreram em janeiro e dezembro e mínimas (0 mm) em junho, julho e agosto; observam-se eventos atípicos positivos superiores ao terceiro quartil nos meses de janeiro, abril, maio, junho, dezembro; no mês de janeiro, registraram-se dois eventos anômalos positivos nos anos 1986 (460,95 mm) e 1989 (515,60 mm); no mês de abril, registrou-se um evento anômalo no ano 1985 (184,32 mm); no mês de junho, registrou-se um evento anômalo no ano 1989 (76,40 mm); no mês de agosto, ocorreu evento em 1989 (103,70 mm); no mês de dezembro, ocorreu em 1985 (103,70 mm).

Grupo 3- precipitações mensais máximas (648,13 mm e 546,1 mm) ocorreram em janeiro e dezembro e mínimas (0 mm) em junho e julho; observam-se eventos atípicos positivos superiores ao terceiro quartil nos meses de maio, junho, julho setembro e dezembro; no mês de maio, um evento anômalo positivo no ano 2014 (477,37 mm); no mês de junho, registrou-se um evento anômalo no ano 2012 (203,20 mm); no mês de julho, registrou-se um evento anômalo no ano 2014 (124,20 mm); no mês de setembro, registrou-se um evento anômalo no ano 1986 (242,45 mm); no mês de dezembro, registraram-se três eventos anômalos nos anos 2009 (546,10 mm)m, 2012 (501,00 mm) e 2013 (527,83 mm).

Grupo 4- precipitações mensais máximas (326,45 mm e 224,75 mm) ocorreram em fevereiro e dezembro e mínimas (0 mm) em março, maio, junho, julho e agosto; observam-se eventos atípicos positivos superiores ao terceiro quartil nos meses de fevereiro no ano 2011 (326 mm), março nos anos 1988 (217 mm), 1993 (71,55 mm) e 1999 (221,6 mm), abril no ano 1989 (108,40 mm), maio nos anos 1990 (20,60 mm) e 2002 (11,05 mm), junho nos anos 1992 (32,65 mm) e 2000 (15,30 mm), julho nos anos 1987 (20,85 mm) e 2002 (35,70 mm), agosto nos anos 1981 (50,95 mm) e 1993 (76,15 mm), setembro no ano 1999 (51,25 mm), outubro no ano 1987 (78,95 mm) e dezembro no ano 2003 (224,75 mm).



Figura 6.16- Gráficos de dispersão da precipitação média mensal para as quatro regiões homogêneas e demarcação da sazonalidade de precipitações durante os 37 anos que abrangem o período entre 1979 e 2015.

Em geral, nas Figuras 6.3, 6.4, 6.5 e 6.6, nota-se que anomalias positivas ocorreram em 1982, 1983, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1992, 1993, 1995, 1996, 1998, 2000, 2002, 2009, 2012, 2013, 2014 e 2015, sendo que os anos de La Niña abrangeram 1985, 1988, 1989, 1995,1996, 2000, 2009 e 2012. O evento de El Niño de 1982/83, 1986/87, 1991/92, 1997/98, 2002/2003 e 2014/15 foram registrados como anomalia nos índices de precipitação nos grupos. As anomalias positivas relacionadas aos anos de 1990, 1993 e 2013 podem estar associadas a variabilidades atmosféricas locais.

Ademais, pode-se observar que a relação com o ENSO não pode ser explicada de forma linear. Com o objetivo de explicar melhor a relação entre os dois sinais, precipitação e ENSO, empregou-se, no item 6.3.2, o método de ondaletas.

A precipitação na bacia amazônica possui uma variabilidade sazonal bem marcante, como verificado nas Figuras 6.5 e 6.4. Observe-se que, na bacia do Madeira, a estação chuvosa abrange os meses de outubro a abril. Os máximos pluviométricos ocorrem de dezembro a março, enquanto a estação seca estende-se de maio a setembro, com mínimos pluviométricos em junho, julho e agosto.

De acordo com estudos sobre a distribuição espacial da precipitação na bacia do Madeira, cabe mencionar que a chuva ocorre de forma diferenciada segundo os diferentes sistemas climáticos atuantes, com caracterização de uma estação chuvosa no início do verão austral, ou seja, dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), relacionada à presença de ZCAS (Marengo *et al.*, 2001; Marengo *et al.*, 2011;Tomasella *et al.*, 2013), de sistema de monção da América do Sul (SMAS) composto pelo Jato de Baixo Níveis (JBN) (Marengo *et al.*, 2004; Vera *et al.*, 2006) e de sistema de baixa pressão do Chaco (Marengo *et al.*, 2004; Marengo *et al.*, 2011).

A variação de precipitação entre as estações do ano resulta do deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) seguindo a dinâmica da circulação atmosférica tropical (Marengo *et al.*, 2008; Espinoza *et al.*, 2011; Cook *et al.*, 2012) com períodos de máxima precipitação entre os meses de março e junho no hemisfério norte e de dezembro a março no hemisfério sul. Recentes estudos mostraram que as secas extremas estão principalmente associadas às condições de aumento da TSM no Atlântico tropical e pelos eventos de El Niño (Kayano e Moura, 1986; Aceituno, 1988; Souza *et al.*, (2000, 2005); Marengo *et al.*, 2011;Coelho *et al.*, 2012; Espinoza, 2014). Por outro lado, as chuvas abundantes e inundações estão relacionadas a eventos La Niña e a condições anômalas frias no oceano Atlântico tropical sul (Marengo e Espinoza, 2016). Além disso, a influência dos Andes nas condições meteorológicas nas encostas andinas e na superfície baixa modula a variabilidade da precipitação (Espinoza Villar *et al.*, 2009).

Além disso, a floresta úmida amazônica desempenha um papel crucial no sistema climático que ajuda a impulsionar as circulações atmosféricas nos trópicos (Fisch *et al.*, 1998; Marengo, 2006; Nobre *et al.*, 2009 (a, b)). Alguns estudos mostraram que, ao longo das próximas décadas, há risco de uma mudança abrupta e irreversível na variabilidade dos recursos hídricos pela substituição da floresta por vegetação do tipo savana (Oyama e Nobre, 2003; Salazar *et al.*, 2007; Malhi *et al.*, 2008, Nobre *et al.*, 2016). A savanização responderia a condições mais quentes e a secas

prolongadas no sul da bacia amazônica (Malhi *et al.*, 2009, ; Marengo *et al.*, 2011; Lavado *et al.*, 2013; Zemp *et al.*, 2017).

6.4.2 Analise de tendência com suporte do filtro Hodrick-Prescott ("filtro HP")

Neste item, objetiva-se analisar as tendências e a variabilidade temporal nos dados observacionais de precipitação e suas possíveis tendências e sincronia de fase com os episódios do ENSO. A Figura 6.7 mostra o resultado da análise das variáveis mediante o emprego do filtro HP aplicado às séries temporais mensais padronizadas dos quatro grupos e ao índice Niño 3.4, revelandoas tendências para eventos de baixa frequência.

Observa-se ainda a presença de concordância entre as tendências de precipitação e a variabilidade dos episódios do EN/LN. Uma sistematização do que pode ser observado na Figura 6.7 é apresentada na Tabela 6.1.



Figura 6.17- Variáveis analisadas pelo filtro HP com λ = 14400; pecipitação padronizada dos Grupos 1, 2, 3 e 4 e o índice Niño 3.4 abrangendo o período de 1979 a 2015.

Tabela 6. 1- Índice Niño-3.4 - fase quente (EN) / fase fria (LN) versus variabilidade da precipitação

Niño-3.4	Niño-3.4	Precipitação
Positivo (EN)	Negativo (LN)	
1982-1983; 1986-1987	1984-1985; 1988-1989	Grupo 1: Variabilidade com tendências positivas durante condições EN e LN. Maior variabilidade durante condições EN(1982/83) e menor EN(1986/87).
		Grupo 2: Maior variabilidade com tendências positivas durante condições LN e Menor durante EN(1982/83).
		Grupo 3: Maior variabilidade com tendências positivas durante condições LN e negativo durante EN (1987).
		Grupo 4: Variabilidade com tendências positivas durante condições EN e LN.
		Grupo 1: Variabilidade com tendências positivas durante condições EN e LN. Maior variabilidade durante condições EN(1991/92, 1997/98)
1991-1994; 1997-19998	1988-1989; 1998-1999	Grupo 2: Menor variabilidade com tendências positivas durante condições LN e EN. Tendências negativas ao longo de 1997 a 1999 coincidentes com LN (1998/99).
		Grupo 3: Variabilidade, alternando tendências negativas e positivas. Tendências negativas ao longo de 1987 até finais de 1998. Tendência negativa de longa duração coincidentes com EN (1991/92, 1997/98).
		Grupo 4: Variabilidade com tendências positivas durante condições EN e LN.
2002-2003; 2014-2015	2007-2008;2010-2011	Grupo 1: Variabilidade, alternando tendências negativas e positivas durante condições EN e LN. Tendências negativas ao longo de EN (2002/03), 2005 e 2009 a 2011.
		Grupo 2: Variabilidade, alternando tendências negativas e positivas durante condições EN e LN. Tendências negativas ao longo de 2004 a 2005, 2009 a 2012.
		Grupo 3: Variabilidade, alternando tendências negativas e positivas com maior variabilidade durante condições LN. Tendências negativas ao longo de 2003 a 2006 e finais de EN (2015).
		Grupo 4: Variabilidade com tendências positivas durante condições EN e LN.

Os resultados da Figura 6.7 e Tabela 6.1 confirmaram que, na Amazônia, os extremos pluviométricos não acontecem no mesmo espaço, no mesmo período e nem na mesma intensidade, como foi observado por Marengo *et al.* (2008). Observa-se, nos resultados, que a seca de 2005 afetou grande porção da região de estudo, pois o padrão foi diferente do ocorrido nos anos de 1983 e 1998. Essa particular seca está relacionada à influência do Atlântico (Marengo *et al.*, 2008).

Estudos mostraram que a variabilidade das chuvas na Amazônia não é devida somente ao aquecimento e ao resfriamento da superfície do Pacífico leste, mas também ao oceano Atlântico norte e sul durante o período de transição entre a estação chuvosa e a estação seca (Zeng, 2008; Yoon e Zeng, 2010; Marengo *et al.*, 2012).

Segundo Aragão et al. (2007), as secas na Amazônia são causadas por vários fenômenos meteorológicos, e, além disso, a influência dos Andes nas condições meteorológicas nas encostas andinas e na superfície baixa modula a variabilidade da precipitação (Espinoza Villar et al., 2009). Marengo (2004) observou, mediante simulações numéricas, a influência da cordilheira dos Andes no transporte de umidade entre a bacia amazônica e o Andes central nos processos de convecção profunda e na precipitação sobre a América Sul por meio do JBN. Entretanto, segundo Aragão et al. (2007), a seca de 2005 foi causada apenas devido às anomalias da TSM do Atlântico, chamada de Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO), enquanto a seca de 1998 originou-se em função de um forte EN juntamente com a AMO positivo. A seca de 2010 foi comprovada como mais forte que a de 2005. Segundo Marengo et al. (2011) observou que a seca de 2010 na Amazônia teve início durante o verão austral (DJF) correspondente ao período úmido durante o evento de El Niño, e depois foi intensificado como consequência do aquecimento no Atlântico Tropical Norte. A seca de 2010 teve três epicentros identificáveis no sudoeste Amazônia, centro-norte da Bolívia e estado do Mato Grosso. Em 2005, apenas um único epicentro foi registrado no sudoeste da Amazônia (Lewis *et al.*, 2011)

6.4.3 Variabilidade da precipitação durante os eventos ENSO (EN/LN)

A predição e a caracterização dos eventos associados ao ENSO são de grande importância na hora de planejar e avaliar os diferentes cenários climáticos permitindo calcular o risco e oferecer apoio na tomada de decisões relativas ao manejo dos recursos hídricos.

A aplicação da análise de ondaleta a séries temporais de variáveis relacionadas ao ENSO permitiu estabelecer e quantificar as mudanças na amplitude e na fase desse fenômeno climático (Wang e Wang, 1996; Torrence e Compo, 1998; Torrence e Webster, 1999; Grinsted et al., 2004). Esses estudos estabeleceram a associações entre as variáveis hidroclimáticas e o ENSO. Na atualidade, tem-se uma extensa literatura em relação a técnicas e aplicações. Dada a influência desse fenômento na capacidade preditiva e na regionalização do regime de precipitação, optou-se por concentrar esforços, nesta tese, no estudo mais aprofundado sobre o uso de ondaletas com aplicação para as séries de precipitação e episódios do ENSO. O espectro ondaleta identifica as principais periodicidades na série temporal e ajuda a analisar as periodicidades em relação ao tempo. No espectro de energia por meio de ondaleta da variabilidade do Niño 3.4 (Figura 6.8 a), observam-se períodos irregulares de 1,3 anos (16 meses) com concentração de energia significativa na faixa de 32 a ~96 meses (2,6 a 8 anos) para os períodos 1982-1992, 1994-2000 e 2003-2012. Durante o período, ocorreram episódios de EN/LN, como o EN de 1982/83, 1987/88, 1991/95, 1997/98, 2002/03 e o LN de 1984/85, 1988/89, 2000/01, 2007/08, 2010/12.

Na Figura 6.8 (b), no espectro do Grupo 1, pode-se claramente observar que a concentração de energia significativa se encontra na faixa de 3–4 meses para os anos 1982/83, 1985, 1994 e 2001 correspondentes a dois episódios LN e um EN e para os anos neutros 2001 e 2012. A periocidade de 16 meses corresponde aos períodos de 2006-2008. Nessa faixa, encontram-se parte dos episódios EN (2006) e LN (2007) e do ano neutro de 2013. Na faixa de 12-32 meses, configurada entre 10/1990 e 04/1995, demarca-se o episódio de EN (1991//94).

No espectro do Grupo 2 (Figura 6.8 c), observa-se que a concentração de energia significativa se encontra na faixa 3–6 meses entre os anos 1982/83 e 1985 correspondentes aos episódios EN e um LN, respectivamente. A periodicidade de 18 meses corresponde aos anos de 1987-1990. Nessa faixa, encontram-se parte dos episódios EN (1986/87) e LN (1988/89). Na faixa de 60 meses, encontra-se, entre 1985-1991 e 1995-2001, os episódios de EN (1987/88, 1991/94, 1997/98) e LN (1984/85, 1988/89, 2000/01).

No espectro do Grupo 3 (Figura 6.8 d), pode-se claramente observar que a concentração de energia significativa se encontra na faixa 3–6 meses entre os anos 1982/83. As periocidades de 8–12 meses estão entre os anos 1985-1987, correspondentes a dois episódios LN (1985) e um EN (1987/88). Na faixa 4–6 meses, ocorreu o ano 2001. Na faixa 6–8 meses, ocorreram os anos de 2009 e 2012, correspondentes a dois episódios LN (2012). A periocidade de 32 meses corresponde aos anos de 1986-1998. Nessa faixa, encontra-se parte do episódio EN (1998). Na faixa de 12-32 meses, encontra-se, entre 10/1990 e 04/1995, a demarcação do episódio de EN (1991/94).

No espectro do Grupo 4 (Figura 6.8 e), pode-se claramente observar que concentração de energia significativa se encontra na faixa de 6-8 meses no ano de 1981, 6 meses no ano 1987, na faixa 4-8 meses no ano 1990, 8 meses no ano 2010, sendo que, nesses períodos, encontra-se parte dos episódios EN(1987) e LN(2010).

O período de 12 meses ocorre no ano 1993. Na faixa 12–16 meses, correspondente aos anos de 1987-1990, encontra-se parte dos episódios EN (1987/88) e LN (1988/89). Na faixa de 24-32 meses, encontra-se, entre 1984-1992, a demarcação do episódio de EN (1987/88) e parte do episódio EN (1991/95) e LN (1984/85, 1988/89).



Figura 6.18- Espectro de potência de ondaleta (ondaleta-mãe de Morlet) das séries da precipitação padronizada das estações dentro dos respectivos grupos e o índice Niño 3.4: (a) precipitação padronizada Grupo 1; (b) precipitação padronizada Grupo 2; (c) precipitação Grupo 3; (d) precipitação padronizada Grupo 4; (e) índice Niño 3.4. Contornos sombreados englobam áreas com variâncias significativas no nível de 95% de confiança. A linha em forma de U representa a área denominada "cone de influência" em que o efeito de borda é relevante.

Com o objetivo de estudar a influência dos fenômenos El Niño e La Niña na precipitação nos quatro grupos obtidos, faz-se necessário a análise através da coerência da ondaleta, visto tratar-se de uma ferramenta capaz de examinar as relações de freqüência existentes no domínio espaço-tempo-freqüência entre duas séries distintas. A Figura 6.8 apresenta os resultados obtidos pelas análises de coerência correspondente em todos os grupos. A relação entre os dados pode ser identificada através da observação do sentido das setas presentes na imagem quando se analisam os períodos 147 destacados em vermelho com nível de significância de 95%. As setas com o sentido para a direita indicam que os dois fenômenos estão em fase. As setas para a esquerda indicam que os dois fenômenos estão defasados (em antifase), um em relação ao outro, enquanto as setas apontando para baixo (na direção 90°) indicam que o segundo sinal está avançado em 90° em relação ao primeiro sinal. O primeiro sinal responde em um quarto do período. Setas apontando para acima (na direção 90°) indica que o segundo sinal está desfasado de 90° com respeito ao primeiro sinal. O segundo sinal responde em um quarto do período.

Na Figuras 6.9, evidencia-se a coerência global entre os índices de precipitação dos quatros grupos e para o índice Niño 3.4. Linhas contínuas de cor vermelha indicam coerência significativa no nível de 5%. A análise das Figuras 6.8 e 6.9 detectou, para o Grupo1, alta coerência do sinal para periodicidades de ~5,3 anos com coeficiente de correlação 0,66. Essa periodicidade ocorreu aproximadamente entre novembro de 1986 e fevereiro de 1998, que foi observada e associada ao EN (1998). Torna-se importante destacar que, nessa faixa de periodicidade, as setas apontaram no sentido para a direita, indicando que estão em fase.

No Grupo 2, existe uma alta coerência para o período de ~6,6 anos com coeficiente de correlação do sinal igual a 0,73 ao redor de agosto de 1999 e outubro de 2009 associada ao início de LN (1999 e 2000/01) e ao início de EN (2009/10).

Para o Grupo 3, nota-se uma correlação de 0,73 para o primeiro pico de periodicidade de ~2,6 ao redor de agosto de 1993 a junho de 1998 e o segundo pico de periodicidade significativa de ~6,6 com coeficiente de correlação de 0,57 em abril de 1983 a outubro de 2009. Essas periodicidades estão associadas ao EN (1994/95, 1997/98) e a eventos LN (1995/96).

No Grupo 4, registrou-se um período significativo de ~10,6 anos com coeficiente de correlação 0,95 ao redor de janeiro de 1991 a abril de 2004. Essa periodicidade está associada a EN (1991/92, 1994/95, 1997/98, 2002/03) e a LN (1995/96, 1998/99). Observa-se que, para os Grupo 2,3 e 4, as faixas das periodicidades dispõem de setas apontando para baixo (na direção 90°), indicando que o sinal do Niño 3.4 está avançado em 90° do sinal de precipitação. A precipitação responde em um quarto do período.



Figura 6.19- Coerência das séries temporais da precipitação padronizada das estações dentro dos respectivos grupos e o índice Niño 3.4 para o período 1979 - 2015. A delimitação do nível de significância de 5% em contraste com o ruído vermelho é mostrada como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores com a seguinte convenção de sinais: em fase, apontando para a direita; fora de fase, um em relação ao outro, apontando para a esquerda; setas apontando para baixo (na direção 90°) indicam uma forte influência dos valores do índice Niño 3.4 sobre os índices pluviométricos dos grupos. A linha em forma de U representa a área denominada "cone de influência" em que o efeito de borda é relevante.

Observa-se, de modo geral, nas Figuras 6.9 e 6.10, certas anomalias com alta coerência para períodos com nível de significância inferiores aos 5% com períodos entre as faixas 3-6 meses coincidentes com os eventos EN (1998) e LN (1984, 1995, 2000). São identificados períodos de 1ano coincidentes com os eventos EN (1991/95) nos Grupos 2 e 3 e LN (1984/85) no Grupo 4. Ressalta-se ainda as periodicidades de 2 anos no período de 2000 a 2012 coincidentes com os eventos EN (2002/03, 2004/05, 149



2009/10) e LN (2007/08, 2010/11) nos Grupos 1 e 3. Na Figura 6.5 b, adicionalmente, observa-se, no mês de maio, registro de um evento anômalo no Grupo 1 no ano 2012.

Figura 6.20- Significância da coerência da ondaleta no período de 1979- 2015 as seguintes relações: (a) entre precipitação padronizada Grupo 1 e índice Niño 3.4; (b) entre precipitação padronizada Grupos 2 e índice Niño 3.4; (c) entre precipitação padronizada Grupo 3 e índice Niño 3.4; (d) entre precipitação padronizada Grupo 4 e índice Niño 3.4; linha vermelha corresponde ao 5% de nível de significância.

6.5 Considerações finais

A identificação dos padrões foi importante para entender o comportamento hidroclimático da bacia do rio Madeira, a fim de permitir oportunos e novos estudos com fins meteorológicos e notadamente hidrológicos. Nesse sentido, conclui-se que o método proposto possibilitou a subdivisão da bacia hidrográfica do Madeira em quatro regiões hidrologicamente homogêneas diferenciadas com base no comportamento das precipitações mensais. Segundo as regiões homogêneas e mediante as análises conduzidas, foi identificada a influência do fenômeno ENSO em certas áreas da bacia do Madeira, constatando-se casos de déficit hídrico bem como de excesso de precipitação.

Nesse contexto, a análise com suporte de ondaleta revelou a variabilidade em domínios de escala temporal, mais especificamente, intrasazonais e interanual. As periodicidades intrasazonais estão relacionadas à variabilidade nas estações do ano e do verão chuvoso (dezembro-janeiro-feveiro-março).

Segundo Molinier *et al.*, (2009), sugere-se que a região sul da Amazônia não tem mostrado uma relação clara entre a variabilidade da precipitação e o ENSO. Em geral, observou-se que a variabilidade temporal da anomalia de precipitação nos Grupos 1 e 4 revela comportamento diferenciado em intensidade e em tempo de ocorrência de eventos ENSO entre as estações pluviométricas analisadas na região. Nesse sentido, assume-se um sistema misto de condições climáticas no caso dessa bacia, incorporando a influência da Alta da Bolívia descrita por Andrade (2008) e das condições climáticas do sul da Amazônia.

