



## IDENTIFICAÇÃO DE PADRÕES HIDROLÓGICOS DE PRECIPITAÇÃO E DE UMIDADE DO SOLO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PIABANHA/RJ

Lígia Maria Nascimento de Araujo

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.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho  
Nelson Ferreira Fernandes

Rio de Janeiro  
Novembro de 2016

IDENTIFICAÇÃO DE PADRÕES HIDROLÓGICOS DE PRECIPITAÇÃO E DE  
UMIDADE DO SOLO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PIABANHA/RJ

Lígia Maria Nascimento de Araujo

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. Nelson Ferreira Fernandes, Ph.D.

---

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

---

Prof. José Paulo Soares de Azevedo, Ph.D.

---

Prof<sup>a</sup>. Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva, D.Sc.

---

Prof. Nilo de Oliveira Nascimento, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

NOVEMBRO DE 2016

Araujo, Lúgia Maria Nascimento de

Identificação de padrões hidrológicos de precipitação e de umidade do solo na bacia hidrográfica do rio Piabanha/RJ/ Lúgia Maria Nascimento de Araujo. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2016.

XXII, 250 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Nelson Ferreira Fernandes

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2016.

Referências Bibliográficas: p. 214-242.

1. Hidrologia. 2. Estudos hidrológicos. 3. Sensoriamento remoto. 4. Bacias experimentais. 5. Bacia do rio Piabanha I. Rotunno Filho, Otto Corrêa *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

*Aos meus netos Francisco (Chico) e Antonio (Tom)*

## AGRADECIMENTOS

A Deus, por sua benevolência, por ter me proporcionando saúde, força, vontade de aprender e persistência.

Aos meus pais (*in memorian*), Arino e Solange, pelo apoio essencial à minha formação, em todos os seus aspectos, por terem acreditado em mim, e por seus exemplos de nunca terem parado de estudar, que muito me inspiram.

Às minhas avós (*in memorian*), Durvalina e Enedina, que me ensinaram todas as coisas mais importantes da vida.

Ao meu irmão Arino, aos meus tios Gerson, Enecyr e Gilda (*in memorian*) e aos meus primos Arnaldo, Cristina, Gerson e Juçara, por muito me incentivarem.

Ao Rogério, por seu apoio incondicional e paciência em esperar por mim. À minha sogra Ilka e à tia Maria, por suas orações. À minha filha Mariana, por tudo. Aos meus netos Francisco e Antonio, por me esperarem ter tempo para eles e por me trazerem alegria, dia após dia.

Aos meus amigos todos, que felizmente são dezenas, pela confiança que depositam em mim e por me incentivarem a prosseguir.

À CPRM-Serviço Geológico do Brasil, pelo suporte ao Projeto EIBEX-I, ao longo desses 10 anos. Aos meus colegas da CPRM, por todo o empenho e dedicação ao trabalho da bacia experimental, dos escritórios: RJ – Daniel, Mariana, Janaína, Rubens, Márcio, Marcelo, Lucas, Felipe, Fábio, Paulinho, Jane, Adriana, Marta, Frederico Peixinho, Achilles (*in memorian*) e Flávio (*in memorian*); SP – Eugenio, Machado, Benjamin, Natal, Gentil, Bruno, Julio, Rodrigo, Ligia, Érico, Vanesca, Vasconcellos; MG – Ivete, Letícia, Éber, Elizabeth, Márcio; BA – Soriano e Silvia (*in memorian*).

À Agência Nacional de Águas (ANA), pela oportunidade proporcionada de conclusão desta tese. Ao Valdemar e ao Augusto Bragança, por apoiarem a bacia experimental. Aos meus coordenadores e colegas de trabalho na agência, por apoiarem meu afastamento ao longo desses 18 meses. Em especial, Carlos, Cíntia, Alexandre, André Onzi, Márcio, Fernanda e André Petry. Ao meu atual coordenador, André Pante, por seu apoio para a entrega da versão final deste texto.

Aos meus colegas da COPPE, do LABH2O e do IGEO-NEMPHE, Daniel, Mariana, Isela e Arturo, pelo apoio com seus conhecimentos e incentivo; Isela, por apresentar-me o fabuloso mundo das ondeletas; Cláudia, Fernanda, Mauro, Tainá, Vitor, Vinícius, Bianca, Camila Ellen, Gisele, Rafael, Fabrício; alunos PET - Pedro, Ruan, Lucas, Ingrid, Mariana, Elana; aos funcionários do LABH2O - Estela, Leonardo, Marli; e a Beth, Jairo e Márcia, da Secretaria Acadêmica, por sua dedicação; aos funcionários técnico-administrativos da COPPE/UFRJ, em especial do Programa de Engenharia Civil, que contribuíram para a elaboração desta tese.

A Mariana (filha), Cintia (ANA) e Rubens (ANA), pela especial ajuda com a formatação deste texto.

Aos meus professores da UFRJ e da COPPE que ampliaram meu conhecimento ao longo de todas as etapas da minha formação técnica e acadêmica.

Aos professores Afonso Augusto Magalhães de Araujo, pela inspiração de trabalho em bacias experimentais, Adilson Elias Xavier e José Paulo Soares de Azevedo, pelo permanente incentivo.

Aos professores membros da banca examinadora, por suas sugestões essenciais ao aprimoramento deste texto.

Ao meu orientador, Nelson Ferreira Fernandes, por seu entusiasmo e por ampliar o meu mundo das geociências, e à Sarah Lawal, por sua generosidade e seu apoio com os levantamentos de campo e gerenciamento do projeto.

Ao meu orientador, Otto Corrêa Rotunno Filho, por toda a sua dedicação, pelo entusiasmo contagiante, pela paciência, confiança e incentivo incessantes, e por seu conhecimento.

Registram-se aqui agradecimentos extensivos ao projeto CAPES/COFECUB No. 516/05 – Modelagem hidrológica-atmosférica aplicada à gestão de grandes bacias hidrográficas, ao projeto MCT/FINEP/CT-HIDRO - Bacias Representativas 04/2005, relativo à implantação e a estudos em bacias experimentais com ênfase na região serrana do Rio de Janeiro (bacia hidrográfica do rio Piabanha), envolvendo várias instituições do estado do Rio de Janeiro, ao projeto CTHIDRO 037/2006 – CNPq Curso de Extensão em Hidrometria e ao projeto PROSUL (Edital CNPq N° 005/2007), aprovado no âmbito de redes temáticas, intitulado Técnicas de Sensoriamento Remoto Aplicadas ao

Monitoramento Hidrológico e de Mudanças Climáticas na Região Amazônica, que reúne pesquisadores brasileiros, latino-americanos e franceses.

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 014/2010 (2010-2012), 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 (2014-2017) –E-26/010.002980/2014, projeto FAPERJ No. E\_12/2015, ao CNPq Edital Universal No. 14/2013 – Processo 485136/2013-9 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.

A todos, que, diretamente e indiretamente, apoiaram a realização deste trabalho.

## ACKNOWLEDGEMENT

*The ASCAT (Advanced Scatterometer) 'Relative Soil Moisture by ASCAT in %' H109 product data set is credited to EUMETSAT European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellite, H-SAF project, gently resampled and extracted to the experimental basin by Luca Brocca at Research Institute for Geo-Hydrological Protection - National Research Council (IRPI-CNR)*

*The GIMMS (Global Inventory Modeling and Mapping Studies) NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) data set is credited to the Global Land Cover Facility (GLCF).*

*The MOD11A2, MOD13A1 and MOD13A2 data product were retrieved from the online Data Pool, courtesy of the NASA Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota, [https://lpdaac.usgs.gov/data\\_access/data\\_pool](https://lpdaac.usgs.gov/data_access/data_pool).*

*The TRMM data were provided by the NASA/Goddard Space Flight Center's Precipitation Measurement Missions (PMM) Science Team and Precipitation Processing System (PPS), and archived at the NASA GES DISC.*

The author is thankful to the aforementioned institutions for providing free data.

## RECONHECIMENTO

A série de dados de umidade relativa do solo em %, produto H109, estimada pelo sensor *Advanced Scatterometer (ASCAT)*, é creditada à *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT)*, *H-SAF project*, gentilmente reamostrada e extraída para a bacia experimental por Luca Brocca do *Research Institute for Geo-Hydrological Protection - National Research Council (IRPI-CNR)*

A série de dados de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) do GIMMS (*Global Inventory Modeling and Mapping Studies*) é creditada ao *Global Land Cover Facility (GLCF)*.

Os produtos MOD11A2, MOD13A1 e MOD13A2 foram obtidos do conjunto de dados online, cortesia do *NASA Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC)*, *USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Center*, Sioux Falls, South Dakota, [https://lpdaac.usgs.gov/data\\_access/data\\_pool](https://lpdaac.usgs.gov/data_access/data_pool).

Os dados TRMM foram fornecidos pelo *NASA/Goddard Space Flight Center's Precipitation Measurement Missions (PMM) Science Team and Precipitation Processing System (PPS)*, e arquivados no *NASA GES DISC*.

A autora agradece às instituições mencionadas acima pelo fornecimento gratuito dos dados.

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

IDENTIFICAÇÃO DE PADRÕES HIDROLÓGICOS DE PRECIPITAÇÃO E DE UMIDADE DO SOLO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PIABANHA/RJ

Lígia Maria Nascimento de Araujo

Novembro/2016

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Nelson Ferreira Fernandes

Programa: Engenharia Civil

A necessidade de melhor compreender, de forma conjunta, os fenômenos atmosféricos e hidrológicos naturais constitui um desafio instigante que requer atenção. Questões científicas surgem diante do cenário de incerteza de estimativas de disponibilidade hídrica, de previsões de eventos extremos e de mudanças climáticas globais. A presente tese objetiva identificar processos hidrológicos dominantes com vistas a estabelecer diretrizes de monitoramento para capturar a dinâmica e impacto dos fenômenos hidrometeorológicos naturais na escala da bacia hidrográfica. Estudou-se a bacia do rio Piabanha, na região serrana do Rio de Janeiro, monitorada intensivamente quanto a variáveis hidrometeorológicas e processos naturais, examinando-se desde a parcela de solo ao monitoramento hidrológico sistemático. Duas bacias representativas e três bacias experimentais, de variadas magnitudes e cobertura vegetal, encontram-se dispostas na área. Foram explorados dados medidos *in situ*, em especial relativos a séries temporais de precipitação, variáveis meteorológicas e vazões fluviais, em conjunto com estimativas oriundas de sensoriamento remoto de precipitação, umidade do solo e índices espectrais de vegetação. As variáveis foram analisadas em escalas horária, diária, mensal e anual. Delinearam-se padrões espaço-temporais de precipitação, umidade do solo e cobertura vegetal, com base em técnicas de análise determinística e estocástica de séries espaço-temporais, contribuindo para o aprimoramento da avaliação hidrológica e emprego de modelos chuva-vazão. Os procedimentos adotados são aplicáveis à predição e à previsão e ao monitoramento de eventos extremos e à gestão dos recursos hídricos na escala da bacia hidrográfica.

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

IDENTIFICATION OF PRECIPITATION AND SOIL MOISTURE  
HYDROLOGICAL PATTERNS AT PIABANHA/RJ RIVER BASIN

Lígia Maria Nascimento de Araujo

November/2016

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Nelson Ferreira Fernandes

Department: Civil Engineering

The need to better understand, jointly, the natural atmospheric and hydrological phenomena constitutes a compelling challenge that requires attention. Scientific questions arise to address water availability estimates uncertainty, scenario of extreme events forecasting and global climate change. This thesis aims to identify dominant hydrological processes in order to establish monitoring guidelines to capture the dynamics and impact of natural hydrometeorological phenomena at the scale of the river basin. The Piabanha river basin, in the mountainous region of Rio de Janeiro, monitored intensively with respect to hydrometeorological variables and natural processes, has been studied examining since the soil parcels scaled up to the systematic hydrological monitoring. Two representative basins and three experimental basins of varying magnitudes and vegetation cover are available in the area. Time series datasets regarding *in situ* measured variables were explored especially for precipitation, meteorological variables and river flows together with estimates derived from remote sensing of precipitation, soil moisture and spectral vegetation indices. The variables were analysed in hourly, daily, monthly and yearly scales. Spatiotemporal patterns of rainfall, soil moisture and vegetation cover were delineated based on techniques of deterministic and stochastic analysis of spatio-temporal series, contributing to the improvement of the hydrologic assessment and use of rainfall-runoff models. The adopted procedures are applicable to predicting, forecasting and monitoring of extreme events and to water resources management at the river basin scale.

# SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1. Considerações iniciais .....	1
1.2. Contexto, justificativa e motivação .....	1
1.3. Objetivos .....	8
1.4. Contribuições da tese .....	9
1.5. Área de estudo .....	10
1.6. Estrutura do texto .....	14
<b>CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 16</b>	<b>16</b>
2.1. Abordagem conceitual.....	16
2.1.1. Caracterização das parcelas do balanço de energia .....	17
2.1.2. Caracterização das parcelas do balanço hidrológico .....	18
2.2. Infiltração e percolação da água no solo .....	20
2.3. Evaporação e evapotranspiração .....	28
2.4. Escalas de observação e estudo dos processos hidrológicos.....	32
2.4.1. Reflexões sobre as questões de escala dos fenômenos naturais .....	32
2.4.2. Características fisiográficas e a geração do escoamento superficial .....	35
2.4.3. Limiares e propriedades emergentes nos processos hidrológicos .....	35
2.5. Redes de monitoramento in situ .....	36
2.5.1. Hidrometeorologia .....	36
2.5.2. Umidade do solo – monitoramento por campanhas e monitoramento contínuo .....	43
2.6. Monitoramento por sensoriamento remoto .....	52
2.6.1. Precipitação.....	54
2.6.2. Umidade do solo .....	58
2.6.3. Índices espectrais ou radiométricos .....	65
2.6.4. Evapotranspiração.....	69
2.6.5. Limitações do sensoriamento remoto em regiões montanhosas .....	70
2.7. Estudos em bacias experimentais e representativas .....	71
2.8. Análise de séries temporais .....	72
2.8.1. Distribuição temporal e periodicidade - transformadas de ondeletas ( <i>wavelets</i> ) .....	73
2.8.2. Persistência e memória de longo-termo – o efeito de Hurst (R/S) .....	76
2.9. Modelos chuva-vazão.....	79
2.9.1. Abordagem conceitual concentrada.....	80
2.9.2. Abordagem distribuída e semidistribuída e fisicamente fundamentada .....	80
2.9.3. Avaliação dos modelos .....	82
2.10. Questões não resolvidas e experimentos especiais globais .....	84
2.10.1. Questões não resolvidas.....	85
2.10.2. Experimentos globais.....	87
<b>CAPÍTULO 3. METODOLOGIA .....</b>	<b>89</b>
3.1. Síntese da abordagem metodológica e etapas do trabalho .....	89
3.2. Técnicas de análise de séries temporais .....	90
3.2.1. Transformada de ondeletas contínuas de Morlet .....	90
3.2.2. Análise de amplitude reescalada para avaliar a persistência das séries .....	90
3.3. O Modelo SMAP.....	92
3.3.1. Separação do hidrograma em escoamento superficial e subterrâneo .....	94

3.3.2. Calibração do modelo .....	95
3.4. Estimativas da evapotranspiração potencial.....	97
3.4.1. Estimativas da evapotranspiração potencial - método Penman-Monteith-FAO (Allen <i>et al.</i> , 1998) .....	98
3.4.2. Estimativas da evapotranspiração potencial - Método de Camargo (1971) .....	102
<b>CAPÍTULO 4. ÁREA DE ESTUDO - BACIA DO RIO PIABANHA.....</b>	<b>104</b>
4.1. Caracterização fisiográfica.....	104
4.1.1. Cartografia digital disponível .....	104
4.1.2. Modelos digitais de terreno (MDT) .....	105
4.1.3. Mapa de tipo de solos .....	105
4.1.4. Mapas geológico e hidrogeológico .....	107
4.1.5. Mapa de uso, ocupação e cobertura vegetal .....	109
4.1.6. Captações de água e lançamentos de efluentes.....	110
4.1.7. Distribuição da população por setores censitários.....	111
4.1.8. Parâmetros morfométricos .....	112
4.1.9. Índice topográfico .....	115
4.2. Caracterização hidroclimatológica.....	118
4.2.1. Zonas de convergência de umidade - ZCOU/ZCAS .....	119
4.2.2. Influência de El Niño Oscilação Sul - ENOS (ENSO).....	120
4.2.3. Influência de Oscilação Multidecadal do Atlântico – (OMA ou AMO) .....	121
4.2.4. Caracterização da precipitação .....	122
4.2.5. Estimativas da evapotranspiração.....	130
4.2.6. Balanço hídrico climatológico e classificação climática .....	135
4.2.7. Caracterização do regime de vazões .....	136
4.2.8. Modelos calibrados para o rio Piabanha.....	141
<b>CAPÍTULO 5. RESULTADOS.....</b>	<b>146</b>
5.1. Séries temporais analisadas.....	146
5.2. Análise das séries de precipitação mais longas em busca de anomalias e periodicidades .....	147
5.2.1. Influência do ENOS (ENSO) e da OMA (AMO) sobre as precipitações na bacia.....	151
5.3. Análise dos eventos críticos do período 2008 a 2016 .....	158
5.3.1. Evento de fevereiro de 2008 .....	159
5.3.2. Evento de janeiro de 2011 .....	161
5.3.3. Evento de março de 2013.....	163
5.3.4. A estiagem de 2013 a 2015.....	167
5.3.5. Eventos de novembro de 2015 e janeiro de 2016 .....	169
5.4. Indicadores de precipitação e os eventos extremos de precipitação .....	171
5.5. Variabilidade espaço-temporal do NDVI.....	173
5.6. Simulações com o modelo SMAP (diário) para a estação Pedro do Rio .....	183
5.7. Estimativas da umidade do solo na bacia representativa .....	195
5.8. Síntese dos principais resultados.....	200
<b>CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>205</b>
6.1. Conclusões .....	205
6.2. Recomendações.....	207
6.2.1. Recomendações para aprimoramento da rede de monitoramento e operação de alertas hidrológicos.....	208

6.2.2. Recomendações para a continuidade da pesquisa nas bacias experimentais do Piabanha .....	210
<b>ANEXO A – EQUIPAMENTOS DA BACIA EXPERIMENTAL.....</b>	<b>243</b>
<b>ANEXO B – DIAGRAMA UNIFILAR DAS ESTAÇÕES .....</b>	<b>248</b>
<b>ANEXO C – BASE DE DADOS GEOGRÁFICOS E HIDROMETEOROLÓGICOS DA BACIA DO RIO PIABANHA (EM CD- ROM) .....</b>	<b>250</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da bacia do rio Piabanha e da bacia representativa.....	11
Figura 1.2: Bacia representativa e bacias experimentais do rio Piabanha.....	12
Figura 2.1: Representação esquemática do que ocorre com a radiação incidente do Sol na atmosfera e na superfície do solo. Fonte: Moran, Morgan e Pauley (1997) .....	17
Figura 2.2: Fluxos no ciclo hidrológico expressos em unidades relativas à precipitação sobre a superfície da terra (100 = 119.000 km <sup>3</sup> .ano <sup>-1</sup> ). Fonte: Hornberger et al. (1998).....	18
Figura 2.3: Perfil e distribuição da água no solo (Lencastre e Franco, 1984).....	20
Figura 2.4: Curvas características de um solo em função da umidade (Mein e Larson, 1973).....	24
Figura 2.5: Curvas características K ( $\psi$ ) de solos arenoso e argiloso (Silveira et al., 1993).....	25
Figura 2.6: Perfil de umidade do solo (Canedo, 1989 e Simões, 1991).....	25
Figura 2.7: Precipitação como registrada no data logger e de 24h calculada pelo Tarrasque (Badolato et al., 2008).....	39
Figura 2.8: Pontos de amostragem no campo no experimento SMEX03-BA.....	48
Figura 2.9: Equipe da CPRM e instrumentos instalados no ponto BA-09.....	48
Figura 2.10: Localização dos pontos de monitoramento contínuo de parâmetros para estimativa de umidade do solo na bacia experimental do Piabanha.....	50
Figura 2.11: Esquema de instalação dos medidores de fluxo de calor no solo, temperatura e umidade TDR na estação parque Petrópolis.....	51
Figura 2.12: Imagem do radar de Pico do Couto em 11/01/2011 - 1:00 h e 1:30 h (GMT).....	55
Figura 2.13: Dados estimados pelo satélite TRMM produto 3B42RT_v6 em 12/01/2011 às 3h (hora local) na região serrana do RJ (Araujo et al., 2011).....	56
Figura 2.14: Constelação de satélites que integram a missão GPM (NASA/NOAA) (NASA-GES-DISC, 2016).....	58
Figura 2.15: Cobertura global diária obtida pelo sensor ASCAT sobre continentes, (a) com o METOP-A em órbita desde 2006 e (b) com o METOP-B em órbita desde 2012 (Wagner et al., 2013).....	62
Figura 2.16: Espectro eletromagnético (USGS, 2016a).....	65
Figura 2.17: Sinal real, aproximação e detalhes da série de precipitação diária observada em 2243011 no período de 2001-2003 (Vásquez et al., 2015).....	74
Figura 2.18: Sinal real, aproximação e detalhes da série de precipitação diária do TRMM no período de 2001-2003 (Vásquez et al., 2015).....	74
Figura 3.1: Síntese da metodologia - etapas do trabalho.....	89
Figura 3.2: Definição do expoente de Hurst com a técnica R/S.....	92
Figura 3.3: Representação esquemática conceitual do modelo SMAP com três reservatórios (Fonte: Rotunno Filho, 1989).....	93
Figura 3.4: Representação esquemática da variação dos componentes do balanço de energia acima de uma superfície transpirante ao longo de um dia sem nuvens (Allen et al., 1990).....	99
Figura 4.1: MDT escala 1:50.000 (CPRM, 2007) e MDT escala 1:25.000 (INEA/RJ, 2015).....	105
Figura 4.2: Tipos de solos na bacia do Piabanha. Escala original 1:250.000 (Embrapa, 2003).....	107
Figura 4.3: Mapa geológico Radam Brasil (1983).....	108
Figura 4.4: Mapa geológico escala 1:50.000 ( COPPE, 2010).....	108