• Caso de EN (1982/83)

O evento EN (1982/83) foi um dos mais intensos registrados e afetou as chuvas sobre a América do Sul (Kayano e Moura, 1986; Kousky *et al.*, 1984; Kousky e Cavalcanti, 1984). De acordo com os resultados para os Grupos 2 e 3, as chuvas aconteceram abaixo da média na bacia, confirmando os estudos anteriores que identificaram que esse episódio provocou um período extremamente seco na Amazônia Central, em janeiro e fevereiro de 1983. A redução na precipitação foi associada ao deslocamento do ramo descendente da célula de Walker para a região sobre a Amazônia, que inibiu a formação de atividades convectivas (Nobre e Rennó, 1985; Nobre e Oliveira, 1986). A diferença dos resultados sugere que, no Grupo 1, essa exceção poderia estar relacionada com a intrusão mais freqüente de frentes frias vindas do sul durante fortes anos de El Niño (Marengo *et al.*, 1997). Além disso, a influência dos Andes nas condições meteorológicas nas encostas andinas e na superfície baixa modula a variabilidade da precipitação (Espinoza Villar *et al.*, 2009). No Grupo 4, não se apresenta uma relação clara com o ENSO. Os resultados obtidos mediante a análise de ondaleta e de coerência sugerem as seguintes apreciações. Os ciclos mais fracos de 3-6 e 8 meses seriam devidos à variação ano a ano na duração dessas condições, por apresentar anomalias positivas ou negativas que podem durar períodos longos ou menores. Os eventos ENSO duram, geralmente, de 6 a 18 meses, e, como tal, são possivelmente o fator mais importante que afeta a variabilidade climática interanual em escala global (Diaz e Kiladis, 1992). O ciclo de 2 anos presente na variabilidade da precipitação estão possivelmente relacionados com a variabilidade interanual do ENSO (D'Arrigo *et al.*, 2005). Por outro lado, o ciclo de ~11 anos pode ser influenciado por ciclo de manchas solares com um período das manchas solares (Lassen e Friis-Christensen, 1995). Nesse caso, as chuvas no Grupo 4 estariam influenciadas mais pelo ciclo solar do que pelo ENSO.

CAPITULO 7- ANALISE ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO

7.1 Introdução

O presente capítulo encontra-se estruturado de forma a propiciar ao leitor uma visão integrada do tratamento espaço-temporal da precipitação ou simplesmente do que convencionou chamar de chuva. Nesse sentido, embora o texto da tese disponibilize alguns conceitos e fundamentos em capítulos precedentes, opta-se por abranger e reforçar alguns pontos que dizem respeito à revisão de literatura e fundamentos metodológicos que se julguem necessários para oferecer o suporte à leitura das seções que compõem o Capítulo 7.

Neste capítulo, em particular, encontram-se discussões mais direcionadas para o tratamento da precipitação como um fenômeno de multiescala. Mais ainda, examina-se se a teoria multifractal pode capturar, adequadamente, a variabilidade da precipitação no tempo e no espaço, o que requereu o esforço de abordá-la sob o prisma de modelagem das propriedades de escala com precisão. Enfoca-se o desenvolvimento da redução de escala espacial da precipitação coletada na forma satelital TRMM, utilizando-se o conceito de cascatas multiplicativas aleatórias. O modelo tem, como dados de entrada, os dados do satélite TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), especificamente os dados 3B42RT, disponíveis em 0,25⁰ versus 0,25⁰ (aproximadamente 27,8 km x 27,8 km) de resolução espacial e na escala do mês segundo a dimensão temporal. Como resultado final da análise, investiga-se a possibilidade de se conseguir atingir a a resolução espacial de 3,475 km x 3, 475 km partindo-se da resolução usual do produto TRMM explicitada previamento. As análises e os resultados foram validados com dados de pluviômetros. As regiões de estudo que envolvem o sudeste brasileiro e a Amazônia foram apresentadas em detalhes em capítulos precedentes. Todavia são aqui retomadas para fundamentar o procedimento de análise exposto de desagregação espacial do dado de satélite TRMM.
7.2 Formulação do Problema

O exercício de observação e de monitoramento para mais adequadamente modelar a precipitação no espaço e no tempo requer, muitas vezes, medidas de alta resolução, sendo fundamental uma melhor compreensão de suas escalas variabilidade espaço-temporais. Porém uma das grandes dificuldades nos estudos climáticos, meteorológicos e hidrológicos diz respeito à qualidade de informações hidrometeorológicas de alta resolução para atender, de certa forma, demandas de respostas hidrológicas em escalas espaciais e temporais mais apropriadas e abrangentes, em especial no tocante aos dados de precipitação, que constituem forçantes importantes em estudos de modelos hidrológico do tipo chuva-vazão.

No Brasil, podem ser apontadas bacias de grande importância por seu aporte fluvial e por seu porte espacial, as quais são invariavelmente caracterizadas pelo déficit de postos pluviométricos, como, por exemplo, a bacia amazônica que corresponde a uma área de cerca de 6.000.000 km², englobando diferentes países sul-americanos com os correspondente órgãos nacionais específicos responsáveis por coletarem e armazenarem dados hidrológicos. No caso específico, nota-se que a tarefa de medir a precipitação de forma abrangente, extensiva e robusta acaba tornando-se ainda mais difícil, por sua grande extensão territorial, áreas inundadas e regiões de difícil acesso.

Essa dificuldade não se restringe à bacia amazônica, que apresenta essa característica de transnacionalidade. Basta percorrer os bancos de dados hidrometeorológicos brasileiros para observar a relativa escassez e baixa densidade de postos de medição de chuva e de vazão em bacias nacionais. A rede de observações operante no país deve-se sobretudo a estudos conduzidos para a exploração da geração de hidroeletricidade no Brasil, levando-se a que se coletassem informações em uma escala mais ampla, sem se ater ao detalhamento em termos de cobertura espacial e termporal mais detalhada.

O resultado, embora o enorme esforço pelas agências brasileiras, em virtude do relativo baixo investimento, dada a dimensão do problema, implica via de regra redes de monitoramento de medição precárias ou insuficientes. Ainda que, por vezes, possam assumir proporções significativas de investimento e aparentemente oferecer a falsa idéia de se dispor de um número significativo de estações locais de medição, para muitos dos propósitos que a sociedade brasileira está a demandar em termos do bom uso da água, observa-se uma relevante lacuna observacional de medições das águas brasileiras.

Mesmo os estudos hidroelétricos, hoje, requerem informações mais detalhadas, na medida em que, a partir da Lei das Águas de 9 de janeiro de 1997, que atualiza o Código de Águas do Brasil de 1934, conjuntamente com a criação da Agência Nacional de Águas (ANA), integra-se, nas avaliações de planejamento da infraestrutura e de desenvolvimento nacional, a perspectiva ambiental, de tratamento de água e de saneamento, com impacto no setor de saúde, em conjunto com a diretriz de bem cuidar e monitorar o armazenamento, escoamento e exploração das águas subterrâneas, que, ao final das contas, faz parte do ciclo hidrológico, notadamente articuladas com o que se convencionou chamar de hidrologia das águas de superfície.

Complementarmente, quando se estende a análise para a matriz energética brasileira e para outras formas de produção de energia ou bioenergia ou ainda a outros setores da engenharia civil, como é o caso de rodovias e pavimentos, deslizamentos de massas gravitacionais de terra, estudos geofísicos e de contaminação, e construções e produção de materiais sustentáveis em geral, percebe-se, então, que o conjunto de informações hidrometeorológicas são requeridas nas mais diversas escalas.

O conjunto de escalas aninhadas, compostas quando se percorre a bacia desde bem a montante ou a partir de bacias de nascentes, por vezes, pristinas, estão a indicar que detalhamentos sobre as escalas do meio poroso até a macroescala usualmente adotadas em modelos hidráulicos com aplicação em trechos de rios, ruptura de barragens, acumulação de sedimentos em barramentos, e hidrológicos que expõem a natureza integrada da relação da bacia e do canal hidráulico, vem, indubitavelmente, denotar que o processo de medição de variáveis hidrometeorológicas deve ser repensado no âmbito da sociedade brasileira e da comunidade internacional.

Por outro lado, os pluviômetros distribuídos sobre uma determinada região coletam informações da precipitação apenas para uma pequena área localizada. Para um monitoramento detalhado sobre extensas áreas, faz-se necessária uma densa rede de pluviômetros. Rigorosamente, pode-se questionar se a superfície de um pluviômetro é adequada para produzir uma estimativa rigorosa da chuva e em qual escala seria representativa. Somando-se todas as áreas horizontais da superfície de coleta de pluviômetros e sobrepondo-a sobre os mapas reais, pode-se facilmente perceber a pouca cobertura espacial na escala de uma bacia hidrográfica, o que gera uma contradição e talvez uma falsa expectativa de bem representar o comportamento da chuva empregando-se apenas pluviômetros. Repare-se que, assim, ao longo dos anos, tem sido

produzidos os diversos estudos hidrológicos, o que merece a reflexão que ora se impõe nesta tese.

Não obstante essa limitação, as medições *in situ* de boa qualidade e sem falhas são de difícil aquisição (Bertoni e Tucci, 2004). Frente à problemática de estar aberto a novas idéias e conceitos relacionados com a mensuração da precipitação, foi desenvolvida a alternativa de de disponibilizar observações mediante o emprego de radares meteorológicos e o lançamento de satélites meteorológicos, permitindo oferecer um cardápio de opções que varia desde produtos de baixa e média até alta resolução espacial e temporal sobre áreas extensas. Nesse sentido, favorece-se a investigação de temas como o estudo da variabilidade da precipitação, incluindo sua estrutura espaçotemporal, estimativa, assimilação e predição.

Sob a ótica do ciclo hidrológico, em particular, é de suma importância considerar uma melhoria na parametrização dos processos hidrológicos. Essa necessidade de aperfeiçoamentos nos componentes hidrológicos dos modelos hidroclimáticos levou ao fortalecimento das linhas de pesquisa em modelagem dinâmica e numérica da chuva e ao acoplamento das descrições dinâmicas e estatísticas de precipitação. Os processos de modelagem espaço-temporal da podem ser classificados, essencialmente, em dois grupos de modelos abaixo discriminados.

1) Modelos dinâmicos (numéricos)

São baseados em leis físicas e têm seu campo de aplicação nas escalas espaço-temporais em que a simulação da atmosfera é determinística.Em especial, de particular interesse deste trabalho, os modelos atmosféricos são baseados em

- leis físicas da termodinâmica;
- conhecimento empírico de base não física;
- uso de matemática discreta;
- uso de computadores poderosos.
- Os principais problemas que são enfrentados esse tipo de modelo são:
- incerteza nas condições iniciais;
- multiplicidade de escalas espaciais e temporais;
- não linearidade do sistema;
- conhecimento insuficiente das leis físicas, por exemplo, turbulência, microfísica das nuvens, termodinâmica do não-equilíbrio, entre outros aspectos;

- limite de cálculo imposto por computadores.
- 2) Modelos estocásticos

Consideram que, em qualquer série temporal de valores observados, há um componente de "tendência" e um componente "cíclico". O primeiro componente é determinístico, em que permite descrever uma "tendência geral" e é baseado nas propriedades estatísticas das séries históricas conhecidas. O componente estocástico é aquele que define a incerteza ou a probabilidade de ocorrência de um evento. Podem ser de caráter estacionário ou não estacionário.

No caso estacionário, hipótese usualmente adotada em estudos hidroclimáticos, as estatísticas de longo termo das séries temporais são independentes do tempo, embora as estatísticas de amostras diversas possam expressar as variabilidades presentes e intrínsecas ao fenômeno de interesse.

No caso de não estacionariedade das séries, há ainda limitações para tratamentos dessa natureza, ainda que testes de hipótese paramétricos e não paramétricos existam para tentar identificar processos não estacionários, como é o caso potencial de variabilidade climática e mudança na cobertura e uso do solo de uma bacia hidrográfica. A limitação comum é, em geral, a pequena extensão das séries espaço-temporais.

Ainda que se tenha essa restrição, é importante, na medida do possível enfrentar questões dessa natureza para melhor estimar e predizer o comportamento de variáveis hidrometeorológicas. Diante do desafio expresso, pode-se distinguir os seguintes tipos de modelos:

- modelos hierárquicos (domínio temporal e espectral);
- modelos fractais, baseados na teoria de invariância de escala.

7.3 Estruturas hierárquicas dos campos de precipitação e suas propriedades de escala

A importância de quantificar a variabilidade espacial da precipitação para a compreensão da dinâmica dos processos que governam é muito importante para modelagem, previsão da resposta hidrológica das bacias ante as influências climáticas em todas as escalas, a partir da microescala até a macroescala. A intensidade e a freqüência de precipitação durante as duas últimas décadas foram abordadas a partir dos conceitos de matemática fractal por alguns pesquisadores. A maioria dos estudos tem sido orientada para a compreensão de todos os mecanismos físicos que geram chuva e a incorporação de sua dinâmica nos modelos estocásticos de precipitação. As teorias das escalas baseiam-se no fato de que um processo exibe o mesmo comportamento em diferentes escalas de estudo, isto é, caracteriza-se por não possuir uma escala característica.

A teoria dos fractais, com sua evolução subseqüente em direção à teoria dos multifractais, estuda matematicamente essa invariância de escalas, sendo usada para descrever fenômenos muito complexos com leis potenciais simples caracterizadas por seus expoentes. Os multifractais descrevem processos não lineares para os quais múltiplos expoentes de escala são necessários. No caso da chuva, ao se revelar um processo não linear altamente variável em uma ampla gama de escalas temporais e espaciais, é necessário usar a teoria multifractal.

Os primeiros trabalhos que sugeriram a presença de autossimilaridade na intensidade da chuva foram Lovejoy (1982) e Lovejoy e Maldelbrot (1985). Mais tarde, Lovejoy e Schertzer (1989) argumentaram que, embora a intensidade da chuva não esteja sujeta a tal condição, as flutuações da precipitação podem ser modeladas como um processo autossimilar.

Olsson e Burlando (2002), em um estudo realizado combinando imagens verticais, após simular uma forte chuva, foi capaz de obter a distribuição espacial do processo de infiltração mostrando, em detalhe, a natureza fractal. Por outro lado, análises observacionais mostram que também os fenômenos geofísicos se enquadram dentro da classe de sistemas dinâmicos com criticalidade auto-organizada, ou seja, com muitos graus de liberdade (Figura 7.1). Essa relação pode ser entendida pela propriedade fractal de autossimilaridade, que caracteriza os objetos pela invariância com respeito à translação e ao escalonamento (Feder et al., 1988).

Uma maneira de caracterizar o grau de irregularidade das flutuações nos padrões de precipitação é por meio do emprego dos objetos geométricos chamados medidas multifractais. Esses objetos geométricos são constituídos por subconjuntos de objetos fractais, que se caracterizam por um espectro de expoentes de escalonamento (Feder *et al.*, 1988).

Uma introdução aos estudos multifractais da precipitação foi relatada por Schertzer e Lovejoy (1987), que modelou a variabilidade da precipitação em cascata (multiplicativa). Posteriormente, Over e Gupta (1994, 1996) implementam um método geométrico-estatístico para analisar a variabilidade espaço-temporal e a intermitência da precipitação em uma ampla gama de escalas espaciais e temporais. Os autores identificaram a multifractalidade de um processo mediante o método de escalonamento de momentos estatísticos (*statistical moments scaling method*).

Todos esses estudos conseguem identificar as características de escalonamento múltiplo na variabilidade da intensidade da chuva em diferentes escalas espaciais, sugerindo que os campos de chuva exibem leis de escalonamento anômalas, tanto no espaço como no tempo, no sentido de que os expoentes de escala podem ser expressos como uma função não linear da ordem do momento estatístico.

Uma opção é partir da função de estrutura dos momentos, na qual se faz um teste de hipótese que permite saber se os expoentes de escalonamento são estatisticamente iguais. Essa abordagem , em contraste com modelos estocásticos, requer poucos parâmetros para representar a intermitência no domínio espaço-tempo. Contudo a base conceitual do modelo é baseada na teoria de funções aleatórias para a construção de seus termos, em que há dificuldades na validação da hipótese de que oscilam em torno do tipo de gerador aleatório usado no processo de construção das cascatas multiplicativas (exemplo: Schertzer e Lovejoy, 1987; Fraedrich e Larnder, 1993; Over e Gupta, 1994; Perica e Foufoula-Georgiou, 1996; Olsson e Burlando, 2002; Harris *et al.*, 2001; Lovejoy e Schertzer, 2013) e de modelos de cascatas anisotrópicas contínuas propostas por Tessier *et al.* (1993) e Lovejoy e Schertzer (1995).



Figura 7.20- Distribuição espacial da precipitação e sua intensidade, destacando-se pesquisa sobre a determinação do comportamento fractal. Fonte: Lovejoy e Mandelbrot (1985).

7.4 Escalonamento da função de estrutura de momentos

A análise de escalonamento da função de momentos quantifica a intermitência espacial de um campo aleatório. Essa ferramenta permite definir o tipo de escalonamento espacial que representa o campo (simples ou múltiplo) e fornece informações importantes sobre o comportamento estatístico do processo em diferentes escalas (Schertzer e Lovejoy, 1987; Over e Gupta, 1994; Harris *et al.*, 2001).

O conceito é estabelecido a partir da definição de autossimilaridade estatística, que se refere à semelhança que um campo aleatório apresenta através de uma ampla gama de escalas. Dado o campo aleatório { $X(t): t \in I$ }, onde I representa o intervalo espacial, e um escalar arbitrário λ positivo, diz-se que o campo X(t) representa o escalonamento simples se satisfizer a seguinte condição:

$$X(\lambda t)^d = \lambda^\theta X(t) \tag{7.1}$$

onde a igualdade se refere a todas as funções de distribuição de probabilidade dimensionalmente finitas. A definição dos momentos estatísticos de uma função de distribuição pode ser dada pela expressão

$$E(X^{q}) = \int X^{q} f(x) dx, \quad q = 1, 2, 3, \dots$$
 (7.2)

O escalonamento simples de um campo aleatório X(t) implica

$$E[X^{q}(rt)] = r^{q\theta}E[X^{q}(t)] \quad q = 1,2,3,...$$
(7.3)

 $logE[X^{q}(rt)] = q\theta.logr + logE[X^{q}(t)]$

A equação acima implica que o escalonamento simples deve satisfazer a duas condições: (*i*) a linearidade no espaço *log-log*; e (*ii*) crescimento linear da declividade do ajuste potencial no espaço *log-log* com o ordem de momentos na forma $s(q) = q\theta$, enquanto que o escalonamento múltiplo implica que o crescimento da declividade é não linear com o ordem de momento q.

Neste caso, o valor esperado dessa equação surge a partir da relação que define o escalonamento de momentos estatísticos de um campo R_j (em particular, intensidades da precipitação), que são calculados para intervalos de escalas espaciais r, onde os

valores maiores de *r* envolvem examinar o fenômeno em uma resolução mais fina. Portanto,

$$M_q(\lambda) = \langle |R_\lambda(x, y)|^q \rangle \tag{7.4}$$

onde Ω_j representa os valores de campo na escala λ , q é a ordem do momento estatístico, e < $|R_{\lambda}(x, y)|^q$ > indica o valor esperado da variável em todos os píxeis de escala λ . Normalmente, a escala do campo é reduzida desde sua resolução original maior ($\lambda = 1/(1pixel)$) através de médias espaciais do campo da variável de interesse, diminuindo,no espaço, por um fator de 2^n em cada passo, ou seja, $\lambda =$ 1/(2pixeis) = 0.5, $\lambda = 1/(4pixeis) = 0.25$, e assim sucessivamente até o máximo de píxeis. O escalonamento de momentos significa que:

$$M_q(\lambda) \sim \lambda^{-\tau(q)} \tag{7.5}$$

onde $\tau(q)$ é o expoente de escalonamento da função de momentos, que é estimada através de regressão linear no espaço *log-log* da relação entre $M_q(\lambda)$ e λ , para cada valor de momento estatístico q. É possível observar que $\tau(1) = 0$, já que a média de todo o campo não depende da escala considerada. Os resultados da análise do escalonamento de momentos são interpretados como a intermitência dos campos de precipitação.

Os resultados da análise de momentos permitem obter a interpretação sobre o comportamento em termos de intermitência dos campos de precipitação. Para os campos que são considerados pouco intermitentes, os picos não estão bem localizados, e o processo de cálculo da média tem um efeito menos intenso, porque os valores próximos assemelham-se entre si. Portanto, o gráfico $M_q(\lambda)$ versus λ será menos inclinado para os campos de precipitação de pouca intermitência. A fim de verificar essa abordagem metodológica, analisam-se diferentes campos de precipitação espacialmente distribuídos com base em informações adquiridas a partir da missão de medição da chuva tropical (TRMM), cujas características e pressupostos foram melhor explicados no Capítulo 4.

No exemplo construído (Figura 7.2 a, c), mostra-se o gráfico de $M_q(\lambda)$ vs λ para um evento que aconteceu em março de 2014 e em junho do 2014 na região sudeste do Brasil, registrado segundo a missão TRMM, com q = 0, 0.5, 1, 1.5, ..., 6 Observa-se que a declividade da regressão linear log $M_q(\lambda)$ vs log λ aumenta à medida em que aumenta a ordem do momento considerado. Pode-se considerar que apresenta um comportamento linear. Na Figura 7.2 (b,d), apresenta-se, para os mesmos campos de chuva, a relação entre a declividade τ (q) e a ordem do momento q, conhecida como a função de estrutura de momentos.

Observou-se que os valores dos expoentes τ (q) apresentam um comportamento linear (intervalos de confiança de 95% para a regressão). Por conseguinte, pode-se afirmar que o escalonamento do campo de precipitação nesses meses é simples. O comportamento linear é evidência empírica da presença de uma transição de fase multifractal de primeira ordem. Os resultados também mostram a autossemelhança que conserva a precipitação com a mudança de escala. O comportamento crescente dos momentos com a escala espacial pode ser associado com alta intermitência dos campos, com o agrupamento espacial das regiões com precipitação e sem precipitação. Os resultados indicam que a precipitação, na região de estudo, deverá ser analisada com procedimentos que levam em consideração essas características e o multiescalonamento que esses campos apresentam.



Figura 7.21- Momentos estatísticos dos campos de precipitação dos dados TRMM para março de 2014 (a, b) e junho de 2014 (c, d) no sudeste brasileiro. Mostra a relação linear no gráfico *log-log* entre o momento empírico (τ (q)) e a escala (λ) (a, c), e a curvatura da função de momentos τ (q) ~ q (b, d) e a ordem de momentos.

7.5 Desagregação espacial da precipitação

Desde a introdução do conceito de invariância de escala, os modelos têm evoluído da geometria fractal de áreas chuvosas em campos monofractais e multifractais até modelos de invariância de escala generalizada e modelos multifracionais universais. Os modelos mais recentes de precipitação baseados em invariância de escala empregam cascatas multiplicativas, que têm sua origem na teoria estatística da turbulência, assumindo um multiplicador de transferência de energia de maior a menor escala (Kolmogorov, 1962; Mandelbrot, 1974). De acordo com De Lima e Grasman (1999): "A principal razão para o uso da fenomenologia em cascata da turbulência para estudos multifractais da precipitação é que este processo está sujeito ao movimento (turbulência) da atmosfera. A invariância das propriedades e multifractalidade dos processos de precipitação em uma variedade de escalas pode levar o significado empírico da multifractalidade da precipitação que não poderiam ser capturadas de outras na descrição da complexidade dinâmica deste processo".

Lovejoy e Schertzer (1990) indicam que, devido às interações não-lineares que ocorrem em uma ampla gama de escalas, certos detalhes da dinâmica da precipitação são de pouca importância, levando a que os campos resultantes se situem dentro de uma classe universal multifractal caracterizada por três parâmetros.

Kumar e Foufoula-Georgiou (1993 a, b) introduzem uma nova técnica baseada em ondaleta, para segregar as chuvas em dois componentes: um que representa a grande escala (o comportamento médio do processo) e outro que expressa as flutuações de pequena escala que são as que exibem autossimilaridade. Esses autores indicam que os modelos simples podem fornecer uma boa descrição das flutuações da chuva se o processo se decompõe de forma perceptível em seus dois componentes citados anteriormente. Além dessa caracterização, a natureza anisotrópica da chuva pode ser também levada em conta. Nesse trabalho, eles desagregam as flutuações em três componentes (uma vertical, uma horizontal e uma diagonal), que podem ser descritas por um modelo de invariância de escala simples, o que não significa que todo o processo, em seu conjunto, possa ser tratado como simples. Portanto, eles propõem chamar esse processo de escalonamento de múltiplas componentes (*multicomponent scaling*). Tessier *et al.* (1993) e Schertzer e Lovejoy (1997) indicam evidência em favor da descrição da chuva e de outros campos geofísicos por multifractais universais. Ademais, para efetuar a aproximação multifractal conhecida como formalismo da turbulênciaa, o modelo *Multifractal Universal (MU)* foi desenvolvido por Schertzer e Lovejoy (1987) com o objetivo de modelar a variabilidade da precipitação como um processo multiplicativo de tipo cascata, em que o fluxo de agua se transfere de escalas maiores a menores (Over e Gupta, 1994).

Para o propósito de desagregação da precipitação, as metodologias baseadas em cascatas multifractais (Over e Gupta, 1994) oferecem um marco geométrico-estatístico para analisar a variabilidade espaço-temporal e a intermitência da precipitação sobre uma amplia faixa de escalas espaciais e temporais. Essas características estão relacionadas à invariância e ao multiescalonamento da chuva (Over e Gupta, 1994). No entanto, Gupta e Waymire (1997) consideram multifractais universais como objetos matemáticos e questionam sua universalidade quando aplicados a processos em cascata. Nos trabalhos de Lovejoy e Schertzer (1990) e Gupta e Waymire (1990), destaca-se que os modelos baseados na consideração de uma invariância de escalas simples são excessivamente limitados para fornecer uma descrição adequada das intensidades ou flutuações das chuvas.

De acordo com estudos recentes, o uso de modelos de precipitação baseados em invariância de escala é justificado pelas seguintes razões:

- capacidade de fornecer uma descrição estatística robusta da chuva, incorporando suas propriedades de escala com poucos parâmetros;
- capacidade de simular campos de precipitação sintética, que reproduzem as propriedades estatísticas observadas a partir dos parâmetros estimados.

Esse tipo de análise leva a um estudo das propriedades da autossimilaridade estatística entre escalas espaço-temporais, resultando em metodologias baseadas na teoria de cascatas aleatórias multifractais para sua modelagem. Considerando-se a característica da precipitação tropical, constata-se que não só apresenta uma alta variabilidade espacial, mas também temporal. Portanto, para o desenvolvimento de análise da desagregação (*downscaling*) e simulação de campos de intensidades de chuva, é necessário ter métodos que descrevam adequadamente a intermitência e a variabilidade.

Como destacado no capítulo introdutório, constitui objetivo e contribuição desta tese a aplicação das teorias supramencionadas a séries históricas de dados de precipitação existentes nas duas regiões escolhidas para o desenvolvimento do estudo – sudeste brasileiro e porção noroeste da Amazônia.

Mais especificamente, pretende-se analisar a influência da resolução espaçotemporal dos dados pluviométricos do TRMM sob o prisma de sua possível invariância de escala, procurando diferenças entre as diferentes localidades analisadas e sua potencial relação com a forma predominante de precipitação em cada uma delas. Em particular, objetiva-se analisar, implementar e calibrar o uso da teoria do modelo de desagregação espacial da cascata multifractal como ferramenta para gerar séries sintéticas de alta resolução espacial.

Para atingir o objetivo proposto, o trabalho será feito, por um lado, com o modelo beta-lognormal desenvolvido por Over e Gugta (1996). Trabalhar em hidrologia com séries temporais de chuva mais extensas e com maior resolução temporal tanto quanto possível estimula o uso de modelos hidrológicos em diversas aplicações. No item (7.4), mostrou-se uma análise da variabilidade da precipitação tropical com a escala, em que se acaba por concluir que sua distribuição espacial exibe características de multiescalonamento. Por conseguinte, sugere-se que o estudo e a análise sejam conduzidos a partir do ponto de vista da autossemelhança estatística.

Com o objetivo de implementar e calibrar o procedimento de desagregação espacial com base nos dados TRMM nas escalas mensal e diária, validando os campos pluviométricos espaço-temporal gerados face aos correspondentes dados observados de chuva por pluviômetros, aplicou-se o procedimento de desagregação espacial. A seguir, apresenta-se a descrição da abordagem metodológica proposta para a desagregação espacial da precipitação.

7.6 Método de desagregação espacial de cascatas multifractais

A cascata aleatória proporciona um referencial geométrico-estatístico para analisar a variabilidade espaço-temporal e a intermitência da precipitação sobre um intervalo de escalas espaciais, como destacado por Schertzer e Lovejoy (1987), Gupta e Waymire (1993), Over e Gupta (1994), Schertzer e Lovejoy (1997), Lovejoy e Schertzer (2013), entre outros. A construção matemática assume, inicialmente, uma densidade de massa distribuída uniformemente ao longo de uma região física ou área de interesse. Em outras palavras, começa-se por considerar uma densidade de probabilidade ou medida da chuva, o que é chamado μ_s , distribuído uniformemente ao longo de uma unidade quadrada ou célula, $J = [0 \ 1]^d$.

Utiliza-se a teoria de geradores de valores aleatórios independentes e identicamente distribuídos (*iid*). Uma primeira medida μ_0 é distribuída por toda a célula *J*, pela subdivisão sucessiva em partes iguais no espaço, onde cada parte é multiplicada por um valor de ponderação *W*, gerando variável aleatória *iid* não negativa conhecida como geradora de cascata. Essas variáveis satisfazem a condição E(W) = 1 (valor esperado), uma condição que reflete a conservação da medida, conforme Gupta e Waymire (1993) e Over e Gupta, (1994).

Para o caso da precipitação, seria a quantidade de massa de água distribuída uniformemente sobre certa área, ou seja, W_0 da referida massa na forma

$$W_0 = R_0 L_0^{\ d} \tag{7.6}$$

onde R_0 representa a intensidade média da precipitação no campo aleatório, L_0 define a escala espacial (extensão ou comprimento) do campo, e d é a dimensão em que o campo de precipitação se encontra.

Para uma área no nível 0, denotado por Δ_0^0 , com comprimento de escala L_0 e intensidade de precipitação média R_0 , o volume inicial de precipitação $\mu_0(\Delta_0^0)$ converte-se em $R_0L_0^d$ (d = 2 dimensão euclidiana). No nível 1, o volume da precipitação $\mu_0(\Delta_0^0)$ divide-se em b = 4 sub-áreas, denotado por Δ_1^i , (i = 1, 2, 3, 4) e a sub-área de precipitação com volumen $\mu_1\Delta_1^i$ é $R_0L_0^db^{-1}W_1^i$, (i = 1, 2, 3, 4). No nível 2, cada sub-área de volume será subdividido em b = 4, com total $b^2 = 16$ sub-áreas denotado como Δ_2^i , (i = 1, 2, 3,16), correspondendo-lhe um volume $\mu_2\Delta_2^i$ que é $R_0L_0^db^{-1}W_1^iW_2^i$, (i = 1, 2, 3,16). O processo de subdivisão é continuado até o n-ésimo nível com sub-áreas b^n , denotado como Δ_n^i , ($i = 1, 2, 3,b^n$). No nésimo nível, o volume nas sub-áreas é denotado como

$$\mu_n(\Delta_n^i) = R_0 \lambda_n \prod_{j=1}^n W_j^i \; ; \qquad (i = 1, 2, ..., b^n)$$
(7.7)

168

onde R₀ é a intensidade da precipitação inicial, λ_s é definido como a escala L_n de modo que $\lambda_n = \frac{L_n}{L_0}$, onde λ_n é a razão de escala: $\lambda_n = \frac{L_n}{L_0} = b^{-n/d}$



Figura 7.22- Esquema de ramificação de cascata aleatória em duas dimensões com número de ramificações b = 4.

Expressa-se o momento estatístico como a soma dos volumes de precipitação elevada à potência "q" (não negativos), com "q" em cada segmento formado em um nível particular "n", definido, como em Over e Gupta (1996), por:

$$M_{n}(q) = \sum_{i=1}^{b^{s}} \mu_{n}^{q}(\Delta_{n}^{i})$$
(7.8)

Na cascata aleatória, os momentos $M_n(q)$ são mostrados como uma função loglog linear da resolução da escala λ_n . A inclinaçãodo segmento de reta que une os momentos da amostra nas diversas escalas é:

$$\tau(q) = \lim_{\lambda_s \to 0} \frac{\log M_n(q)}{-\log \lambda_n}$$
(7.9)

Over and Gugta (1996) propuseram um modelo beta-lognormal por sua capacidade de considerar áreas sem precipitações de forma explícita, expresso como

$$P\left(W = b^{\beta - \frac{\sigma^2 \log b}{2} + \sigma X}\right) = b^{-\beta}$$
(7.10)

$$P(W = 0) = 1 - b^{-\beta}$$
(7.11)

onde β y σ^2 são os parâmetros do modelo, e *X* é uma variável normal padronizada. Considerando o valor esperado da variável aleatória W, tem-se:

$$E(W) = 1$$

$$E(W) = E\left[(b^{-\beta}b^{\beta-\sigma^2}\frac{\log[b]}{2} + \sigma X + (1-b^{-\beta})0)\right]$$

$$= E\left[b^{-\sigma^2}\frac{\log[b]}{2} + \sigma X\right] = 1$$
(7.12)

Usando a função *Mandelbrot-Kahane-Peyriere (MKP)* (Mandelbrot, 1974); Kahane e Peyriere, 1996) para estimar os parâmetros do modelo, Over e Gupta (1996) obtiveram:

$$X_b(q) = (\beta - 1)(q - 1) + \frac{\left(\sigma^2 \frac{\log[b]}{2}\right)}{(q^2 - q)}$$
(7.13)

A função MKP, $X_b(q)$ é definida como a inclinaçãoou declividade dos momentos estatísticos $M_s(q)$ com desagregação (downscaling) no nível s. Considerando-se que a cascata segue a lei de escala (Equação 7.8), a função *MKP* da cascata é $\tau(q)/d$ (*d*-dimensão euclidiana). A primeira e a segunda derivada de $\tau(q)$

em relação à q são calculadas por diferenças finitas na forma

$$\frac{d^{1}\tau(q)}{dq} = \frac{\tau(q+dq) - \tau(q)}{dq}$$
(7.14)

$$\frac{d^2\tau(q)}{dq^2} = \frac{\tau(q+2dq) - 2\tau(q+dq) + \tau(q)}{dq^2}$$
(7.15)

em queos parâmetros β e σ^2 são indicados, respectivamente, por:

$$\sigma^{2} = \frac{\tau^{(2)}(q)}{d \log(b)}$$
(7.16)

$$\beta = 1 + \frac{\tau^{(1)}(q)}{d} + \sigma^2 \frac{\log[b](2q-1)}{2}$$
(7.17)

Os parâmetros do modelo $\beta e \sigma^2$ representam a intermitência e a variabilidade do gerador de cascata, o que significa que os padrões espaciais da precipitação estão descritos por esses parâmetros. Esses parâmetros determinam a distribuição espacial das regiões com precipitação e não precipitação em diferentes escalas espaciais.

7.7 Etapas do processo de desagregação espacial de cascatas multifractais (*downscaling*)

Para realizar uma correta calibração e validação do método de desagregação espacial de precipitação, é necessária a análise adequada das características de autossimilaridade com a escala, variância espaço-temporal e intermitência da chuva na região de estudo, de modo que se requer informações em que todas essas características possam ser representadas. Portanto, informações pontuais como as obtidas a partir de pluviômetros não são suficientes para esse tipo de análise, porquanto são necessários dados distribuídos espacialmente em uma área de forma contínua e que se tenha uma resolução de tal forma que permita visualizar a variabilidade que apresentam as chuvas no espaço. Diante do propósito exposto, foram realizadas as etapas ilustradas na Figura 7.4.



Figura 7.23- Fluxograma das etapas do processo de desagregação (downscaling).

Observação:

Etapa 2: Nesta seção, descreve--se a gama de escalas em que é permitida uma redução de escala multifractal. Adicionalmente, calculam-se os parâmetros do modelo de cascata multifractal (*downscaling*), usando-se os parâmetros β -lognormal e σ^2 .

7.8 Resultados do modelo de desagregação espacial

Para validar o método de desagregação, recomenda-se que um teste seja realizado para verificar se os campos simulados preservam a intermitência e os momentos estatísticos do campo original (TRMM). Uma opção é baseada na função de estrutura dos momentos, sobre a qual é realizado um teste estatístico que permite saber se os expoentes de escalonamento são estatisticamente iguais.

A fim de verificar a aplicabilidade do método de cascatas aleatórias multiplicativas para a desagregação espacial da precipitação, serão examinados eventos extremos de chuva selecionados a partir de cada uma das regiões de estudo (sudeste do Brasil e Amazônia), que serviram como fontes de informação utilizadas do produto TRMM, com o objetivo de simular campos sintéticos desagregados pelo método de cascatas multifractais.

Mais especificamente, foi selecionado o evento extremo de precipitação extrema que ocorreu em dezembro de 2013 na região sudeste do Brasil, enquanto optou-se pelo evento de seca extrema de 2005 e 2010 que ocorreu na Amazônia. Ademais, serão avaliados, mediante os momentos estatísticos, os píxeis TRMM e o procedimento de desagregação (*downscaling*) em relação aos dados observados das estações pluviométricas.

7.8.1 Desagregação espacial do evento de precipitação extrema de dezembro de 2013 sobre a região sudeste do Brasil

A ocorrência de chuvas intensas, principalmente durante o verão no sudeste brasileiro, causa grande impacto nas atividades socioeconômicas dessa região. Os sistemas mais atuantes e mais importantes que causam as chuvas observadas nessa área são a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a Zona de Convergência de Umidade (ZCOU), as frentes frias e os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

Em particular, a ZCAS é uma banda de nebulosidade que se estende da Amazônia, passando pelo sudeste do Brasil, até o oceano Atlântico, na sua porção sudoeste (Kodama, 1992; Satyamurty *et al.*, 1998, Kousky, 1988; Carvalho *et al.*, 2004). A ZCAS é um sistema persistente, que pode contribuir para a ocorrência de enchentes, inundações, alagamentos e deslizamentos de terra. Dependendo do local exato em que ocorre um episódio e por quanto tempo ele permanece sobre o mesmo lugar, desastres graves podem se desenvolver.

De forma relativamente recente, no mês de dezembro de 2013, fortes chuvas ocorreram sobre os estados de Minas Gerais (MG) e do Espírito Santo (ES), causando graves danos aos habitantes de muitas cidades dessas regiões (Marengo *et al.*, 2014). O evento de dezembro 2013 foi causado por uma seqüência de episódios de ZCAS. O evento catastrófico de dezembro de 2013 nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo foi formado por, pelo menos, quatro episódios de ZCAS, de duração de 4 dias a 7 dias (Vásquez *et al.*, 2015) que variaram pouco espacialmente, permanecendo praticamente sobre uma mesma região por todo o mês.

7.8.1.1 Dados observados ou registrados em estações

Os dados de precipitação foram coletados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), na escala horária, em 64 estações nos estados de Minas Gerias (MG) e Espírito Santo (ES). Os totais de precipitação de 24 horas são monitorados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em parceria com a Agência Nacional de Águas (ANA) e estão disponíveis em 127 estações na bacia do rio Doce (MG e ES) e para todo o estado do Espírito Santo, mais especificamente correspondentes ao mês de dezembro de 2013. Esses dados revelaram um evento realmente extremo, que gerou um elevado número de pessoas afetadas na região. Os dados TRMM também foram obtidos para diversas durações nesse mesmo período.

Nas análises dos totais acumulados de chuva com base em dados horários, revelaram-se eventos intensos para as durações de 24h, 48h, 72h, 96h (4d), 144h (6d), 192h (8d), 240h (10d) até 360h (15d). Como essas durações podem ser analisadas com os totais diários, foi possível ampliar o número de pontos de análise para 191, complementando eventuais períodos sem dados, decorrentes de problemas com as estações automáticas e aumentando a cobertura espacial. Dos dados diários, identificam-se quatro seqüências de 4 a 7 dias de duração de chuvas intensas muito acima do patamar considerado intenso, estabelecido como 55mm para 24h (Pfafstetter, 1982), que são mostrados na Figura 7.5.



Figura 7.24- Evolução da precipitação no mês de dezembro de 2013.

Nas Figuras 7.6 (a) e (b), apresenta-se o comportamento da função de escalonamento de momentos estatísticos, que caracteriza a variabilidade dos campos de precipitação para as diferentes escalas de desagregação espacial referentes aos dias 4 e 18 do mês de dezembro de 2013 com o objetivo de obter uma descrição detalhada da dinâmica dos dados analisados de chuva. As linhas retas que se observaram mostram a gama de comportamentos de diferentes escalas segundo os momentos de intensidade da chuva. A partir dos pontos que representam os momentos estatísticos, na Figura 6.7 (a, b), observa-se que o comportamento dos momentos estatísticos indica o desvio para todos as escalas com valores de q > 0,5. Esse comportamento revela a intermitência da variabilidade espacial que a chuva apresentou.

Na Figura 6.7 (c), observou-se que os valores dos expoentes τ (q), que reflete como a declividade da regressão linear varia em relação a q, denotam um comportamento de múltiplas escalas. No entanto, a não linearidade apresentada se refere ao início e ao fim do evento extremo de precipitação, notadamente os dias (03, 04, 5, 28, 29, 30, 31) de dezembro de 2013, aspecto que está assoicado à alta intermitência dos campos e ao agrupamento espacial das regiões com precipitação e sem precipitações.



Figura 7.25- Momentos estatísticos dos campos de precipitação dos dados TRMM: a) 04/12/2013; b) 18/12/2013. Área = 32x32 píxeis, com píxel TRMM= 27,8 km e, portanto, λ =[444,8 km, 222,4 km, 111,2 km, 55,6 km, 27,8 km]; c) Função de estrutura $\tau(q)$ para os campos de precipitação diário do mês de dezembro de 2013.

Na Figura 7.7, mostra-se a evolução da precipitação acumulada TRMM (resolução espacial $\approx 27,7$ km) e desagregada (*downscaling*), com resolução espacial de 3,4 km, sobre a região sudeste, cobrindo integralmente os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, para os períodos de acumulados de chuva de 4 dias (6-9, 11-14, 16-19) e 7 dias (21-27) de dezembro de 2013. Os períodos com precipitação intensa foram validados com os dados observados das estações em superfície, conforme disposto na Figura 6.6. Observa-se que as máximas precipitações acumuladas registradas pelos pluviômetros para os 4 dias (6 -9, 11-14, 16-19) variam em torno de 135,8-189,6 mm, 156,8-210,2 mm, 233-379, 4 mm e para os 7 dias é de 359-544,5 mm, respectivamente.



Figura 7.26- Evolução da precipitação acumulada TRMM (resolução espacial \approx 27.7 km) e desagregação (*downscaling*) (resolução espacial de 3,4 km): a) período de 6-9 de dezembro de 2013; b) 11-14 de dezembro de 2013.

Comparando-se esses resultados com os campos de precipitação do TRMM e desagregados (downscaling), os máximos de precipitação variam entre (175-225 mm, 175-275 mm), (150-225 mm, 150-275 mm), (175-250 mm, 175-275 mm) para os valores acumulados de 4 dias e para os valores acumulados de 7dias com variação entre (200-350 mm, 250-450 mm) para ambos os campos.

De modo geral, os resultados mostram que o procedimento de desagregação (*downscaling*) representa bem a intermitência do campo TRMM. Pode-se destacar que as estimativas da precipitação têm uma tendência a superestimar e a subestimar a precipitação observada. O resultado mostra a persistência do evento de 2013 sobre a região central do Espirito Santo e sobre a bacia do rio Doce, que abrange Minas Gerais.



Figura 7.27- Evolução da precipitação acumulada TRMM (resolução espacial \approx 27,7 km) e desagregada (*downscaling*) (resolução espacial de 3,4 km): a) período de 16 -19 de dezembro de 2013; b) 21-27 de dezembro de 2013.

A avaliação da qualidade dos dados de precipitação ao longo do mês de dezembro de 2013 na escala diária geraram os resultados a apresentados na Figura 7.9. No caso devalores observados de TRMM (OBS-TRMM), pode-se identificar que mais de 50% dos pixeis analisados apresentam correlação superior a 0,024 enquanto 25% apresentam correlações negativas. Por outro lado, para valores desagregados (OBS-desagregado), 50% apresenta correlação superior a 0, enquanto 25% indica correlação inferior a 0.

De modo geral, pode-se observar que as precipitações estimadas pelo método de desagregação (*downscaling*) superestimam menos que os registros do TRMM.



Figura 7.28- Gráfico de dispersão para os coeficientes de correlação; para: OBS-TRMM, OBS-desagregado (*downscaling*).

Com o objetivo de avaliar o comportamento da estimativa temporal das séries de satélite TRMM e das séries obtidas por desagregação (*downscaling*) em relação às séries das estações pluviométricas, escolheram-se quatro estações, com registro de precipitação leve, moderada e com evolução dos eventos de precipitação forte ao longo do mês de dezembro de 2013, As estações escolhidas foram: São Mateus (83550), Florestal (83581), Capelinha (1742014) e Nanuque-Montante (1740001). Na Figura (7.10), apresenta-se a evolução temporal e a distribuição da variabilidade registrada durante os 31 dias do mês de dezembro de 2013 da série observada (vermelho), da série do píxel TRMM (verde) e série de dados sintéticos gerados pela desagregação (*downscaling*) (azul).

Observa-se que, para as variações de chuva na estação de São Mateus, houve o registro de que os 11 primeiros dias e os últimos 4 dias não apresentaram precipitação (0 mm). Os 17 dias seguintes registraram precipitação oscilando entre 0 mm e 57,1 mm. Nota-se uma diferença significativa entre as séries TRMM e desagregada, que variam em faixas de 0 mm – 83,032 mm e de 0 mm – 127,1873 mm, respectivamente.

Ao se analisar as distribuições de probabilidade dos campos de precipitação, observa-se que as precipitações se encontram entre 0 mm- 17 mm, com percentis variando entre 44% e 88%. As precipitações estimadas pelo TRMM e por meio de desagregação (*downscaling*) reproduzem com bastante fidelidade o regime de

precipitação. Para precipitações diferentes desses intervalos, o comportamento é de subestimar a precipitação observada.