Figura 4.5: Mapa hidrogeológico. Formações (4) Fr - Unidade Fraturada (Fr) de Produtividade Geralmente baixa, porém localmente moderada; (5) Fr - Unidade Fraturada (Fr) de Produtividade Geralmente muito baixa, porém localmente baixa; e (6) Fr - Unidade Fraturada (Fr).....	109
Figura 4.6: Mapa de uso, ocupação e cobertura vegetal (ZEE/RJ, 2008) .....	109
Figura 4.7: Distribuição da população por setores censitários com captações de água e lançamentos de efluentes (MPOG, 2011 e ANA, 2012).....	111
Figura 4.8: Modelo digital de terreno (1:50.000) e sub-bacias delimitadas de maior interesse.....	112
Figura 4.9: Perfil do rio Piabanha que é o caminho mais longo até Pedro do Rio.....	114
Figura 4.10: Índice topográfico calculado para a bacia do rio Piabanha com base no MDT em escala 1:50.000 e píxel de tamanho 20 m x 20 m .....	116
Figura 4.11: Índice topográfico calculado para a bacia do rio Piabanha com base no MDT em escala 1:50.000 e píxel agregado para 1 km x 1 km. ....	117
Figura 4.12: Histogramas de distribuição das células por faixa de valores do índice topográfico para células de 20 m x 20 m e agregadas de 1 km x 1 km. ....	118
Figura 4.13: Mapa de isoietas totais anuais (CPRM, 2011) .....	123
Figura 4.14: Regime de precipitações na bacia representativa do rio Piabanha.....	124
Figura 4.15: Variabilidade das séries de totais anuais de precipitação no ano hidrológico nas estações Itamarati, Rio de Cidade e Pedro do Rio - 1939-2014.....	124
Figura 4.16: Evolução da rede pluviométrica desde 1971 a 2013 e 2014.....	126
Figura 4.17: Píxeis do TRMM que cobrem a bacia.....	127
Figura 4.18: Chuvas na bacia do rio Piabanha de 2012 a 2014.....	128
Figura 4.19: Variabilidade das séries de precipitação total anual na bacia do rio Piabanha segundo o ano hidrológico (setembro a agosto) 2000-2014 .....	129
Figura 4.20: Estimativas de precipitação pelo TRMM nos píxeis centrais na bacia representativa .....	130
Figura 4.21: Estimativas TRMM na região da cidade de Petrópolis.....	130
Figura 4.22: Comparação entre BHS calculado com SMAP (Barros, 2012), precipitação e NDVI em Pedro do Rio, Petrópolis/RJ .....	131
Figura 4.23: Comparação das temperaturas mínimas em Avelar e Parque Petrópolis. ....	132
Figura 4.24: Comparação das temperaturas máximas em Avelar e Parque Petrópolis ....	133
Figura 4.25: Evapotranspiração potencial por Penman-Monteith, em Parque Petrópolis e Camargo (Avelar) .....	133
Figura 4.26: Evapotranspiração total anual período - 2007-2014 .....	134
Figura 4.27: Araras - Petrópolis com dados das Normais Climatológicas 1961-1990 ....	135
Figura 4.28: Teresópolis - Parque Nacional, com dados das Normais Climatológicas 1961-1990.....	136
Figura 4.29: Vazões médias mensais do rio Piabanha, em Pedro do Rio.....	136
Figura 4.30: Curva de permanência de vazões em Pedro do Rio - 1939-2015 .....	139
Figura 4.31: Vazões diárias observadas em Pedro do Rio, rio Piabanha em Petrópolis/RJ (entre 1931-2015) - as duas maiores vazões em fevereiro/1966 e janeiro/2016 ...	139
Figura 4.32: Definição do parâmetro de recessão do escoamento por regressão linear	140
Figura 4.33: Escoamento base entre 1932 e 2015, com lacuna entre 1941 e 1958.....	141
Figura 4.34: Vazão horária em Parque Petrópolis calculada com dois métodos de extrapolação .....	143
Figura 4.35: Cotagarama em Parque Petrópolis diário e leituras às 7h e às 17h.....	143
Figura 4.36: Vazões diárias em Parque Petrópolis .....	144

Figura 5.1: Transformadas de ondeletas contínuas de precipitação mensal nas estações 2243010, 2243011 e 2243012. No eixo das abscissas - número de meses a partir de janeiro de 1939 e no eixo das ordenadas - número de meses da periodicidade.....	148
Figura 5.2: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1952-1953 (EN fraco); 1954 (LN Fraca).....	149
Figura 5.3: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1957-1958 (EN forte), período seco apenas para 2243012 .....	150
Figura 5.4: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1969-1970 (EN fraco), período seco para todas as três estações .....	150
Figura 5.5: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1982-1983 (EN super forte) .....	151
Figura 5.6: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1997-1998 (EN super forte) .....	151
Figura 5.7: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 2009-2010 (EN moderado) .....	152
Figura 5.8: Transformadas de ondeletas contínuas de precipitação em 2243011, de TSM do Pacífico na região do índice Niño 3.4 e de TSM do Atlântico Norte na região do índice AMO (TSM-AMO). No eixo das abscissas - número de meses a partir de janeiro de 1939 e no eixo das ordenadas - número de meses da periodicidade.....	153
Figura 5.9: Transformada cruzada de ondeletas de precipitação e a TSM na região do índice AMO mensais no período de 1939-2015 .....	154
Figura 5.10: Coerência quadrada de ondeletas de precipitação e a TSM na região do índice AMO mensais no período de 1939-2015 .....	155
Figura 5.11: Transformada cruzada de ondeletas de precipitação e de TSM na região do índice Niño 3.4 mensais no período de 1939-2015 .....	156
Figura 5.12: Coerência quadrada de ondeletas de precipitação m 2243011 e de TSM na região do índice Niño 3.4 mensais no período de 1939-2015 .....	156
Figura 5.13: Transformada cruzada de ondeletas de precipitação m 2243011 e de TSM na região do índice Niño 3.4 mensais no período de 1939-2015.....	157
Figura 5.14: Coerência quadrada de ondeletas entre precipitação e TSM na região do índice Niño 3.4.....	157
Figura 5.15: Precipitação acumulada no ano hidrológico 2007-2008.....	159
Figura 5.16: Evolução do grau de saturação do solo no evento 1/02/2008 a 7/02/2008 .....	160
Figura 5.17: Hidrograma em Pedro do Rio no período janeiro a março de 2008 .....	161
Figura 5.18: Precipitação acumulada no ano hidrológico de 2010/2011 .....	161
Figura 5.19: Evolução do grau de saturação do solo no evento 11/01/2011 a 15/01/2011 .....	162
Figura 5.20: Hidrograma em Pedro do Rio no período de 01/01/2011 a 26/03/2011 ..	163
Figura 5.21: Eventos de precipitação observados em 19 estações do município de Petrópolis em março de 2013.....	164
Figura 5.22: Totais máximos em cada duração no evento chuvoso de março de 2013	164
Figura 5.23: Evolução do grau de saturação do solo no evento de 17/03/2013 a 20/03/2013 .....	166
Figura 5.24: Vazões em Pedro do Rio, máxima em 18/03/2013 .....	167
Figura 5.25: Chuvas totais mensais na bacia representativa do rio Piabanha 1939-2015 .....	168
Figura 5.26: Precipitação acumulada nos anos hidrológicos de 2013/2014 e 2014/2015 .....	168

Figura 5.27: Vazões em Pedro do Rio durante os anos hidrológicos de 2013-2014 e 2014-2015 .....	169
Figura 5.28: Chuvas diárias acumuladas (setembro de 2015 a junho de 2016) .....	170
Figura 5.29: Hidrograma em Pedro do Rio de maio de 2015 a maio de 2016 .....	170
Figura 5.30: Isoietas do trimestre DJF com destaque para isoietas trimestral de 700 mm e anual de 1.400 mm (alto). Contorno de ROL ( $W.m^{-2}$ ) mensal médio de longo termo (inferior) .....	172
Figura 5.31: Resultado da análise R/S e uso do solo na bacia do rio Piabanha .....	174
Figura 5.32: Formações hidrogeológicas (CPRM, 2014), isoietas média anuais 1977-2006 (CPRM 2011) e resultados de R/S com rio Fagundes em destaque .....	175
Figura 5.33: Vazões específicas na bacia do rio Piabanha com destaque para a estação Fagundes e algumas estações localizadas na bacia representativa .....	176
Figura 5.34: Resultados da análise R/S com os píxeis NDVI-MODIS e NDVI-GIMMS .....	177
Figura 5.35: Índice topográfico no recorte dos píxeis NDVI-MODIS e o expoente de Hurst.....	178
Figura 5.36: Uso e cobertura vegetal dos píxeis NDVI-MODIS e resultados do expoente de Hurst.....	179
Figura 5.37: Hidrogramas observados e calculados, Gonçalves (2008) - 1998-2001..	185
Figura 5.38: a. Curva de permanência de vazões observadas e calculadas; b. diferenças acumuladas em relação à média (calibração Gonçalves, 2008) - 1998-2001 .....	185
Figura 5.39: Hidrogramas observados e calculados, Gonçalves (2008) - ETR=BHS..	186
Figura 5.40: a. Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e b. diferenças acumuladas em relação à média (calibração Gonçalves, 2008).....	186
Figura 5.41: Hidrogramas observado e calculado, parâmetros Gonçalves (2008) ETR - Avelar.....	187
Figura 5.42: Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e diferenças acumuladas em relação à média (calibração Gonçalves, 2008). ET0 em Avelar..	187
Figura 5.43: ETR (Gonçalves, 2008) para Pedro do Rio e ET0 para Avelar .....	188
Figura 5.44: Polígonos de Thiessen para as cinco estações adotadas na calibração para 2007-2010 .....	190
Figura 5.45: Estações usadas na simulação 2012-2014 e seus totais acumulados .....	190
Figura 5.46: Calibração e validação para o período 1998-2004.....	191
Figura 5.47: Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e diferenças acumuladas em relação à média (1998-2004). ET0 em Avelar nova calibração...	191
Figura 5.48: Validação para o período 2007-2010 .....	192
Figura 5.49: Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e diferenças acumuladas em relação à média (2007-2010). ET0 em Avelar nova calibração...	192
Figura 5.50: Grau de saturação na bacia representativa 2007-2015.....	196
Figura 5.51: Permanência de grau de saturação dos solos estimada pelo ASCAT .....	196
Figura 5.52: Variabilidade do grau de saturação do solo na bacia no período 2007-2015 .....	197
Figura 5.53: Variação espacial da média de longo termo do grau de saturação no período 2007-2015 .....	197
Figura 5.54: Comparação da taxa de umidade estimada pelo modelo SMAP com a umidade estimada pelo sensor ASCAT para 2007-2014 .....	198
Figura 5.55: Correlação entre a taxa de umidade estimada pelo modelo SMAP e a umidade estimada pelo sensor ASCAT para 2007-2014 .....	199

Figura 5.56: Comparação da taxa de umidade estimada pelo modelo SMAP com a umidade estimada pelo sensor ASCAT para 2007-2014 por meio de seus resíduos padronizados ..... 199

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Escalas significativas de comprimento e tempo (Fonte: Dooge, 1986) .....	33
Tabela 2.2: Escalas espaciais em hidrologia (Dooge, 1997) .....	34
Tabela 2.3: Escalas de tempo de interesse para a hidrologia (Dooge, 1997) .....	34
Tabela 2.4: Variáveis possíveis de observar com SR e sensor disponível no EOS.....	53
Tabela 2.5: Sensores de diversos sistemas e missões posteriores a 2006.....	54
Tabela 2.6: Bandas, comprimentos de onda e resolução do Lansat 8 .....	68
Tabela 2.7: Testes e análises gráficas do desempenho dos modelos.....	83
Tabela 3.1: Parâmetros calibráveis e faixas de validade .....	95
Tabela 3.2: Parâmetros calibrados com a rotina de suavização hiperbólica .....	97
Tabela 3.3: Valores do coeficiente K de Camargo (1971) .....	103
Tabela 4.1: Categorias de uso e cobertura do solo e sua distribuição na área da bacia representativa (Rosário, 2013) .....	110
Tabela 4.2: Resumo dos mapas temáticos disponíveis na base EIBEX e suas fontes..	112
Tabela 4.3: Características fisiográficas da bacia do rio Piabanha até Pedro do Rio...	113
Tabela 4.4: Tempo de concentração das sub-bacias das estações fluviométricas .....	114
Tabela 4.5: Rede de estações de 1939 a 1971 .....	125
Tabela 4.6: Rede de estações com dados desde 2007.....	125
Tabela 4.7: Rede de estações com dados de 2011 a 2014 .....	125
Tabela 4.8: Características médias de precipitação e vazão em sub-bacias do Piabanha .....	137
Tabela 4.9: Relação entre as vazões das estações ordenadas de jusante para montante .....	138
Tabela 4.10: Relação entre a magnitude das vazões de referência em cada estação....	138
Tabela 5.1: Principais séries temporais, períodos e procedimentos de análise .....	146
Tabela 5.2: Descontinuidades verificadas no espectro de potência.....	149
Tabela 5.3: Estimativa de tempo de retorno (TR) de índices do evento de março de 2013 .....	165
Tabela 5.4: Índices de precipitação. Fonte: adaptado de ETCCDI (2016).....	171
Tabela 5.5: Características hidrológicas e escoamento superficial na bacia do Piabanha .....	175
Tabela 5.6: Classes de uso nos píxeis NDVI-MODIS com $H > 0,5$ (persistentes) relativas ao mapa 1:100.000 (ZEE-RJ, 2009).....	180
Tabela 5.7: Classes de uso nos píxeis NDVI-MODIS com $H < 0,5$ (não persistentes) relativas ao mapa 1:100.000 (ZEE-RJ, 2009).....	180
Tabela 5.8: Classes de uso nos píxeis NDVI-MODIS com $H > 0,5$ relativas ao mapa 1:25.000 (Rosário, 2013) .....	181
Tabela 5.9: Classes de uso nos píxeis NDVI-MODIS com $H < 0,5$ relativas ao mapa 1:25.000 (Rosário, 2013) .....	181
Tabela 5.10: Desempenho do modelo e parâmetros finais Gonçalves (2008) 1998-2001 .....	185
Tabela 5.11: Desempenho do modelo e parâmetros finais Gonçalves (2008) 1998-2004 .....	186
Tabela 5.12: Desempenho e parâmetros finais Gonçalves (2008) ET0 - Avelar .....	187
Tabela 5.13: Desempenho e parâmetros finais da calibração ET0 - Avelar.....	191
Tabela 5.14: Desempenho 2007-2010 e parâmetros finais da calibração ET0 - Avelar .....	192
Tabela 5.15: Desempenho 2010-2014 e parâmetros finais da calibração ET0 - Avelar .....	193

## LISTA DE ACRÔNIMOS E ABREVIATURAS

AMSR-E	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
ASCAT	<i>Advanced Scatterometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
CBERS	<i>China-Brazil Earth Resources Satellite</i>
CEMADEN	Centro de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DISC	<i>Data and Information Services Center</i>
DNOCS	Departamento Nacional de Obras Contra as Secas
DRM-RJ	Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro
EOS	<i>Earth Observing System</i>
ESA	<i>European Spatial Agency</i>
ETCCDI	<i>Expert Team on Climate Change Detection and Indices</i>
EUMETSAT	<i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>
FAO	<i>Food and Agricultural Organization of the United Nations</i>
GES	<i>Goddard Earth Sciences</i>
GLDAS	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
IAHS	<i>International Association of Hydrological Sciences</i>
INEA-RJ	Instituto Estadual do Ambiente
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	Infravermelho ( <i>infra-red</i> )
JAXA	<i>Japanese Aerospace Exploration Agency</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectrometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NIR	Infravermelho Próximo ( <i>Near Infrared</i> )
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PARNASO	Parque Nacional da Serra dos Órgãos

PUB	<i>Prediction in Ungauged Basins</i>
RADAR	<i>Radio Detection and Ranging</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SCS	<i>Soil Conservation Service</i>
SMAP	<i>Soil Moisture Accounting Procedure</i>
SMOS	<i>Soil Moisture Ocean Salinity</i>
SWAT	<i>Soil and Water Assessment Tool</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	<i>Temperatura da Superfície do Mar</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
ZCAS	<i>Zona de Convergência do Atlântico Sul</i>

## **CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO**

### **1.1. Considerações iniciais**

Há muitas questões em aberto na ciência hidrológica, que dizem respeito, sobretudo, à identificação e à compreensão dos processos hidrológicos dominantes face à dinâmica dos fenômenos hidrometeorológicos naturais manifestos em diversas escalas. O monitoramento das variáveis é feito, muitas vezes, em escala espacial e temporal de amostragem inadequada aos estudos e à sua aplicação em avaliação de recursos hídricos, não permitindo representar adequadamente o efetivo comportamento dos fenômenos de interesse.

Tais questões produzem reflexos na quantificação da incerteza das estimativas de disponibilidade hídrica em quantidade e em qualidade, nas previsões de eventos extremos e nas predições e previsões executadas com o emprego de modelos de simulação hidrológica em bacias hidrográficas.

Com o propósito de delimitar o estudo com enfoque em algumas dessas questões, optou-se por conceber metodologia aplicável a bacias hidrográficas com problemas reais, a serem equacionados por meio da gestão dos recursos hídricos amparada pela Lei das Águas (Lei no. 9.433 de 8 de janeiro de 1994), inspirada no modelo de gestão francês, que atualiza o Código de Águas de 1934 com a proposta de criação de comitê de bacia e agência técnica de bacia. Como estudo de caso, foi escolhida a bacia do rio Piabanha, na região serrana do Rio de Janeiro, onde estão instaladas três bacias experimentais e duas bacias representativas.

Diante desse cenário inicial, o trabalho ora apresentado tem a intenção de contribuir para aumentar o entendimento sobre essas questões, com base na análise de dados e informações geradas nas bacias experimentais e de outros dados obtidos por sensoriamento remoto.

### **1.2. Contexto, justificativa e motivação**

O presente trabalho apoia-se na discussão do ciclo hidrológico na escala da bacia hidrográfica. Em particular, emprega modelo matemático hidrológico determinístico do tipo chuva-vazão parametrizado para representar, com simplificações, os processos físicos que ocorrem desde a precipitação em uma bacia hidrográfica até o escoamento em seção exutória que a delimita. Entre esses processos, estão o escoamento superficial, a

evapotranspiração, a infiltração no solo, o escoamento na zona vadosa do solo (meio não saturado) e o escoamento de base (meio saturado).

Destaca-se que o modelo determinístico do tipo chuva-vazão, como encontrado na literatura científica, apresenta nuances diversas na representação da assimilação de dados, definição das variáveis e dos estados dos diversos reservatórios que compõem esse tipo de modelo. Assim, os processos físicos, de natureza, muitas vezes, não lineares, podem ser representados de forma agregada, semidistribuída ou distribuída no espaço conjuntamente com análise temporal que pode se dar em escalas: anual, mensal, diária ou mesmo horária.

Para contrapor-se, aparentemente, a esse tipo de abordagem, conforme Yevjevich (1974), há a modelagem estocástica na qual se prioriza a visão sistêmica da relação chuva-vazão. Presentemente, nota-se que as visões determinística e estocástica aproximam-se na medida em que uma boa compreensão dos processos que ocorrem efetivamente na natureza implica, necessariamente, conjugar essas visões anteriormente discriminadas na literatura.

Por outro lado, uma base relativamente recente de dados oriundos de plataformas satelitais, mais especificamente desde a década de 70 do século XX, disponibiliza informações que podem ser integradas na análise do balanço hídrico de uma bacia. A integração de dados medidos em campo com dados de satélite oferece novos horizontes e caminhos prospectivos para investigar o ciclo hidrológico com um novo olhar, em especial, a partir dessas primeiras décadas do século XXI.

Nesse sentido, a presente dissertação parte do referencial de que, para modelar, é necessário estabelecer três eixos básicos: (i) concepção de base de dados e correspondente assimilação em diferentes escalas espaço-temporais; (ii) algoritmos de representação dos processos físicos (estrutura do modelo); (iii) procedimentos de calibração e validação dos modelos.

No presente trabalho, optou-se pela abordagem denominada na literatura, de modelagem determinística do tipo chuva-vazão, em especial, do tipo agregada ou concentrada. Parte significativa dos trabalhos trata de avaliar a adequabilidade de uma modelagem hidrológica pela capacidade de reprodução das vazões geradas pelo modelo face às vazões observadas.

Aqui, complementarmente, há o reconhecimento de que há variáveis e estados que merecem ser mais bem estudados conjuntamente com os dados de vazões. Nesse sentido, a variável evapotranspiração, em geral tratada como informação de fechamento na

aritmética chuva-vazão, e o estado de umidade do solo, informação associada com a zona não saturada do solo, usualmente não medida e sim inferida a partir do referido balanço, recebem tratamento diferenciado nesta pesquisa.

Note-se que é preciso perceber que a evapotranspiração, além de compor o balanço de massa hídrico, permite avaliar o balanço de energia na superfície terrestre mediante estimativas do balanço entre a radiação solar líquida incidente e os fluxos de calor latente, calor sensível e de calor no solo, regulados pela umidade disponível no solo. Adicionalmente, estudos que abrangem o escopo da hidrologia subterrânea, envolvendo a determinação da curva de retenção de água no solo e definição de funções de pedotransferência relacionando propriedades de textura do solo com propriedades hidráulicas, cada vez mais, demandam formas de transferência de informações detalhadas dos solos, denominada de microescala, para a escala da bacia hidrográfica, cognominada de macroescala (Dooge, 1997). Experimentos mundiais realizados por diversos grupos de pesquisa têm proporcionado condições, ainda que insuficientes, para aprofundar investigações ao longo dessas diretrizes.

Complementarmente, uma das inspirações para a temática escolhida está associada à realização do experimento internacional denominado SMEX03 (*Soil Moisture Experiment*). O SMEX03 foi realizado no Brasil, mais precisamente no oeste da Bahia na região do município de Barreiras, sob a liderança da Emprapa Cerrados e do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA), com apoio da divisão de hidrologia da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), da Agência Espacial Brasileira (AEB), de universidades brasileiras, como a Universidade de Campinas (Unicamp) e a UFRJ, e da Companhia de Recursos Minerais (CPRM). O Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) do Programa de Engenharia Civil da COPPE participou com equipe de professores e alunos de pós-graduação.

O experimento priorizou o estudo de áreas de cerrado natural e agricultura, com a perspectiva de recolher assinaturas espectrais de umidade do solo com vistas ao desenvolvimento de sistemas de mapeamento global da umidade do solo por satélite.

Cabe destacar o trabalho de Di Bello (2005), dissertação de mestrado que fez uso pioneiro de parte dos dados disponibilizados pelo SMEX03, de forma a avaliar o comportamento da umidade do solo em modelagem hidrológica chuva-vazão. Utilizou o SMAPII, uma versão dotada de um método de calibração com base em suavização hiperbólica (Xavier *et al.*, 2001) do SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*),

originalmente proposto por Lopes *et al.* (1982), que é um modelo determinístico do tipo concentrado. O SMAP foi implantado no Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) codificado em linguagem computacional Fortran, originalmente com rotina de otimização automática de parâmetros de Rosenbrock (Dib, 1985; Rotunno Filho, 1989, entre outros). A calibração com base em suavização hiperbólica representou um prisma inovador na literatura de calibração e validação de modelos.

Naquela oportunidade, Di Bello (2005) ressaltou que o trabalho tinha base em pesquisas anteriores que enfocavam as questões de calibração e validação de modelos com base em bacias ditas ideais, ou seja, com balanço hídrico perfeito. Em outras palavras, as vazões a serem utilizadas, na calibração, como observadas eram, na realidade, previamente geradas pelo próprio modelo, alimentado por precipitação e evapotranspiração observadas e um conjunto de valores arbitrados para os parâmetros. A série de vazões assim gerada pelo modelo era chamada sintética, como em Silva (1990). Estudos concentravam-se em tentar recuperar o conjunto ótimo de parâmetros a partir de perturbações iniciais no conjunto “verdadeiro” de parâmetros e em aprimorar métodos de otimização, o que motivou o desenvolvimento do método de suavização hiperbólica.

Em particular, em Nicacio (2008), houve a prospecção de se usar, como área de estudo, além de Petrolina/Juazeiro, a bacia do rio de Ondas, situada na área do experimento SMEX03. No entanto, o mapeamento foi dificultado, pois, na época do experimento, havia apenas a data do dia 2 de dezembro de 2003 com imagem Landsat5-TM disponível. Justamente nessa data, havia boa parte da imagem com presença de nuvens, o que impediu o seu uso para mapeamento e realização do balanço de energia na superfície terrestre por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm*), tendo sido descartada a sua análise na referida tese de doutorado.

Diante desse contexto e motivação, enfocou-se, nesta tese, o estudo de bacias reais, com suas limitações, para efetuar o desenvolvimento do balanço hídrico, mediante o suporte de medições *in situ* e imagens de satélite, mais especificamente a bacia do rio Piabanha/RJ.

É importante situar, em um primeiro plano, a escolha da bacia do rio Piabanha, afluente do rio Paraíba do Sul, para acolher a bacia representativa e as bacias experimentais nela concebidas. O rio Paraíba do Sul concentra boa parte da renda econômica do país, além de permitir, por meio de uma transposição de águas em Barra do Piraí, via sistema Light, transferir água para o rio Guandu, que contribui com 90 % do abastecimento da cidade do Rio de Janeiro e circunvizinhanças.

Nesta tese, exploram-se esses conceitos e as concepções desenvolvidas nos moldes de bacias e áreas experimentais adotados em outros países, como Estados Unidos e Canadá, que orientaram a estruturação de importante programa de pesquisa científica do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, denominado de EIBEX – Estudos Integrados de Bacias Experimentais. Essa concepção objetiva construir projetos de longo prazo, menos vulneráveis a fragmentações e a interrupções de financiamento.