Para a estação Florestal, nota-se um comportamento altamente variável, registrando precipitação diferente de 0 mm na maioria dos dias, registrando precipitação máxima de 64,4 mm. Observa-se que as séries do TRMM e desagregadas (*downscaling*) subestimam a precipitação observada. Ao analisar as distribuições de probabilidade das séries de precipitações que se encontram entre 0 mm e 6 mm), os percentis variam entre 35% e 61%. As precipitações estimadas pelo TRMM e por desagregação (*downscaling*) reproduzem o comportamento do regime de precipitação observada. Para precipitações no intervalo (9 mm-32 mm), em que os percentis variam entre 62% e 100%, o comportamento é de superestimar. Valores maiores de precipitação observada não foram registradas pelo TRMM.

Observa-se que as estações Capelinha e Nanuque-Montante caracterizam-se por apresentar registros de precipitação forte e constante a partir do quinto dia. Durante os 26 dias restantes, os eventos de precipitação são maiores, em que as estações registraram precipitação máxima nos dias 27 e 31 de dezembro com valores de 746,1mm e 228,4mm, respectivamente. Analisando-se as distribuições acumuladas, observa-se que as precipitações estimadas pelo TRMM e por desagregação superestimam as precipitações que variam entre 0 mm e 102 mm. Nas Figuras (7.11), ilustra-se o grau de concordância entre chuva observada em campo com os dados estimados pelo TRMM e desagregados (d*ownscaling*). De modo geral, tem-se uma maior dispersão entre a precipitação proveniente dos dados do TRMM e a precipitação medida pelos pluviômetros das quatro estações na região empregada de exemplo. Esse padrão reflete-se nos valores dos coeficientes de correlação com valores baixos.

Observa-se que, nos quatro casos, os registros do TRMM e desagregados (downscaling) subestimam as precipitações fortes e superestimam a precipitação para o caso de chuva leve e moderada. Esses resultados estão de acordo com o observado pelos seguintes autores: Dinku *et al.* (2007); Habib *et al.* (2009); Karaseva *et al.*(2012); Chen *et al.* (2014). Ademais, as distribuições das séries dos píxeis TRMM e das séries sintéticas obtidas por desagregação (downscaling) conservam, em sua maioria, o comportamento das séries de dados observados.



Figura 7.29- Comparação entre os dados de precipitação observados (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 12/2013 a) série temporal b) função de distribuição acumulada (FDA).



Figura 7.30- Diagrama de dispersão de precipitação diária do mês de dezembro 2013: observada - TRMM (vermelho) e observada - desagregada (azul).

7.8.2 Avaliação dos campos de precipitação gerados pela desagregação (downscaling) espacial (janeiro 1998- abril 2016) na região Sudeste

Fortes chuvas são comuns durante o verão na região sudeste do Brasil, podendo persistir de 4 dias a 7 dias (Vásquez *et al.*, 2015). O principal mecanismo que regula o regime pluviométrico é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Sua atividade convectiva começa no oeste da bacia Amazônica no início de agosto e atinge o sudeste brasileiro nos meses subseqüentes (Cavalcanti *et al.*, 2009). Está associada a uma banda de nebulosidade e precipitação com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até a região central do Atlântico Sul (Kousky, 1988). De acordo com Grimm (2011), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é a responsável pelos máximos de precipitação no final da primavera e verão austral.

Em geral, o regime de chuvas, nessa região, é influenciado pela atuação de ZCAS, pela passagem de frentes frias e pelas condições de forte instabilidade termodinâmica, muitas vezes incrementada pela atuação do Jato de Baixos Níveis (JBN), que transporta umidade da Amazônia para o sul e para o sudeste do Brasil (Satyamurty *et al.*, 2014), e das Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU), que se caracterizam por processos com duração menor do que quatro dias (Neto *et al.*, 2010). Ademais, Grimm (2003) sugere que anomalias de temperatura ocorridas durante a primavera durante os eventos EN em porções da região sudeste do Brasil geram convecção mais intensa no centro-leste do Brasil, principalmente no mês de janeiro. Silvestri (2005) observou, no norte do sudeste da América do Sul (SEAS), invernos mais chuvosos durante eventos EN / LN do que ENOS neutro, e invernos mais chuvosos no sul da SEAS durante EN.

Vásquez *et al.* (2017) concluíram que o ENSO influi nas quantidade de chuva anual na região onde o EN condiciona os anos mais úmidos. Também observaram que, durante a fase quente do AMO, os períodos de secas foram mais severos, e as precipitações na área de estudo parecem seguir as tendências do índice ODP ao longo de suas fases. Em novembro de 2008 e dezembro de 2011, a região sudeste sofreu chuvas intensas. Segundo Oliveira (2014), essas precipitações extremas estão associadas a eventos de ZCAS (~70%), seguidos de eventos de ZCOU (~13%). Sugere-se que os fenômenos meteorológicos de convergência de umidade em superfície, formando ZCAS ou não, têm grande importância na deflagração de deslizamentos. Na Figura (7.12), apresentam-se os campos de precipitação estimados pelo TRMM3B43-V7 e desagregação (*downscaling*). Pode-se observar que os campos de precipitação registraram para os estados de RJ e SP registram valores máximos de precipitação varia entre (250-700 mm, 250-900 mm) no ano 2008 e (150-650 mm, 150-850 mm) para o ano 2011 para as duas bases de dados. Esse resultado mostra que os eventos extremos têm uma persistência sobre a região central do ES e da bacia do rio Doce em MG.

De modo geral, os resultados mostram que a desagregação (*downscaling*) representa a intermitência do campo TRMM. Pode-se destacar que as estimativas da precipitação têm uma tendência a superestimar e subestimar a precipitação observada. Esse resultado mostra o evento de 2013 e sua persistência sobre a região central do RJ e MG.



Figura 7.31- Evolução da precipitação acumulada TRMM (resolução espacial \approx 27,8 km) e desagregada (*downscaling*) (resolução espacial de 3,4 km): a) período novembro de 2008; b) dezembro de 2011; Área = 64 x 64 píxeis.

Na análise de caracterização e desagregação (*downscaling*), dividiu-se a região de estudo em duas sub-áreas que contenham 32x32 píxeis com a finalidade de obter subáreas com numero de píxeis em potência de 2^{-j} , sendo, neste caso, j = 5. Na Figura 7.13 (a) e (b), apresentam-se o comportamento da função de escalonamento de momentos estatísticos das diferentes escalas de desagregação espacial dos meses de setembro e dezembro. Os pontos representam os momentos estatísticos; na Figura 7.14 (a, b), observa-se que o comportamento dos momentos estatísticos se desvia para os $q \ge 3$ apresentando função de estrutura não linear, evidenciando escalonamento múltipla. Para valores de q entre 2.5 e 0, seguem a linha teórica de escalonamento simples. Esse comportamento revela a intermitência da variabilidade espacial que a chuva apresentou em relação a escalas espaciais.



Figura 7.32- Momentos estatísticos dos campos de precipitação dos dados TRMM para as duas sub-áreas para os meses de setembro e dezembro de 2011 e de 2015, respectivamente. Área =32 x 32 píxeis. Píxel TRMM=27,8 km, portanto, λ =[444,8 km, 222,4 km, 111,2 km, 55,6 km, 27,8 km].

Na Figura 7.14, observou-se que os valores dos expoentes τ (q) refletem como a inclinação da regressão linear varia em relação a *q* para as duas subáreas de estudo; neste caso apresenta um comportamento de escalas múltiplas. No entanto, a não linearidade apresentada para as duas subáreas corresponde aos meses de junho, agosto e setembro, meses correspondentes ao início e ao final do inverno austral. Climatologicamente, a estação é marcada pelo período menos chuvoso da região sudeste.

Adicionalmente, o comportamento pluviométrico está associado à influência das ASAS, observada freqüentemente durante o inverno austral ou estação seca. Nessa época, o predomínio do sistema e de sua subsidência característica sobre o continente é responsável por dias seguidos de tempo estável e sem chuva, o que costuma provocar episódios de baixa umidade relativa do ar no em parte do sudeste do Brasil. Segundo Fernandes e Satyamurty (1994), os cavados invertidos atuam, principalmente, durante o inverno, provocando condições de tempo moderado, principalmente sobre o MS e SP.

Essas condições contribuem para a presença da não homogeneidade da área no inverno austral, como se observa nos resultados de caracterização da área de estudo.



Figura 7.33- Função de estrutura $\tau(q)$ para os campos de precipitação mensal: a) subárea 1- JAN-DEZ (2011); b) subárea 2 - JAN-DEZ (2011). Área =32 x 32 píxeis. Píxel TRMM = 27,8 km, portanto, λ =[444,8 km, 222,4 km, 111,2 km, 55,6 km, 27,8 km].

Com o objetivo de avaliar o comportamento da estimativa temporal das séries estimadas pelo TRMM e por desagregação (*downscaling*) em relação às séries das estações pluviométricas, escolheram-se três estações com comportamento diferenciado. As estações escolhidas são: Vitoria (83648), Franca (83630) e Itarumã (1851002).

Nas Figuras 7.15, 7.16 e 7.17, apresentam-se a evolução temporal e a distribuição da variabilidade registrada durante o período janeiro/1998 – dezembro/2015 (série observada (vermelho), série do píxel TRMM (verde), e série de dados sintéticos gerados por desagregação (*downscaling*)) (azul).

Na Figura 7.15, os valores registrados pela estação Vitoria são de 2 mm como mínimo e máximo de 713,9 mm. De modo geral, a variabilidade da precipitação estimada pelas séries do TRMM e desagregada (*downscaling*) seguem a variabilidade dos dados observados, variando em torno de 2,5 mm - 664,9 mm e de 1,2 mm- 827,5 mm.



Figura 7.34- Comparação entre os dados de precipitação observados (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 01/01/1998-31/12/2015: a) série temporal; b) função acumulada empírica.

Ao analisar as distribuições de probabilidade dos campos de precipitação estimada, observa-se que as precipitações que se encontram entre 0 mm e100 mm

apresentam a mesma tendência até o percentis de 60 %, destacando-se a tendência dos dados estimados por desagregação (*downscaling*) que apresenta tendência mas próxima dos observados, na faixa de (101mm-161mm) apresenta uma tendência a superestimar com percentis variando entre 61%-75%. Na faixa de (162mm-713mm) seguem a mesma tendência que os dados observados com percentis entre (76%-99%). Para precipitações maior destes intervalos o *Downscaling* superestima a precipitação observada.

Na estação Franca (Figura 7.15), os valores apresentados são de 0 mm como mínimo e máximo de 525,4mm. De modo geral, as séries do TRMM e desagregadas (*downscaling*) seguem variabilidade da precipitação observada, variando em torno de 0 mm-598,9 mm e 0 mm- 630,5 mm.



Figura 7.35- Comparação entre os dados de precipitação observados (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 01/01/1998-31/12/2015: a) série temporal; b) função acumulada empírica.

Ao analisar as distribuições de probabilidade de os campos de precipitação estimada, observa-se que as precipitações que se encontram entre 0 mm e 527.5 mm apresentam a mesma tendência até o percentis de 0.99 %. Na faixa de 528 mm-630.5 mm, com percentis de 99%, o TRMM e desagregação (*downscaling*) superestimam a

precipitação observada. Destaca-se que, na maioria dos casos, a precipitação estimada segue a tendência dos dados observados. Neste caso, o modelo de desagregação (*downscaling*) consegue reproduzir a intermitência dos dados.

Na estação Franca (Figura 7.16), os valores apresentados são de 0 mm como mínimo e máximo de 694,8 mm. De modo geral, as séries do TRMM e desagregadas (*downscaling*) subestimam a precipitação observada, variando em torno de 0mm - 731,659 mm e 0 mm – 683,5 mm.

Ao analisar as distribuições de probabilidade dos campos de precipitação estimada, observa-se que as precipitações que se encontram entre 0 mm e 509,6 mm apresentam a mesma tendência a subestimar a precipitação observada até o percentil de 0.97 %. Na faixa de 542,7 mm - 659 mm, com percentis de 99%, o TRMM e a desagregação (*downscaling*) seguem a tendência da precipitação observada. Para precipitações maiores do que esses intervalos, a desagregação (*downscaling*) superestima a precipitação observada.



Figura 7.36- Comparação entre os dados de precipitação observados (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 01/01/1998-31/12/2015: a) série temporal; b) função acumulada empírica.
Nos diagramas de dispersão da região norte (Figura 7.18), observa-se, de uma maneira geral, que os dados estimados pelo TRMM e por desagregação (d*ownscaling*) para a estação Vitoria (83648) subestimam a precipitação para valores de precipitação mensal acima de 200 mm/mês, enquanto, para a estação Franca (83630), a subestimativa ocorre para precipitações mensais superiores a 300 mm, notando-se, ainda, que, para a estação Itarumã (1851002), houve subestimativa para precipitações mensais superiores a 100 mm. Para valores maiores, observa-se tanto subestimativas quanto superestimativas, porém com uma maior frequência para subestimativas

Conforme os resultados obtidos, registra-se boa correlação (0,83; 0,92 e 0,56) entre o TRMM e as três estações supramencionadas, respectivamente, enquanto correlações de 0,76, 0,87 e 0,58 são calculadas entre os valores desagregados (downscaling) e os valores das três (3) estações correspondente. Ademais, observe-se que, nas três estações houve similaridade na significância da correlações obtidos, sendo que, em uma das estações (Itarumá), a correlação usado valores desagregados superou aqueala obtida usando valores sem desagregação.



Figura 7.37- Diagrama de dispersão de precipitação mensal: observada - TRMM (vermelho) e observada - desagregada (*downscaling*) (azul).

Na Figura 7.18 (a,b), apresenta-se a distribuição espacial dos coeficientes de correlação para as bases de dados OBS-TRMM e OBS-Desagregada (downscaling). Observa-se que as estações com menor correlação estão distribuídas na região costeira dos estados de SP e RJ.

Na Figura 7.18 (c), pode-se observar a variabilidade espacial dos coeficientes de Pearson para a base de dados mensais na região do sudoeste. Para OBS-TRMM, apresenta-se coeficiente de correlação: 50% superior a 0,90 e (25% inferior a 0,85). Para OBS-Desagregada(downscaling), tem-se: 50% superior a 0,85 e 25% inferior a 0.80.



Figura 7.38- Coeficiente de correlação Pearson para: a) OBS-TRMM; b) OBS-Desagregada (*downscaling*); c) gráfico de dispersão para as duas análises.



Figura 7.20- Coeficiente de Nash para: a) OBS-TRMM; b) OBS-Desagregada (*downscaling*); c) função de distribuição acumulada empírica para as duas análises.

Para a Figura 7.20 (c), tem-se em conta os critérios e a significância estatística do coeficiente de NSE; a avaliação da adequabilidade do ajuste exibe uma porcentagem de dados que cumprem os critérios de similitude com a precipitação observada registrada, como é apresentada a seguir. Para a base de dados OBS-TRMM, obteve-se: ótimo ($NSE \ge 0.91$)=0,5%, bom (NSE=0.84-0.91)=41%, aceitável (NSE=0.75 - 0.84)=37%, insatisfatório (NSE < 0.65)=17%. Para o OBS-Desagregado (downscaling), ótimo ($NSE \ge 0.91$)=0%, bom (NSE = 0.84-0.91)=19%, aceitável (NSE=0.75 - 0.84)=46%, insatisfatório (NSE < 0.65)=35%.

7.8.3 Avaliação dos campos de precipitação gerados pela desagregação(downscaling) espacial (janeiro 2001-abril 2016) na região da Amazônia

Na bacia amazônica, medir a precipitação acaba tornando-se mais difícil por sua grande extensão territorial e áreas de difícil acesso. Os pluviômetros distribuídos sobre uma determinada região coletam informações da precipitação apenas para uma pequena área localizada. A importância do monitoramento pluviométrico para o conhecimento das principais características da variabilidade do clima amazônico faz-se necessário, um monitoramento detalhado sobre extensas áreas faz-se necessário uma densa rede de pluviômetros. Além disso, outros problemas podem surgir, como pessoal para coletar os dados, manutenção de equipamentos, problemas de comunicação em estações automáticas, entre outros. Uma das alternativas para esses problemas e o uso de sensores remotos para estimar a precipitação em uma determinada área, pero ainda assim a resolução não é suficiente para estudos de sub-bacias de grande importância de tal forma que é necessário obter com maior detalhamento e precisão sua distribuição espacial.

Nos últimos anos, eventos extremos chuvosos têm afetado a bacia da Amazônia, onde casos de secas e cheias extremas têm ocorrido com maior freqüência e intensidade. Cada condição oceânica e atmosférica causadora de um evento de seca ou de cheia possui padrão diferente em relação às suas causas físicas. Diferentes trabalhos mostraram a relação associada à variabilidade natural da temperatura da superfície do mar (TSM). Marengo e Hastenrath (1993) identificaram os impactos do oceano Atlântico na precipitação. Marengo *et al.* (2013) observaram que os oceanos Pacífico e Atlântico Tropical modificam o padrão atmosférico.

Foram registradas duas grandes secas na Amazônia, uma em 2005 e outra em 2010. Segundo Lewis *et al.*(2011), concluiu-se que a seca de 2010 foi mais intensa do que a ocorrida no ano de 2005, abrangendo, em sua maioria, a região sudoeste da Amazônia. Complementarmente, registrou valores de precipitação acumulada abaixo da média histórica. O período foi modulado por um evento de EN moderado com temperaturas nooceano Atlântico tropical norte mais quentes do que o normal (Marengo *et al.*, 2011).

Na Figura 6.20, mostram-se as simulações da geração de campos do modelo de desagregação espacial para os campos de precipitação do mês de julho 2005 e 2010 sobre uma área de 64x64 píxeis TRMM, localizadas na Amazônia, cobrindo uma área que inclui os rios: Negro, Trombetas, Solimões, Purus, Madeira e Tapajós. A partir dos resultados dos campos de precipitação, pode ser observado que a desagregação aleatória representa a intermitência do campo TRMM, que mostra uma melhor reprodução das singularidades, células em que um aumento na precipitação é concentrada, apresentando uma distribuição espacial mais coerente.

Na Figura 7.21 (a,b,c e d), apresentam-se os campos de precipitação estimados pelo TRMM3B43-V7 e desagregação (*downscaling*). Pode-se observar que os estados de RO e MT registram os menores valores de precipitação variando entre (0-114 mm) no ano 2005 e (0-91mm) para o ano 2010. De modo geral, os resultados mostram que a desagregação (*downscaling*) representa a intermitência do campo TRMM. Pode-se destacar que as estimativas da precipitação têm uma tendência a superestimar nas regiões com precipitação mínima.

Na Figura 7.21, apresenta-se o comportamento da função de escalonamento de momentos estatísticos, das diferentes escalas de desagregação espacial dos meses de julho, agosto e setembro. Na Figura 7.22 (a, b, c), observa-se que o comportamento dos momentos estatísticos se desvia para os $q \ge 3$, apresentando função de estrutura não linear, evidenciando escalonamento múltiplo. Para valores de q entre 2,5 e 0, seguem a linha teórica de escalonamento simples. Os resultados mostraram que a intermitência da variabilidade espacial que a chuva apresentou durante os três meses analisados.



Figura 7.39- Evolução da precipitação acumulada TRMM (resolução espacial $\approx 27,8$ km) e Desagregada (*downscaling*) (resolução espacial de 3,4 km): a) período julho de 2005; b) período julho de 2010. Área = 64 x 64 píxeis.

Na Figura 7.22 (d), observou-se que os valores dos expoentes τ (q) refletem como a declividade da regressão linear varia em relação a q para a área de estudo. Neste caso, apresenta um comportamento de escalas múltiplas. No entanto, a não linearidade apresentada pela área corresponde aos meses de julho, agosto, setembro, meses correspondentes ao início e ao final do inverno austral. Esses resultados

coincidem com o observado durante a primavera e inverno austral de 2010. Na bacia amazônica, registrou-se a seca mais aguda em termos de intensidade e duração em comparação com a seca de 2005. Pode-se explicar pela adição do El Niño 2009/2010 no verão austral e em função dos episódios quentes no Atlântico durante o outono e inverno austral.



Figura 7.40- Momentos estatísticos dos campos de precipitação dos dados TRMM: a) julho-2010; b) agosto-2010 e c) setembro-2010. Área =64 x 64 píxeis. Píxel TRMM=27,8 km, portanto, λ =[889,6 km, 444,8 km, 222,4 km, 111,2 km, 55,6 km, 27,8 km]; d) função de estrutura $\tau(q)$ para os campos de precipitação mensal 2010.

Na Figura 7.23 (a, b, c e d), observou-se que os valores dos expoentes τ (q) refletem como a declividade da regressão linear varia em relação a q para as áreas de

estudo. Neste caso, apresenta um comportamento de escalas múltiplas. No entanto, a não linearidade apresentada pela área corresponde aos meses de julho, agosto, setembro, meses correspondente ao início e ao final do inverno austral. Durante esses períodos de análises, observaram-se dois casos de secas prolongadas; os casos que se destacam são os de 2005 e 2009/2010.



Figura 7.41- Função de estrutura $\tau(q)$ para os campos de precipitação mensal: a) março/2000-dezembro/2003; b) janeiro/2004-dezembro/2006; c) janeiro/2007dezembro/2012; e d) janeiro/2013-dezembro/2015. Área = 64 x 64 píxeis. Píxel TRMM = 2,8 km, portanto, λ =[889,6 km, 444,8 km, 222,4 km, 111,2 km, 55,6 km, 27,8 km].

A seca do ano 2005 foi uma seca localizada na área oeste, enquanto a de 2009/2010 abrangeu a área noroeste e uma parte do oeste da bacia amazônica (Marengo *et al.*, 2008; Yoon e Zeng, 2010). Adicionalmente, no início da estação chuvosa, a maior parte da bacia amazônica está fortemente associada ao estabelecimento do sistema de monções de verão da América do sul, caracterizado por uma intensa convecção entre o extremo noroeste do continente e latitudes ao sul do Equador em meados de outubro (Kousky,1988; Liebman e Marengo *et al.*, 2001).

Seguido da atuação de sistemas meteorológicos sinóticos (ZCIT, AB, VCAN e ZCAS) e sistemas convectivos de mesoescala (cumulunimbus isolados e linhas de instabilidade). Todos esses fatores contribuem no comportamento da intermitência da variabilidade espaço-temporal que a chuva apresentou em relação a escalas espaciais, como se observa mediante essas análises.

Com o objetivo de avaliar o comportamento da estimativa temporal das séries estimadas pelo TRMM e desagregadas (*downscaling*) em relação às séries das estações pluviométricas, escolheram-se três estações com comportamento diferenciado. As estações escolhidas são: Rio Branco (82915), Moura (161002) e Santa Ana. Na Figura 7.23 (a, b e c), apresentam-se a evolução temporal e a distribuição da variabilidade registrada durante o período março/2003 – dezembro/2015 (série observada (vermelho); série do píxel TRMM (verde) e série de dados sintéticos gerados pela desagregação (*downscaling*) (azul). Observa-se que as variações sazonais da chuva são bem representadas pelas estimativas de precipitação fornecidas pelo satélite TRMM e pelo modelo de desagregação (*downscaling*).