Observe-se, ainda, que estudos nessa região estimulam a pesquisa, por exemplo, na bacia amazônica, na medida em que o aporte de umidade atmosférica oriunda daquela região acentua a possibilidade de eventos extremos de precipitação sobre a região sudeste do Brasil. Em contrapartida, a falta de aporte de umidade atmosférica amazônica ou situação de bloqueio atmosférico podem determinar secas extremamente severas. Nessa dimensão, os fenômenos meteorológicos regionais e globais conjuntamente com a evolução do uso e cobertura do solo na Amazônia representam fatores a serem considerados na hidrologia da bacia do rio Piabanha.

Um dos primeiros trabalhos realizados em termos de pesquisa na bacia do rio Piabanha está associado com o emprego de traçadores fluorescentes com apoio do Laboratório de Traçadores do LABH2O em pequeno trecho de jusante da bacia do rio Piabanha, mais precisamente no trecho compreendido entre Pedro do Rio e Areal (Rosso, 1986). O estudo permitiu produzir análises de dispersão longitudinal e transversal de poluentes e determinação da capacidade de reaeração do rio.

Mais recentemente, Silva (2014) estudou o trecho mais a montante do rio Piabanha, também empregando traçadores fluorescente. Foi implementada uma modelagem hidrodinâmica com levantamento de algumas seções batimétricas ao longo do curso principal do rio Piabanha, incluindo reconhecimento fotográfico de diversos trechos do rio.

O uso de traçadores fluorescentes e ambientais, em particular de isótopos de hidrogênio e oxigênio, acoplado à modelagem hidrológica que analise o escoamento sob a perspectiva não somente Euleriana, mas também Lagrangeana, em que se procuram definir os tempos e percursos de partículas nos diferentes subsistemas, pode vir a ser uma interessante abordagem para identificação dos escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo.

Motivado pela década hidrológica proposta pela *International Association of Hydrological Sciences* (IAHS) relativa ao tema predição de vazões em bacias pouco ou

não monitoradas (PUB - *Prediction in Ungaged Basins*) e contando com o apoio da dissertação de Di Bello (2005), Gonçalves (2008) desenvolveu modelagem hidrológica investigativa para a bacia do Piabanha. Utilizou os modelos concentrados SMAP e SMAPII, com perspectivas de aplicação em estudos de regionalização hidrológica.

Registra-se que o trabalho de Gonçalves (2008) apoiou-se em dissertações de mestrado e teses de doutorado desenvolvidas anteriormente no LABH2O, que utilizaram modelagem hidrológica, como, por exemplo, Dib (1983), Rotunno (1989), Silva (1990), Simões (1991), Thomaz (1992), Xavier (2002), Di Bello (2005), Araujo (2006), entre outras. Dib (1983), por exemplo, explorou a modelagem hidrológica para simulação e complementação de registros fluviométricos com suporte do modelo chuva-vazão SMAP. Rotunno (1989), Silva (1990) e Thomaz (1992) discutem procedimentos de calibração automática de parâmetros em modelos do tipo chuva-vazão na busca do conjunto ótimo de parâmetros, adotando, como algoritmo de referência, o modelo SMAP. Simões (1991) examina, por sua vez, a componente de infiltração em modelos do tipo chuva-vazão.

Naquela oportunidade, já eram explorados o uso e a formulação de modelos semidistribuídos (Xavier, 2002) e distribuídos (Araujo, 2006).

Xavier (2002) explora a geração de campos pluviométricos a partir de diferentes níveis de densidade de postos pluviométricos para a bacia do rio Iguazu-Sarapuí, com a configuração de cenários hipotéticos. Emprega análise de reconstrução de cenários de precipitação via método geoestatístico de krigagem Bayesiana e avalia os impactos da incerteza associadas a esses campos pluviométricos no modelo semidistribuído TOPMODEL. Em função dessa abordagem, considerando a hipótese de que diferentes conjuntos de parâmetros pudessem ser adequados simuladores da bacia, em contraposição à corrente que defende a busca de um conjunto ótimo de parâmetros, discute, então, procedimentos de análise de sensibilidade de parâmetros face a incertezas apropriadas por método de Monte Carlo e emprego do procedimento BLUE (*Best Linear Unbiased Estimator*).

Araujo (2006), estimulado por Entekabhi *et al.* (1999), que propõem a segunda década hidrológica, em sequência à primeira década hidrológica formulada pela *United Nations Educational, Scientific and Cultural* (UNESCO, 1972, 1974 a-e), onde os autores apontam a questão da redistribuição lateral da umidade do solo como um dos desafios a serem melhor incorporados em modelagem do tipo chuva-vazão, propõe a formulação do modelo EPHSTC (Esquema de Parametrização Hidrológica da Superfície Terrestre Continental). A calibração e validação foram feitas para bacias americanas especialmente

monitoradas (*Washita river watershed*, Oklahoma), que constituiu o modelo para a perspectiva adotada na concepção das bacias experimentais do rio Piabanha.

Gonçalves (2008) emprega, também, em sua análise feita para a bacia do rio Piabanha, o modelo semidistribuído TOPMODEL (Kirkby e Beven, 1977), que requer o emprego de modelo digital de elevação. Em sua dissertação, foi avaliado o modelo SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), que permitiu a construção do índice topográfico no sentido de melhor contemplar o escoamento distribuído na bacia. Análises comparativas, então, são produzidas contrastando o desempenho do modelo concentrado SMAP versus a performance do modelo TOPMODEL.

Foram utilizados dados obtidos junto à Agência Nacional de Águas, adotando o período de 1998 a 2000 para calibração e de 2001 a 2004 para validação. Não foram empregados dados coletados pelo projeto EIBEX na oportunidade, pois as séries observadas eram ainda curtas com a sua rede de monitoramento implantada a partir de março de 2007. Os estudos de Gonçalves (2008) são avaliados em estudos mais atuais, na expectativa de se evidenciar o valor agregado de informações adicionais provenientes do EIBEX.

Em seguida, Lou (2010), a partir do trabalho de Gonçalves (2008), adiciona a modelagem de parte da área urbana da bacia do Piabanha mediante o emprego do modelo de natureza distribuída MODCEL (Miguez, 1994; Miguez, 2001), ainda, naquela oportunidade, sem a introdução da componente de escoamento subterrâneo. No estudo, a partir da modelagem hidrológica mais ampla da bacia, prospectam-se cenários de urbanização configurados e implantados no modelo de células MODCEL.

Barros (2012) desenvolve, então, a primeira dissertação que emprega dados diários da estação meteorológica Parque Petrópolis instalada pelo projeto EIBEX, contemplando o período de 2007 a 2010. Seu objetivo foi estimar a evapotranspiração potencial e a evapotranspiração real por diferentes procedimentos e equações, incluindo Penman-Monteith (FAO-58,1998), concomitantemente com a avaliação da estimativa espacializada por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm*) aplicado a quatro cenas Landsat-TM, sucedendo, no que tange à aplicação do SEBAL, aos trabalhos de Paiva (2005) e de Nicacio (2008).

Mais adiante, tendo em vista mudanças propostas para o código florestal brasileiro e levando-se em conta que a bacia do Piabanha encerra parte significativa da mata Atlântica do estado do Rio de Janeiro, Rosario (2013) mapeia as áreas de preservação permanente (APP's) na região, segundo o código florestal brasileiro em vigor na época,

em contraste com a proposição de sua alteração. Rosario (2013) emprega o sensor AVNIR, com resolução espacial de 10 metros, contrastando os resultados de classificação da cobertura e uso do solo com estudos anteriores que empregaram cenas Landsat com resolução espacial de 30 metros para o zoneamento ecológico e econômico do estado do Rio de Janeiro (ZEERJ, 2009 *apud* Rosario, 2013).

Sob o ponto de vista de definição de redes de monitoramento, aspecto importante no que concerne ao tema desta tese, salienta-se o trabalho de Spitz (2014), desenvolvido para a região serrana do Rio de Janeiro, em bacia contígua à bacia do rio Piabanha, bacia do rio Dois Rios. Na pesquisa, empregou-se análise de componentes principais para avaliar, inicialmente, a distribuição das estações pluviométricas e dos dados de precipitação TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*), identificados como estações virtuais de pluviometria. Posteriormente, foi adotado procedimento de análise geostatística, com suporte de semivariogramas e dados de sensoriamento remoto, incluindo dados TRMM, para estabelecer a amostragem mais adequada.

Por fim, Molinari (2015) desenvolve dissertação de mestrado com enfoque na qualidade de água da bacia do rio Piabanha, com suporte de geoprocessamento para elaboração de diagnóstico de longo curso, bem como implementação de modelagem hidrológica semidistribuída na escala horária. A recomendação foi de aprofundar o entendimento dos processos físicos na bacia e implantação de um conjunto de estações para melhor monitoramento de quantidade e de qualidade de água na região.

Dentro desse panorama historicamente contextualizado, a presente tese prioriza a identificação de padrões hidrológicos, enfoque que será detalhado no corpo textual da tese.

### **1.3. Objetivos**

O objetivo geral desta tese é identificar processos hidrológicos dominantes que ocorrem em diversas escalas, com atenção aos eventos extremos, no sentido de estabelecer diretrizes de monitoramento considerando a dinâmica dos fenômenos hidrometeorológicos naturais na escala da bacia hidrográfica.

Diante do objetivo geral proposto, explora-se, em especial, o potencial da tecnologia de sensoriamento remoto, face à diversidade de sensores disponíveis e sua aplicabilidade ao monitoramento das variáveis hidrológicas e ambientais, com enfoque na umidade do solo, em contraste com balanços de massa e energia, efetuados mediante

o emprego de modelos hidrológicos chuva-vazão e de técnicas de análise de séries temporais.

São objetivos específicos deste trabalho:

- analisar eventos críticos ocorridos na bacia com base nos dados observados de precipitação e vazão e com suporte do sensoriamento remoto nas estimativas de precipitação e umidade do solo;
- identificar padrões de variabilidade da precipitação e sua relação com os principais sistemas meteorológicos e fenômenos climáticos condicionantes de sua variabilidade interanual na região da bacia, utilizando a técnica de transformada de ondeletas contínuas aplicada às séries temporais mais longas;
- estabelecer um procedimento de análise conjunta da dinâmica do índice normalizado digital de vegetação (NDVI) e da umidade do solo;
- comparar a umidade do solo obtida por sensoriamento remoto e a calculada como variável de estado interna de modelo chuva-vazão; e
- avaliar a rede de monitoramento atual, com ênfase na umidade do solo, considerando a integração de medições *in situ* com o sensoriamento remoto.

#### **1.4. Contribuições da tese**

A contribuição científica deste trabalho está na identificação de padrões nas séries temporais de dados hidrometeorológicos observacionais e de sensoriamento remoto, incluindo a umidade do solo, com vistas à proposição do emprego da modelagem distribuída para apoiar a gestão de recursos hídricos de forma dinâmica e operacional com estabelecimento de sistemática de prevenção ou minimização de desastres naturais em zonas críticas.

Propõe-se aprofundar o conhecimento sobre tais processos hidrológicos dominantes, estabelecendo-se os dados ótimos e o modelo de simulação adequado à predição de respostas hidrológicas, em diversos cenários de uso e ocupação do solo, tendo como área de estudo a bacia do rio Piabanha, em sua porção contida na bacia representativa de Pedro do Rio, considerando a variabilidade climática da região.

São propostas melhorias na representação de alguns processos físicos no modelo chuva-vazão testado para a bacia. Para esse procedimento, são testados os dados disponíveis de monitoramento *in situ* e de sensoriamento remoto no processo de calibração e na simulação.

Grande parte das aplicações de sensoriamento remoto à modelagem de processos hidrológicos, na estimativa de parâmetros ou de variáveis de estado, é feita para regiões de relevo plano e bacias de médio e grande porte. A área de estudo (bacia do Piabanha) tem 2.050km<sup>2</sup> e grande variabilidade fisiográfica, exigindo adaptações de soluções à topografia e à escala da bacia, e o uso de resoluções altas (espacial, temporal e radiométrica) nos sensores escolhidos para reproduzir tal variabilidade. A seleção adequada da informação de sensoriamento remoto propicia seu uso na simulação hidrológica, e a sistematização da obtenção dos dados de entrada facilita a sua aplicação prática ao estudo do balanço hídrico em bacias hidrográficas de diferentes tamanhos.

São contribuições subsidiárias deste trabalho:

- apresentar um amplo diagnóstico dos dados de monitoramento quantitativo e dos mapas existentes para a bacia representativa;
- propor melhorias na intensificação do monitoramento e na complementação de levantamentos de campo que resultem em mapas temáticos em escala adequada aos estudos na bacia do rio Piabanha; e
- propiciar o estudo de cenários de uso racional da água e ocupação do solo, de acordo com diretrizes de planejamento estabelecidas para atender às demandas e necessidades de preservação e desenvolvimento sustentável da região da bacia hidrográfica.

### **1.5. Área de estudo**

A área de estudo é parte da bacia do rio Piabanha que tem 2.050 km<sup>2</sup> de superfície de drenagem e está localizada na região serrana do estado do Rio de Janeiro, sobre as escarpas e reversos da Serra do Mar (Figura 1.1). Nas cabeceiras do rio Piabanha e de seu afluente Preto, encontram-se, respectivamente, as cidades de Petrópolis e Teresópolis (rios Paquequer e Meudon), que tiveram ocupação desordenada e crescimento acelerado. Nas áreas rurais, cultivam-se hortaliças, algumas frutas e flores, com práticas agrícolas e manejo do solo em desacordo com as declividades encontradas no terreno, além do uso descontrolado de insumos agrícolas e uso não racional da água nos métodos de irrigação empregados.

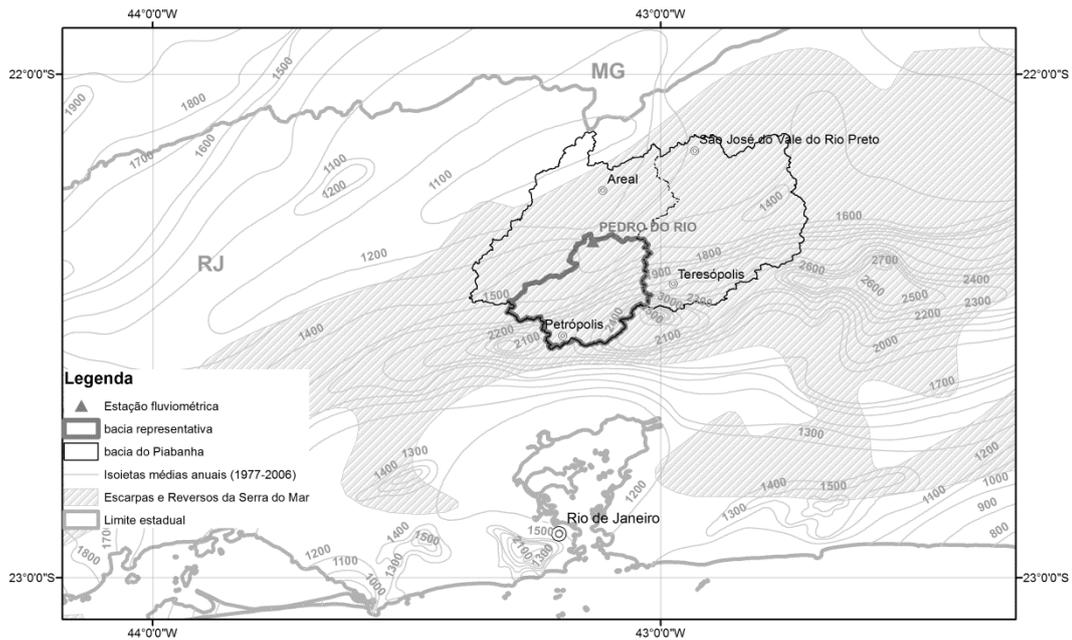


Figura 1.1: Localização da bacia do rio Piabanha e da bacia representativa

A bacia representativa, com exutório na estação fluviométrica de Pedro do Rio, tem 429 km<sup>2</sup> de superfície e contém três subconjuntos de bacias experimentais, aninhadas segundo diferentes usos e cobertura do solo, variando de 3 km<sup>2</sup> a 30 km. Essas bacias experimentais estão contidas na sub-bacia da estação Parque Petrópolis de 260 km<sup>2</sup>, que, por sua dimensão, pode ser considerada também uma bacia representativa.

A área é monitorada intensivamente quanto a variáveis hidrometeorológicas e processos hidrológicos, desde a parcela de solo a bacias hidrográficas de diferentes tamanhos, e continuamente novos equipamentos de medição com diferentes propósitos têm sido incorporados às bacias experimentais.

São monitorados os níveis de água dos rios, suas vazões e 33 parâmetros de qualidade da água (conforme Morais *et al.*, 2009), além de precipitação, temperatura e umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento, pressão atmosférica, radiação solar incidente e radiação líquida, umidade do solo, e evaporação em tanque Classe A.

A Figura 1.2 apresenta a bacia representativa e as bacias experimentais do rio Piabanha.

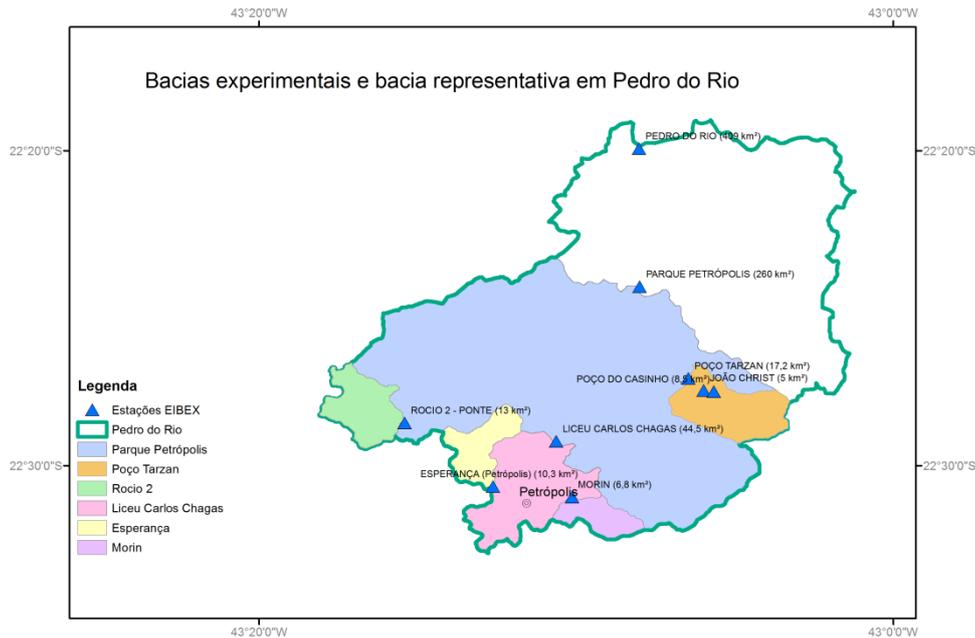


Figura 1.2: Bacia representativa e bacias experimentais do rio Piabanha

A finalidade da bacia experimental do Piabanha é funcionar como um laboratório de pesquisas, em escala de bacia hidrográfica, para teste de equipamentos e métodos de aquisição de dados, e experimentação de modelos hidrológicos e metodologias de análise hidrológica, abrangendo a Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE e Escola Politécnica/UFRJ e IGEO/UFRJ), a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) – Serviço Geológico do Brasil (SGB), a Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), o Instituto Estadual do Ambiente (INEA/RJ), e, mais recentemente, também, o Instituto de Biofísica, o Museu Nacional e o Programa de Ecologia, todos da UFRJ, o Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), a Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), a Universidade Federal Fluminense (UFF) e a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). As pesquisas, em realidade, estão abertas a parcerias diversas, em que as instituições supracitadas são as que já atuam em conjunto nos projetos em vigência.

A área foi escolhida por sua proximidade aos diversos centros de pesquisa, até cerca de 100 km de distância de qualquer deles, e por apresentar problemas reais desafiadores que estão relacionados a insuficiência de saneamento básico, disposição inadequada de resíduos sólidos, drenagem urbana deficiente, erosão, poluição industrial

e difusa, com reflexos na qualidade da água, no assoreamento dos rios. Além disso, a região está sujeita a chuvas intensas e frequentes que provocam enchentes e escorregamento de encostas, com inúmeras vítimas, como ocorrido no conhecido megadesastre da região serrana em janeiro de 2011.

O monitoramento da bacia experimental do Piabanha teve início em dezembro de 2006, com o Projeto EIBEX-I - Estudos Integrados de Bacias Experimentais – Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos das Bacias da Região Serrana do Rio de Janeiro, apoiado pela Chamada Pública MCT/FINEP/CT-HIDRO - Bacias Representativas 04/2005, que teve, como executora, a COPPETEC-COPPE-UFRJ e, como colaboradores, IGEO/UFRJ-UERJ-CPRM-SERLA (INEA). Essa rede de monitoramento propicia a adoção da região como bacia-escola, como funcionou durante o Curso de Extensão em Hidrometria (Projeto EIBEX-II) – Edital MCT/CNPq/CT-Hidro nº 037/2006.

Sua manutenção, ao longo desses dez anos, tem sido garantida pelo projeto institucional da CPRM – EIBEX – Estudos em Bacias Experimentais e Representativas – que aporta recursos financeiros significativos necessários a despesas correntes, de modo a garantir as instalações e a operação, e a investimentos em novos equipamentos para reposição e experimentação de novas tecnologias. Esse apoio garante o monitoramento contínuo com equipes de campo e escritório que fazem a coleta e a análise dos dados.

Nos últimos três anos, os estudos na bacia experimental receberam novos recursos da Chamada MCT/FINEP/CT-HIDRO 01/2010 – Redes HIDROECO (Projeto EIBEX-V) e RHIMA (Projeto EIBEX-IX), bem como de projetos FAPERJ (Cientista do Nosso Estado, Pensa Rio e Emergencial) e CNPq Universal e recursos arrecadados pelo Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Piabanha (CBH Piabanha) por meio da cobrança pelo uso da água na bacia.

Ao longo do período de existência do projeto da bacia experimental, houve, na região, pelo menos, três eventos extremos de precipitações com desastres naturais associados – 2008, 2011, que ficou conhecido como o megadesastre da região serrana, e 2013, este mais restrito à cidade de Petrópolis. Houve, ainda, o período de estiagem prolongada dos anos 2013-2014-2015.

A existência dos dados gerados pelo projeto, alguns deles monitorados de modo contínuo por equipamentos automáticos, motiva e torna possível estudar os processos hidrológicos que ocorrem em diversas escalas e ainda contribuir para a solução de alguns problemas reais da bacia.

## 1.6. Estrutura do texto

Este primeiro capítulo apresenta a contextualização, justificativa e motivação, o objetivo geral e os específicos deste trabalho de pesquisa, as contribuições da tese, a área de estudo e a estruturação do texto.

O Capítulo 2 abrange os fundamentos teóricos e a revisão da literatura científica com vistas ao cumprimento do propósito deste trabalho de pesquisa. Em particular, contextualiza a necessidade da pesquisa quando destaca os processos hidrológicos dominantes em diversas escalas e informa sobre os avanços no seu conhecimento obtidos com novas técnicas de monitoramento e análise nas últimas décadas. Apresenta características que distinguem os diversos tipos de modelos de simulação hidrológica disponíveis, dá exemplos de modelos existentes com a descrição dos processos neles representados, de seus parâmetros e das variáveis de entrada, e traz considerações acerca de como podem ser usados para explorar o conhecimento teórico sobre os processos hidrológicos. Oferece, também, exemplos de aplicação de estudo de sensibilidade dos parâmetros e de análise de incerteza dos resultados. Contribui, ainda, com informações sobre a importância de estimar a umidade do solo.

O Capítulo 3 apresenta a síntese da metodologia empregada. Informa sobre as técnicas de análise de séries temporais, sobre as características básicas do modelo adotado e correspondente estrutura de análise de sensibilidade quanto aos seus parâmetros em conjunto com testes de incerteza no que concerne aos resultados.

O Capítulo 4 traz a caracterização física da área de estudo, descreve as informações disponíveis que serão a base de obtenção *a priori* dos parâmetros do modelo a ser utilizado e apresenta os dados hidrometeorológicos com o pré-processamento necessário à sua sistematização como variáveis de entrada e aborda ainda algumas técnicas de avaliação hidroclimatológica.

O Capítulo 5 informa sobre os procedimentos de análise, as séries temporais analisadas, os períodos escolhidos para aquecimento, calibração, validação e aplicação do modelo. Apresenta os resultados obtidos na análise da variabilidade temporal da precipitação; o comportamento das vazões e da umidade do solo ao longo dos eventos extremos de precipitação ocorridos na bacia; os resultados da análise da variabilidade espaço-temporal do índice de vegetação NDVI para a bacia representativa de Pedro do Rio; os resultados da simulação hidrológica com avaliação da incerteza; e a comparação da taxa de umidade do solo estimada pelo modelo com o grau de saturação do solo

estimado por sensoriamento remoto. Ao final, apresenta, ainda, uma síntese dos principais resultados com uma proposta de aprimoramento da rede de monitoramento de umidade do solo na bacia.

O Capítulo 6 apresenta as considerações finais sobre a modelagem hidrológica da bacia do rio Piabanha, considerando os resultados da calibração, da análise de sensibilidade e incerteza relativas ao modelo SMAP e considerações sobre a aplicação de técnicas de análise de séries temporais. Conclui sobre os resultados de maneira geral e aporta recomendações para a continuação da pesquisa e sugestões para a garantia e melhoria do monitoramento hidrometeorológico sistemático e do funcionamento dos alertas hidrológicos, com a perspectiva de melhoria contínua na prática da gestão de recursos hídricos.

## CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O ciclo hidrológico é um modelo conceitual dos fenômenos hidrológicos naturais. Tal como aceito nos dias de hoje, foi definido por Leonardo da Vinci (1452 - 1519), que explicou a salinidade dos mares pela ação das águas continentais que dissolveria os sais do solo e os levaria aos oceanos, e também por Bernard Palissy (1510 - 1589), com sua teoria sobre a infiltração e a origem das águas na precipitação.

No entanto, essas idéias só foram confirmadas e consagradas no século seguinte (século XVII), com experimentos quantitativos, por Pierre Perrault (1608 - 1680), Edmé Mariotte (1620 - 1684) e Edmund Halley (1656 - 1742). Na bacia do rio Sena, Perrault, por três anos, mediu as precipitações para estimar as vazões do rio, além de estudar a evaporação. Mariotte mediu as vazões do Sena com flutuadores, confirmando as estimativas de Perrault (Rondon de Souza, 1979) e constatando que a vazão era apenas 16% da precipitação (Tucci, 1993). Halley mediu a evaporação no Mediterrâneo (Rondon de Souza, 1979). Esses três pesquisadores podem ser considerados os fundadores da hidrologia como ciência (Rondon de Souza, 1979).

### 2.1. Abordagem conceitual

Os fenômenos naturais, interpretados conceitualmente como processos, são individualizados e discretizados no tempo e no espaço. A representação dos processos hidrológicos, de forma mais ou menos detalhada, depende do autor ou da finalidade do estudo hidrológico, ou da avaliação de recursos hídricos a ser realizada.

Assim, de forma mais detalhada, considerando Rondon de Souza (1979), Lencastre e Franco (1984) e Canedo (1989), os processos hidrológicos individualizados poderiam ser: condensação atmosférica (**C**); precipitação que atinge o solo (**P**); retenção superficial – interceptação vegetal (**Li**) e acumulação nas depressões da superfície (**Ld**); infiltração (**I**); percolação profunda (**Lp**); escoamento subterrâneo (**G**); escoamento subsuperficial (**Rss**); escoamento superficial ou direto (**R**); escoamento em canal ou vazão fluvial – cursos de água que recebem as contribuições dos escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo ou de base (**Q**); evaporação direta sobre a precipitação antes de alcançar a superfície (**Lep**), evaporação das superfícies líquidas (**El**); evaporação do solo – da umidade contida nas camadas superficiais do solo e da zona das raízes (**Es**) e transpiração vegetal (**T**). Rondon de Souza (1979) incluiu a condensação atmosférica para fechar o ciclo com a evaporação.

A quantificação dessas parcelas faz-se com monitoramento, medindo-as diretamente por algum tempo, e estimando as de difícil medição através do balanço hidrológico ou hídrico.

O Sol é a fonte fundamental de energia na dinâmica da atmosfera e dos oceanos (Cavalcanti *et al.*, 2009). Essa dinâmica abrange a movimentação do ar e da água, e também as mudanças de fase da água em vapor, água líquida ou gelo, que se encontram abordadas no conceito de ciclo hidrológico.

### 2.1.1. Caracterização das parcelas do balanço de energia

Os termos do balanço de energia, cuja fonte é o Sol, podem ser identificados na representação esquemática da Figura 2.1

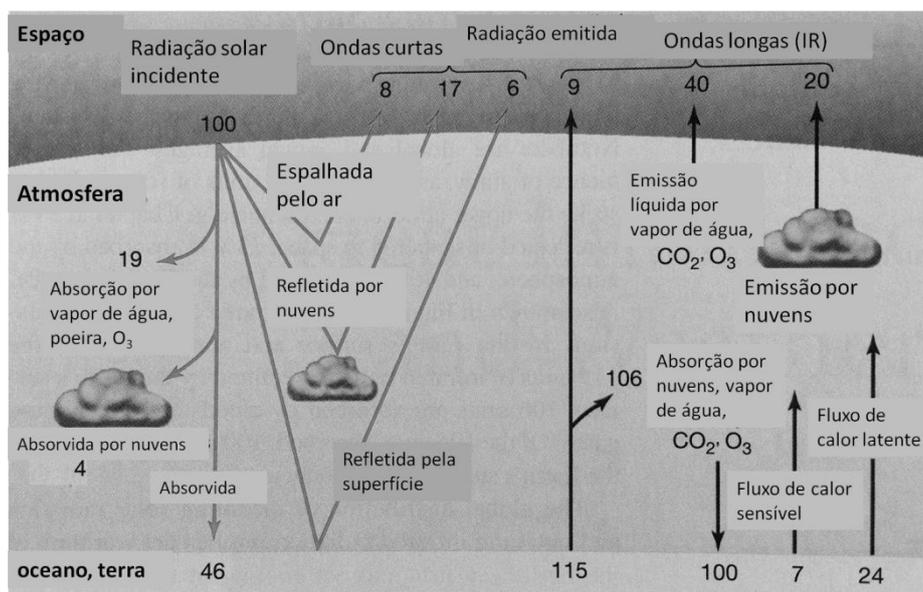


Figura 2.1: Representação esquemática do que ocorre com a radiação incidente do Sol na atmosfera e na superfície do solo. Fonte: Moran, Morgan e Pauley (1997)

O balanço de energia (Figura 2.1) é apresentado em nível global e anual, com a distribuição de 100 unidades de radiação solar incidente e suas porções repartidas entre espalhamento no ar (8), reflexão por nuvens (17), absorção pelo vapor de água, poeira e ozônio (19) e por nuvens (4), reflexão pela superfície da terra (6) e absorção por ela (46). Ao mesmo tempo, é mostrada a repartição da radiação emitida pela Terra no comprimento de onda do infravermelho. Nessa conta, estão a parcela absorvida da radiação solar (46), e a porção recebida do efeito estufa (100), que é o aquecimento resultante da absorção na atmosfera pelo vapor de água, nuvens e gases que promovem o efeito estufa. Do total

recebido (146), a superfície emite, de volta, fluxo de calor sensível (7), fluxo de calor latente (24) e radiação de onda longa (115), de onde uma parcela é reabsorvida pelas nuvens e por gases do efeito estufa (106) e enquanto outra é liberada para alta atmosfera (9). O resultado indica o aquecimento da superfície da Terra, que ocorre pelo fato de que a radiação incidente penetra mais rápido na atmosfera do que é emitida a energia na forma de radiação de onda longa. Esse fato é a causa natural do efeito estufa.

### 2.1.2. Caracterização das parcelas do balanço hidrológico

Tendo como base o princípio de conservação da massa, o balanço hidrológico pode ser equacionado em função dos objetivos da avaliação, onde o volume de controle estabelecido condiciona as simplificações adequadas. Os fluxos anuais envolvidos no ciclo hidrológico global são apresentados na Figura 2.2, adaptada de Hornberger *et al.* (1998).

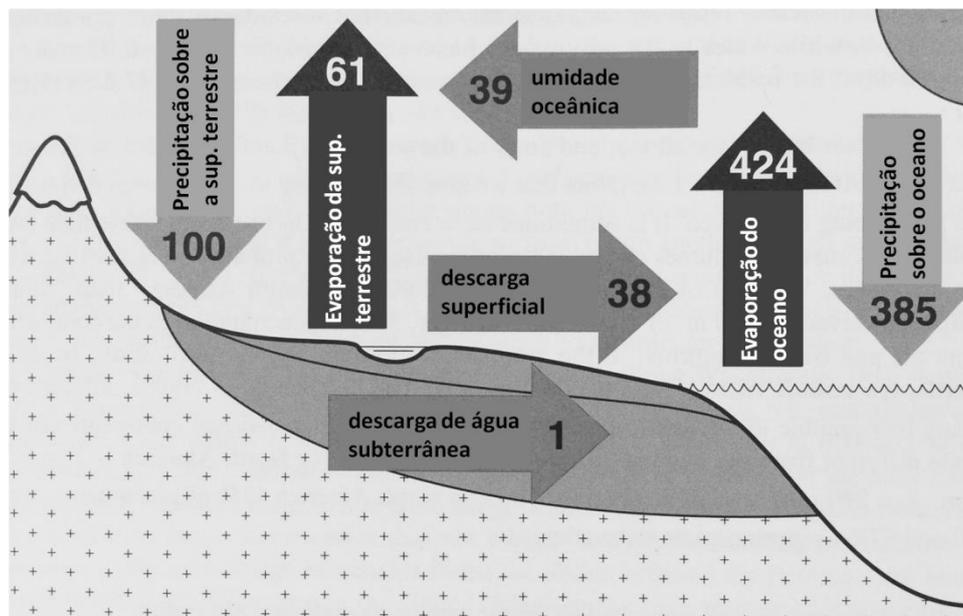


Figura 2.2: Fluxos no ciclo hidrológico expressos em unidades relativas à precipitação sobre a superfície da terra (100 = 119.000 km<sup>3</sup>.ano<sup>-1</sup>). Fonte: Hornberger et al. (1998).

A parcela de precipitação sobre a superfície da terra é estimada em 119.000 km<sup>3</sup>.ano<sup>-1</sup>, atribuídas a 100 unidades no balanço esquemático da Figura 2.2. As maiores parcelas de evaporação e precipitação ocorrem no oceano, sendo a evaporação maior que a precipitação. O saldo de umidade no ar é, então, levado para a terrestre. Juntamente com a parcela evaporada da própria superfície em terra, propicia a precipitação sobre esta. Nesse balanço, o fluxo subterrâneo representa uma parcela muito pequena do escoamento

que retorna ao oceano. Já em termos do total de água doce na Terra, a água subterrânea representa 30,1%, lagos e pântanos, 0,29%, a umidade do solo, 0,05%, enquanto os rios apenas 0,006% (Hornberger *et al.*, 1998).

Pode-se ter o balanço hídrico à superfície, abaixo da superfície, do solo, do subsolo, de um reservatório natural ou artificial, o balanço total da bacia, considerada um sistema hídrico. É sempre realizado para se obter o valor de uma variável não medida ou para aferir a consistência de resultados de estimativas de alguma das variáveis. A equação do balanço hídrico relaciona as entradas e saídas de água de um determinado espaço (sistema) durante certo intervalo de tempo, constituindo a equação da continuidade (Lencastre e Franco, 1984).

Alguns processos seriam dominantes em uma determinada bacia hidrográfica ou região, dependendo de suas características fisiográficas, para aplicações práticas da engenharia, ou receberiam mais atenção em pesquisas específicas.

Como exemplo de simplificações práticas, no estudo do escoamento superficial ou vazão fluvial, em estimativas de disponibilidade hídrica ou de cheias, para que o balanço hídrico total da bacia possa ser fechado, são feitas simplificações, tais como: estima-se, como abstração ou perda inicial, a soma das parcelas envolvidas nos processos **Li**, **Ld**, **Lep**, que seriam desprezíveis para um tempo de cálculo maior ou igual a alguns dias ou um mês; considera-se que as parcelas **I** e **Lp** estariam computadas em **G**; que **Rss** e **G** estariam incluídos em **R**; e que é possível modificar **EI** observado para inferir a soma (**EI** + **Es** + **T**), em que, especificamente, **Es** + **T** é o processo composto chamado evapotranspiração. No entanto, no balanço hídrico superficial simplificado, **E** poderá ser considerado contendo todas as parcelas de evaporação na bacia.

O balanço hidrológico simplificado total da bacia poderá, então, ser equacionado como

$$P - (R + E) = \Delta S \quad (2.1)$$

onde  $\Delta S$  é o armazenamento da água na bacia (no solo, nas depressões, nos lagos ou em canal).

A evapotranspiração (**E**) é a parcela que pode ser inferida pelo balanço hídrico e também pelo balanço energético, onde é equivalente ao fluxo de calor latente.

A seguir, são descritos alguns processos hidrológicos considerados mais importantes nesta pesquisa, a saber: a infiltração da água no solo a partir da precipitação e sua redistribuição ao longo do perfil do solo, cuja abordagem conceitual considera

somente o balanço hídrico do solo, a evapotranspiração, para a qual a consideração do balanço de energia proveniente do Sol é fundamental, além do balanço hídrico no solo.

## 2.2. Infiltração e percolação da água no solo

A infiltração (**I**) é definida como o movimento da água através do solo, na interface ar-solo. O movimento descendente da água ao longo do perfil do solo é chamado percolação. A Figura 2.3 apresenta o perfil do solo com suas camadas e a distribuição da água no solo.

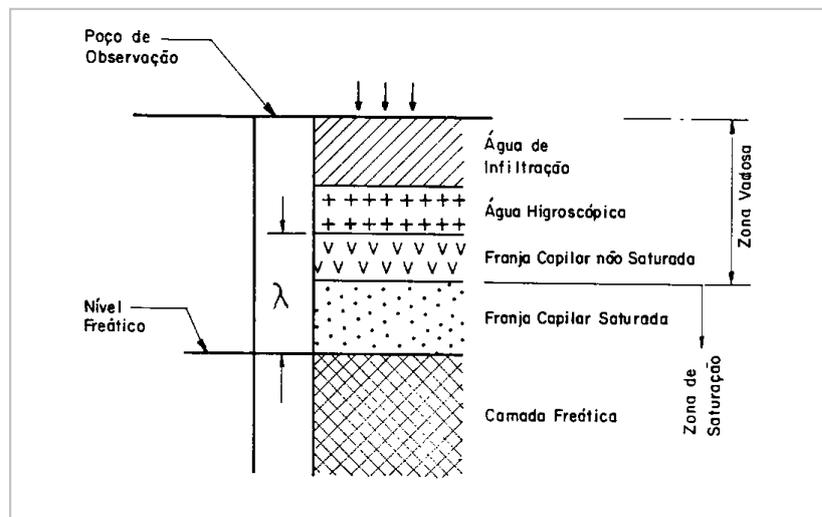


Figura 2.3: Perfil e distribuição da água no solo (Lencastre e Franco, 1984)

A infiltração é considerada como o processo de maior expressão na definição do volume de escoamento superficial, segundo o modelo conceitual de Horton (1933) do excesso de infiltração. A partir da precipitação, determina-se a separação dos volumes que formarão o escoamento superficial, o subsuperficial e o subterrâneo.

Segundo esse conceito, na superfície do perfil (Figura 2.3), ocorre o processo de infiltração da precipitação, onde o escoamento superficial ou direto (**R**) é gerado no caso de haver saturação dessa camada. A saturação dá-se pela ocorrência de precipitação com intensidade superior à capacidade de infiltração no solo. Nesse balanço, as parcelas de interceptação vegetal e acumulação nas depressões (**P - Li - Ld**) já devem estar descontadas da precipitação no intervalo de tempo considerado.

Logo abaixo da superfície, vem a zona vadosa ou não saturada, que é, também, a zona das raízes ou da franja capilar não saturada e por onde a água infiltrada percola em

direção a camadas inferiores. Na zona vadosa, acontece a retirada da água pelas raízes das plantas e a evaporação do solo ( $E_s + T$ ), que, em conjunto com a percolação, fazem a redistribuição da umidade do solo ( $\theta$ ). A partir daí, havendo água em quantidade suficiente para o potencial gravitacional ( $z$ ) vencer o potencial matricial do solo ( $\psi$ ) – capilaridade nos poros finos, pressão osmótica, higroscopia e adsorção aos grãos –, ocorre a percolação profunda ( $L_p$ ) para a franja capilar saturada, que, apesar de saturada, ainda apresentaria pressão negativa (capacidade de campo) e a superfície freática (sob pressão atmosférica), configurando a zona saturada do solo. Essa camada teria, como limite inferior, uma superfície impermeável (não mostrada no perfil). A saída de água da zona saturada ou aquífero livre, neste caso, configura o escoamento subterrâneo ( $G$ ).

Para descrever, com rigor físico, os processos de infiltração da água na superfície a partir da precipitação e sua percolação ao longo do perfil do solo, a equação de Richards (1931) é a mais utilizada, inclusive, para validação de outras metodologias de equacionamento do fluxo em meio poroso não saturado. Faz uso da equação da continuidade e da Lei de Darcy como equação do movimento de água na zona não saturada. Em sua formulação unidimensional (1D), é desprezada a distribuição lateral do fluxo de umidade do solo, o que parece aceitável, uma vez que descreve a infiltração a partir da precipitação e esta, ocorrendo ao redor do volume de controle, inibiria esse fluxo lateral. Outras considerações para os fundamentos de escoamento em meios porosos são abordadas em Vasconcellos (2001, 2008).

Há, em essência, duas formas de apresentação da equação de Richards usualmente adotadas, uma em função do potencial matricial e outra expressa em função do conteúdo de água no solo com possibilidade de conversão entre elas. Em termos de potencial matricial, tem-se a expressão

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\psi) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] = C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (2.2)$$

Fazendo-se

$$h = \psi + z \quad (2.3)$$

onde

$h$  é a carga total [L];

$\psi$  é o potencial matricial do solo (adsorção e capilaridade) [L];

$z$  é a carga devida à posição (potencial gravitacional) [L];

$k$  é a condutividade hidráulica não saturada [ $L T^{-1}$ ]; e

$C(\psi)$  é capacidade de umidade específica proveniente de

$$\frac{\partial \theta}{\partial \psi} = C(\psi) \quad (2.4)$$

obtem-se, em termos de umidade volumétrica do solo, a forma mais conhecida da equação de Richards, dada por

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} + k \right) \quad (2.5)$$

em que  $D$  é a difusividade não saturada da água no solo, que pode ser substituída por

$$k \frac{\partial \psi}{\partial \theta} = D \quad (2.6)$$

Na solução da equação de Richards, pode-se adotar, por exemplo, o método das diferenças finitas com um esquema implícito, obtendo-se a linearização dos coeficientes com a extrapolação linear da variável  $\psi$  no tempo e no espaço com as médias aritméticas das variáveis (Antonino *et al.*, 1993). O pacote de aplicativos HYDRUS (Šimůnek *et al.*, 2008, 2016) resolve numericamente a equação de Richards, em várias de suas aplicações, para fluxo subsuperficial em meio de saturação variável e transporte de solutos.

São estabelecidas as condições de contorno do perfil do solo (Figura 2.3): superior - que é função da chuva e da evapotranspiração, portanto variável no tempo e que caracteriza a infiltração através da superfície do solo (água de infiltração); e inferior - abaixo da zona das raízes (franja capilar ou zona vadosa), que varia de acordo com a profundidade em que se encontra a camada freática. Pode-se assumir o fluxo livre abaixo da zona das raízes no caso de grande profundidade da camada freática, ou a atuação de um potencial matricial de baixo valor em módulo, no caso do lençol próximo à superfície. Nessa fronteira, caracteriza-se a percolação profunda ou drenagem do perfil do solo.

Outra forma de representar o fluxo em meio poroso não saturado é a equação de Green e Ampt (1911). Considerando uma lâmina de água de altura constante acima do solo, com base na aplicação da lei de Darcy para descrever o fluxo, os autores obtiveram uma expressão semelhante a

$$f = k_{sat} \frac{H_0 + \Psi_f + z_f}{z_f} \quad (2.7)$$

e sua forma integrada

$$\frac{k_{sat}}{\theta_{sat} - \theta_{ini}} t = z_f - H_0 + \Psi_f \ln \left( 1 + \frac{z_f}{H_0 + \Psi_f} \right) \quad (2.8)$$

onde

$k_{sat}$  - a condutividade à saturação natural do solo (poros com ar residual) [LT<sup>-1</sup>];

$\Psi_f$  - potencial matricial médio da frente de umedecimento [L];

$z_f$  - profundidade da frente [L];

$H_0$  - altura da lâmina de água sobre o solo [L];

$\theta_{sat}$  - é o teor de umidade volumétrica à saturação natural [L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>];

$\theta_{mi}$  - é o teor de umidade inicial [L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>].

Correia (1986), Simões (1991) e Araujo (1994) propuseram a aplicação da equação de Green e Ampt na determinação da capacidade de infiltração e no cálculo do volume infiltrado após a saturação da superfície. Outro procedimento deve ser adotado para determinação da percolação profunda em que a umidade do solo é modificada pela drenagem do perfil e pela evapotranspiração.

O cálculo da capacidade de infiltração e do volume infiltrado adota forma e esquema de solução que incorporam contribuições sucessivas: Rubin (1966), quanto à necessidade de representação do processo de infiltração em duas fases distintas, antes e depois da saturação da superfície e da necessidade de determinação do instante de saturação; Mein e Larson (1973), para o cálculo do tempo de saturação com precipitação a intensidade constante; Morel-Seytoux e Khangil (1974), que consideraram o escoamento simultâneo da água e do ar em contrapartida ao escoamento tipo "pistão"; Morel-Seytoux (1973, 1978) e Morel-Seytoux (1981), para o cálculo do tempo de saturação com intensidade variável; Morel-Seytoux, Lindell e Correia (1982); e Correia (1986). Essa forma aperfeiçoada apresenta-se como

$$f_{tp} = r = \frac{k_{sat}}{\beta_p} \left[ 1 + \frac{\Psi_f (\theta_{sat} - \theta_{mi})}{F_{tp}} \right] \quad (2.9)$$

onde  $\beta$  é um fator de correção quanto à viscosidade do ar, e  $\beta_p$  é esse fator no instante de saturação da superfície

Considerando-se  $F_{tp} = F_p$  e rearranjando-se (2.9), resulta

$$F_p = \frac{k_{sat} \Psi_f (\theta_{sat} - \theta_{mi})}{r \cdot \beta_p - k_{sat}} \quad (2.10)$$

E o volume infiltrado a partir do instante de saturação é, então, calculado como

$$F = F_p + \frac{k_{sat}}{\beta} (t - t_p) + \left[ \Psi_f (\theta_{sat} - \theta_{ini}) + F_p \left( 1 - \frac{\beta_p}{\beta} \right) \right] \ln \left[ \frac{\Psi_f (\theta_{sat} - \theta_{ini}) + F}{\Psi_f (\theta_{sat} - \theta_{ini}) + F_p} \right] \quad (2.11)$$

Assim, para a solução de (2.11), ou mesmo para a solução da equação de Richards (2.2) ou (2.5), ainda devem ser conhecidas as curvas características do solo:  $\psi(\theta)$ , curva de retenção de umidade no solo,  $\mathbf{K}(\theta)$  e  $\mathbf{K}(\psi)$ , com exemplos nas Figura 2.4 e Figura 2.5, cujos comportamentos variam com a textura do solo. Essas curvas são obtidas em experimentos contínuos de campo, criteriosos de laboratório, dispendiosos em tempo e recursos. É necessário, também, conhecer a curva da umidade inicial ou do potencial matricial ao longo do perfil do solo (Figura 2.6).