De modo geral, no gráfico, observa-se, em alguns casos, uma tendência de superestimação ou subestimação dos dados nas precipitações das estações. Além disso, o satélite e a desagregação (*downscaling*) identificarem as variações anuais de precipitação ainda que tendessem a subestimar os valores, sendo tal afirmação corroborada com a análise dos estatísticos.

Ao analisar as distribuições de probabilidade dos campos de precipitação estimada, observa-se, para a estação de Rio Branco, as precipitações que se encontram entre 0mm e 141 mm apresentam a mesma tendência até o percentis de 45 %. Na faixa de 142 mm – 312 mm, apresenta uma tendência a subestimar com percentis variando entre 46%-88%. Na faixa de 313 mm – 452 mm, seguem a mesma tendência que os dados observados com percentis entre 89% e 99%). Para precipitações maiores do que esses intervalos, a desagregação (*downscaling*) superestima a precipitação observada.

Para a estação Moura, observa-se que as estimativas pelo TRMM e por desagregação (*downscaling*) apresentam tendência a superestimar a precipitação observada durante todo o período de análises. Quanto às distribuições de probabilidade dos campos de precipitação estimada para a estação Santa Ana, as precipitações que se encontram entre 0 mm-46 mm apresentam a mesma tendência até o percentis de 26 %, enquanto, na faixa de 47 mm-636 mm, apresenta uma tendência a subestimar com



percentis variando entre 27%-99%. Para precipitações maiores do que esses intervalos, a desagregação (*downscaling*) subestima a precipitação observada.

Figura 7.42- Comparação entre os dados de precipitação observados (vermelho), TRMM (amarelo) e estimados (azul) no período 03/2000-06/2016: a) série temporal; b) função de distribuição acumulada (FDA). Estações: a) Rio Branco, b) Moura e c) Santa Ana para o período 03/2000-06/2016.

Os resultados da análise ponto-a-ponto podem ser observados na Figura 7.25 onde estão os gráficos de dispersão dos dados de precipitação do produto TRMM e das

estações Rio Branco (82915), Moura (161002) e Santa Ana. Observa-se que, via de regra, os produtos TRMM e de desagregação (*downscaling*) subestimam a precipitação para precipitações mensais acima de 100 mm/mês. Para valores maiores, notam-se tanto subestimativas quanto superestimativas, porém com uma maior freqüência para subestimativa.



Figura 7.25- Diagrama de dispersão de precipitação diária do mês de dezembro/2013: observada versus estimada pelo TRMM (vermelho) e observada versus estimada por desagregação (*downscaling*) (azul).

Na Figura 7.26 (c), pode-se observar a variabilidade espacial dos coeficientes de Pearson para a base de dados mensais na bacia da Amazônia. Para OBS-TRMM, apresenta-se coeficiente de correlação: 50% superior a 0,80 e 25% inferior a 0,75. Para OBS-Desagregada (d*ownscaling*), tem-se: 50% inferior a 0,75 e 25% superior a 0,75.



Figura 7.43- Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados TRMM na região sudoeste da Amazônia: a) análises 3B42-RT; b) análises 3B43-V7; c) gráfico de dispersão para as duas análises.

Na Figura 7.27 (a,b), apresenta-se a distribuição espacial dos coeficientes correlação para as bases de dados OBS-TRMM e OBS-*Desagregada (downscaling)*.

Observa-se que as estações com menor correlação estão distribuídas na região dos estados do Amazonas e de Rondônia.

Na Figura 7.27 (c), pode-se observar a variabilidade espacial dos coeficientes de Pearson para a base de dados mensais na bacia da Amazônia. Para OBS-TRMM, apresenta-se coeficiente de correlação: 50% superior a 0,85 e 25% inferior a 0,80. Para OBS-*Desagregada (downscaling)*, tem-se: 50% inferior a 0,85 e 25% superior a 0,70.



Figura 7.44- Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados TRMM na região sudoeste da Amazônia: a) análises 3B42-RT; b) análises 3B43-V7; c) gráfico de dispersão para as duas análises.

Na Figura 7.26 (a,b), configura-se a distribuição espacial dos coeficientes correlação para as bases de dados OBS-TRMM e OBS-*Desagregada (downscaling)*. Observa-se que as estações com menor correlação estão distribuídas na região dos estados de Amazonas e Rondônia.

Na Figura 7.28 (c), pode-se observar a variabilidade espacial dos coeficientes de Pearson para a base de dados mensais na bacia da Amazônia. Para OBS-TRMM, apresenta-se coeficiente de correlação: 50% superior a 0,80 e 25% inferior a 0,75. Para OBS-*Desagregada (downscaling)*, tem-se: 50% superior a 0,80 e 25% inferior a 0,75.



Figura 7.45- Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados TRMM na região sudoeste da Amazônia: a) análises 3B42-RT; b) análises 3B43-V7; c) gráfico de dispersão para as duas análises.

Na Figura 7.29 (a,b), apresenta-se a distribuição espacial dos coeficientes de correlação para as bases de dados OBS-TRMM e OBS-*Desagregada (downscaling)*. Observa-se que as estações com menor correlação estão distribuídas na região dos estados de Amazonas e Rondônia. Na Figura 7.29 (c), pode-se observar a variabilidade espacial dos coeficientes de Pearson para a base de dados mensais na bacia da Amazônia. Para OBS-TRMM, apresenta-se coeficiente de correlação: 50% inferior a 0,85 e 25% superior a 0,70. Para OBS-*Desagregada (downscaling)*, tem-se: 50% superior a 0,85 e 25% inferior a 0,70.



Figura 7.46- Coeficiente de correlação de Pearson para a base de dados TRMM na região sudoeste da Amazônia: a) análises 3B42-RT; b) análises 3B43-V7; c) gráfico de dispersão para as duas análises.

Para a Figura 7.30 (c), leva-se em conta os critérios e a significância estatística do coeficiente de NSE; a avaliação da aderência do ajuste exibe uma porcentagem de dados que cumprem os critérios de similitude com a precipitação observada registrada, como é apresentada a seguir. Para a base de dados no período março/2001dezembro/2003 OBS-TRMM, obteve-se: Ótimo ($NSE \ge 0,91$)=0%, Boa (NSE=0,80-0,88)=12,7%, Aceitável (NSE=0,65-0,80)=36,8%, Insatisfatório (NSE < 0,65)=50,5%. Para o OBS-Desagregado (*downscaling*), Ótimo ($NSE \ge 0,91$)=0%, Boa(NSE=0,88-0,80)=2,2%, Aceitável (NSE=0,64 - 0,88)=24,2%, Insatisfatório (NSE < 0,64)=73,6%.

Para a base de dados, no período janeiro/2004-dezembro/2006, OBS-TRMM, obteve-se: Ótimo ($NSE \ge 0.91$)=0%, Boa(NSE=0.79 - 0.87)=23%, Aceitável (NSE=0.65 - 0.79)=36,4%, Insatisfatório (NSE < 0.65)=40,6%. Para o OBS-Desagregado (*downscaling*), Ótimo ($NSE \ge 0.91$)=0%, Boa(NSE=0.79-0.84)=8,7%, Aceitável (NSE=0.63 - 0.79)=28%, Insatisfatório (NSE < 0.63)=63,3%.

Para a base de dados, no período janeiro/2007-dezembro/2012, OBS-TRMM, obteve-se: Ótimo ($NSE \ge 0.91$)=0%, Boa(NSE=0.79 - 0.87)=23%, Aceitável (NSE=0.65 - 0.79)=36,4%, Insatisfatório (NSE < 0.65)=42,5%. Para o OBS-Desagregado (*downscaling*), Ótimo ($NSE \ge 0.91$)=0%, Boa(NSE=0.80-0.89)=12%, Aceitável (NSE=0.64 - 0.80)=25,7%, Insatisfatório (NSE < 0.64)=62,3%.

Para a base de dados, no período janeiro/2013-dezembro/2015, OBS-TRMM, obteve-se: Ótimo ($NSE \ge 0.91$)=0%, Boa(NSE=0.80 - 0.91)=12,1%, Aceitável (NSE=0.64 - 0.80)=42,9%, Insatisfatório (NSE < 0.64)=45%. Para o OBS-Desagregado (*downscaling*), Ótimo ($NSE \ge 0.91$)=0%, Boa(NSE=0.78-0.86)=4,4%, Aceitável (NSE=0.65 - 0.78)=29,7%, Insatisfatório (NSE < 0.65)=65,9%.



Figura 7.30- Coeficiente de Nash para: a) OBS-TRMM; b) OBS-Desagregada, c) função de distribuição acumulada empírica para as duas análises.

7.9 Considerações finais

As precipitações estimadas pelos produtos TRMM 3B42-RT e TRMM 3B43-V7 para a área de estudo, apresentam uma boa eficiência, afirmando que reproduzem com uma boa aproximação o ciclo sazonal padrão de aproximação, considerados dados confiáveis, que podem ser usados como dados de entrada em modelos de desagregação em áreas sem informações, constituindo uma alternativa para fortalecer a gestão dos recursos hídricos em bacias hidrográficas, especialmente nas sub-bacias.

Quanto à precipitação nas áreas de estudo, pode-se dizer que o escalonamento do campo de precipitação é simples para períodos chuvosos e múltiplo para períodos secos. O comportamento linear é evidência empírica da presença de uma transição de fase de primeira ordem multifractais. O comportamento não linear apresenta-se pela alta

variabilidade espacial da precipitação (comportamento intermitente), evidenciando o comportamento multifractal da precipitação.

Esses resultados também mostram que a autosemelhança conserva a precipitação com a escala. Esse comportamento crescente dos momentos com a dimensão espacial pode ser associada com alta intermitência dos campos, com a concentração espacial das regiões com precipitação e sem precipitações. Esses resultados indicam que a precipitação na região deverá ser analisada com métodos que permitam ter em consideração essas características e o multiescalonamento que esses campos apresentam.

Essas características permitem a análise de chuva através de metodologias baseadas em cascata multifractal, que fornece uma estrutura geométrico-estatística para analisar a variabilidade espacial-temporal e intermitência da chuva em uma ampla gama de escalas espaciais.

A redução de escala espacial da precipitação TRMM utiliza o conceito de cascatas multiplicativas aleatórias. O modelo tem como entrada os dados do satélite TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), especificamente os dados 3B42RT, disponíveis em 0,25 X 0.25 (aproximadamente 27,8 km X 27,8 km) de resolução espacial e temporal na escala mensal, tendo, como resultado final, a resolução espacial de 3,475 km x 3,475 km. Em geral, reproduz adequadamente os campos de precipitação. Os resultados mantêm as características estatísticas e intermitência de campos de precipitação real dentro dos intervalos estatisticamente aceitáveis, como se observa na fase de validação.

CAPITULO 8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1 Considerações finais

Dados de precipitação com alta resolução espacial são cruciais para melhorar nossa compreensão da hidrologia na escala da bacia. No entanto, redes pluviométricas bem distribuídas espacialmente são raras. Há uma necessidade urgente de informações meteorológicas de alta resolução para fornecer resposta hidrológica em escalas espaciais e temporais de detalhe. A principal motivação deste estudo foi assimilar o conhecimento já disponível de multi-escalonamento e multi-resolução de precipitação para resolver os problemas com potencial aplicação em hidrologia.

A fim de compreender e modelar as propriedades de escala com precisão, foram abordadas as questões: se a precipitação é de fato multi-escala e se a teoria multifractal pode capturar, adequadamente, a variabilidade da precipitação no tempo e no espaço.

A partir dessas questões e com a formulação do objetivo geral do trabalho e correspondentes objetivos específicos propostos, apresentam-se, nos itens subsequentes, de forma sintética, conclusões e recomendações para a pesquisa realizada. Estudos foram conduzidos para a região sudeste do Brasil e para a Amazônia.

8.2. Conclusões

8.2.1 Quanto às técnicas de análise de séries temporais

Diante do cenário exposto, a variabilidade nos recursos naturais pode causar tendências e alterações no comportamento das variáveis hidrológicas ao longo do tempo, não respeitando, por vezes, a hipótese de estacionariedade de suas correspondentes séries temporais. Nesse sentido, as técnicas de transformada de ondaleta e de análise espectral foram eficientes em revelar a variabilidade em quatro domínios de escala de tempo - infra-anual, interanual, quasi-decadal e multidecadalpara todas as séries temporais de dados analisadas.

Deve-se enfatizar que é de suma importância empregar séries temporais de dados observacionais de longo prazo para identificar periodicidades mais longas e confirmar as mais curtas nos fenômenos hidrológicos. Caso contrário, a confiabilidade em dados que cobrem uma janela de tempo mais estreita poderia levar a conclusões incorretas sobre a variabilidade natural de um fenômeno, seja sugerindo eventos de baixa freqüência quando ocorrendo realmente freqüências mais altas ou obscurecendo a duração real de uma freqüência real mais baixa, especialmente no caso das secas.

Os resultados obtidos, neste estudo, constituem informação importante para os responsáveis pelo planejamento e gestão de políticas de recursos hídricos, especialmente quando se trata de questões de abastecimento de água e, de forma mais geral, de infraestrutura hídrica e de saneamento, associadas à variabilidade climática. Levando em conta esses períodos recorrentes de déficit de precipitação em regiões com variabilidade climática natural espaço-temporal, os agentes públicos estarão em melhor posição para projetar políticas e conceber estratégias que possam gerenciar com maior precisão a demanda de sistemas de infraestrutura hídrica e restrições conhecidas bem como mitigar os riscos de secas de natureza socioeconômicas.

8.2.2 Quanto às análises espaço-temporais de precipitação

• Precipitação estimada a partir de satélites TRMM

Os resultados deste trabalho mostram que os dados de precipitação estimados a partir de satélites como o TRMM podem ser uma alternativa eficiente e de menor custo quando comparados a instrumentos como estações pluviométricas. Complementarmente, cabe ressaltar que redes pluviométricas bem distribuídas espacialmente são raras.

• Campos de precipitação gerados pela desagregação (*downscaling*)

Há uma necessidade urgente de informações meteorológicas de alta resolução para fornecer resposta hidrológica em escalas espaciais e temporais de maior detalhe ou com maior resolução. Porém necessita-se implementar métodos ou técnicas de interpolação, desagregação, entre outras. Neste trabalho, implementou-se o método de desagregação espacial por cascatas aleatórias multiplicativa com base em uma construção de cascata aleatória (*downscaling*) espacial. Os resultados obtidos pelo método foram validados com dados de pluviômetros. Foi alcançada uma boa consistência expressada pelas métricas de coeficiente de determinação, erro absoluto médio e coeficiente de eficiência.

Demonstrou-se que a teoria das cascatas aleatórias multiplicativas fornece um modelo preciso e facilmente testável para campos de precipitação espacialmente homogêneos e não homogêneos. Identificou-se que os geradores em cascata são relevantes para a modelagem de precipitação espacial, tendo sido mostrado que os parâmetros poderiam ser estimados para cada campo pluviométrico.

Esse fato permitiu testar a invariância de escala dos momentos estatísticos previstos pela teoria. Os testes foram realizados em um grande banco de dados de campos de precipitação, e a invariância de escala foi considerada como boa representação da variabilidade dos campos de precipitação.

Observaram-se desvios mais significativos para os extremos de alta e baixa precipitação, mas foi possível interpretar esses desvios em termos da variabilidade espacial em regiões chuvosas e não chuvosas dependendo da taxa média de chuva.

8.3 Recomendações e sugestões

Em relação às técnicas de análise temporal, sugere-se a aplicação do procedimento a outros índices baseados em dados climáticos oceânicos e atmosféricos. Esforços devem ser direcionados para entender os mecanismos físicos que relacionam a precipitação no sudeste do Brasil à variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM), o que poderia melhorar a capacidade de previsão sazonal.

Na Amazônia, o fenômeno da precipitação não é devido somente ao aquecimento e ao resfriamento da TSM do Pacífico e Atlântico. Cabe considerar, ainda, a influência da Cordilheira dos Andes como um fator regional que determina as características do sistema climático da Amazônia.

Em relação ao método de desagregação espacial por cascatas aleatórias multiplicativa (*downscaling*), enfatiza-se, ainda, que, nesta pesquisa, identificou-se uma série de problemas em aberto nos domínios espaço-temporais. Um desafio é avaliar essa teoria em uma ampla variedade de tipos de chuvas tropicais e extratropicais. No entanto, como discutido na tese, há informações físicas sobre o comportamento espacial da

precipitação que devem ser levadas em consideração. Os resultados também sugerem que se explore a generalização da teoria para o caso em que a distribuição dos geradores depende da escala.

Apesar desses problemas em aberto em relação à generalidade da teoria e suas propriedades, observou-se que a estrutura básica é segura o suficiente para que as aplicações da teoria sejam estabelecidas para a desagregação espacial da precipitação por meio de bases de dados de monitoramento por sensoriamento remoto, com posterior aplicação em modelos hidrológicos preferencialmente semi-distribuídos e distribuídos, de modo que se permita mais facilimente disponibilizar uma ferramenta para avaliar o impacto das alterações climáticas e do desmatamento em escalas de maior detalhe e com impacto na hidrologia local e regional.

No caso da quantificação das perturbações no ciclo hidrológico devido a mudanças no uso do solo, pode-se usar, por exemplo, o modelo hidrológico distribuído, realizando-se experimentos controlados de diferentes parâmetros do solo, incluindo a análise de sensibilidade, com a finalidade de comparar as vazões obtidas via modelagem com dados medidos e observados. Adicionalmente, pode-se prospectar sobre as diferentes implicações em diferentes cenários de mudanças climáticas e correspondentes impactos e alterações no ciclo hidrológico.

Ademais, sugere-se o emprego da fusão de medições a partir de sensores heterogêneos e redes de sensores que são fundamentais para obter medições precisas de processos ambientais nas escalas de tempo e espaço. Pode-se, por exemplo, explorar a utilidade de estimativas da precipitação através da fusão de observações de sensoriamento remoto e de radar meteorológico. Recomenda-se, também, o desenvolvimento de modelos de campo aleatório de Markov (*Markov random field*, MRF) para calcular a probabilidade de chuva nos píxeis da sub-rede, com o objetivo de modelar a informação contextual espaço-temporal em termos de probabilidades prévias condicionadas.

Por fim, espera-se que o presente trabalho contribua para novos avanços na integração da multiplicidade de dados obtidos em diferentes escalas com o incentivo de melhor integração entre as ciências atmosféricas em engenharia e a ciência hidrológica, tendo como referência a água e o meio ambiente, com uma perspectiva social de incorporação do conhecimento gerado nesta tese para beneficio da sociedade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANA., 2015. Hidroweb -Sistema de informações Hidrológicas. *http:// hidroweb.ana.gov.br/*. Accessed 1 May 2015.
- ANA-DAEE., 2004. Nota Técnica Conjunta. Subsídios para a análise do pedido de outorga do Sistema Cantareira e para a definição das condições de operação dos seus reservatórios. http://www. comitepcj.sp.gov.br/download/Res_ANA-DAEE_428-04_Nota- Tecnica.pdf. Accessed 29 May 2015.
- ANA-DAEE., 2015. Resolução Conjunta ANA/DAEE N° 50, de 21 de janeiro de 2015. http://arquivos.ana.gov.br/resolucoes/2015/50-2015.pdf. Accessed 29 May 2015.
- ANA-IGAM-SEMAD., 2015. Resolução Conjunta ANA/IGAM/ SEMAD N° 51, de 21 de janeiro de 2015. http://arquivos.ana.gov.br/resolucoes/2015/51-2015.pdf.
 Accessed 29 May 2015.
- Andreoli, R. V.; Kayano, M. T., 2005. ENSO related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. International Journal of Climatology, v. 25, p. 2017-2030.
- Araujo, A. N., 2006. Simulação Hidrológica com o uso de chuva estimada por Satélite.
 2006. 130 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- Araujo, L.M.N.d., 2016. Identificação de padrões hidrológicos de precipitação e de umidade do solo na bacia hidrográfica do rio Piabanha/RJ. Tese Doutorado -Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Arkin, P.A.; Meisner, B.N., 1987. The relationship between large scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984. Monthly Weather Review, 115, p. 51-74.

- Almeida, C. T. et al. Avaliação das Estimativas de Precipitação do Produto 3B43-TRMM do Estado do Amazonas. Revista Floresta e Ambiente. v. 22, p.279- 286, 2015.
- Aceituno, P., 1988. On the functionning of the southern oscilation in the South America sector Part I: Surface climate. Monthly Weather Review, 116(3): 505-524.
- Aragão, L.E.O.C.; Malhi, Y.; Roman-Cuesta, R.M.; Saatchi, S.; Anderson, L.O. E Shimabukuro, Y.E., 2007. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. Geophysical Research Letters. V.34.
- Andrade M., 2008. Mitos y verdades acerca del cambio climático en Bolivia. Revista Boliviana de Física, 14, 42- 49.
- Bak, P., Tang, C., and Wiesenfeld, K., 1987. Self-organized criticality: an explanation of 1/f noise. *Phys. Rev. Lett.*, 59 (4), p. 381-384.
- Banco de España., 2016. http://www.bde.es/f/webbde/SES/Secciones/ Publicaciones / Publicaciones Seriadas/DocumentosTrabajo/01/ Fic/dt0108e.pdf. Accessed 23 Jan 2016.
- Barreiro, M., Chang, P., 2002. Variability of the South Atlantic Convergence Zone Simulated by an Atmospheric General Circulation Model. Journal of Climate, v. 15, p. 745-763.
- Barreiro, M., Chang, P., Saravanan, R., 2005. "Simulated precipitation response to SST forcing and potential predictability in the region of the South Atlantic convergence zone", Climate Dynamics, v.24, p. 105-114.
- Bendat and A. G. Piersol., 1986. Random Data. Anal. and Meas. Proc. Wiley-Interscience, New York.

- Bertoni, Juan C.; Tucci, Carlos E. M.: Precipitação. In: Tucci, Carlos E. M.; Silveira, André L.,2004. L. da. Hidrologia: Ciência e Aplicação. 3. ed. Porto Alegre: Ufrgs/abrh2004, Cap.5. p. 177-231.
- Buarque, D.C., de Paiva, R.C.D., Clarke, R.T., Mendes, C.A.B., 2011. A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. J. Geophys.
- Behrangi, A., Hsu, K., Imam, B. and Sorooshian, S., 2010. Daytime Precipitation Estimation Using Bispectral Cloud Classification System, J. Appl. Meteorol. Climatol., 49(5), 1015–1031, doi:10.1175/2009JAMC2291.1.
- Camuffo D., 2001. Lunar influences on climate. Earth Moon Planet 85–86:99–113.
- Carvalho LMV, Jones C, Liebman B., 2002. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. J Climate 15, p. 2377–2394.
- Carvalho LMV, Jones C, Liebman B., 2004. The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. J Climate 17, p.88–108.
- Chylek P, Dubey MK, Lesins G, Li GJ, Hengartner N., 2014. Imprint of the Atlantic multi-decadal oscillation and Pacific decadal oscillation on southwestern US climate: past, present, and future. Clim Dyn 43:119–129. doi:10.1007/s00382-013-1933-3.
- Clarke, A.L., 2001. A Diatom-Based Transfer Function to Infer Historical Changes in Total Nitrogen Concentration from Coastal Sediments: A Case Study from Roskilde Fjord, Denmark. PhD thesis, Newcastle University.
- Clarke, A.L., Juggins, S., Conley, D.J., 2003. A 150-year reconstruction of the history of coastal eutrophication in Roskilde Fjord, Denmark. Marine Pollution Bulletin 46, p. 1615-1629.

- Clarke, A.L., Weckstrom, K., Conley, D.J., Anderson, N.J., Adser, F., Andren, E., de Jonge, V.N., Ellegaard, M., Juggins, S., Kauppila, P., Korhola, A., Reuss, N., Telford, R.J., 2006. Long-term trends in eutrophication and nutrients in the coastal zone. Limnology and Oceanography 51, p. 385-397.
- Citeau, J.; Berges, J. C.; Demarcq, H.; Mahé, G., 1988a. Position de la Zone de Convergence a 28° N et temperatue de surface de l'ocean. Veille Climatique Satellitaire, v. 21, p. 3-7.
- Citeau, J.; Bergés, J. C.; Demarcq, H.; Mahé, G., 1988b. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. OceanAtmosphere Newsletter, v.45, p.1-3.
- Carvalho, L. M. V.; Jones, C. & Liebman, B., 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. Journal of Climate, 17, p. 88-108.
- Chaves, R. R., Nobre, P., 2004. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. Geophysical Research Letters, v. 31. L03204.
- Carranza, L., 1891. Contra-corriente maritima, observada en Paita y Pacasmayo. Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, 1 (9), p. 344-345.
- Cavalcanti, I. F. A.; Kousky, V. E., 1983. Influências de circulações de escala Sinótica na circulação de brisa marítima na costa norte-nordeste da América do Sul. São José dos Campos, INPE, (INPE-2573-TDL/097).
- Cohen, J. C. P., 1989. Um estudo observacional de linhas de instabilidades na Amazônia. 174f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo.
- Cavalcanti, I. F. A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J.; Dias, M. A. F. S., 2009. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, p. 463.

- Capistrano, V. B., 2012. Precipitação na América do Sul associada às variabilidades de baixa frequência na TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico. Tese (Doutorado)
 Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil.
- Chen, M., Xie P. and. Janowiak, J., 2002. Global land precipitation: a 50-yr monthly analysis based on gauge observations. J. Hydrometeorol., 3, p. 249–266.
- Correia, F. W. S.; Manzi, A. O.; Cândido, L. A.; Santos, R. M. N. D. & Pauliquevis, T., 2007. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. Ciência e Cultura, v.59 n.3, p. 39-43.
- Chen, F., Liu, Y., Liu, Q., Li, X., 2014. Spatial downscaling of TRMM 3B43 precipitation considering spatial heterogeneity. Int. J. Remote Sensing, 35, 3074-3093.
- Coelho CAS, Uvo CB and Ambrizzi T., 2002. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. Theor Appl Climatol 71:185–197.
- CPRM., 2011. Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil: SIG Altas. http://www.cpmr.gov.br. Accessed 2 April 2015.
- CPTEC., 2013. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Publicação Mensal. Available in: *http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/*. Access in: 2016/05/02.
- CPTEC., 2014. El Niño e La Niña.. Available in: http://enos.cptec.inpe.br. Access in: 2016/05/02
- Cunningham CC, Cavalcanti IFA., 2006. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic convergence zone. Int J Climatol 26, p. 1165-1180.
- Currie RG., 1994. Luni-solar 18.6 and 10-11-year solar cycle (sic) signals in H. H. Lamb's dust veil (sic) index. J Climatol 14, p. 215-226. doi:10.1002/joc.3370140207.

- Currie RG, Wyatt T, O'Brien DP., 1993. Deterministic signals in European fish catches, wine harvests, sea level, and further experiments. J Climatol 13:665–687. doi:10.1002/joc.3370130607.
- Collischonn W.; Allasia D.; Silva B. C. D.; Tucci C. E., 2007. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling. Hydrological Sciences Journal, Taylor & Francis, v. 52, n. 5, p. 878–895.
- Collischonn B., 2006 Uso de precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído. 2006. 128 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Cohen Liechti, T., Matos, J.P., Boillat, J.-L., Schleiss, a. J., 2012. Comparison and evaluation of satellite derived precipitation products for hydrological modeling of the Zambezi River Basin. Hydrol. Earth Syst. Sci. 16
- Criss, R.E. and Winston, W.E., 2008. Do Nash values have value? Discussion and alternate proposals. Hydrological Processes, 22 (14), 2723–2725. doi:10.1002/hyp.7072.
- Cooley, D., Naveau, P., Jomelli, V., Rabatel, A., Grancher, D., 2006. A Bayesian hierarchical extreme value model for lichenometry. Environmetrics 17, 555–574.
- Coelho, C.A.S.; Marengo J.A., Cavalcanti, I.A.F.; COSTA, S.M.S.; FREITAS, S.R.; ITO, E. et al. 2012. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. Meteorological Applications, v. 19, p. 237-255,
- Cook, B.; Zeng, N.; Yoon, J.-H., 2012. Will amazonia dry out? magnitude and causes of change from ipcc climate model projections. Earth Interactions, v. 16, n. 3, p. 1–27.
- D'Arrigo R, Cook ER, Wilson RJ, Allan R, Mann ME., 2005. On the variability of ENSO over the past six centuries. Geophys Res Lett 32: L03711.

- DAEE., 2015. Banco de Dados Hidrológicos. http://www.hidrologia. daee.sp.gov.br/. Accessed 29 June.
- Daubechies I., 1988. Orthonormal bases of compactly supported wavelets. Commun Pur Appl Math 41:909–996.
- Daubechies I., 1990. The wavelet transform, time-frequency localization and signal analysis. IEEE T Inform Theory 36, p. 961-1005.
- Daubechies I., 1992. Ten lectures on wavelets, CBMS-NSF conference series in applied mathematics. SIAM Ed, p. 358.
- Dean JM, Kemp AES., 2004. A 2100 year BP record of the Pacific Decadal Oscillation, El Niño Southern Oscillation and Quasi- Biennial Oscillation in marine production and fluvial input from Saanich Inlet, British Columbia. Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol 213: p. 207-229.
- Diaz HF, Kiladis GN., 1992. Atmospheric teleconnections associated with the extreme phases of the Southern Oscillation. In: Diaz HF, Markgraf VA (eds) El Niño: historical and paleoclimatic aspects of the southern oscillation. Cambridge University Press, Cambridge, p. 7-28.
- Dong B-W, Sutton RT, Scaife AA., 2006. Multidecadal modulation of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperature. Geophys Res Lett 33: L08705. doi:10.1029/2006GL025766.
- Dooge, J. C. I., 1986. Looking for hydrologic laws. Water Resources Research. 22(9): 46S-58S.
- Dooge, J. C. I., 2001. Water science and technology: history and future. In: M.K.Tolba, *Our Fragile world*, Vol. 2, pp.1329-47.Oxford, UK, EOLSS Publishers. [A survey of the history of human endeavors to understand the behavior of water and to manage water resources supplemented by an outline of the types of science, technology, economic and social organization appropriate to tacking future water problems].

- Dantas, L. G.; Brito, J. I. B.; Rodrigues, H. P.; Aires, R. A.; Cabral, D. E. C., 2012. Oscilação Decadal do Pacífico e Multidecadal do Atlânticono Clima da Amazônia Ocidental, Revista Brasileira de Geografia Fisica, n.3, p.600-611.
- Daubechies, I., 1992. Ten Lectures on Wavelets.SIAM, p. 357.
- Daubechies, I.; Mallat, S.; Willsky, A., 1992. Introduction to the special issue on wavelet transforms and multiresolution signal analysis. IEEE Trans. Inf. Theory, v. 38, n.2, p. 528- 531.
- De Lima M. I. P. and J. Grasman., 1999. Multifractal analysis of 15-min and daily rainfall from a semi-arid region in Portugal. J. Hydrol. 220, p. 1-31.
- Dinku, T., Ceccato, P., Grover-Kopec, E., Lemma, M., Connor, S.J., Ropelewski, C.F. 2007. Validation of satellite rainfall products over East Africa's complex topography. Int. J. Remote Sens., 28, p. 1503–1526.
- Diaz, H.F. y Kiladis, G.N., 1992. Atmospheric teleconnections associated with the extreme phases of the Southern Oscillation. En: DIAZ, H.F. y MARKGRAF, V. (1992): El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation. Cambridge University Press. Cambridge. (pp. 7-28).
- Dooge, J. C. I., 1986. Looking for hydrology laws. Water Resources Research, 22, p. 465-585.
- Enfield DB, Mayer DA., 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. J Geophys Res 102, p. 929–945.
- Enfield DB, Mestas-Nunez AM, Trimble PJ., 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US Geophysics Res Lett 28, p. 2077–2080.
- Eguiguren, V., 1894. Las lluvias en Piura. Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima,
 4, 241-258 ENFEN, 2012: Definición operacional de los eventos El Niño y La
 Niña y sus magnitudes en la costa del Perú. Nota Técnica ENFEN, pp. 3.

- Enfield, D. B.; Mayer, D. A., 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. Journal of Geophysical Research, v. 102, n. C1, p. 929-945.
- Ebert, Elizabeth E. et al., 2003. The WGNE assessment of short-term quantitative precipitation forecasts. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 84, n. 4, p. 481-492.
- EPE., 2015. Balanço Energético Nacional BEN 2015. Relatório Final. https://ben.epe.gov.br/BENRelatorioFinal.aspx?anoColeta=2015&anoFimColeta= 2014. Accessed 24 Oct 2015.
- Espinoza, J. C. et al. 2014. The Extreme 2014 Flood in South-Western Amazon Basin: The Role of Tropical-Subtropical South Atlantic SST Gradient, in Environmental Research Letters, 9.
- Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Junquas, C.; Drapeau, G.; Martinez, J.M.; Santini, W.; Vauchel, P.; Lavado, W.; Ordonez, J.; et al., 2014. From drought to flooding: Understanding the abrupt 2010–2011 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. Environ. Res. Lett. 2012
- Espinoza-Villar, J.C., J. Ronchail, J.L. Guyot, G. Cochonneau, F. Naziano, W. Lavado,E. de Oliveira, R. Pombosa & P. Vauchel, 2009. Spatio-temporal rainfall variabilityin the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador).International Journal of Climatology, 29:1574-1594.
- Frankcombe LM, von der Heydt AS, Dijkstra H., 2010. North Atlantic multidecadal variability: an investigation of dominant time scales. J Clim. 23:3626–3638. doi:10.1175/2010JCLI3471.1.
- Freitas ED, Rozoff CM, Cotton WR, Silva Dias PL., 2007. Interactions of an urban heat island and sea breeze circulations during winter over the Metropolitan Area of São Paulo—Brazil. Bound- Lay Meteorol 122, p. 43–65.

- Ferreira, N. S., 1996. Zona de Convergência Intertropical. Climanálise especial. Edição Comemorativa de 10 anos, FUNCEME, p. 136–139.
- Ferreira, F. F.; Alves, J. M. B.; Costa, A. A., 2004. Um estudo dos impactos das temperaturas da superfície do mar (TSM) em macrorregiões, pluviométricamente homogêneas, no Estado do Ceará. Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.12, n.1, p. 193-204.
- Figueroa, S. N., Satyamurty, P., Dias, P. L. S., 1995. Simulations of the Summer Circulations over the South American Region with an Eta Coordinate Model. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 52, n. 10, p. 1573-1584.
- Ferreira, N.J.; Sanches, M.; Silva Dias, M.A.F., 2004. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em Períodos de El Niño e La Niña. Revista Brasileira de Meteorologia, v.19, n.1, p. 89-98.
- Fisch, G.; Marengo, J. A.; Nobre, C. A., 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. Acta Amazônica, v. 22, n. 2, p. 101- 126.
- Fisch, J. E., 1997. Retroactivity and legal change: An equilibrium approach. Harvard Law Review, p. 1055-1123.
- Figueroa, S. N. & Nobre, C. A., 1990. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South América. Climanálise. Boletim de Monitoramento e Análise Climática, v.5, n. 6, p. 36-45.
- Foufoula-Georgiou, E. and Kumar, P., 1995. Wavelets in Geophysics, Academic San Diego, San Diego, California, p. 373.
- Feder, J., 1988. Fractals. Plenum Press, New York.
- Falconer, K., 1990. Fractal Geometry. John Wiley, Chichester, 310 p.

- Fraedrich K, Larnder C., 1993. Scaling regimes of composite rainfall time series. Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography. 45A: 289-298.
- Fernandes, K. A.; Satyamurty, P., 1994. Cavados invertidos na região central da América do Sul. Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8:93-94. Belo Horizonte -MG. Anais.
- Fensterseifer, Cesar A., 2013. Qualidade das estimativas de precipitação derivadas de satélites na Bacia do Alto Jacuí - RS. 2013. 110 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.
- Gupta, V.K. and Waymire, E., 1993. A statisticals analysis of mesoscale rainfall as a random cascade. Journal of Applied Meteorology, 32, p. 251-267.
- Grimm, A. M.; Silva Dias, P. L., 1995. Analysis of tropical extratropical interacions with influence functions of a barotropic model. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 52, n. 20, p. 3538-3555.
- Giannini, A.; Kushnir, Y.; Cane, M. A., 2000. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENOS, and the Atlantic Ocean. Journal of Climate, v. 13, p. 297-311.
- Giannini, A.; Saravanan, R.; Chang, P., 2004. 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, p. 839-855.
- Grimm, A. M., 2011. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 25(4), p. 537-554.
- Gusmão, A. M., 1996. Alta da Bolívia. Revista climanálise. Cachoeira paulista, ed. Especial. p. 143-146.

- Gupta, V.K. and Waymire, E., 1997. Reply to "Universal multifractals do exist! Comments on "A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade". Journal of Applied Meteorology, 36, p. 1304.
- Gupta, V.K. and Waymire, E., 1990. Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions. Journal of Geophysical Research, 95, p. 1999-2009.
- Grimm AM., 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. J Climate 16, p. 263-280.
- Grimm AM., 2004. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? Clim Dynam 22, p. 123–138.
- Grimm AM, Ferraz SET., 1998a. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul, parte I: El Niño. Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília-DF.
- Grimm AM, Ferraz SET., 1998b. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul, parte II: La Niña. Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília-DF.
- Grimm AM, Saboia JPJ., 2015. Interdecadal variability of the South American precipitation in the monsoon season. J Climate 28:755–775. doi:10.1175/JCLI-D-14-00046.1.
- Grimm AM, Tedeschi RG., 2009. ENSO and extreme rainfall events in South America. J Climate 22:1589–1609. doi:10.1175/2008/ JCLI2429.1.
- Grimm AM, Ferraz SET, Gomes J., 1998. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. J Climate 11, p. 2863–2888.
- Grimm AM, Barros VR, Doyle ME., 2000. Climate variability in Southern South America associated with El Niño (EN) and La Niña (LN) events. J Climate 13 p. 35-58.

- Grimm AM, Pal JS, Giorci F., 2007. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. J Climate 20:5929–5945. doi:10.1175/2007J CLI1684.1.
- Getirana, A. C. V., Bonnet, M.-P., Rotunno Filho, O. C., Collischonn, W., Guyot, J.-L., Seyler, F., and Mansur, W. J., 2010. Hydrological modelling and water balance of the Negro River basin: evaluation based on in situ and spatial altimetry data, Hydrol. Process., 24, 3219–3236, doi:10.1002/hyp.7747.
- Gonçalves, L. S., 2011. Relações intensidade duração frequência com base em estimativas de precipitação por satélite. Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado.
- Gupta, H. V, Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria? Implications for improving hydrological modelling, J. Hydrol., 377, 80–91, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.08.003.
- Gupta, H. V., H. Kling., 2011. "On typical range, sensitivity, and normalization of Mean Squared Error and Nash-Sutcliffe Efficiency type metrics", Water Resour. Res., 47, W10601, doi:10.1029/2011WR010962.
- Gurley, K., and A. Kareem., 1999. Applications of wavelet transforms in earthquake, wind and ocean engineering. Eng. Struct., 21, 149–167.
- Gurley, K., T. Kijewski, and A. Kareem., 2003. First- and higher-order correlation detection using wavelet transforms. J. Eng. Mech., 129, 188–201.
- Grinsted, A. J. C. Moore, and S. Jevrejeva., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. Nonlinear Processes Geophys., 11, 561–566.
- Hastenrath, S.; Heller, L., 1977. Dynamics of climatic hazards in northeast brazil. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Wiley Online Library, v. 103, n. 435, p. 77–92.
- Hastenrath, S.; Lamb, P., 1977. Some aspects of circulation and climate over the eastern tropical Atlantic. Monthly Weather Review, v. 105, p. 1019-1023.
- Hastenrath, S., 2012. Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: a review. Climatic Change, v.112, p.243-251.
- Hasselmann., 1976. Stochastic climate models Part I. Theory. Tellus, 28(6):473-485.
- Haar, A., 1910. Zur Theorie des orthogonalen Funktionsysteme, Mathematische Annalen, 69, 331–371.
- Hastings, H. M. and Suginara, G., 1993. Fractals: A User's Guide for the Natural Sciences. Oxford University Press, Oxford.
- Harris, D., Foufoula-Georgiou, E., Droegemeier, K., Levit, J., 2001. "Multiscale Statistical Properties of a High-Resolution Precipitation Forecast". Journal of Hydrometeorology. Vol 2. p. 206-418.
- Habib, E., A. Henschke, and R. F. Adler., 2009. Evaluation of TMPA satellite-based research and real-time rainfall estimates during six tropical-related heavy rainfall events over Louisiana, USA. Atmos. Res., 94, p. 373-388.
- Hirata FE, Grimm AM., 2016. The role of synoptic and intraseasonal anomalies in the life cycle of summer rainfall extremes over South America. Clim Dyn 46:3041– 3055. doi:10.1007/s00382-015-2751-6.
- Hocke K, Kampfer N., 2009. Gap filling and noise reduction of unevenly sampled data by means of Lomb-Scargle periodogram. Atmos Chem Phys 9, p. 4197–4206.

- Hodrick RJ, Prescott EC., 1997. Postwar US business cycles: an empirical investigation. J Money Credit Bank 29:1–16 Horne JH, Baliunas SL (1986) A prescription for period analysis of unevenly sampled time series. Astrophys J 302, p. 757–763.
- Hou, Arthur et al., 2014. The Global Precipitation Measurement Mission. American Meteorological Society, 95, p. 701-722.
- Hrachowitz, M., & Weiler, M., 2009. Using fuzzy sets to quantify uncertainty of precipitation estimates caused by sparse gauging networks in a remote, mountainous watershed. EGU General Assembly Conference Abstracts. 11, 10244.
- Haddad, Z. S., E. A. Smith, C. D. Kummerow, T. Iguchi, M. R. Farrar, S. L. Durden, M. Alves, and W. S. Olson., 1997a. The TRMM Day-1 Radar/Radiometer Combined Rain-Profiling Algorithm", J. Meteor. Soc. Japan, 75.
- Haddad, Z. S., D. A. Short, S. L. Durden, E. Im, S. Hensley, M. B. Grable and R.A. Black, 1997b: A new parametrization of the rain drop size distribution, IEEE Tran. Geosci. Remote Sens., 35, 532-539, 1997.
- Huffman, G. J.; Adler, R. F.; Bolvin, D. T.; GU, G.; Nelkin, E. J.; Bowman, K. P.; Wolff, D. B., 2007 The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. Journal of Hydrometeorology, February, p. 38-55.
- Hanna, J. W., Schultz, D. M. and Irving, A. R., 2008. Cloud-Top Temperatures for Precipitating Winter Clouds, J. Appl. Meteorol. Climatol., 47(1), 351–359, doi:10.1175/2007JAMC1549.1.
- INMET., 2015. BDMEP. http://www.inmet.gov.br/portal/index. php?r=bdmep/bdmep. Accessed 24 May.
- Jawerth B, Sweldens W., 1994. An overview of wavelet based multiresolution analyses. SIAM Rev 36, p. 377–412.

- JMA., 2016. Monthly Pacific Decadal Oscillation (PDO) index. Japan Meteorological Agency. http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/db/climate/pdo/pdo.txt Accessed: 12 October 2016.
- Jobard, I. Status of satellite retrieval of rainfall at different scales using multisource data. MEGHA-TROPIQUES 2nd SCIENTIFIC WORKSHOP., 2001, Paris, França.
- Kayano MT, Capistrano VB., 2014. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. Int J Climatol 34:162–178. doi:10.1002/joc.3674.
- Kendall, M.G., 1975. Rank Correlation Methods. Charles Griffin, London.
- Kodama, Y. M., 1992, Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I characteristics of subtropical frontal zones. J. Meteor. Soc. Japan 70, p. 813-835.
- Kodama, Y., 1993: Large-scale common features of Sub-Tropical Convergence Zones (The Baiu Frontal Zone, The SPCZ, and the SACZ). Part II: condictions of the circulation for generating the STCZs. Journal of Meteorological Society of Japan, v. 71, n. 5, p. 581-610.
- Kousky, V. E.; Kayano, M. T.; Cavalcanti, F. A., 1984. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. Tellus, v. 36A.
- Kayano, M. T.; Rao, V. B.; Andreoli, R. V., 2005. A review of short-term climate variability mechanisms. Advances in Space Research, v. 35, p. 843-851.
- Kayano, M. T.; Andreoli, R. V., 2007. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. International Journal of Climatology, v. 27, p. 531-540.

- Kerr, R. A. A., 2000. North Atlantic climate pacemaker for the centuries. Science, v. 288, p. 1984-1986.
- Knight, J. R.; Allan, R. J.; Folland, C. K.; Vellinga, M.; Mann, M. E., 2005. A signature os persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. Geophysical Research Letters, v. 32, p. L20708.
- Knight, J. R.; Folland, C. K.; A., S. A., 2006. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. Geophysical Research Letters, v. 33, p. L17706.
- Kayano, M. T.; Capistrano, V. B., 2014. How the atlantic multidecadal oscillation (amo) modifies the enso influence on the south american rainfall. International Journal of Climatology, Wiley Online Library, v. 34, n. 1, p. 162–178.
- Kousky, V. E., 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. Rev. Brasileira de Meteorologia, v 3, p 217-231.
- Kousky, V. E. & Kayano, M.T., 1981. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. Acta Amazonica, v. 11, p. 743-758.
- Kydland, F. E. & Prescott, E., 1990. Business cycle: Real facts and monetary myth. Federal Reserve Bank of Minneapolis Quarterly Review, Spring: p. 3 - 18.
- King, R. & Rebelo, S., 1993. Low filtering and the business cycles. Journal of Economic Dynamics and Control, 17: p. 207-231.
- Kolmogorov, A.N., 1962. A refinement of previuos hypothesis concerning the local structure of turbulence in a viscous incompressible fluid at high Reynolds number. Journal of Fluid Mechanics, 13: p. 82-85.
- Kumar, P. and Foufula-Georgiou, E., 1993a. A multicomponent decomposition of spatial rainfall fields. 1. Segregation of large and small scale features using wavelets transform. Water Resources Research, 29(8), 2515-2532.