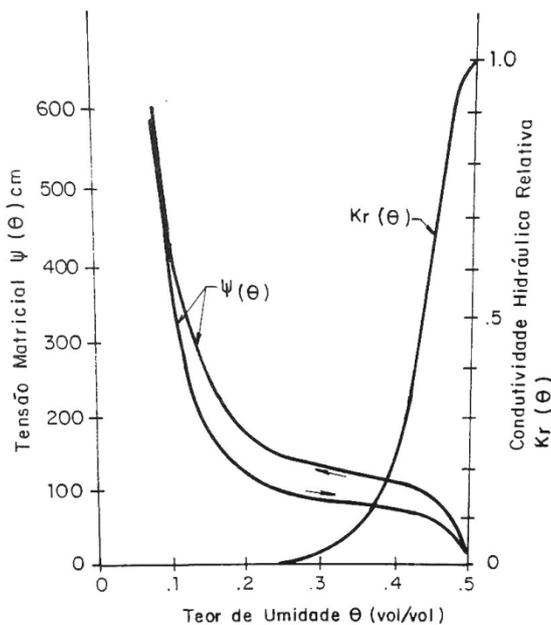


Figura 2.4: Curvas características de um solo em função da umidade (Mein e Larson, 1973)

A curva de retenção de umidade do solo apresenta histerese, isto é, o solo manifesta um comportamento distinto entre seu processo de umedecimento e o de drenagem (secagem). No processo de secagem, o conteúdo de umidade mantém-se maior do que no processo de umedecimento para uma mesma tensão; o sentido das setas sobre as curvas auxiliam essa representação do fenômeno. Esse fato ocorre devido às forças de adsorção sobre a água na superfície das partículas do solo; essa propriedade do solo de

adsorver água é chamada higroscopia. O conteúdo de matéria orgânica, a geometria dos grãos e poros e a textura do solo influem no comportamento da curva de retenção.

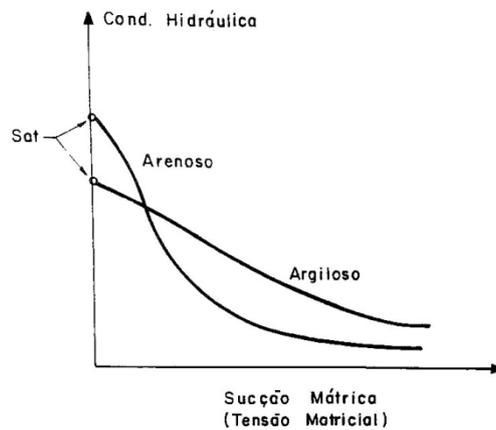


Figura 2.5: Curvas características  $K(\psi)$  de solos arenoso e argiloso (Silveira et al., 1993)

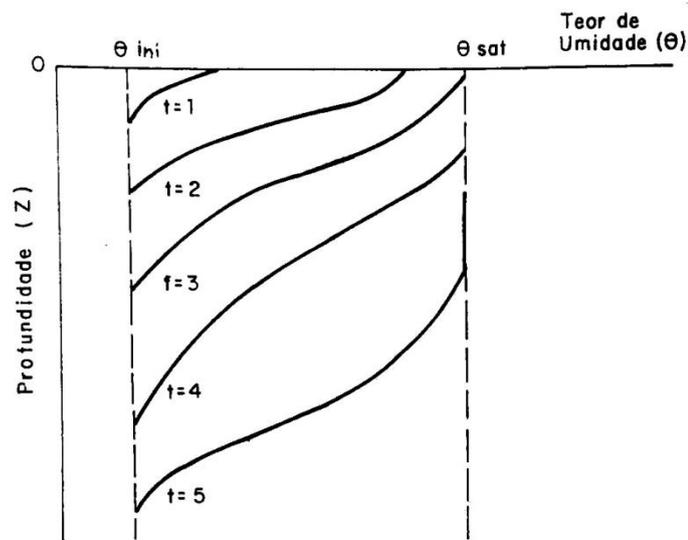


Figura 2.6: Perfil de umidade do solo (Canedo, 1989 e Simões, 1991)

Procedimentos de obtenção da curva de retenção são descritos em detalhe, por exemplo, em Embrapa (1997 e 2007), com a utilização da câmara de pressão de Richards; em Silva *et al.* (2006), que buscaram estimar menor número e a melhor combinação de pontos de tensão que resultem na descrição da curva de retenção de água de solos do Cerrado; em Lucas *et al.* (2011), que comparam os resultados da utilização do método

alternativo do papel-filtro com o da câmara de Richards; e em Davalo (2013), que comparou os métodos da câmara de Richards e do psicrômetro.

De acordo com a finalidade da aplicação, há soluções simplificadas para obtenção do perfil de umidade inicial, como a adotada por Correia (1986), e da curva de retenção do solo, adotada por Simões (1991) e por Araujo (1994), com a reunião das sucessivas e complementares soluções propostas por Brooks e Corey (1964 e 1966), Hillel (1982), Rawls, Brakensiek e Saxton (1982), Rawls, Brakensiek e Miller (1983) e USDA (1989), entre outros.

A combinação do cálculo da capacidade de infiltração, do tempo de saturação da camada superficial, do volume infiltrado e da redistribuição da umidade no perfil do solo, com parâmetros obtidos por métodos simplificados, como descrito acima, é proposta, em Simões (1991) e em Araujo (1994), para incorporação a modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão.

Contribuições nessa linha de métodos para simplificação da obtenção dos parâmetros e curvas características do solo, as chamadas funções de pedotransferência, são apresentadas por Van Genuchten (1980), Schaap *et al.* (2001), Shih (1993) e Rawls (2004), entre outros, que propõem a utilização de estimativas de umidade do solo por sensoriamento remoto, juntamente, com as observações de tensão matricial obtidas *in situ* para compor os pontos da curva de retenção. O pacote HYDRUS (Šimůnek *et al.*, 2008, 2016) permite o uso das funções analíticas sugeridas em Brooks e Corey (1964), Van Genuchten (1980), Durner (1994) e Kosugi (1996).

Como sugerido em Lencastre e Franco (1984), a umidade residual  $\theta_{res}$  poderia equivaler à tensão -33 kPa, convencionalmente adotada como capacidade de campo. A umidade inicial  $\theta_{ini}$  deverá estar de acordo com o histórico de precipitação antecedente ao período de cálculo, que poderá equivaler à umidade residual após um período de estiagem, que, se for rigorosa, poderá chegar ao valor correspondente a tensão de murchamento permanente (-1500 kPa).

O modelo do *Agricultural Research Service (ARS)* do *United States Department of Agriculture (USDA)* - *Water Erosion Prediction Project Hillslope Profile and Watershed Model (WEPP)*, conforme consta de USDA (1995), utiliza, para o cálculo da infiltração no solo, a equação de Green e Ampt na forma proposta por Mein e Larson (1973).

A solução para o tempo de saturação para uma chuva de intensidade variável no ARS-USDA-WEPP é a apresentada por Chu (1978). Para a redistribuição da umidade no

perfil, é feito o balanço hídrico do solo no passo de tempo de 24 horas computando-se a evapotranspiração e a percolação ou drenagem. Nessa drenagem do perfil, é adotado o conceito de capacidade de campo, considerado ultrapassado por Freeze e Harlan (1969), Gardner, Hillel e Benyamini (1970) ou apenas uma simplificação (Silveira *et al.*, 1993). A quantidade de água que excede a capacidade de campo e percola é, nesse caso, considerada perda do sistema.

O modelo *Soil and Water Assessment Tool* - SWAT, também desenvolvido para o ARS-USDA, teve sua primeira versão lançada em 1994. Ele é uma evolução direta do modelo *Simulator for Water Resources in Rural Basins* - SWARRB, incorporando a propagação em canal e reservatórios e a possibilidade de simular mais de 10 sub-bacias de uma mesma bacia (Arnold *et al.*, 2008).

O SWAT, em especial nas suas versões diária e subdiária, adota, para o cálculo da infiltração, a equação de Green e Ampt. Na redistribuição da umidade entre as camadas do solo na zona das raízes, é adotado um processo de propagação do fluxo descendente que leva em conta a capacidade de campo em cada camada. Caso esse limiar seja atingido em uma determinada camada, há a propagação do fluxo se a camada inferior não estiver saturada. A taxa de fluxo é controlada pela condutividade hidráulica saturada da camada. Simultaneamente a essa redistribuição da umidade do solo, é estimado o fluxo lateral subsuperficial em cada camada de solo por meio de um modelo cinemático de armazenamento que dá conta da variação da condutividade hidráulica, declividade e conteúdo de umidade entre camadas (Arnold *et al.*, 2008).

A umidade do solo é uma variável chave em estudos envolvendo a interface solo-vegetação-atmosfera e, mais especificamente, em estudos meteorológicos e hidrológicos (Le Hégarat-Masclé *et al.*, 2002). Ela impacta uma grande amplitude de variáveis identificadas na interação superfície-atmosfera associadas aos fluxos de calor latente e sensível e de calor no solo, na camada limite e na convecção, na evapotranspiração e no ciclo do carbono (Bosch *et al.*, 2004).

Sendo uma variável de estado que afeta significativamente os balanços hídrico e energético, na interação solo-vegetação-atmosfera, localmente e na escala da bacia, pode-se considerar que a umidade do solo controla os processos físicos dominantes em hidrologia – evapotranspiração, infiltração, geração do escoamento superficial e recarga dos aquíferos. Não sendo um processo e sim uma variável de estado, sujeita aos processos de infiltração e evapotranspiração, suas características e variabilidade serão descritas, neste texto, no item 2.6, com considerações sobre monitoramento.

### 2.3. Evaporação e evapotranspiração

Para descrever a evaporação e a evapotranspiração, é necessário ter em conta o conceito de balanço de energia, além do balanço hídrico.

A evaporação pode ser definida como a taxa de transformação de água em vapor de água a partir de superfície livre, de solo descoberto ou de vegetação no solo, e a transpiração seria a parte da evaporação total que entra na atmosfera através da vegetação (Shuttleworth, 1992).

Duas taxas de evaporação são definidas: a evaporação potencial e a evaporação da cultura de referência, que são usadas como a base para as estimativas da evaporação real. São conceituais, no sentido de que representam situações idealizadas que ignoram o fato de que os parâmetros meteorológicos na superfície são influenciados pelas trocas de energia com a atmosfera. Tradicionalmente, em suas estimativas, é assumido que as superfícies evaporativas são suficientemente pequenas para que a evaporação delas tenha algum efeito sobre o clima regional ou no movimento do ar. Na realidade, essa hipótese é uma abordagem simplificada da situação em que a evaporação local é função do clima local e do movimento regional do ar. Com o avanço dos estudos científicos e disponibilidade de dados de sensoriamento remoto de variáveis regionais de temperatura e radiação, podem ser esperadas estimativas considerando variáveis locais e regionais (Shuttleworth, 1992; Sutcliffe, 2004).

A evapotranspiração real é um termo relevante do balanço hídrico na interface solo-vegetação-atmosfera. Sua quantificação é fundamental em avaliações de recursos hídricos, em especial para definir as necessidades de irrigação das culturas agrícolas, na caracterização climática das regiões e no estudo da recarga natural de um aquífero (Lencastre e Franco, 1984).

No processo físico da evaporação e da evapotranspiração, várias parcelas ou fluxos estão envolvidos nas trocas à superfície (Shuttleworth, 1992):

- quantidade de calor latente – quantidade de energia suficiente para vencer as forças intermoleculares presentes na água pelas pontes de hidrogênio;
- movimento das moléculas da água entre as superfícies e o ar – para as moléculas de água deixarem a superfície em direção ao ar, é necessário que tenham um mínimo de energia, e o número de moléculas que deixam a superfície é proporcional à temperatura da superfície;

- quantidade de vapor saturado do ar – a evaporação é a diferença entre as taxas de vaporização e condensação determinada pela tensão de vapor; se as taxas se igualam, tem-se a saturação, e, a dada temperatura, esse equilíbrio ocorre a uma determinada tensão de vapor;
- calor sensível – parte da energia radiante, que não é usada para a evaporação como calor latente, aquece, em vez disso, a atmosfera em contato com a superfície do solo.

O processo de evapotranspiração é governado pela troca de energia na superfície e limitado pela quantidade de energia disponível (Dingman, 2002), em especial quando a quantidade de água disponível não é fator limitante (Shuttleworth, 2012). Assim, é possível prever as taxas de evapotranspiração aplicando o princípio da conservação de energia. A energia que chega à superfície deverá ser igual à energia que deixa a superfície em igual período de tempo (Dingman, 2002).

Barros (2012), com base em Gash e Shuttleworth (2007), faz uma exaustiva revisão bibliográfica dos métodos de cálculo da evapotranspiração. Distinguiu os métodos de cálculo, primeiramente, quanto à extensão da avaliação: se pontual ou para a bacia hidrográfica.

Para avaliação pontual, subdividiu entre métodos de medida direta e de medidas indiretas. Entre os métodos de medida direta, cita o do balanço hídrico do solo e a lisimetria. Como métodos de medida indireta, são citados: os métodos empíricos – Thornthwaite, Blaney Criddle e sua derivação Camargo (1971), Hargreaves - Samani, e o método do Tanque Classe A –, todos, à exceção de Camargo (1971), estão bem descritos em como aplicá-los em Doorenbos e Pruitt (1977).

Para Barros (2012), os métodos indiretos não empíricos seriam os formulados com embasamento teórico físico da dinâmica dos fluidos e do transporte turbulento. É o caso do método aerodinâmico, em que a densidade de fluxo é representada por uma equação da difusão molecular baseada na Lei de Fick com vistas a descrever o escoamento atmosférico, predominantemente turbulento, acima de uma superfície natural rugosa.

Barros (2012) apresenta, como métodos baseados no balanço de radiação, o da razão de Bowen e o de Priestley - Taylor. Este último é apresentado como uma versão do balanço de energia ou uma simplificação do método de Penman.

A quantidade de radiação capturada pela superfície do solo – resultado do balanço de radiação entre radiação líquida de ondas curtas provenientes do Sol, após perdas por reflexão, e de ondas longas emitidas pela Terra e recebidas das nuvens aquecidas – é o

controle dominante das taxas de evaporação regional, onde não há restrições de água (Shuttleworth, 1992).

O albedo é um parâmetro importante na definição da radiação líquida de ondas curtas no balanço de radiação. É definido como o coeficiente de reflexão da radiação solar (de ondas curtas); determina a porção de energia radiante que deixa a superfície por reflexão. Pode variar de 0,08 em uma superfície líquida a 0,80 na neve. No solo descoberto, quando úmido, pode ser 0,10 e, quando seco, 0,35 (Shuttleworth, 1992).

Segundo Bastiaanssen (1995), o equilíbrio termodinâmico entre os processos de transporte, predominantemente turbulentos na atmosfera e predominantemente laminares no solo, manifesta-se no balanço de energia na superfície do solo segundo a forma

$$Q^* = G_0 + H + \lambda E \quad (2.12)$$

onde:

$Q^*$  - densidade líquida de fluxo radiante em  $W.m^{-2}$ ;

$G_0$  - densidade de fluxo de calor no solo na superfície em  $W.m^{-2}$ ;

$H$  - densidade de fluxo de calor sensível em  $W.m^{-2}$ ;

$\lambda E$  - densidade de fluxo de calor latente em  $W.m^{-2}$ .

A convenção de sinais estabelecida no balanço é de que  $Q^*$  é considerada positiva quando a radiação é dirigida para a superfície do solo, enquanto  $G_0$ ,  $H$  e  $\lambda E$  são consideradas positivas saindo da superfície para a atmosfera (Bastiaanssen, 1995). A densidade de fluxo de calor sensível ou fluxo de calor sensível por unidade de área é comumente do solo para cima durante o dia, mas, à noite, volta-se para baixo no sentido do solo para compensar a perda de energia radiante do solo (Shuttleworth, 1992).

A partição entre  $G_0$ ,  $H$  e  $\lambda E$  é controlada pela exalação de vapor pelos estômatos, pelo solo descoberto e pelas superfícies livres dos corpos de água. A condição de solo seco é, em grande medida, estabelecida pelos processos hidrológicos, tais como evaporação, infiltração, ascensão capilar, percolação e drenagem do solo. A hidrologia de superfície afeta a condição de umidade junto à superfície e assim controla a distribuição da energia entre as diversas parcelas do balanço (Bastiaanssen, 1995). Na Equação (2.12), a energia requerida para a fotossíntese e o calor armazenado na vegetação são ignorados (Bastiaanssen, 1995). Os termos do balanço são chamados densidade porque estão quantificados por unidade de área.

A camada limite planetária é a região da baixa atmosfera que responde continuamente à densidade de fluxo de energia  $H$  e  $\lambda E$  (Bastiaanssen, 1995). Trocas de entidades como gases, partículas, gotas de chuva, quantidade de movimento, calor e vapor de água entre a atmosfera turbulenta e a superfície são feitas através de uma viscosa camada limite onde o escoamento é laminar. A resistência da camada limite é raramente medida diretamente, mas sim estimada com base em relações empíricas entre diferentes difusividades de gases e partículas. O transporte de gases através da viscosa camada limite de ar, próximo à superfície do solo, dá-se por difusão molecular e depende, portanto, do peso molecular (Calder, 1992).

Há os métodos chamados combinados (Gash e Shuttleworth, 2007; Barros, 2012), que associam, em sua formulação, o balanço de energia e o poder evaporante do ar, como o de Penman (1948), pioneiro nessa categoria, que foi passando por modificações e aprimoramentos até chegar ao muito utilizado e conhecido Penman-Monteith - FAO (Allen *et al.*, 1998).

Barros (2012) ainda apresenta, como método pontual, o da correlação turbulenta. O método calcula o balanço de entrada e saída de vapor de água da superfície, considerando o movimento ascendente de turbilhões de convecção, que vão de um nível maior de concentração de vapor para outro de menor concentração, transportando vapor de água da superfície para camadas superiores. Utiliza os conceitos da teoria da perturbação ou notação de Reynolds, considerando, na descrição do movimento, a composição do escoamento médio sobreposto por um escoamento turbulento.

Como métodos utilizados para a estimativa da evapotranspiração em nível de bacia hidrográfica, descreve o balanço hídrico sazonal - BHS (Dias e Kan, 1999) e os métodos que utilizam variáveis obtidas por sensoriamento remoto para o balanço de energia, como o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* - SEBAL (Bastiaanssen, 1995), o METRIC (Allen *et al.*, 2005) e o *Surface Energy Balance System* - SEBS (Su, 2002).

Barros (2012) finaliza recomendando o método simplificado de Priestley - Taylor como mais adequado, em alternativa ao de Penman-Monteith - FAO (Allen *et al.*, 1998), pois foi o que mostrou a melhor correlação com ele em nível diário.

No presente trabalho, são adotados os métodos de Penman-Monteith - FAO (Allen *et al.*, 1998) e o de Camargo (1971) para a estimativa da evapotranspiração de referência usada como dado de entrada na simulação chuva-vazão com o modelo SMAP. As suas equações e parâmetros serão apresentados no Capítulo 3.

## **2.4. Escalas de observação e estudo dos processos hidrológicos**

O movimento da água nos processos hidrológicos ocorre de forma diferenciada nas diversas escalas de observação e não há um modelo universal para descrevê-lo. Esse fato é um complicador dos estudos hidrológicos que se utilizam de dados observados de forma não representativa das diversas escalas.

As propriedades dos processos hidrológicos variam com as diferentes escalas, em função da grande heterogeneidade das características apresentadas nos sistemas hídricos e da não linearidade de sua dinâmica. O problema das escalas espaço-temporais está no âmbito da interdisciplinaridade, comum a várias geociências (Mendiondo *et al.*, 2003).

### **2.4.1. Reflexões sobre as questões de escala dos fenômenos naturais**

A descrição e a representação do comportamento da água em nível molecular, no solo em uma parcela experimental ou na bacia hidrográfica exigem premissas sobre suas propriedades físicas, que podem ser contraditórias, muitas vezes, de uma escala para outra. Como exemplo, tem-se a anisotropia causada pelas pontes de hidrogênio da água, que determina seu comportamento em nível molecular ou na retenção da umidade no solo e no transporte de solutos, mas desaparece na visão macroscópica da mecânica do contínuo usada para descrever o seu escoamento, quando se assume a total isotropia de suas propriedades (Dooge, 1986).

A Tabela 2.1 apresenta as diversas escalas de comprimento e tempo envolvidas no movimento da água, de acordo com a abordagem ou disciplina sob a qual é estudado e o volume de controle considerado.

Tabela 2.1: Escalas significativas de comprimento e tempo (Fonte: Dooge, 1986)

<b>Disciplina</b>	<b>Objeto de estudo</b>	<b>Comprimento</b>	<b>Tempo (s)</b>
Físico-química	molécula da água	$10^{-10}$	$10^{-13}$
	agrupamentos de água	$10^{-8}$	$10^{-11}$
Mecânica do	ponto contínuo	$10^{-5}$	$10^{-6}$
Hidráulica	escoamento turbulento	$10^{-2}$	$10^{-2}$
<b>Hidrologia</b>	<b>parcelas experimentais</b>	<b>10</b>	<b>10</b>
	<b>bacias experimentais e</b>	<b><math>10^2</math></b>	<b><math>10^2 - 10^3</math></b>
	<b>sub-bacia</b>	<b><math>10^3</math></b>	<b><math>10^3</math></b>
	<b>bacia</b>	<b><math>10^4 - 10^5</math></b>	<b><math>10^4</math></b>
Estudos do clima	circulação atmosférica geral	$10^5$	$10^6$

O uso da análise dimensional e aplicação da teoria de semelhança na hidráulica facilitam grandemente o planejamento de experimentos, a organização dos dados empíricos e a comparação dos sistemas hidráulicos de diferentes escalas. Infelizmente, em hidrologia, não há um princípio estabelecido de semelhança para o comportamento das bacias, situação em que se encontrava a hidráulica há mais de 100 anos, antes da introdução dos números de Reynolds e de Froude (Dooge, 1986).

Uma vez que a bacia hidrográfica é um sistema altamente complexo, cuja forma, rede de drenagem, declividade do terreno e seção dos canais são resultados de processos geomorfológicos adaptativos, os estudos de efeitos de escala no comportamento da bacia poderiam beneficiar-se de leis sobre escala em sistemas adaptativos estudados em outras disciplinas. Há que se descobrir, ainda, variáveis topográficas adimensionais significativas (Dooge, 1986).

Em Dooge (1997), são discutidas outras escalas referidas mais recentemente como macroescala, mesoescala e microescala, conforme apresentado na Tabela 2.2.

Na classe da microescala, a hidrologia está associada à hidráulica e à mecânica dos fluidos, onde se aplicam os métodos padronizados usados nas ciências físicas. A classe de mesoescala é onde está a maior quantidade de dados hidrológicos disponíveis. É também onde a preocupação estaria voltada para o comportamento dinâmico de sistemas intermediários (em tamanho e natureza), entre simples mecanismos e grandes agregados de elementos de comportamento aleatório. Na classe de macroescala, a

preocupação seria com as condições para o equilíbrio de sistemas complexos, envolvendo grande número de interações e mecanismos de retroalimentação. A classe de macroescala inferior é a escala da série de experimentos piloto hidrológico-atmosféricos (por exemplo, HAPEX- MOBILHY, Andre *et al.*, 1986), e a escala de grandes bacias.

Tabela 2.2: Escalas espaciais em hidrologia (Dooge, 1997)

Classe	Sistema	Comprimento típico (m)
Macro	planetário	$10^7$
	continental	$10^6$
	grandes bacias	$10^5$
	<b>bacias pequenas</b>	$10^4$
Meso	<b>sub-bacias</b>	$10^3$
	<b>módulos</b>	$10^2$
	volumes elementares representativos	$10^{-2}$
Micro	ponto contínuo	$10^{-5}$
	cluster molecular	$10^{-8}$

Nas escalas de tempo, Dooge (1997) destaca fenômenos que influenciariam os processos hidrológicos em sua variabilidade diária, mensal, sazonal e interanual, ligados, por exemplo, a manchas solares, com periodicidade de 11 anos, a pequenas variações na excentricidade da órbita da Terra ao redor do Sol (ciclo de Milankovitch), de periodicidade de 100.000 anos, e a maior delas, ou seja, à evolução das estrelas em milhares de milhões de anos, como mostrado na Tabela 2.3.

Tabela 2.3: Escalas de tempo de interesse para a hidrologia (Dooge, 1997)

Classe	Sistema	Tempo (anos, dias, segundos)
Macro	evolução das estrelas	$10^9$ anos
	excentricidade orbital	$10^3$ anos
	manchas solares	$10^1$ anos
Meso	órbita da Terra	365 dias
	órbita da Lua	28 dias
	rotação da Terra	1 dia
Micro	Experimentos locais	1 segundo
	ponto contínuo	$10^{-6}$ segundo
	agrupamento molecular de água	$10^{-13}$ segundo

Destaca-se, como interessante, que as propriedades anômalas da água, identificadas na microescala, sejam significativas para a escala planetária, porque ampliam o seu papel como um modificador do clima.

Dooge (1997) minimiza a relevância de se descobrir, na análise dimensional, alguma relação importante, dizendo que há vários indícios de que a natureza da dimensão dos fenômenos envolvidos na hidrologia seria diferente da dimensão integral apropriada à mecânica dos fluidos e à hidráulica.

Acrescenta que a questão da dimensão fractal é de fundamental importância para a hidrologia, que apresenta problemas semelhantes ao da determinação do "comprimento da linha de costa" na determinação da densidade de drenagem que envolve a definição precisa do comprimento dos rios e da área de drenagem da bacia.

Resgata o já citado em Dooge (1986) de que o comportamento de semelhança na mesoescala seria influenciado, no espaço e no tempo, por processos evolucionários na macroescala, e, nesse caso, hidrólogos teriam lições a aprender na biologia. Pondera, no entanto, que estudos realizados na biologia seriam muito difíceis de serem desenvolvidos em hidrologia, dada a qualidade dos dados disponíveis e relações existentes entre variáveis, que tornariam a análise de regressão um trabalho árduo, na ausência de hipóteses racionais que possam ser testadas de forma sistemática.

#### **2.4.2. Características fisiográficas e a geração do escoamento superficial**

Rodriguez-Iturbe (1997) discute a estrutura tridimensional das bacias hidrográficas e sua relação com o escoamento superficial e a mínima perda de energia. Chama a atenção para os papéis do clima (forçante) e da geologia (restritor básico) na modelagem da paisagem e das bacias hidrográficas, que se desenvolvem com um mínimo gasto de energia, tendo a rede hidrográfica, em forma de árvore para transporte de água e sedimento, como o produto mais eficiente do ponto de vista de construção operação e manutenção. Refere-se aos estudos de Horton (1945) sobre o desenvolvimento de canais fluviais e suas bacias de drenagem, testando as leis empíricas sobre ordem e comprimento de canais.

#### **2.4.3. Limiares e propriedades emergentes nos processos hidrológicos**

Dooge (1997) sugere o emprego conjunto de métodos paramétricos, determinísticos e estocásticos, além da complementariedade entre as abordagens lineares e não-lineares na solução de problemas em hidrologia. Recomenda, na mesoescala, tratar

os fenômenos em módulos que possam ser considerados homogêneos e avaliados de forma mais simples, uma vez que a variabilidade espacial é de tal ordem que os resultados obtidos são em magnitudes bem superiores às diferenças obtidas entre métodos simples e outros mais sofisticados. Essa constatação fica evidente em experimentos de campo.

## **2.5. Redes de monitoramento in situ**

As variáveis importantes de destaque para o presente estudo são as envolvidas no balanço hídrico superficial para a transformação chuva-vazão, notadamente a precipitação, o escoamento superficial e de base integrados nas vazões fluviais e as de controle dos fluxos energéticos à superfície: umidade do solo e evapotranspiração real diária. Assim, neste capítulo, serão apresentadas considerações sobre a disponibilidade e a estimativa dessas variáveis e os avanços obtidos nos últimos anos no monitoramento.

### **2.5.1. Hidrometeorologia**

O monitoramento hidrometeorológico no Brasil teve início no século XX, com a criação, em 1909, do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), como órgão federal da administração, com a missão de prover informações meteorológicas confiáveis à sociedade brasileira e influir construtivamente no processo de tomada de decisões. Como na maioria dos países, para que sejam comparáveis, as medidas são feitas em horários fixos (GMT – *Greenwich Meridian Time*), seguindo padrões e processos internacionalmente regulamentados pela Organização Meteorológica Mundial (OMM), filiada à ONU (Garcez e Alvarez, 1988).

A rede fluviométrica começou nos anos 1930, com a evolução do planejamento do aproveitamento hidrelétrico no Brasil, de modo a fornecer dados básicos aos estudos de inventário e aos projetos de usinas hidrelétricas. Com a edição do Código de Águas (Decreto 24.643, de 10 de julho de 1934) ficou estabelecida a obrigatoriedade da instalação e manutenção de estações fluviométricas pelos agentes concessionários e autorizados de energia elétrica, quando da utilização do aproveitamento da energia hidráulica dos recursos hídricos (Rodrigues, 2002).

A formação da rede básica de monitoramento sistemático, no entanto, deu-se a partir dos anos 1960, após a criação do Ministério de Minas e Energia, que incorporou o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e sua Divisão de Águas, encarregada dos serviços de hidrometria. Em seguida, a Divisão de Águas passou a

Departamento de Águas e Energia (DNAE) e, posteriormente, em 1968, a Departamento Nacional de Energia Elétrica (DNAEE).

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) foi criada em agosto de 1969, com atribuições de elaborar e executar estudos e trabalhos de hidrologia, bem como pesquisas de recursos hídricos e, em especial, assumiu a operação da chamada rede hidrometeorológica nacional. Em 1970, foi criado o Plano de Formação e Aperfeiçoamento do Pessoal de Nível Superior – PLANFAP, curso de especialização em hidrologia, no nível de pós-graduação, no Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH/UFRGS, que treinou profissionais para o DNAEE e para a CPRM (Rodrigues, 2002).

A rede fluviométrica, então estruturada pelo DNAEE, em conjunto com a CPRM, teve a orientação técnica do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), para instalação, operação, organização do banco de dados e consolidação de metodologias de consistência de dados.

A estruturação e o planejamento do setor elétrico garantiram o histórico de dados pluviométricos e fluviométricos disponíveis e, até hoje, contribuem com 75% das informações de cobertura nacional, atualizadas e disponíveis em bancos de dados de acesso irrestrito.

Por outro lado, essa setorialização inicial da informação hidrológica teve uma desvantagem quanto à distribuição espacial e à forma de aquisição e consolidação dos dados. A rede de interesse do setor elétrico teve estações instaladas em locais que atendiam a demanda de geração de energia elétrica, ou seja, de potencial hidráulico alto, controlando bacias de porte maior, para garantir maiores vazões, ou em bacias menores de cabeceiras, somente onde o relevo acidentado propiciasse queda que compensasse a menor vazão. E ainda, por interessar mais ao planejamento energético, as séries de vazões médias mensais, os dados tratados e armazenados de forma organizada, segura e acessível são os dados médios diários de níveis e vazões e totais de precipitação diária. As medições de vazão são realizadas em condições médias de níveis de água, raramente obtidas em cotas altas ou muito baixas, que constituem os eventos extremos menos frequentes. Assim, as curvas-chaves resultam bem ajustadas em seu trecho médio, onde há maior quantidade de pontos (medições).

Essas características persistem na rede atual e ainda devem se manter por algum tempo, fazendo com que os dados disponíveis, em sua grande maioria, não sejam os mais adequados aos estudos para a gestão dos recursos hídricos – outorga, enquadramento, planos de bacia, licenciamento –, ou para controle de cheias em bacias menores. Nas

bacias menores, a rede de monitoramento não é representativa dos processos hidrológicos e é justamente, nessas bacias, onde a informação é mais frequentemente requerida para estudos de disponibilidade hídrica (vazões mínimas) – para dar suporte à outorga de direitos de uso da água –, ou para estudo de cheias e desastres naturais, na determinação de vazões e precipitações máximas.

As redes hidrometeorológicas estaduais complementaríamos essa densidade, porém problemas sistêmicos estruturais, na maioria dos estados, em sua administração e operação fazem com que a continuidade do monitoramento seja comprometida. Há períodos de muitas instalações eventuais, porém com pouca duração de funcionamento.

Não restaram estações meteorológicas na bacia do rio Piabanha instaladas no século XX, nem mesmo seus dados históricos estão disponíveis no endereço eletrônico do INMET. As estações com dados disponíveis foram instaladas, em 2006, no Pico do Couto, em Petrópolis e em Teresópolis e no Parque Nacional, situado em Teresópolis. Vizinha à bacia do rio Piabanha, a estação meteorológica do INMET mais próxima é Avelar, no município de Paty do Alferes, com dados disponíveis desde 1985.

Na bacia, há estações fluviométricas com dados desde 1931, evidenciando-se, dentre elas, Pedro do Rio, localizada no exutório da bacia representativa. Há, também, estações pluviométricas instaladas em 1939. Essa rede é administrada pela Agência Nacional de Águas (ANA) desde 2002 e operada pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais desde 1970.

#### **a) Pluviometria**

Houve relativo avanço na medição da precipitação, no Brasil, nos últimos anos, com a integração às redes de monitoramento de uma maior quantidade de pluviômetros registradores eletrônicos com receptor do tipo balança. Os equipamentos têm memória digital em armazenadores de dados (*data loggers*) e são dotados de aplicativo que pode ser instalado em computador para copiar os correspondentes dados, discretizando-os para diversas durações e quantificando, em milímetros, a precipitação acumulada a cada intervalo de tempo.

Os dados de precipitação de registro contínuo são fundamentais para os estudos de chuvas intensas, quando têm histórico mais longo, e, também, para a operação de alertas hidrológicos, quando há transmissão telemétrica.

Para leitura de dados digitais de registro contínuo, os armazenadores de dados (*data loggers*), com configurações distintas consoante equipamentos automáticos de marcas e modelos também variados, possibilitam recuperar os dados com a distribuição espacial e temporal desejada, como, por exemplo, é o caso da ferramenta Tarrasque (Badolato *et al.*, 2008).

Os pluviômetros automáticos de báscula são criticados por subestimar os índices pluviométricos, em especial durante eventos intensos de chuvas. Para avaliar a consistência dos dados provenientes de pluviômetros de báscula automáticos, instalados pelo projeto EIBEX, foram comparados os valores registrados com os valores lidos diariamente nos pluviômetros convencionais em estações onde os observadores são bem formados e treinados nas técnicas hidrométricas (Balolato *et al.*, 2008).

A Figura 2.7 mostra a comparação dos dados das estações Sítio das Nascentes, Campo de Aventuras e Pedro do Rio, como baixados do *data logger* (acumulado), e após a totalização para intervalos de 24h, iniciando às 7h da manhã de cada dia.

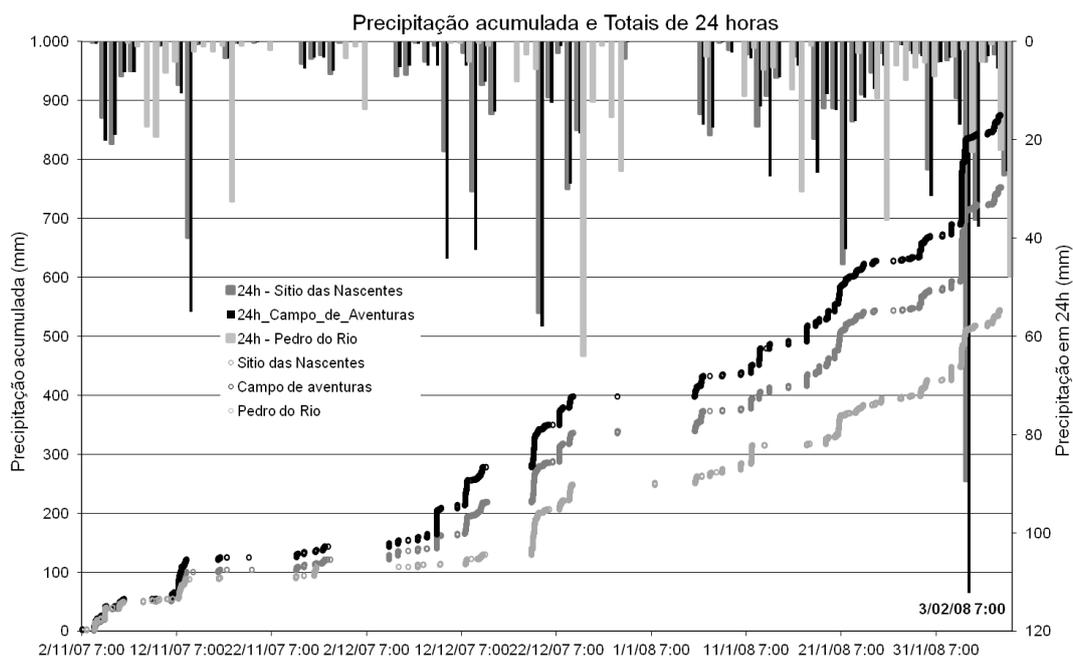


Figura 2.7: Precipitação como registrada no data logger e de 24h calculada pelo Tarrasque (Badolato *et al.*, 2008)

Em 3/02/2008, o observador de Campo de Aventuras leu 110,4 mm no pluviômetro convencional, instalado ao lado do equipamento automático. Esse pluviômetro registrou, para igual período de 24h, 112,25 mm, segundo a totalização feita com o Tarrasque, portanto, uma diferença de apenas 1,7% (Balolato *et al.*, 2008).

Há os pluviômetros que funcionam com sensor do impacto das gotas, como é o caso do disdrômetro de impacto acústico, que transforma a energia do impacto de uma gota de chuva que atinge a superfície sensível do sensor em um pulso elétrico, cuja amplitude é função do diâmetro da gota. Os pulsos elétricos do disdrômetro são classificados por um analisador com 20 canais, possibilitando classificar as gotas em até 20 diferentes classes de tamanho. Assim, obtém-se a distribuição dos tamanhos das gotas em um volume de ar. Os diâmetros medidos variam de 0,3 mm até 5,5 mm, correspondendo o limite inferior ao limite do princípio de medida, e o limite superior é um valor de ocorrência bastante rara, devida à instabilidade das gotas grandes (Antônio, 2010).

Além da quantidade (altura) e intensidade, determina a visibilidade, a energia cinética da precipitação e o índice de reflexão equivalente do radar. Essas informações a mais sobre a precipitação são fundamentais para reduzir a imprecisão na estimativa da precipitação obtida com sensores radar meteorológico. O pluviômetro mede a água efetivamente precipitada, e o radar mede a água potencialmente precipitável.

## **b) Fluviometria**

Para a leitura de níveis de água, há as tradicionais réguas linimétricas, instaladas em um só estágio ou vários, lidas diariamente por observadores às 7:00h e às 17:00h. Há, também, cada vez em maior número, os linígrafos automáticos digitais de registro contínuo, muitas vezes com transmissão telemétrica, como os que existem na bacia do rio Piabanha, na rede de alerta INEA e na rede do CEMADEN, com sensores de pressão. No âmbito do projeto EIBEX-COPPE-CPRM, foram instalados vários desses equipamentos, com sensor de pressão, sendo quatro com transmissão telemétrica, e um sob uma ponte com o princípio de funcionamento por radar.

Os equipamentos de registro contínuo são, especialmente, importantes para bacias de pequenas dimensões e de resposta rápida, como é o caso da bacia do rio Piabanha, para os alertas hidrológicos e, também, para o correto registro dos picos atingidos para os estudos de cheias.

Os métodos de princípio acústico de medição de vazões têm sido cada vez mais utilizados no lugar dos molinetes tradicionais. Baseia-se no eco de pulsos de ultrassom (ondas acústicas de alta frequência) refletidas pelas partículas sólidas, presentes no

escoamento e pelo fundo do curso de água. Simultaneamente, na travessia da seção, é realizada a sua batimetria (Dos Santos, 2001).

As vantagens do método são muitas: a rapidez da medição e a obtenção do resultado da integração área-velocidade logo após a conclusão da travessia da seção já na forma digital; as velocidades em qualquer direção e sentido serão medidas, e sua componente ao longo do escoamento será utilizada na integração das vazões, não sendo necessária preocupação de manter o barco exatamente sobre a seção de medição; segurança para os operadores, haja vista o equipamento mais leve, sem necessidade de lastro ou guincho ou de esticar cabo para materializar a seção transversal.

Os equipamentos mais conhecidos são o *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP), perfilador acústico de corrente, que apresenta modelos distintos adequados a cada faixa de profundidade de cursos de água. Para medir pequenos cursos de água a *vau*, tem-se o *Acoustic Digital Current Meter* (ADC) e o *Acoustic Doppler Velocimeter* (ADV).

Há, ainda, medidores contínuos de vazão, com o mesmo princípio, atualmente disponíveis para instalação na seção de medição. Na bacia experimental do Piabanha, estação Rocio 2, foi instalado um equipamento desse tipo, mais recentemente, pela CPRM. Em especial, com os medidores fixos de vazão, espera-se registrar vazões máximas para melhorar o ajuste das curvas-chaves, para revisão de extrapolações na geração de vazões com base em níveis medidos, e futuramente usar medições eventuais somente em campanhas para validação dos registros contínuos.

Não havendo medição contínua de vazão, é ajustada uma curva cota versus descarga (curva-chave) com as medições de vazão realizadas em diversas datas para, então, gerar as vazões em todo o intervalo de tempo dos registros de níveis de água.

### c) **Variáveis meteorológicas**

As variáveis meteorológicas ou parâmetros meteorológicos medidos no monitoramento sistemático são: pressão atmosférica, umidade relativa do ar, temperaturas mínimas, médias e máximas, temperatura de bulbos úmido e seco (para se obter a tensão de vapor e o ponto de orvalho), velocidade e direção do vento, radiação solar incidente, radiação refletida, a radiação líquida, insolação, nebulosidade e evaporação.

Todas as variáveis citadas eram medidas no passado com equipamentos analógicos. Esses instrumentos faziam uso de princípios físicos conhecidos, que produzem as variações ao longo do tempo do valor das grandezas envolvidas, com alguma forma de registrar tal variação. Com o advento da eletrônica, a maior parte desses princípios foi adaptada para criar sensores específicos, capazes de registrar continuamente os valores das variáveis. As diferenças sentidas produzem variação na corrente elétrica ou no potencial elétrico do equipamento, que são, então, calibrados para pontos de valor conhecido das variáveis dentro de seu domínio fisicamente aceito.

Exemplos de equipamentos e sensores para medir tais variáveis, assim como os princípios físicos que são utilizados nas medidas, estão relacionados na Tabela A1 do Anexo A. A estação meteorológica Parque Petrópolis, do projeto EIBEX, contém a maioria dos sensores apresentados na Tabela A1, além de pluviômetros.

Há estações meteorológicas que contêm outros equipamentos, além dos usuais mostrados na Tabela A1. Algumas possuem lisímetros (que medem a evapotranspiração real), instrumentos para medir os fluxos de água e calor no solo, e algumas têm dois tanques classe A (um para ser monitorado e outro para propiciar água de reposição à mesma temperatura do tanque principal).

O cercado recomendado para a proteção de uma estação meteorológica completa deveria medir 30 m x 30 m. No entanto, dispor de uma área assim tão grande em terreno de terceiros não é tarefa fácil. Por esse motivo, na bacia do Piabanha, o cercado da estação Parque Petrópolis mede 10 m x 10 m. Essas dimensões comprometem a incorporação de novos instrumentos, pois poderá chegar ao limite quanto às distâncias a serem mantidas entre instrumentos.

As variáveis meteorológicas de maior interesse para a estimativa da evapotranspiração potencial, por exemplo, com base na metodologia de Penman-Monteith, modificada por FAO (Allen *et al.*, 1998), são: temperatura do ar (mínima e máxima), umidade relativa do ar (mínima e máxima), radiação líquida, velocidade do vento a 2m de altura, pressão atmosférica e fluxo de calor no solo. Em Allen *et al.* (1998), são apresentadas diversas alternativas de substituições dessas variáveis por outras mais disponíveis, porém com perdas de acurácia na estimativa. No Capítulo 3, é apresentado esse procedimento para estimativa da evapotranspiração potencial, com os dados disponíveis para a bacia experimental.

Métodos simplificados de estimativa fazem uso de menor número de variáveis. A maioria deles faz uso, pelo menos, de temperatura média diária mínima e máxima, como

é o caso do método de Camargo (1971), cujo procedimento de cálculo também é apresentado no Capítulo 3.

### **2.5.2. Umidade do solo – monitoramento por campanhas e monitoramento contínuo**

A quantidade de água armazenada no solo está intrinsecamente ligada ao tempo a ao clima. Esse fato acontece porque a umidade do solo é uma variável chave que controla as trocas de água e o fluxo de calor entre o solo e a atmosfera. Há uma ligação direta entre a umidade do solo e a umidade atmosférica. Os solos secos contribuem com muito pouca ou nenhuma umidade para a atmosfera, ao passo que os solos úmidos contribuem com muita umidade e diminuem as temperaturas localmente (ESA, 2009).

Pela sua influência dominante em processos físicos chaves, o conhecimento sobre a umidade do solo é importante em muitas disciplinas e aplicações científicas, como, por exemplo, em ecologia, ciclos bioquímicos, monitoramento do clima e na previsão de cheias (Bosch *et al.*, 2006).

Na prática da agricultura irrigada, seu conhecimento é fundamental para avaliação das necessidades de rega e no controle do processo de salinização dos solos. Tem também um importante papel na organização natural dos ecossistemas e na biodiversidade (Vereecken *et al.*, 2008).

Estimativas precisas e confiáveis da umidade do solo têm importantes efeitos nos estudos da interação superfície - atmosfera. Esses dados têm diversas aplicações: no exame do efeito de mudanças climáticas nas variáveis hidrológicas de superfície, como a própria umidade do solo, taxas de infiltração, escoamento superficial, temperatura da superfície; na caracterização do efeito de retroalimentação (*feedback*) na umidade do solo e temperatura da superfície e das mudanças na altura da camada limite observada e simulada, causadas por variações na temperatura de superfície, na umidade do solo e nos fluxos de calor; na quantificação e distribuição da disponibilidade hídrica regional em regiões com déficit hídrico, em escala sazonal e anual; e no exame do impacto da assimilação de variáveis superficiais derivadas, na capacidade preditiva de modelos de circulação global e de mesoescala (Bosch *et al.*, 2004).

A umidade do solo está sujeita a mudanças rápidas no tempo e mostra significativa variação com a profundidade e na distribuição espacial na superfície. Uma descrição completa de seu comportamento, portanto, requer medidas freqüentes e tridimensionais

(Scott *et al.*, 2003). Variando fortemente no espaço e no tempo, é controlada pela interação de fatores ambientais complexos, por exemplo, propriedades do solo, topografia, radiação, precipitação, vegetação, que também variam no espaço e no tempo (Rosenbaum *et al.*, 2012).

No entanto, a dinâmica temporal de campo da umidade do solo é, quase sempre, muito similar entre pontos distintos, através de grande amplitude de escalas, ou seja, existe uma estabilidade temporal no padrão de sua redistribuição (Cosh *et al.*, 2004; Brocca *et al.*, 2012 e 2014). Em outras palavras, significa que a relação entre medidas em escala local e regional pode ser aproximada por um modelo linear (Wagner *et al.*, 2013).

Pode ser medida em peso e em volume. Na hidrologia, para consideração no balanço hídrico do solo, é importante conhecer a umidade volumétrica ( $\theta$ ), definida, em inglês, como *soil moisture content* ou *volumetric soil moisture*. Conceitos importantes associados são: a porosidade ( $\eta$ ) – quando o solo está saturado, a umidade do solo é igual à porosidade –, e a densidade aparente do solo ou massa específica de solo seco ( $\rho$ ), conhecida como *bulk density*, e que é obtida com a coleta de amostra indeformada de solo no campo.

Para quantificar essas variáveis, têm-se:

$$\theta = \frac{V_{\text{água}}}{V_t} \quad (2.13)$$

$$\eta = \frac{V_v}{V_t} \quad (2.14)$$

$$\text{Então, } 0 \leq \theta \leq \eta$$

$$\rho = \frac{m_s}{V_t} \quad (2.15)$$

$$V_v = V_{\text{água}} + V_{\text{ar}} \quad (2.16)$$

$$V_t = V_v + V_s \quad (2.17)$$

onde:

$m_s$  - massa de sólidos [M];

$V_s$  - volume de sólidos [L<sup>3</sup>];

$V_v$  - volume de vazios [L<sup>3</sup>];

$V_t$  - volume total do solo [L<sup>3</sup>];

$\theta$  - umidade volumétrica [L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>].