Kumar, P. and Foufula-Georgiou, E., 1993b. A multicomponent decomposition of spatial rainfall fields. 2. Self-similarity in fluctuations. Water Resources Research, 29(8), 2533-2544.

- Karaseva, M., S. Prakash, and R. Gairola., 2012. Validation of high resolution TRMM3B43 precipitation product using rain gauge measurements over Kyrgyzstan, Theor. Appl. Climatol., 108(1–2), p. 147–157, doi:10.1007/s00704-011-0509-6.
- Kishore P, Jyothi S, Basha G, Rao SVB, Rajeevan M, Velicogna I, Sutterley TC., 2016. Precipitation climatology over India: validation with observations and reanalysis datasets and spatial trends. Clim Dyn 46: 541–556. doi:10.1007/s00382-015-2597.
- Klein SA, Soden BJ, Lau NC., 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. J Climate 12, p. 917-932.
- Kodama Y-M., 1992. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. J Meteorol Soc Japan 70 p. 813–835.
- Kodama Y-M., 1993. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. J Meteorol Soc Japan 71, p. 581-610.
- Kummerow, C.; Simpson, J.; Thiele, O.; Barnes, W. Chang, A. S.; Adler, R.; Olson, W. S., 2000. The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit. Journal of Applied Meteorology, p. 1965-1982.
- Krause, P. and Flugel, W.-A., 2005. Integrated research on the hydrological process dynamics from the Wilde Gera catchment in Germany; Headwater Control VI: Hydrology, Ecology and Water Resources in Headwaters, IAHS Conference, Bergen.

- Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. Advances in Geosciences 5, 89–97.
- Kaufman, L. and P. Rousseeuw, 1990. Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis. Wiley, New-York.
- Kayano, M.T.; Moura, A. D., 1986. O El-Niño de 191982-1983 e a precipitação sobre a América do Sul. Revista Brasileira de Geofísica, 4(1-2), p. 201-214.
- Labat D., 2000. Non-linèarite et non-stationnarite en hydrologie karstique. Ph. D. Thesis, INP, University of Toulouse.
- Labat D, Ababou R, Mangin A., 2000. Rainfall-runoff relations for karstic springs, Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. J Hydrol 238, p. 149-178.
- Labat D, Ronchail J, Guyot JL., 2005. Recent advances in wavelet analysis: Part II— Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. J Hydrol 314, p. 289-311.
- Larkin NK, Harrison DE., 2005. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. Geophys Res Lett 32: L16705. doi:10.1029/2005GL022860.
- Latif M., 2001. Tropical Pacific/Atlantic Ocean interactions at multidecadal time scale. Geophys Res Lett 28, p. 539–542.
- Lima K, Satyamurti P, Fernandez JPR., 2010. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. Theor Appl Climatol 101, p. 121–135.
- Lomb NR., 1976. Least squares frequency analysis of unequally spaced data. Astrophys Space Sci 39, p. 447–462.

- Lovejoy, S. and Schertzer, D., 2013. The Weather and Climate: Emergent Laws and Multifracal Cascades, The Cambridge University Press, Cambridge.
- Liebmann, B.; Kiladis, N. G.; Marengo, J. A.; Ambrizzi, T.; Glick, J. D., 1999. Submonthly convective variability over South America and the south Atlantic convergence zone. Journal of Climate, v. 12, p. 1877-1891.
- Loescher, H. W., Gholz, H. L., Jacobs, J. M. & Oberbauer, S. F., 2005. Energy dynamics and modeled evapotranspiration from a wet tropical forest in Costa Rica. J. Hydrol. 315, p. 274-294. doi:10.1016.2005.03.040.
- Lomb N., 1976. "Least-Squares Frequency Analysis of Unequally Spaced Data." Astrophysics and Space Science, 39, p. 447-462.
- Lovejoy S, Schertzer D., 1990a. Multifractals, universality classes, satellite and radar measurements of clouds and rain. Journal of Geophysical Research. 95(D3), p. 2021-2034.
- Lovejoy S, Schertzer D., 1990b. Our multifractal atmosphere: a unique laboratory for non-linear dynamics. Physics in Canada 46(4), p. 62-71.
- Lovejoy S, Mandelbrot B., 1985. Fractal properties of rain and a fractal model. *Tellus* 37A: p. 209-232.
- Lovejoy, S., Schertzer D., 1989. Comment on "Are rain rate precesses self-similar?". Water Resources Research, 25 (13), p. 577-579.
- Lovejoy, S., 1982. Area perimeter relations for rain and cloud areas. Science 187, p. 1035–1037.
- Lovejoy, S., 2013. What is climate. EOS, 94, p. 1–2.
- Lovejoy, S., D. Lavallée, D. Schertzer., 1995. Multifractal topography and the 11/2 law, Nonlinear Processes in Geophysics, 2, p. 17-22.

- Lovejoy, S. & Mandelbrot, B. B., 1985. Fractal properties of rain and a fractal model. Tellus 37A, p. 209–232.
- Lewis, S. L., P. M. Brando, O. L. Phillips, G. M. F. van der Heijden, and D. Nepstad., 2011. The 2010 Amazon drought, Science, 331, 554, doi:10.1126/science.1200807.
- Liebmann, B.; J. Marengo., 2001. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. J. Climate, v. 14, p. 4308-4318.
- Liu, Zhong., 2016. Comparison of Integrated Multisatellite Retrievals for GPM (IMERG) and TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) Monthly Precipitation Products: Initial Results. Journal of Hydrometeorology. v. 17, p. 777-790.
- Layberry, R., Kniveton, D., Todd, M., Kidd, C. & Bellerby. T., 2006. 'Daily precipitation over southern Africa: a new resource for climate studies'. Journal of Hydrometeorology.
- Levizzani, V., P. P. Alberoni, P. Bauer, L. Bottai, A. Buzzi, E. Cattani, M. Cervino, P. Ciotti, M. J. Costa, S. Dietrich, B. Gozzini, A. Khain, C. Kidd, F. S. Marzano, F. Meneguzzo, S. Migliorini, A. Mugnai, F. Porcù, F. Prodi, R. Rizzi, D. Rosenfeld, L. Schanz, E. A. Smith, F. Tampieri, F. Torricella, F. J. Turk, G. A. Vicente, and G. Zipoli., 2000. Use of MSG SEVIRI Channels in a Combined SSM/I, TRMM, and Geostationary IR Method for Rapid Updates of Rainfall. Proc. First MSG RAO Workshop, Bologna. 17-19 May 2000. ESA SP-452.
- Le Moine, N., 2008. Le bassin versant de surface vu par le souterrain: une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modéles pluie– débit? PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Pairs, France, pp. 324.
- Legates, D.R., McCabe Jr., G.J., 2013. A refined index of model performance: a rejoinder. Int. J. Climatol. 33, 1053e1056. *http://dx.doi.org/10.1002/joc.3487*.

Legates, D.R., McCabe Jr., G.J., 1999. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. Water Resour. Res.

- Lavado W., Labat D., Ronchail J., Espinoza JC., Guyot JL., 2013. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon-Andes basin over the last 40 years (1965-2007). Hydrological Processes. 41, 2944-2957. doi: 10.1002/hyp.9418
- Lassen, K. and Friis-Christensen, E., 1995. Variability of solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climate, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 57, 835–845.
- Mallat S., 1989. A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation. IEEE T Pattern Anal 11: 674–693 Maravall A, Rio A (2001) Time aggregation and the Hodrick-Prescott filter. Servicio de Estudios, Documento de Trabajo n° 0108.
- Mann, H.B., 1945. Non-parametric test against trend. Econometrika 13: p. 245-259.
- Molion, L. C. B.; Bernardo, S. O., 2002. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 17, n. 1, p. 1-10.
- Molion. L. C. B., Bernardo. S. O., Oliveira. C. P., 2004. Variabilidade da Circulação de grande escala sobre o Atlântico Subtropical. In: Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza.
- Mantua, N.J.; Hare, S.R.; Zhang, Y.; Wallace, J.M.; Francis, R.C., 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production, Bulletin of the American Meteorological Society, v. 78, p. 1069-1079.
- Molion, L.C.B., 2005. Aquecimento global, El Niño, manchas solares, vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico,Climanalise, agosto, CPTEC/INPE.
- Marengo, J. A., 2006. On the hydrological cycle of the Amazon Basin: A historical review and current, Rev. Bras. Meteorol., *21*, p. 1-19.
- Marengo, J.A., 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. Theoretical and Applied Climatology, v.78, n.1-3, p.79-96.

- Marengo, J.A., 2005. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget. Climate Dynamics, v.24, n.1, p.11-22.
- Marengo, J. A., L. S. Borma, D. A. Rodriguez, P. Pinho, W. R. Soares & L. M. Alves., 2013. Recent Extremes of Drought and Flooding in Amazonia: Vulnerabilities and Human Adaptation. American Journal of Climate Change, 02(02), p. 87–96.
- Molion, L. C. B., 1987. On the dynamic climatology of the Amazon Basin and associated rain-producing mechanisms. In Geophysiology of Amazonia, R. E. Dickinson Ed., John Wiley and Sons, p. 391-407.
- Molion, L. C. B., 1993. Amazonian rainfall and It"s variability. Hydrology and water management in the humid tropics. Cambridge: Cambridge University Press, p. 99-111.
- McLeod, A. I., and Hipel, K. W., 1995. Exploratory spectral analysis of hydrological times series. Stochastic Hydrology and Hydraulics, 9, p. 171-205.
- M. Mudelsee. TAUEST., 2002. A computer program for estimating persistence in unevenly spaced weather/climate time series. Computers & Geosciences, 28(1), p. 69-72.
- M. Mudelsee., 2010. Climate Time Series Analysis: Classical Statistical and Bootstrap Methods. Springer.
- M. Mudelsee, D. Scholz, R. R othlisberger, D. Fleitmann, A. Mangini, and E. W., 2009. Climate spectrum estimation in the presence of timescale errors. Nonl. Proc. in Geophys, p. 16:43-56.
- M. E. Mann and J. M. Lees., 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. Clim. Ch., 33(3), p. 409-445.

- Morlet, G. A.; Fourgeau, I.; Giard, D., 1982a. Wave propagation and sampling theory. Part 1: complex signal and scattering in multilayered media. Geophysics, v. 47, n 2, p. 203-221.
- Mallat, S., 1998. A Wavelet Tour of Signal Processing. Academic Press, San Diego.
- Meyer, Y., Ondelettes., 1986. Function Splines, et Analyses Graduees, Univ. of Torino.
- Mallat, S. and Hwang, W., 1992. Singularity detection and processing with wavelets, IEEE Trans. Info. Theory, 38, p. 617–643.
- Mandelbrot B., 1977. Fractals: Form, Chance, and Dimension. New York: W. H. Freeman and Company.
- Mandelbrot BB., 1983. The Fractal Geometry of Nature. New York: W. H. Freeman and Company.
- Mahrt, L., 2009. Characteristics of submeso winds in the stable boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, v.130, n.1, p. 1-14.
- Mandelbrot B. B., 1974. Intermittent turbulence in self-similar cascades: divergence of high moments and dimension of the carrier. Journal of Fluid Mechanics, 62, part II: 331-358.
- Marengo J.; Hastenrath, S., 1993. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. Journal of Climate, v.6, p.617-627.
- Marengo, J. A.; Tomasella, J.; Alves, L. M.; Soares, W. R.; Rodriguez, D. A., 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. Geophysical Research Letters, v. 38, L12703, p. 1-5.
- Mathworks., 2015a. Hodrick-Prescott filter for trend and cyclical componentes. http://www.mathworks.com/help/econ/hpfilter.html. Accessed 9 Sept 2015.

- Mathworks., 2015b. Wavelet Toolbox. http://www.mathworks.com/ help/ wavelet/ index.html. Accessed 1 June 2015.
- Mathworks., 2015c. Multilevel 1-D wavelet decomposition MATLAB wavedec. http://www.mathworks.com/help/wavelet/ref/ wavedec.html. Accessed 9 Sept 2015.
- Meyer Y., 1993. Wavelets, algorithms and applications. Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia NASA (2015) TRMM-based precipitation estimates. *ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/3B42RT*. Accessed 24 August 2015.
- Maidment, D.R., 1993. Handbook of hydrology. New York: Ed. McGraw-Hill, 1^a edição, 1424 p.
- Melo, D. de C.D. et al., 2015. 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. 9426-9436.
- Motta, P.V. H., 2008. Análise de informações satelitais e dados convencionais da rede pluvio-fluviométrica como contribuição à modelagem hidrológica na região Amazônica - estudo de caso: Bacia do rio Guamá – Pará. Dissertação Dissertação de mestrado Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- McCuen, R.H., Knightm, Z., Cutter, A.G., 2006. Evaluation of the Nash–Sutcliffe efficiency index. Journal of Hydrologic Engineering 11 (6), 597–602
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Trans. ASABE 50 (3), 885e900.
- Maidment D.R., 1993. Handbook of hydrology. New York:ED. McGraw-Hill,1424p.

- Marengo, J.A.; Liebmann, B.; Kousky, V.E.; Filizola, N.P.; Wainer, I.C., 2001. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. J. Clim.
- Marengo, J.A., 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. Theor. Appl. Climatol.
- Marengo J. A. Tomasella J, Alves L. M, Soares W R and Rodriguez D. A., 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region Geophys. Res. Lett.
- Marengo, J.A.; Ezpinoza, J.C., 2016. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: Causes, trends and impacts. Int. J. Climatol.
- Marengo J A, Tomasella J, Alves L. M, Soares W. R and Rodriguez D A., 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region Geophys. Res. Lett.
- Malhi, Y., J. T. Roberts, R. A. Betts, T. J. Killeen, W. Li, and C. A. Nobre., 2008. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon, Science.
- Marengo, J. A. et al., 2008a. The drought of Amazonia in 2005. Journal of Climate, v. 21, n. 3, p. 495-516.
- Malhi, Y., et al., 2009. Comprehensive assessment of carbon productivity, allocation and storage in three Amazonian forests, Global Change Biol., 15, 1255–1274.
 Meir, P., and J. Grace (2002), Scaling relationships for woody tissue respiration in two tropical rain forests, Plant Cell Environ., 25, 963–973.
- Newman, M., G. P. Compo, and M. Alexander., 2003. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. J. Climate, 16, 3853–3857, doi: 10.1175/1520-0442.
- NOAA., 2003. NOAA gets U.S. consensus for El Niño/La Niña index, definitions, press release, Camp Springs, Md., 30 Sept. http://www.noaanews.noaa.gov/stories/s2095.htm. Accessed 30 Jan 2016.

- NOAA-CPC., 2016. Cold and warm episodes by season. http://www.cpc.ncep.noaa.gov /products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. Accessed 30 Jan 2016.
- NOAA-ESRL., 2015a. N. Atlantic SST averages, unsmoothed & not detrended (1856 to present). *http://www.esrl.noaa.gov/psd/* data/timeseries/AMO/. Accessed 27 June 2015.
- NOAA-ESRL., 2015b. HadISST Nino 3.4 SST NOAA/ESRL PSD. http://www. esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Nino34/. Accessed 1 Oct 2015.
- NOAA-NCEI., 2016. Southern Oscillation Index (SOI) https:// www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/. Accessed 27 Oct 2016.
- Nicholson, S. E. Coauthors., 2003a. Validation of TRMM and other rainfall estimates with a high-density gauge dataset for West Africa. Part I: Validation of GPCC rainfall product and pre-TRMM satellite and blended products. J. Appl. Meteor 42.
- Nicholson, S. E. Coauthors., 2003b. Validation of TRMM and other rainfall estimates with a high-density gauge dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM rainfall products. J. Appl. Meteor 42.
- Nóbrega, R.S.; Souza, E.P.; Galvíncio, J.D., 2008. Análise da estimativa de precipitação do TRMM em uma sub-bacia da Amazônia ocidental. Revista de Geografia, v. 25, n. 1, p. 6-20.
- Nóbrega, R.S; Santos Neto, L. A., 2008b. Comparação entre dados de precipitação do CPC e estimados pelo TRMM - Segunda Parte: Comparando com dados de estações. In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2008, São Paulo. A meteorologia e as Cidades.
- Nobre, C.A.; Marengo, J.A; Artaxo, P., 2009a. Understanding the Climate of Amazonia: Progress From LBA. In: Keller, M.; Bustamante, M.; Gash, J.; Silva Dias, P. (Orgs.). Amazonia and Global Change. Geophysical Monograph Ser, vol. 186. Washington, D.C.: American Geophysical Union Books, p. 145-147.

- Nobre, C.A.; Obregón, G.O.; Marengo, J.A; Fu, R.; Poveda, G., 2009b. Characteristics of Amazonian Climate: Main Features. In: Keller, M.; Bustamante, M.; Gash, J.; Silva Dias, P. (Orgs.). Amazonia and Global Change. Geophysical Monograph Ser, vol. 186. Washington, D.C.: American Geophysical Union Books, p. 149-162.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles, J. Hydrol., 10, 282–290.
- Naveau, P., A. Guillou, D. Cooley, and J. Diebolt, 2009. Modeling pairwise dependence of maxima in space. Biometrika, 96 (1), 1–17, doi:10.1093/biomet/asp001.
- Over, T. M. and Gupta, V., 1994. Statistical analysis of mesoscale rainfall: Dependence of random cascade generator on large-scale forcing, J. Appl. Meteorol., 33, p. 1526–1542.
- Olsson J. and Burlando., 2002. Reprodution of temporal scaling by rectandular puses rainfall model. Hydrological Processes, 16, p. 611-630.
- Oliveira, A. S., 1986. Interações entre Sistemas Frontais e a atividade convectiva na Amazônia. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) INPE, São José dos Campos.
- Olsson J, Burlando P., 2002. Reproduction of temporal scaling by rectangular pulses rainfall model. Hydrological Processes, 16, p. 611-630.
- Over TM, Gupta VK., 1996. A space-time theory of mesoscale rainfall using random cascades. Journal of Geophysical Research. 101: p. 26319-26331.
- Over, T., Gupta, V., 1994. Statistical Analysis of Mesoscale Rainfall: Dependence of a Random Cascade Generator on Large-Scale Forcing. Journal of Applied Meteorology. Vol 33, p. 1526-1542.
- Oliveira, N. S., 2014. Relação entre chuva e deslizamento em Nova Friburgo/RJ, Dissertação de Mestrado, Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ.

- Ouallouch, F; Lazri,M; Ameur,S; Brucker,J.M; Sahar,M., 2014. Infrared and Microwave Image Fusion for Rainfall Detection ovr Northern Algeria. I.J.Image,Graphics and Signal Processing, v.6, p.11-18.
- Oudin, L., Andreassian, V., Mathevet, T., Perrin, C. and Michel, C., 2006. Dynamic averaging of rainfallrunoff model simulations from complementary model parameterizations. Water Resources Research
- Pachepsky, Y. A., J. C. Ritchie, and D. Gimenez., 1997. Fractal modeling of airborne laser altimetry data. Remote Sens. Environ, 61, 150–161.
- Pereira Filho, A. J., Carbone, R. E., Janowiak, J. E., Arkin, P., Joyce, R., Hallak, R., and Ramos, C. G. 2010. Satellite Rainfall Estimates Over South America – Possible Applicability to the Water Management of Large Watersheds, J. Am. Water Resour. Assoc., 46, 344–360, doi:10.1111/j.1752-1688.2009.00406.x.
- Pereira Filho, A. J., Richard E. Carbone., John D. Tuttle., Hugo A. Karam. 2015. Convective rainfall in Amazonia and adjacent tropics. Atmospheric and Climate Sciences, Scientific Research Publishing, v. 5, n. 02, p. 137.
- Polanco-Martínez JM., 2014. Spectral estimation of unevenly environmental data via the smoothed Lomb-Scargle periodogram. A short review. Analítika J Stat Anal 8:7–23. http://www.ecuadorencifras.gob.ec/Analitika/index.php/volumenes. Accessed 27 Oct 2016.
- Perica, S., and Foufoula Georgiou, E., 1996. A model for multiscale disaggregation of spatial rainfall based on coupling meteorological and scaling descriptions. Journal of Geophysical Research,101(D21); 26, p. 347-26.
- Polikar R., 1999. The story of wavelets. In: Mastorakis N (ed) Physics and modern topics in mechanical and electrical engineering. World Scientific and Engineering Academic Society Press, Athens, p. 192–197.

- Prado LF, Pereira Filho AJ, Lobo, GA, Hallak R., 2007. Variabilidade espaço-temporal da precipitação no Estado de São Paulo e sua relação com ENOS entre 1947 e 1997. Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, São Paulo.
- P. M. Robinson., 1977. Estimation of a time series model from unequally spaced data. Stochastic Processes and their applications, 6(1), p. 9-24.
- Petty, G. W., 1995. The status of satellite-based rainfall estimation over land. Remote Sensing of Environment, v. 51, n. 1, p. 125–137, doi:10.1016/0034-4257(94)00070-4.
- Quiroz, J. K.; Collischonn, W.; Lavado, C. W., 2011. Modelización hidrológica usando estimaciones de lluvia por satélite en la cuenca del río Huallaga. Revista Peruana Geo-atmosférica RPGA, v. 3, p. 51-62.
- Rozante, J.R; Moreira,D.S; Gonçalves,L.G.G; Vila, D.A., 2010. Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation:Technique and Validation over South America. Wather and Forecasting, 25, 885-894.
- Ramage, K.; Jobard, I.; Lebel, T.; Desbois, M., 2003. Satellite estimation of 1-day to 10-day cumulated precipitation: comparison and validation over tropical Africa of TRMM, METEOSAT and GPCP products. The 2003 EUMETSAT Meterological Satellite Conference, 29 de setembro a 3 de outubro, Weimar, Alemanha.
- Rudolf, B., 1993. Management and analysis of precipitation data on a routine basis. Proc. Internat. WMO/IAHS/ETH Symp. on Precipitation and Evaporation. Slovak Hydrometeorol. Inst., Bratislava, Sept. 1993, (Eds. M. Lapin, B. Sevruk), 1:69-76.
- Rodriguez-Iturbe, I., 1969. Estimation of statistical parameters of annual river flows. Water Resour. Res., 5(6): 1418-1421.
- Rousseeuw, P., 1986: Silhouettes: a graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. J. Comp App Math, 20.

- Rousseeuw, P.J., Silhouettes., 1987. A Graphical Aid to the Interpretation and Validation of Cluster Analysis, Journal of Computational and Applied Mathematics, 20.
- Rousseeuw, P.J., A., 1986. visual display for hierarchical classification, in: E. Diday, Y. Escoufier, L. Lebart, J. Pag´es, Y. Schektman, and R. Tomassone (Eds.), Data Analysis and Informatics 4 (North-Holland, Amsterdam.
- R. Riedi, Multifractal processes, In P. Doukhan, G., 2003. Oppenheim and M. Taqqu, editors, Theory and Applications of Long-Range Dependence, p. 625–716, Birkh⁻⁻auser, Boston.
- Sabesp., 2015. Situação dos Mananciais: Sistema Cantareira. http:// www2.sabesp. com.br/mananciais/DivulgacaoSiteSabesp.aspx. Accessed 15 Jan 2016.
- Scargle JD., 1982. Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. Astrophys J 263:835–853.
- Scargle JD., 1989. Studies in astronomical time series analysis. III. Fourier transforms, autocorrelation functions, and crosscorrelation functions of unevenly spaced data. Astrophys J 343:874–887.
- Schlesinger ME, Ramankutty N., 1994. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. Nature 367:723–726.
- Schulz M, Mudelsee M., 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. Comput Geosci 28(3), p. 421–426.
- Seager R, Harnik N, Kushnir Y, Robinson W., 2003. Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. J Climate 16, p. 2960–2978.
- Seager R, Harnik N, Robinson W, Kushnir Y, Ting M, Huang H, Velez J., 2005. Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability. Q J R Meteorol Soc 131, p. 1501–1528.