Vereecken *et al.* (2008) dividem os métodos de determinação da umidade do solo em duas categorias: os baseados em contato e os livres de contato. Do mesmo modo, Rawls *et al.* (1992) descrevem brevemente diversos métodos disponíveis para medir a umidade do solo, dividindo-os em dois tipos: direto ou indireto.

Como método de contato ou direto, descrito por Rawls *et al.* (1992), tem-se a amostragem para gravimetria, que é um método também absoluto de medição do conteúdo total de umidade em massa. Consiste em coletar amostras, pesá-las e depois secá-las a 105°C em estufa e pesá-las novamente. O conteúdo de água é obtido pela diferença entre os pesos inicial e final, que é, então, dividido pelo peso do solo seco, obtendo-se o teor de umidade em g.g<sup>-1</sup>. É necessário determinar a densidade do solo com amostra indeformada para obter a umidade volumétrica. Requer equipamentos simples de coleta, porém consome tempo, mão de obra e análise em laboratório. Uma grande quantidade de amostras tem que ser coletada para caracterizar uma área, pois a variabilidade espacial da umidade e de outras características do solo é muito grande. O método é destrutivo, e, assim, as amostras em tempos seguintes não poderão ser tomadas exatamente no mesmo ponto. É muito utilizado para calibrar outros métodos indiretos, como o da sonda de nêutrons, o da constante dielétrica e de sensores de micro-ondas orbitais ou aerotransportados.

Os métodos indiretos inferem a umidade do solo, com base em alteração de alguma propriedade física ou química do solo ou de um objeto inserido no solo, como seu comportamento radiológico, elétrico (resistência) ou espectral, que possa ser medida por sensoriamento remoto.

Há métodos radiológicos como a termalização de nêutrons - uma sonda de nêutrons mede o conteúdo de H<sub>2</sub> da água no solo pela desaceleração dos nêutrons rápidos (cheios de energia emitidos pela bomba de nêutrons), causada pela colisão das moléculas de hidrogênio que têm massa semelhante a dos nêutrons. É um método bom para profundidades maiores que 20 cm, pois, na superfície, os nêutrons emitidos escapam, precisando ser calibrado com o método gravimétrico. O conteúdo de matéria orgânica no solo ou os íons de Boro podem interferir nas medições, mas, quando calibrado, torna-se um dos métodos mais precisos. É baseado na atenuação gama, no retroespalhamento dos raios gama na medida em que passam pelo solo. São métodos que podem ser usados sempre no mesmo ponto, pois são não destrutivos, e usam equipamento portátil Rawls *et al.* (1992).

A constante dielétrica do solo, que aumenta com o teor de umidade, é inferida com dispositivos para reflectometria no domínio do tempo (TDR), que medem, na verdade, o tempo de emissão e reflexão de um pulso eletromagnético entre uma haste e outra da sonda. Quanto menor esse tempo, menor será o valor da constante e o conteúdo de umidade do solo. O conteúdo de água nesse método é calculado como função da constante dielétrica. É bem útil para medições contínuas de umidade com sensores instalados em linha permanentemente no campo a profundidades conhecidas (Rawls *et al.*, 1992).

É possível também medir a resistência elétrica em função da umidade usando eletrodos encapsulados em um meio poroso (blocos de gesso, tecido de nylon ou fibra de vidro) que é posto em contato com o solo. A água na cápsula porosa dos eletrodos tende ao equilíbrio com a umidade do solo. Esse método não é sensível para alto conteúdo de umidade no solo (Rawls *et al.*, 1992).

### **Medição por campanhas *in situ***

Os métodos de medições *in situ* da umidade do solo descrevem apenas a variabilidade temporal em um só local, com o instrumento medidor instalado permanecendo ali por algum período de tempo. Para obter medidas espacialmente distribuídas, muitas vezes, realizam-se campanhas de campo, que são, na verdade, restritas no espaço, pois são feitas ao longo de uma malha em locais ditos representativos da cobertura do solo da bacia, e no tempo, por período que não permite uma avaliação de diversos eventos chuvosos ou secos em uma bacia. Os custos operacionais de medição da umidade do solo em grandes áreas, em grandes bacias hidrográficas, seriam proibitivos com métodos tradicionais para estimativa mais precisa, tornando inviável o seu uso para o entendimento do padrão de variabilidade da umidade do solo em escala regional.

A estimativa da umidade do solo com sensoriamento remoto surge como alternativa promissora para obter valores promediados por uma grande área e não só valores pontuais Rawls *et al.* (1992).

Os dados obtidos com sensoriamento remoto para umidade do solo requerem validação, muitas vezes com experimentos de campo controlados e de larga escala, que exigem recursos expressivos, geralmente, provenientes de vários programas.

Campanhas para calibrar e validar sensores remotos são programadas para antes e depois do lançamento de missões espaciais e baseiam-se em medições *in situ* com coletas de amostras, uso de instrumentos variados e inclusive sensores semelhantes aos

orbitais, porém transportados por veículos terrestres ou fixos, como descrito em Lasne *et al.* (2005), em experimento de campo realizado na região de Bordeaux (França) para validar um algoritmo para obter umidade a variadas profundidades e a influência da rugosidade da superfície com radares polarimétricos emissores nas bandas L e C; ou aeroembarcados, como relatado sobre o experimento *Soil Moisture Experiments* em 2002 (SMEX02), em Iowa (EUA) para validar sensores radiômetros que utilizam as bandas L, C e X (Crosson *et al.*, 2005a e 2005b).

Durante o período de 30 de novembro a 09 de dezembro de 2003 foi realizado o experimento SMEX03 no Brasil, com trabalho intensivo de campo em Barreiras/BA. O experimento contou a participação de 38 pessoas vinculadas a sete instituições: Embrapa (Cerrados, CNPTia), INPE (CPTEC), Unicamp, COPPE-UFRJ, CPRM (RJ e BA), NASA e USDA/ARS.

A área, localizada no oeste do estado da Bahia, constitui uma transição entre os biomas Cerrado e Caatinga e apresenta solos predominantemente arenosos. É uma região basicamente agrícola e na ocasião eram cultivados soja, milho, algodão e pastagens. O objetivo geral do experimento foi calibrar o sistema de radar passivo do *Advanced Microwave Sensing Radiometer* – Radiômetro Imageador Avançado em Microondas (AMSR), a bordo do satélite Aqua, na estimativa da umidade superficial de solos do Cerrado brasileiro à profundidade 0-5 cm.

Durante o período de 2 a 8 de dezembro, foram medidas temperaturas do solo e do ar, umidade do solo via o instrumento TDR (time domain reflectometry), foram coletadas amostras de solos para determinação da umidade por gravimetria, densidade aparente e amostras de folhas para umidade da vegetação. Foram instaladas estações meteorológicas automáticas em três pontos de amostragem. Dados espectrorradiométricos e temperaturas da superfície do solo foram obtidos num ponto com solo exposto, respectivamente, por meio do espectrorradiômetro *FieldSpec* e termômetro em infravermelho, que foram utilizados para calibração radiométrica do satélite CBERS e para avaliar o potencial do NOAA/AVHRR na estimativa da temperatura de superfície.

Com base em análise de uma imagem Landsat/TM e nos resultados de duas campanhas de campo realizadas no início de 2003, para reconhecimento do uso e cobertura do solo, foram selecionados 12 pontos de amostragem na área-teste (Figura 2.8).

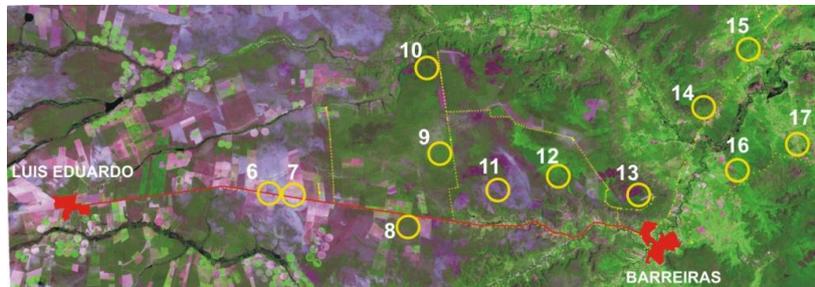


Figura 2.8: Pontos de amostragem no campo no experimento SMEX03-BA

No ponto BA-09, de cobertura vegetal típica da transição cerrado/caatinga, foram instaladas sondas, cujas leituras de voltagem eram transformadas em medidas de umidade e temperatura do solo de 0-5 cm e um termômetro para medição da temperatura do ar (abrigo improvisado). A equipe fazia as leituras regulares durante o tempo previsto para a passagem do satélite. A Figura 2.9 mostra os equipamentos e o pessoal de monitoramento do ponto BA-09.



Termômetro para temperatura do ar



Sondas de umidade e temperatura do solo entre 0-5 cm

Figura 2.9: Equipe da CPRM e instrumentos instalados no ponto BA-09

No início de 2004, o trabalho de campo prosseguiu com medidas de temperatura e coletas de amostras, para determinação da umidade dos solos nos períodos seco, chuvoso e final da estação chuvosa, nos mesmos 12 pontos de amostragem, e com coleta de amostras de solo para determinação das curvas de retenção de umidade.

### **Medição direta contínua *in situ***

Em diversas partes do mundo, há redes de monitoramento contínuo de umidade do solo, como a do estado da Georgia (EUA) em uma região de 8.000 km<sup>2</sup> que conta com 32 estações instaladas, em diversos tipos de solo, instrumentadas, cada uma, com três pluviômetros, três sondas de umidade do solo instaladas a 5, 20 e 30 cm de profundidade, e *data logger* para registros a cada 30 minutos. Essa rede foi utilizada durante o experimento SMEX03, quando também foram coletadas amostras de campo, e é utilizada para validar modelos de previsão de secas, cheias e produção agrícola (Bosch *et al.*, 2004).

Uma rede de medições de umidade do solo da *University of Salamanca* (REMEDHUS) em Zamora (Spain) foi utilizada por Piles *et al.* (2011) para validação das estimativas do sensor *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS). Foi usada também por Brocca *et al.* (2014), juntamente com outras cinco redes com área de cobertura superior a 100 km<sup>2</sup> e diferentes passos de tempo de registro de dados, variando de diário a quinzenal, a fim de validar padrões espaço-temporais de umidade do solo em cada rede: SASMAS (Austrália), SMOSMANIA (França), GENCAI (Itália), SwissSMEX (Suíça) e ICN (EUA).

As redes localizadas nas regiões de Twente (Holanda) e Maqu no Platô Tibetano (China) foram utilizadas por Dente (2016) para comparação com estimativas de umidade do solo pelos sensores AMSR-E, ASCAT e SMOS. Há, também, a do vale Mazia (Itália), usada em estudos para validação de estimativas da missão SMAP (Greifeneder *et al.*, 2016).

A Mesonet (Oklahoma) e a Micronet, da bacia experimental de Little Washita (EUA), cujos dados foram usados por Fang *et al.* (2013) na validação de um algoritmo de *downscaling* para estimativas de umidade do solo, são citadas em muitos outros estudos anteriores, como, por exemplo, as campanhas Washita '92 e Washita '94, cujos dados foram utilizados em Shi *et al.* (1997) para validação de um algoritmo teórico de estimativa de umidade do solo. No programa *Southern Great Plains 1999 Experiment*



A instalação dos equipamentos na estação Parque Petrópolis seguiu o esquema mostrado na Figura 2.11 para os sensores de fluxo de calor no solo, temperatura e umidade por TDR, porém sem a duplicação dos sensores mostrada no lado esquerdo, onde, em seu lugar, foi instalado um sensor de tensão matricial do tipo bloco de gesso a 5 cm da superfície do solo. Os sensores são mostrados e descritos na Tabela A1 do Anexo A.

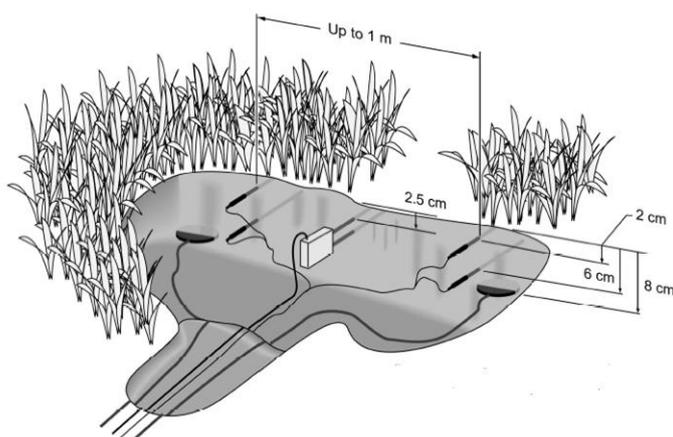


Figura 2.11: Esquema de instalação dos medidores de fluxo de calor no solo, temperatura e umidade TDR na estação parque Petrópolis

Na bacia do rio Bonfim, foram instalados cinco *kits* GMS (sensores de matriz granular) para a avaliação da umidade do solo, distribuídos entre os diferentes usos e manejos, predominantes do solo na região. São dois *kits* em agricultura (estações “Casinho” e “Wanderley”), um *kit* em pastagem (estação “Sítio das Nascentes”), um *kit* em floresta com regeneração de 20 anos (estação “CAPA”) e outro em floresta com regeneração de 40 anos (estação “Robson”).

Cada *kit* é composto por oito sensores, sete de potencial matricial e um de temperatura do solo, um *data logger* e um monitor, sendo os sensores de matriz granular instalados nas profundidades de 10 cm, 20 cm, 50 cm e 80 cm, com repetições nas profundidades de 10 cm, 20 cm e 50 cm e o sensor de temperatura na profundidade de 20 cm. Nesses locais, foram levantadas as características do solo de interesse para a estimativa de umidade do solo e de parâmetros de modelos hidrológicos, como textura, porosidade, densidade aparente e de partículas (Lawall, 2010).

## 2.6. Monitoramento por sensoriamento remoto

Atualmente, há uma grande diversidade de sensores de sistemas orbitais, capazes de medir grandezas correlacionáveis com as variáveis de interesse para os estudos hidrológicos. A fase atual de desenvolvimento do sensoriamento remoto incorpora cientistas interessados na informação qualificada para aplicações específicas em suas áreas de conhecimento, com a finalidade de direcionar a aquisição da informação primária, derivada do processamento de imagens, que exige conhecimento dos processos físicos, químicos e biológicos, envolvidos na interação entre energia e matéria (Novo, 2008).

A possibilidade de uso em escala local, recorte da bacia e regional é a enorme vantagem dos dados de sensoriamento remoto. Os modelos chuva-vazão de abordagem distribuída permitem fazer o melhor uso dessa informação, que está cada dia mais disponível, como dados de radar para chuva e umidade do solo - para condições iniciais e para variável de estado interna dos modelos para avaliação de seu desempenho. Porém, há ainda desafios nessa integração, notadamente, a assimilação de dados. Em um futuro próximo, a integração dos dados à modelagem hidrológica poderá ser facilitada, pois estão previstos lançamentos de satélites com missões específicas para as quais há desenvolvimento conjunto de metodologias e algoritmos, orientados para o usuário do dado, e com aplicações promissoras: umidade do solo, neve, evapotranspiração, caracterização do terreno – estrutura da vegetação e rugosidade hidrodinâmica (WAGNER *et al.*, 2009).

Na escolha dos dados de sensoriamento remoto para as diversas aplicações, consideram-se as resoluções: espectral, que abrange diferentes partes do espectro eletromagnético; radiométrica, que é a habilidade do sensor em distinguir entre dois níveis de intensidade do sinal de retorno; espacial, que é a dimensão da menor feição possível de detecção pelo instrumento (sensor); e temporal, que é a frequência com que um mesmo local é imageado.

Para um mesmo sensor, em uma dada altura de órbita, as resoluções espacial e temporal apresentam uma relação inversa, pois quanto maior (menor) a largura da faixa imageada, maior (menor) será a frequência de imageamento do mesmo local, porém menor (maior) será o grau de detalhe possível de detectar, ou seja, menor (maior) será a resolução espacial do sensor. Há um balanço entre resolução temporal e resolução espacial a considerar na escolha dos dados, de acordo com a aplicação. Para contornar

esse problema, é possível desenvolver algoritmos de desagregação ou *downscaling*, no tempo ou no espaço, utilizando dados de diferentes sensores.

Considerando os sensores e plataformas do programa *Earth Observation System* (EOS), descritos em Novo (2008), a Tabela 2.4 apresenta os sensores relacionando-os com as variáveis meteorológicas deles obtidas ou possíveis de inferir.

Tabela 2.4: Variáveis possíveis de observar com SR e sensor disponível no EOS

Variável medida ou aplicação	Sistema orbital, satélite missão	Sensor
meteorologia, climatologia, vegetação, monitoramento ambiental	NOAA 9 a 12	AVHRR
radiação solar		
irradiância solar total	TRMM	ACRIM III, TIM
irradiância espectral do sol		SIM, SOLSTICE
propriedades das nuvens	Acqua, Terra, Meteor/3M	MODIS, GAS, AMSR-E, ASTER, SAGE III
fluxo de energia radiante topo da atmosfera e superfície terrestre	Acqua, Terra, ICESat, Meteor/3M	CERES, ACRIM III, MODIS, AMSR-E, GLAS, MISR, AIRS, ASTER, SAGE III
precipitação	Acqua	AMSR-E
	TRMM	TIM
temperatura da atmosfera	Acqua, Terra, Aura	AIRS/AMSU_A/HSB, MLS, HIRDLS, TES, MODIS
temperatura da superfície	Acqua, Landsat 7	ASTER, MODIS, AIRS, AMSR-E, ETM+
umidade da atmosfera e teor de água nas nuvens	Acqua, Aura, Meteor/3M, Terra, TRMM	AIRS/AMSU_A/B, MLS, SAGE III, HIRDLS, Poseidon 2/JMR/DORIS, MODIS, TES, TIM
relâmpagos	TRMM	LIS
campos de vento	QuickScat, Acqua, Terra	SeaWINDS, AMSR-E, Poseidon 2/JMR/DORIS

Fonte: adaptado de Novo (2008).

Complementando a relação de sensores de Novo (2008), a Tabela 2.5 traz lançamentos mais recentes.

Tabela 2.5: Sensores de diversos sistemas e missões posteriores a 2006

Variável medida ou aplicação	Sistema orbital, satélite missão	Sensor
velocidade e direção dos ventos sobre os oceanos umidade do solo previsão do tempo ciclones tropicais ondas oceânicas	METOP A e METOP B (ESA/EUMETSAT)	ASCAT
umidade do solo salinidade dos oceanos	SMOS	Aperture Synthesis (MIRAS) radiometer
precipitação chuva e neve	GPM core observatory NASA/JAXA	GMI, DPR
umidade do solo	SMAP	Radar e radiômetro com antena compartilhada

### 2.6.1. Precipitação

Os radares meteorológicos podem ser fixos ou transportados por plataforma terrestre, de avião ou satélite. Eles são capazes de medir com mais realidade a distribuição temporal e espacial das chuvas. O seu emprego na previsão imediata de chuvas carece de dados quanto à microestrutura da precipitação - distribuição de tamanho das gotas, velocidade de queda, ângulo de orientação e formato, que podem ser obtidos em terra. Essas características das gotas de água, quando ainda nas nuvens, são determinantes para a ocorrência ou não de precipitação e influenciam a refletividade das nuvens, que é a variável medida pelo sensor radar (Vieux, 2004). Sendo assim, as medidas obtidas com o radar são correlacionáveis com a precipitação, que poderá ocorrer e podem ser usadas em modelos de previsão imediata da precipitação sobre determinada região. O uso de radares meteorológicos exige o entendimento detalhado das características da precipitação e também dos erros de sua medição.

A Figura 2.12 mostra uma imagem do radar localizado no Pico do Couto no dia que antecedeu o grande desastre da região serrana do Rio de Janeiro, em 11/01/2011, no horário de 1:00 h e de 1:30 h (GMT) ou 22:00h e 22:30h (hora local) do dia 10/01/2011, portanto aproximadamente 24 horas antes do período de maior intensidade das chuvas (21:00h do dia 11/01 às 3h do dia 12/01). As áreas de maior refletividade, amarelas e vermelhas, indicam a possibilidade de ocorrência de chuvas, mas não podem confirmar essa ocorrência, a menos que haja um modelo calibrado de previsão imediata para a região.

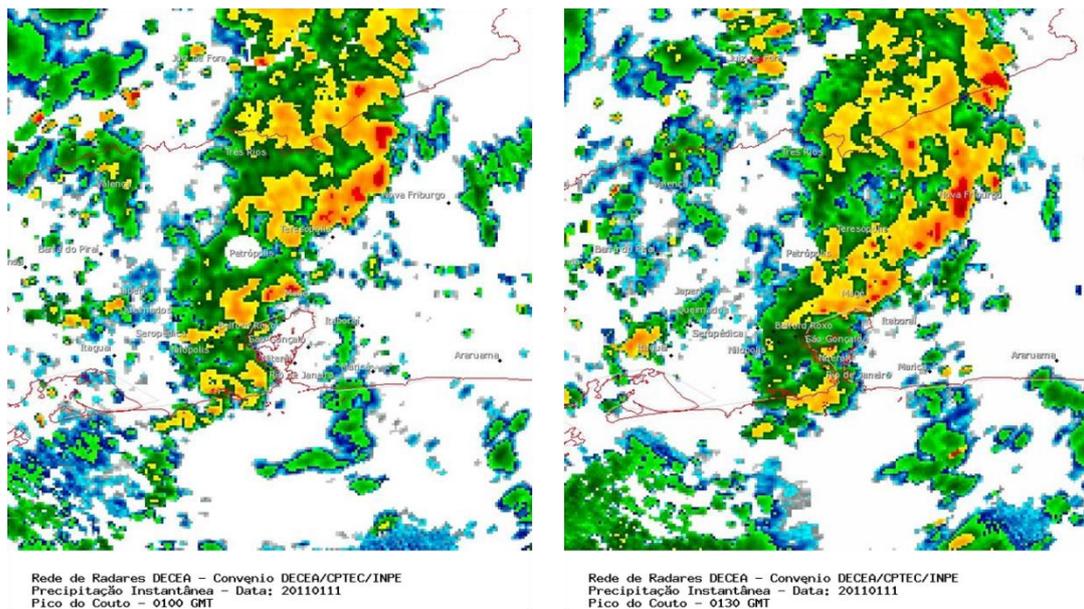


Figura 2.12: Imagem do radar de Pico do Couto em 11/01/2011 - 1:00 h e 1:30 h (GMT)

No caso apresentado na Figura 2.12, as chuvas confirmaram-se naquela data; houve muita precipitação antecedente ao período de maior intensidade que desencadeou a corrida de detritos. O radar, no entanto, não funcionou durante o período de maior intensidade; o último registro do evento foi o que está na Figura 2.12.

Dados de precipitação por sensoriamento remoto estão associados com a produção por meio do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, com, relativamente, alta resolução espacial ( $0,25^\circ \sim 25$  km) e baixa resolução temporal, que pode ser melhorada usando-se seus totais acumulados mensais para corrigir estimativas baseadas em imagens do infravermelho de satélites da série GOES, os quais possuem resolução temporal de 3 horas, gerando o produto 3B42. Esse produto em sua versão 6 foi substituído pela versão 7 de 2013, com prometidas melhorias. Yong *et al.* (2014) experimentaram as duas versões contra dados independentes de estações pluviométricas e concluíram que houve, de fato, melhorias na precisão com a versão 7. No entanto, ainda há subestimação em fortes chuvas e que ainda é necessário melhorar a precisão das estimativas de precipitação em tempo real com o TRMM.

A Figura 2.13 mostra imagem do TRMM para o período de maior intensidade, observada em Nova Friburgo (3h do dia 12/01), com altura de até 56 mm, quando, no pluviômetro automático da estação meteorológica de Nova Friburgo (INMET), foram registrados 62,8 mm, diferindo, portanto, em apenas 12% da informação dada pelo TRMM (Aaujo *et al.*, 2011).