- Seager R, Naik N, Baethgen W, Robertson A, Kushnir Y, Nakamura J, Jurburg S., 2010. Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitationvariability in southeast South America over the past century. J Climate 23, p. 5517–5539. doi:10.1175/2010JCLI3578.1.
- Seager R, Hoerling M, Schubert S, Wang H, Lyon B, Kumar A, Nakamura J, Henderson N., 2015. Causes of the 2011–14 California drought. J Climate 28:6997–7024. doi:10.1175/JCLI-D-14-00860.1.
- Schertzer, D. and Lovejoy, S., 1987. Physical modeling and analysis of rain and clouds by anysotropic scaling of multiplicative processes, J. Geophys. Res., 92, 9693– 9714.
- Schertzer, D. and Lovejoy, S., 1997. Universal multifractals do exist! Comments on "A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade. Journal of Applied Meteorology, 36, 1296-1302.
- Souza Eb, Alves Jmb & Repelli Ca., 1997. Uma Revisão sobre a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico na Variabilidade Pluviométrica do Semi árido nordestino. Monitor Climático, 11(122): 7–17.
- Siqueira, A.H.B, et al., 2006. Impactos do ENOS no Norte e Nordeste Brasileiros e sua relação com a Oscilação Decadal do Pacifico, XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis. Anais XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.
- Silva, D. F. D., 2013. Influência interdecadal (ODP e OMA) nas cotas do rio são francisco (influence interdecadal (pdo and amo) in levels of the são francisco river). Revista Brasileira de Geografia Física, v. 6, n. 6, p. 1529–1538.
- Satyamurty, P.; Da Costa, C.P.W.; Manzi, A.O., 2013. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. Theoretical and Applied Climatology, v.111, n.1-2, p.195-209.

- Satyamurty, P., A. A. De Castro, J. Tota, L. E. Gularte, And A. O. Manzi., 2009. Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. Theor. Appl. Climatol.
- Stickler, C. M., M. T. Coe, M. H. Costa, D. C. Nepstad, D. G. McGrath, L. C. P. Dias,
 H. O. Rodrigues, e B. S. Soares-Filho., 2013. Dependence of hydropower energy generation on forests in the Amazon Basin at local and regional scales. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 110, 23, 9601–96066, doi: 10.1073/pnas.1215331110.
- Satyamurty, P.; Nobre, C. A.; Silva Dias, P. L., 1998. Tropics South América. In Meteorology and Hydrology of the Southern Hemisphere. Amer. Meteorol. Soc., Meteorological Monograph, Boston M. A, v. 27, p. 119-139.
- Souza, E. B., Kayano, M. T., Ambrizzi, T., 2005. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. Theoretical and Applied Climatology 81, 177–191.
- Souza, E.B.; Rocha, E.J.P., 2006. Diurnal variations of rainfall in Bragança-PA (eastern Amazon) during rainy season: mean characteristics and extreme events. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 21, n. 3^a, p. 142-152.
- Souza, E. B. Lopes, M. N.G., Rocha, E. J. P., Souza, J. R. S., Cunha, A. C., Silva, R. R., Ferreira, D. B.S., Santos, D. M., Carmo, A.M.C., Sousa, J. R. A., Guimarães, P. L., Mota, M. A. S., Makino, M., Senna, R. C., Sousa, A. M.L., Mota, G. V., Kuhn, P.A.F., Souza, P.F.S., Vitorino, M. I., 2009. Precipitação sazonal sobre a Amazônia oriental no período chuvoso: Observações e simulações regionais com o RegCM3. Revista Brasileira de Meteorologia 24, 111-124.
- Souza, E.B.; Ambrizzi, T., 2003. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. Climanálise, v. 1, p. 1-20. [Available online at http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/artcien2. shtml].
- Salati, E. & Vose, P. B., 1984. Amazon Basin: a system in equilibrium. Science, v. 225 n. 4658, p.129-138.

- Spracklen, D. V., S. R. Arnold, e C. M. Taylor., 2012. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. Nature, 489, 7415, 282–5, doi: 10.1038/nature11390
- Scargle J., 1976. "Studies in Astronomical Time Series Analysis II. Statistical Aspects of Spectral Analysis of Unevenly Spaced Data." Astrophysics and Space Science, 302, p. 757–763.
- Scargle, J.D., 1982. Studies in astronomical time series analysis. Part II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. Astrophys. J. 263 (2), p. 835– 853.
- Schulz, M. and Mudelsee, M., 2002. REDFIT: estimating rednoise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. Computers & Geosciences, 28, p. 421-426.
- Schwarzacher, W., 2005. Stratification and cyclicity of the Dachstein Limestone in Lopher, Leogang and Steinernes Meer (Northern Calcareous Alps, Austria). Sedimentary Geology, 181, p. 93-106.
- Schulz; K. Stattegger., 1997. *SPECTRUM:* Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series., Computers & Geosciences, 23, pp. 929–945.
- Schertzer D, Lovejoy S., 1987. Physical modelling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes. Journal of Geophysical Research-Atmospheres 92: p. 9693-9714.
- Schertzer D, Lovejoy S., 1989. Nonlinear variability in Geophysics: Multifractal simulations and analysis. In: Pietronero, L. (ed.), Fractals' physical origin and properties. Plenum Press, New York, p. 49-79.
- Schertzer, D. and Lovejoy, S., 1997. Universal multifractals do exist! Comments on "A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade". Journal of Applied Meteorology, 36, p. 1296-1302.

- Silva Dias MAF, Vidale PL, Blanco CMR., 1995. Case study and numerical simulation of the summer regional circulation in Sao Paulo, Brazil. Bound-Lay Meteorol 74, p. 371–388.
- Silva Dias MAF, Dias J, Carvalho LMV, Freitas ED, Silva Dias PL., 2013. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. Clim Change 116:705–722. doi:10.1007/s10584-012-0504-7.
- Silvestri G E., 2005. Comparison between winter precipitation in southeastern South America during each ENSO phase. Geoph Res Lett 32:L05709. doi:10.1029/2004GL021749.
- Siqueira AHB, Molion LCB., 2012. Utilização do filtro Hodrick- Prescott nas análises de dados climáticos. Revista Brasileira de Climatologia 11:25–41.
- Siqueira AHB. and Molion LCB., 2015. Análises Climáticas: O Filtro Hodrick-Prescott aplicado aos índices atmosféricos da Oscilação Sul e da Oscilação do Atlântico Norte. Revista Brasileira de Meteorologia 30: 307–318.
- Smith, E. A., J. Lamm, R. Adler, J. Alishouse, K. Aonashi, E. Barrett, P. Bauer, W. Berg, A. Chang, R. Ferraro, J. Ferriday, S. Goodman, N. Grody, C. Kidd, D. Kniveton C. Kummerow, G. Liu, F. Marzano, A. Mugnai, W. Olson, G. Petty, A. Shibata, R. Spencer, F. Wentz, T. Wilheit, and E. Zipser., 1998. Results of the WetNet PIP-2 project. J. Atmos. Sci., 55.
- Silva Dias, M.A.F., 1996. Complexos convectivos de mesoescala sobre a região Sul do Brasil. Climanálise Especial - Edição comemorativa de 10 anos. MCT/INPE/CPTEC. Cap. 22.
- Salio P., Hobouchian M. P., García Skabar Y. and Vila D., 2015. Evaluation of highresolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network. Atmospheric Research 163.

- Spitz, D. F., 2014. Definição de rede adaptativa de monitoramento hidrometeorológico com suporte de sensoriamento remoto na bacia do Dois rios – RJ: Dissertação de mestrado Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Schaefli, B., Gupta, H.V., 2007. Do Nash values have value? Hydrological Processes 21, 2075–2080
- Souza, E.B.; Kayano, M.T.; Tota, J.; Pezzi, L.; Fisch, G.; Nobre, C., 2000. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960–1998. Acta Amazon.
- Taricco C, Mancuso S, Ljungqvist FC, Alessio S, Ghil M., 2015. Multispectral analysis of Northern Hemisphere temperature records over the last five millennia. Clim Dyn 45:83–104. doi:10.1007/ s00382-014-2331-1
- Tedeschi RG, Collins M., 2016. The influence of ENSO on South American precipitation during austral summer and autumn in observations and models. Int J Climatol 36:618–635. doi:10.1002/joc.4371.
- Tedeschi RG, Grimm AM, Cavalcanti IFA., 2015. Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. Int J Climatol 35:2045–2064. doi:10.1002/joc.4106.
- Tedeschi RG, Grimm AM, Cavalcanti IFA., 2016. Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. Int J Climatol. doi:10.1002/joc.4670
- Timmermann A, Okumura Y, An S-I, Clement A, Dong B, Guilyardi E, Hu A, Jungclaus JH, Renold M, Stocker TF, Stou_er RJ, Sutton RT, Xie SP, Yin J., 2007. The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. J Climate 20:4899–4918.

- Troutman, B.M., 1985a: Errors and Parameter-Estimation in Precipitation-Runoff Modeling .1. Theory. Water Resources Research, 21(8): p.1195-1213.
- Troutman, B.M., 1985b. Errors and Parameter-Estimation in Precipitation-Runoff Modeling .2. Case-Study. Water Resources Research, 21(8): p.1214-1222.
- Torrence, C. & Compo, G.P., 1998, A Practical Guide to Wavelet Analysis. Bulletin of the American Meteorological Society 79, p.61-78.
- Trenberth, K., Branstator, G., Karoly, DJ., Kumar, A., Lau, NC., Ropelewski, CF., 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. Journal of Geophysical Research 103 (C7), p. 14291-14324.
- Taschetto, A. S., Sen Gupta, A., Jourdain, N., Santoso, A., Ummenhofer, C. C., & England, M. H., 2014. Cold tongue and warm pool ENSO events in CMIP5: Mean state and future projections. Journal of Climate, 27(8), p. 2861-2885. *https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00437.1*
- Trenberth, K. E. Hoar, T. J., 1997. El Niño and climate change. Geophysical Research Letters, v. 24, n. 23, p. 3057–3060.
- Torrence, C. and Compo, G. P., 1998. A practical guide to wavelet analysis, B. Am. Meteorol. Soc., 79, 61–78.
- Tessier, Y., Lovejoy, S. and Schertzer D., 1993. Universal multifractals in rain and clouds: theory and observations. Journal of Applied Meteorology, 32, 223-250.

Trenberth KE., 1997. The definition of El Niño. Bull Am Meteor Soc 78:2771–2777.

Tessier, Y., Lovejoy, S. and Schertzer D., 1993. Universal multifractals in rain and clouds: theory and observations. Journal of Applied Meteorology, 32, 223-250.

- Tustison, B., Harris, D., & Foufoula□Georgiou, E., 2001. Scale issues in verification of precipitation forecasts. Journal of Geophysical Research— Atmospheres, 106, 11775–11784.
- TRMM. Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) Home Page. Greenbelt: GSFC. Disponível em: Acesso em: 01 abr. de 2014.
- Torrence, S., Webster, P.J., 1999. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. Journal of Climate (12), 2679–2690.
- Tomasella, J.; Pinho, P.F.; Borma, L.S. E Marengo, J.A., 2013. The droughts of 1997 and 2005 in Amazonia: floodplain hydrology and its potential ecological and human impacts. Climatic change. v.116, p.723-746.
- Uvo, C. R. B., 1989. The Intertropical Convergence Zone and its relationship with the precipitation over north-northeast region of Brazil. Tech. Rep. INPE-4887-TDL/378, Available from Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 12200, São José dos campos, SP, Brazil.
- Van Loon AF., 2015. Hydrological drought explained. Overview. WIREs Water. doi:10.1002/wat2.1085.
- Vásquez, I. ; Araujo, Ligia Maria Nascimento de ; Ayuga, J. G. R. ; Sanchez, A. ; Medina, M. ; Rotunno Filho, O. C. . Caracterização de evento de precipitação extrema sobre a região sudeste do Brasil. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2017, Santos - SP. Anais do Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2017. v. 1. p. 1-8.
- Vásquez, I. ; Araujo, Ligia Maria Nascimento de ; Abdalad, Mariana de Araujo ; Sanchez, A. ; Barbosa, H. A. ; Rotunno Filho, O.C. . Análise histórica do período crítico de chuvas na bacia do sistema Cantareira, região sudeste do Brasil. In: XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2015, Brasília. Anais do XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Porto Alegre-RS: ABRH, 2015. v. 1. p. 1-8.

- Vásquez P.I L., Araujo, L. M. N., Molion, L. C. B., Abdalad, M. A., Moreira, D. M., Sanchez, A., Barbosa, H. A., Rotunno Filho, O. C., 2017. Historical analysis of interannual rainfall variability and trends in southeastern Brazil based on observational and remotely sensed data. *Climate Dynamics*. https://doi.org/10.1007/s00382-017-3642-9.
- Verdon, D.C.; Franks, S.W., 2006. Long-term behavior of ENSO: Interactions with PDO over the past 400 years inferred from paleoclimatic records. Geophysical Research Letters, v. 33, L06712.
- Virji, H. & Kousky, V. E., 1983. Regional and global aspects of a low latitude frontal penetration in Amazonas and associated tropical activity. In Preprints, First International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, Sao José dos Campos, p. 215-220.
- Vanicek., 1971. Further development and properties of the spectral analysis by least-squares. Astrop. Sp. Sc., 12(1), p. 10-33.
- Vicsek, T., 1992. Fractal Growth Phenomena. 2nd Edition, World Scientific, Singapore, New York. http://dx.doi.org/10.1142/1407.
- Vila, D. A.; Goncalves, L. G. G. de; Toll, D. L.; Rozante, J. R., 2009. Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental south america. Journal of Hydrometeorology, American Meteorological Society, v. 10, n. 2, p. 533–543, Disponivel em: *http:* //dx.doi.org/10.1175/2008JHM1048.1.

Vera C et al., 2006. Towards a unified view of the American monsoon system J. Clim.

Wang, B.; Wang Y., 1996. Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. Journal of Climate, v. 9, n. 7, p. 1586-1598.

- Wang X, Wang C, Zhou W, Wang D, Song J., 2011. Teleconnected influence of North Atlantic sea surface temperature on the El Niño onset. Clim Dynam 37:663–676. doi:10.1007/ s00382-010-0833-z.
- Wu S, Liu Z, Zhang R, Delworth TL., 2011. On the observed relationship between the Pacific decadal oscillation and the Atlantic multi-decadal oscillation J Oceanogr 67:27–35. doi:10.1007/s10872-011-0003-x.
- Wunsch C., 2000. On sharp spectral lines in the climate record and the millennial peak. Paleoceanography 15:417–424.
- Woodman R., 1985. Recurrencia del fenómeno del Niño con intensidad comparable a la del Niño 1982-1983. Ciencia, Tecnología y agresión ambiental: El Fenómeno El Niño, CONCYTEC, p. 301-332.
- Walker GT., 1926. Correlation in seasonal variations of weather, IX. A further study of world weather. Memoirs of the India Meteorological Department, 24, p. 275-332.
- Wang, B., & An, S., 2002. A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: Roles of background wind changes. Climate Dynamics, 18(6), p. 475–486. *https://doi.org/10.1007/s00382-001-0189-5*.
- Wang, C., 2002. Atmospheric circulation cells associated with the El Nino/Southern Oscillation. Journal of Climate, v. 15, p. 399-319.
- Walker, G. T., 1924. A linear Thermohaline Oscillator driven by stochastic atmospheric forcing. Memoirs of the India Meteorological Department, v. 24, p. 275-332.
- Webler, A. D.; Aguiar, R. G. & Aguiar, L. J., 2007. Características da precipitação em área de floresta primária e área de pastagem no Estado de Rondônia. Revista Ciência e Natura, v. especial, p. 55-58.

- Wang, J., F. J. F. Chagnon, E. R. Williams, A. K. Betts, N. O. Renno, L. A. T. Machado, G. Bisht, R. Knox, e R. L. Bras., 2009. Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 106, 3670–3674, doi: 10.1073/pnas.0810156106.
- Welch., 1967. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modi_ed periodograms. IEEE Trans. Audio & Electroac., 15(2), p. 70-73.
- World Meteorological Organization., 2013. Methods of observation. In: Guide to Hydrological Practices: hydrology from measurement to hydrological information.
 6. ed. Geneva, Switzerland. v. 1, cap. 2, p. 24-27.
- Xavier, L. N. R., 2012. Modelagem hidrológica com o aporte de dados da missão espacial GRACE: aplicação a bacias brasileiras. Tese (Doutorado) — Programa de Engenharia Civil - COPPE/UFRJ.
- Yasuda I., 2009. The 18.6-year period moon-tidal cycle in Pacific Decadal Oscillation reconstructed from tree-rings in western North America. Geophys Res Lett 36:L05605. doi:10.1029/200 8GL036880.
- Yoon, J.H.; Zeng, N., 2010. An Atlantic influence on Amazon rainfall. Climate Dynamics, 34: p. 249-264.
- Joyce, R. J.; Janowiak, J. E.; Arkin, P. A.; Xie, P., 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. Journal of Hydrometeorology, (5): p. 487-503.
- Yu J-Y, Kao P-K, Paek H, Hsu H-H, Hung CW, Lu M-M, An S-I., 2015. Linking emergence of the central Pacific El Niño to the Atlantic multidecadal oscillation. J Climate 28:651–662. doi:10.1175/JCLI-D-14-00347.1.

- Zhang, Y.; Wallace, J. M.; Battisti, D. S., 1997. Enso-like interdecadal variability: 1900–93. Journal of climate, v. 10, n. 5, p. 1004-1020.
- Zamboni L, Mechoso CR, Kucharski F., 2009. Upper level wind circulation over South America: impact on precipitation over southeastern South America and relation with ENSO and the Pacific South American modes. Geophys Res Abstr 11:EGU2009-7648-1.
- Zechmeister M, Kürster M., 2009. The generalised Lomb- Scargle periodogram: a new formalism for the floatingmean and Keplerian periodograms. A&A 496: 577–584. doi:10.1051/0004-6361:200811296.
- Zhang R, Delworth TL., 2005. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. J Climate 18, p. 1853–1860.
- Zemp, D.C.; Schleussner, C.; Barbosa, H.M.J.; Hirota, M.; Montade, V.; Sampaio, G.; Staal, A.; Wang-Erlandsson, L.; Rammig, A., 2017. Self-amplified Amazon forest loss due to vegetation–atmosphere feedbacks. Nat. Commun.

ANEXO A

Artigo: Historical analysis of interannual rainfall variability and trends in southeastern Brazil based on observational and remotely sensed data

Clim Dyn DOI 10.1007/s00382-017-3642-9



Historical analysis of interannual rainfall variability and trends in southeastern Brazil based on observational and remotely sensed data

Isela L. Vásquez P.¹ · Lígia Maria Nascimento de Araujo^{1,2} · Luiz Carlos Baldicero Molion³ · Mariana Araujo de Abdalad⁴ · Daniel Medeiros Moreira^{1,5} · Arturo Sanchez⁴ · Humberto Alves Barbosa⁶ · Otto Corrêa Rotunno Filho¹

Received: 3 February 2016 / Accepted: 16 March 2017 © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2017

Abstract The Brazilian Southeast is considered a humid region. It is also prone to landslides and floods, a result of significant increases in rainfall during spring and summer caused by the South Atlantic Convergence Zone (SACZ). Recently, however, the region has faced a striking rainfall shortage, raising serious concerns regarding water availability. The present work endeavored to explain the meteorological drought that has led to hydrological imbalance and water scarcity in the region. Hodrick-Prescott smoothing and wavelet transform techniques were applied to longterm hydrologic and sea surface temperature (SST)—based climate indices monthly time series data in an attempt to detect cycles and trends that could help explain rainfall patterns and define a framework for improving the

Electronic supplementary material The online version of this article (doi:10.1007/s00382-017-3642-9) contains supplementary material, which is available to authorized users.

Lígia Maria Nascimento de Araujo ligiamna@gmail.com

- ¹ Programa de Engenharia Civil, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, COIP/E, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Caixa Postal 68540, 21945-970 Rio de Janeiro, RJ, Brazil
- ² Agência Nacional de Águas, Brasília, Brazil
- ³ Instituto de Ciências Atmosféricas Universidade Federal de Alagoas, Maceió, Brazil
- ⁴ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil
- ⁵ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, RJ, Brazil
- ⁶ Laboratório de Processamento de Imagens de Satélites (LAPIS), Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, Brazil

Published online: 61 April 2017

predictability of extreme events in the region. Historical observational hydrologic datasets available include monthly precipitation amounts gauged since 1888 and 1940 and stream flow measured since the 1930s. The spatial representativeness of rain gauges was tested against gridded rainfall satellite estimates from 2000 to 2015. The analyses revealed variability in four time scale domains-infraannual, interannual, quasi-decadal and inter-decadal or multi-decadal. The strongest oscillations periods revealed were: for precipitation-8 months, 2, 8 and 32 years; for Pacific SST in the Niño-3.4 region-6 months, 2, 8 and 35.6 years, for North Atlantic SST variability-6 months, 2, 8 and 32 years and for Pacific Decadal Oscillation (PDO) index-6.19 months, 2.04, 8.35 and 27.31 years. Other periodicities less prominent but still statistically significant were also highlighted.

1 Introduction

Rainfall amounts over the southeastern region in Brazil started to show a steady decline in the 2009–2010 rainy season which would persist for the 2010–2011, 2011–2012, 2012–2013, 2013–2014 and 2014–2015 rainy seasons. Since 2013–2014, rainfall amounts have remained below the annual mean. The resulting prolonged hydrological drought brought about the most severe water scarcity/crisis ever experienced by the region, with water management authorities scrambling to guarantee supply to its major cities and other water uses as well.

Of Brazil's five geographical regions, the Southeast is by far the most economically and demographically prominent: its three largest cities (namely the capitals of the states of São Paulo, Rio de Janeiro and Minas Gerais) alone concentrate 42% of the national population,

Springer

ANEXO B

Base de dados e Resultados da desagregação espacial nas escalas diária e mensal para dados TRMM (em meio digital DVD)

- Arquivo digital disponibilizado em DVD.

Contudo:

Dados utilizados

Estações Pluviométricas

Resultados do processo de desagregação (Downsacaling) na escala diária e mensal

Correlação entre séries de precipitação das estações e TRMM

Correlação entre séries de precipitação das estações e desagregação(downsacaling)

Correlação entre séries de precipitação das TRMM e desagregação(downsacaling)