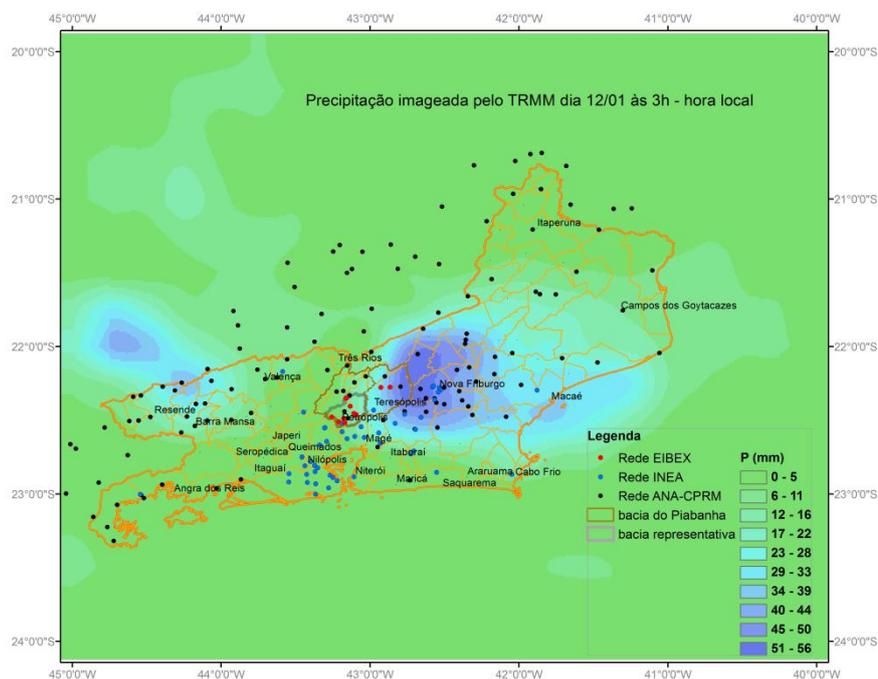


Figura 2.13: Dados estimados pelo satélite TRMM produto 3B42RT\_v6 em 12/01/2011 às 3h (hora local) na região serrana do RJ (Araujo *et al.*, 2011)

No evento representado na Figura 2.13, as duas estações pluviométricas EIBEX, localizadas na área de maior intensidade, foram perdidas, uma vez que os cursos de água da região transbordaram e elevaram-se acima de 1,5 m do solo, cobrindo os equipamentos.

Estudando a região da bacia do rio Doce em Minas Gerais, Espírito Santo e sul da Bahia, Araujo *et al.* (2014) concluíram que as estimativas de precipitação para as chuvas intensas de dezembro de 2013, em decorrência de quatro episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) – três de duração de 4 dias com intervalo de estiagem de 2 dias e outro de 7 dias com intervalo de estiagem de um dia após o último de 4 dias, foram bastante semelhantes ao registrado por estações pluviométricas em escalas de tempo distintas de 6 h a 192 h, sendo que os valores integrados para maiores durações foram mais fiéis aos observados nas estações, como a partir de 48 h de duração.

O TRMM produto mostrou-se adequado a representar os totais precipitados durante os quatro episódios de ZCAS, possibilitando delimitar a extensão do evento na superfície terrestre, uma vez que há lugares com vazios de observação, e ainda permitiu verificar a extensão do evento sobre o Oceano Atlântico. Mesmo em escala horária, as comparações dos dados estimados pelo TRMM e registrados nas estações do INMET mostraram-se aderentes.

O satélite TRMM é parte do Programa *Earth Observation System* (EOS) da *National Aeronautic and Space Administration* (NASA). Ele transporta o sensor *Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager* (TIM). Desse mesmo sensor, é possível obter outros produtos de aplicação direta em estudos de precipitação; a configuração ilustrada na Figura 2.10 é apenas um deles.

O TRMM deixou de operar em 8 de abril de 2015, quando seus instrumentos foram desligados após 17 anos de serviços (NASA, 2015c). Atualmente, o produto 3B42RT\_v7 (NASA, 2015a) é ainda fornecido com base na *Real-Time TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis* (TMPA-RT), estimativa de precipitação quase-global combinada de sensores, multianual em escala refinada em tempo real, calibrada com satélites climatológicos em esquema semelhante, com adaptações, ao que era utilizado na calibração das estimativas do TRMM (NASA, 2015d).

Além do TRMM, o programa EOS contempla outro satélite que também observa a precipitação, o Acqua. Este transporta o sensor *Advanced Microwave Scanning Radiometer* (AMSR-E). Outros sistemas orbitais e sensores também são capazes de medir a quantidade de água líquida e o vapor de água na atmosfera.

A iniciativa denominada *Global Precipitation Mission* (GPM) é uma missão internacional para gerar dados de chuva e neve, em nível global, fruto da parceria NASA/JAXXA, que lançou o satélite *GPM Observatory Core*, em fevereiro de 2014. Os dados da missão GPM podem ser encontrados na *Unified User Interface* (UUI) – um só lugar para todas as atividades relacionadas aos dados – e em Giovanni: *Geospatial Interactive Online Visualization And Analysis Infrastructure* (NASA-GES-DISC, 2016). Há dados diários desde 1998 até o presente, com resolução 0,25° e dados de até 30 minutos, com resolução 0,1° desde 2014/2015 até o presente.

A missão GPM consiste em uma constelação de satélites de diversas entidades colaboradoras, representada na Figura 2.14.

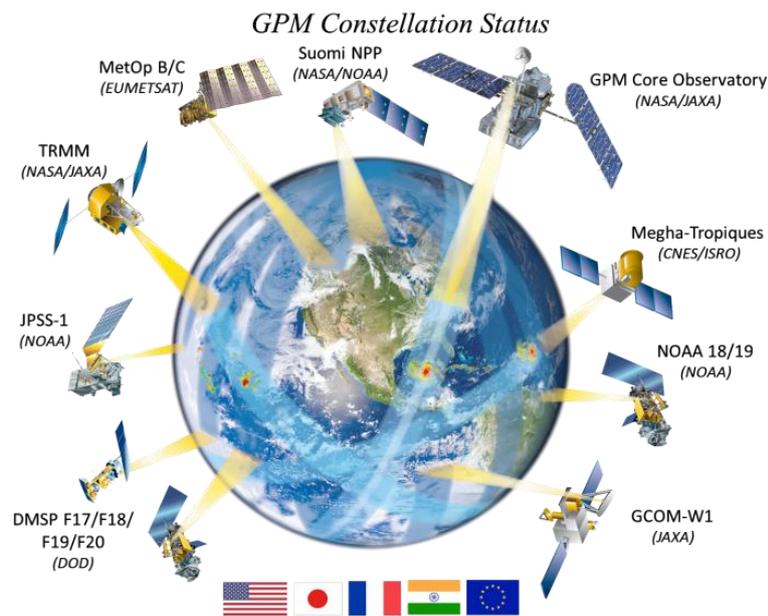


Figura 2.14: Constelação de satélites que integram a missão GPM (NASA/NOAA) (NASA-GES-DISC, 2016)

### 2.6.2. Umidade do solo

Dada a sua relevância e o fato de ser uma das poucas variáveis hidrológicas diretamente mensuráveis (Jackson, 1993), há o interesse continuado em desenvolver sensores e métodos para estimar e monitorar a umidade do solo desde o espaço (Le Hegarat-Masclé *et al.*, 2002). São utilizados radiômetros de microondas passivos, radares de abertura sintética, escaterômetros e métodos termais (Vereecken *et al.*, 2008). Os sensores remotos podem estar em plataformas terrestres, aeroembracadas ou transportadas por satélites.

As limitações atuais das técnicas de sensoriamento remoto estão relacionadas à obtenção de valores médios espaciais, com pouca penetração em profundidade no solo. Essas limitações prejudicam a obtenção de valores precisos para pequenas áreas e restringem as observações a finas camadas de solo (Vereecken *et al.*, 2008).

A obtenção da umidade do solo com sensoriamento remoto por microondas, que é o caso do uso dos radiômetros de microondas passivos, radares de abertura sintética e escaterômetros, baseia-se no grande contraste que há entre a constante dielétrica da água líquida (~80) e do solo seco (~4), pois a constante dielétrica pode ser relacionada à emissividade de radiação da superfície na expressão da temperatura de brilho.

A temperatura de brilho de um emissor de radiações de microondas está relacionada à temperatura física da fonte através da emissividade

$$T_B = (1 - R) \cdot T_{eff} = e \cdot T_{eff} \quad (2.18)$$

onde:  $R$  é a refletividade da superfície,  $T_{eff}$  é a efetiva temperatura de radiação da superfície, e  $e$  é a efetiva emissividade, que depende da constante dielétrica do meio.  $T_{eff}$  pode ser parametrizada para as condições de temperatura superficial e profunda  $T_S$  e  $T_d$  como

$$T_{eff} = T_d + C(T_S - T_d) \quad (2.19)$$

onde  $C$  é um parâmetro empírico que pondera a contribuição relativa da temperatura superficial e profunda. Pode ser obtida levantando-se a temperatura ao longo de perfis de solo (Crosson *et al.*, 2005a).

Essas características de superfície, no entanto, são altamente variáveis no espaço e no tempo. Pouco esforço havia sido empreendido no passado para determinar o grau de precisão da estimativa de parâmetros necessários para atingir a precisão especificada para a resposta de umidade do solo com sensoriamento remoto. A sensibilidade da umidade do solo a variações nos parâmetros medidos seria tanto maior quanto maior for o teor de umidade.

Para regiões com vegetação substancial, que muda rapidamente, qualquer algoritmo de resposta de umidade do solo, baseado na física e em parametrizações, requer múltiplas frequências, polarizações ou ângulos de visada para produzir estimativas estáveis e confiáveis de umidade do solo.

O comportamento espectral da umidade do solo é observável, com vantagens, na zona do infravermelho em 2,2  $\mu\text{m}$  e na zona de microondas a 1,4 GHz (banda L). A baixa frequência é preferível para resposta à umidade do solo, uma vez que fatores de perturbação, tais como vegetação, são menos significativos nessa faixa. Há muitos sensores de satélites operando em frequências maiores que a banda L para mapeamento de umidade do solo sob algumas condições, como em regiões de baixos níveis de vegetação.

Os radiômetros de microondas na banda L aeroembarcados (C-130) apresentam incertezas relacionadas a rugosidade da superfície e absorção, espalhamento e emissão pela vegetação. Crosson *et al.* (2005a) quantificaram a sensibilidade da resposta de

umidade do solo a três parâmetros de superfície para áreas plantadas com milho e soja, mostrando que a sensibilidade é maior com umidade do solo alta. Os parâmetros foram rugosidade da superfície, um parâmetro de vegetação que altera a refletividade, é empírico e que varia com a frequências, polarização, ângulo de incidência e albedo. Mediram-se, ainda, conteúdo de água na vegetação, altura da planta e fração de cobertura vegetal, estimados do NDVI, índice normalizado de diferença de vegetação.

Para obter estimativas globais de umidade do solo, a NASA lançou o *Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E)* a bordo do satélite Aqua/EOS, em 2002. O AMSR-E é um sistema radiômetro passivo de microondas com 12 canais e seis frequências. Ele mede temperatura de brilho a 6,925; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 e 89,0GHz, e é polarizado horizontal e verticalmente. Junto com estimativas de umidade do solo, produz estimativas de precipitação, água nas nuvens, vapor na atmosfera, ventos, temperatura na superfície dos oceanos e cobertura de gelo e neve. Um segundo instrumento AMSR foi lançado a bordo do satélite Midori II (também chamado de ADEOS II) pela *Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA)*, em dezembro de 2002. Esses instrumentos foram criados para produzir estimativas precisas de umidade do solo por sobre o mundo todo.

A umidade do solo é também medida com sensores do tipo radar, que apresentam maior resolução espacial, porém baixa resolução temporal. Há estudos com os sensores: ERS/SAR (*European Remote Sensing/ Synthetic Aperture Radar*) - Quesney *et al.* (2000) que mostraram a acurácia de +/-0.04 a 0.05 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> nas estimativas, fora do período da primavera quando a vegetação costuma estar muito densa, em uma pequena bacia agrícola na França; SAR/Radarsat (*Synthetic Aperture Radar/ Radar Satellite*) - Leconte *et al.* (2004) e Hu *et al.* (2003), que mostraram o uso de imagens do Radarsat ScanSAR para monitorar mudanças no padrão de umidade do solo com dados multitemporais da banda C, polarização HH e resolução de 50 m com precisão; e muitos outros com sensores radar aeroembarcados, como descrito em Crosson *et al.* (2005a e b).

As perspectivas futuras na estimativa da umidade do solo, com técnicas de sensoriamento remoto, apontam para a constante melhoria das resoluções espacial (tamanho de píxel), espectral (número de bandas e regiões espectrais) e radiométrica (número de elementos discretos que representa o brilho de cada píxel).

Em outubro de 2006, foi lançado o *Advanced Scatterometer (ASCAT)*, que é um instrumento ativo de microondas na banda C voando a bordo do *Meteorological Operational (METOP)*, série de satélites com o algoritmo de obtenção de dados elaborado

e dados disponibilizados pelo *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT).

Um escaterômetro ou difusômetro mede o retroespalhamento ( $\sigma_0$ ), ou coeficiente de retroespalhamento, de um pulso de radar que ele mesmo emitiu.

O ASCAT foi projetado para observar a velocidade e a direção dos ventos sobre os oceanos e, inicialmente, não foi previsto para observar umidade do solo sobre a superfície terrestre. Não foram previstos programas de calibração e validação para umidade do solo, nem mesmo serviços de dados foram previstos, porque seu comprimento de onda (5,7 cm) é considerado sub-ótimo para obtenção de umidade do solo. No entanto, várias de suas principais características fazem dele um sensor interessante para medir a umidade do solo (Wagner *et al.*, 2013).

Segundo Wagner *et al.* (2013), as características do sensor ASCAT interessantes para a estimativa da umidade do solo são:

- frequência 5.3 GHz, dentro da faixa favorável a medidas de umidade do solo (< 10 GHz);
- boa calibração e estabilidade temporal do coeficiente de retroespalhamento – medida da energia eletromagnética interceptada e reemitida no mesmo comprimento de onda, por uma área unitária da superfície terrestre, é medida em  $[L^2L^{-2}]$  ou dB – as alterações anuais são da ordem de 0.02 dB, satisfatório para acompanhar mudanças na umidade do solo ao longo do tempo;
- acurácia radiométrica, razão sinal/ruído elevada;
- múltipla capacidade de visada – suas três antenas de cada lado fazem três medidas independentes e quase instantâneas do retroespalhamento com três ângulos de azimute e dois ângulos de incidência diferentes, para cada píxel, e isso pode ser explorado para corrigir a interferência da vegetação, pois a densidade da vegetação altera o comportamento do ângulo de incidência do coeficiente de retroespalhamento;
- a cobertura espacial terrestre diária do sensor ASCAT é adequada para acompanhar as mudanças no padrão de grande escala na umidade do solo, causadas pela precipitação e a evapotranspiração (Vinnikov *et al.*, 1996);
- continuidade, confiabilidade e expectativa de medidas por longo prazo; o METOP-C está previsto para lançamento em 2018.

A cobertura diária com os satélites METOP-A e METOP-B (lançado para melhorar a cobertura terrestre) é mostrada na Figura 2.15.

É possível ver na Figura 2.15 que a região da bacia do rio Piabanha tem cobertura diária pelo sensor ASCAT desde o lançamento do METOP-A em 2006.

METOP-A voa em dupla com METOP-B em órbita quasi-polar heliosíncrona. Os horários (hora local) em que ele cruza a linha do Equador são 9:30 h em passagem descendente e 21:30 h em sua passagem ascendente, portanto, para a região equatorial até as latitudes médias os horários locais seriam 9:30h (+/- 1 h) e 21:30h (+/- 1 h).

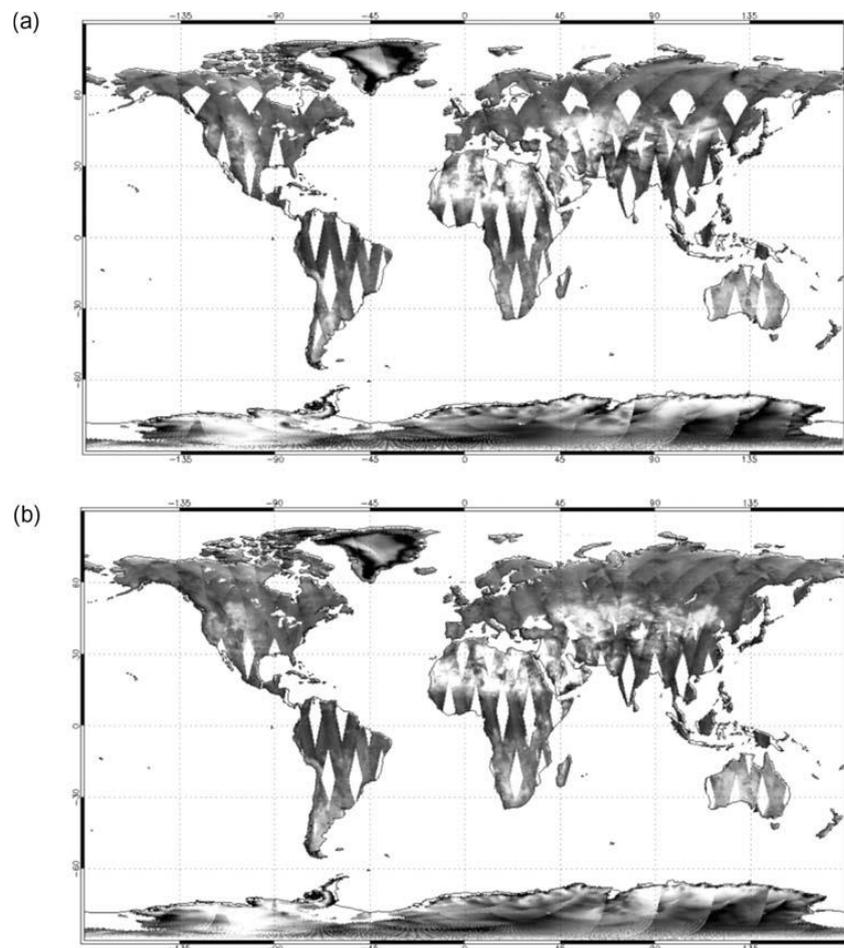


Figura 2.15: Cobertura global diária obtida pelo sensor ASCAT sobre continentes, (a) com o METOP-A em órbita desde 2006 e (b) com o METOP-B em órbita desde 2012 (Wagner *et al.*, 2013)

O algoritmo para obtenção de produtos de umidade do solo do ASCAT foi desenvolvido pela *Vienna University of Technology* (TU Wien) e é, em sua concepção,

um método de detecção de mudanças. A documentação para os produtos de séries temporais e imagens pode ser encontrada em (TU Wien, 2016a). Os dados de umidade do solo do ASCAT são disponíveis em percentual ou grau de saturação, variando de zero (seco), após alguns dias sem chuva, a 100% (saturado) durante eventos chuvosos.

Para obter a umidade em  $[L^3L^{-3}]$ , tem-se que multiplicar o grau de saturação pela porosidade do solo. Esta tem que ser bem estimada para produzir dados corretos de umidade.

Os dados de umidade de superfície (ASCAT SSM) correspondem à profundidade de 1 a 2 cm, são diários e a resolução espacial é de 12,5 km a 25 km. Dadas as características de estabilidade temporal da umidade do solo, ao longo de áreas de dimensões ou escalas distintas, fenômeno verificado na umidade do solo que possibilita aproximar, por um modelo linear, a relação entre escala local e medidas regionais, é possível desagregar os dados para resoluções maiores, com base em regressão linear com dados de radar ou de bandas espectrais de maior resolução. É possível estimar a umidade do solo com a resolução de até 1 km com base na resposta obtida para 25 km, como proposto em Wagner *et al.* (2008).

As respostas do ASCAT para umidade do solo são consideradas problemáticas para medidas tomadas de regiões montanhosas ou desérticas, onde os sensores SMOS e AMSR-E apresentariam melhores estimativas. Sobre florestas tropicais densas, o erro pode ser grande. Sua melhor sensibilidade é obtida para áreas de grama e agricultura. No entanto, um estudo de validação com experimento em campo, em bacia experimental com 46 % de cobertura de floresta, apresentou resultados com coeficiente de correlação igual a 0,8 e RMSE igual a  $0,04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , ordem de valor almejada pelas missões SMOS e SMAP.

Há um produto derivado ASCAT disponível para umidade abaixo de 2 cm, ao longo do perfil do solo até 1m de profundidade. Baseia-se no chamado índice de umidade do solo (SWI), que é mais procurado do que os dados de superfície. O SWI é calculado com as séries temporal dos dados de superfície em cada píxel em uma convolução com uma função exponencial para descrever a redistribuição da umidade no perfil do solo. Essa conclusão suaviza e retarda o avanço da umidade do solo imitando o processo de difusão da água no perfil do solo para camadas mais profundas. As séries resultantes apresentam uma função exponencial de autocorrelação em um tempo característico de acordo o verificado empiricamente por Vinnikov *et al.* (1996), que depende principalmente da profundidade, e em menos grau, da textura do solo. Um esquema foi

associado para obtenção dos dados em nível diário. As séries de SWI estão disponíveis em TU Wien (2016b).

O ASCAT tem aptidão para modelar o crescimento de culturas e acompanhar a evolução da propensão de regiões ao desenvolvimento de vetores como, por exemplo, mosquitos (Wagner *et al.*, 2013).

Sistemas multifrequenciais e ativos, acoplados com antenas maiores, são promissores (Kerr, 2007) para aumentar a eficiência das plataformas de sensoriamento remoto. Avanços recentes em ciência e tecnologia resultaram em compromissos da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e da *European Space Agency* (ESA) com missões para banda L (1,4GHz) para superar a limitação de obtenção de dados muito superficiais, usando radiômetros que operam na banda L para aumentar a profundidade de penetração.

É o caso da missão *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS), ESA (2009), que gera dados de umidade do solo e salinidade da água dos oceanos. O SMOS vem produzindo dados de temperatura de brilho (*brightness temperature*) para a comunidade científica desde meados de julho de 2010. Captura imagens de radiação de microondas emitida em torno da frequência de 1,4GHz (banda L) com o primeiro radiômetro interferométrico 2D de órbita polar. Com uma medida da radiação emitida pela superfície da Terra, essa informação pode ser usada para obtenção de mapas de umidade do solo a cada três dias e mapas de salinidade dos oceanos, para, pelo menos, a cada 30 dias (ESA, 2009).

O *Soil Moisture Active Passive* (SMAP) da NASA, que estava com lançamento previsto para antes de meados de dezembro de 2014, foi lançado em janeiro de 2015. Ele contaria com um radiômetro combinado com um radar de alta resolução e mapeamento na banda L, para medir umidade do solo na superfície e o estado de congelamento/derretimento da água, objetivando o avanço da ciência e o benefício da sociedade. O SMAP foi lançado carregando um radiômetro e um radar de abertura sintética operando na banda L (1,20-1,41 GHz), com a habilidade de medir a umidade do solo através de cobertura vegetal moderada. A amplitude da faixa de imageamento é de 1.000 km, cobrindo toda Terra em três dias, no Equador, e em dois dias, nas latitudes boreais. Por razões desconhecidas, até o tempo de escrita deste texto, o radar parou de funcionar em 7 de julho de 2015. O SMAP conta agora somente com o radiômetro.

### 2.6.3. Índices espectrais ou radiométricos

As diferentes coberturas do solo apresentam características refletivas e termais próprias que, portanto, são percebidas por sensoriamento remoto orbital. Por meio de índices espectrais, especialmente formulados, é possível, então, distinguir e classificar a cobertura do solo.

A Figura 2.16 apresenta o espectro eletromagnético, que descreve o espectro contínuo de energia ou frequência, das faixas mais altas, onde estão os raios gama e raios-x, até as mais baixas, lugar das microondas e ondas de rádio, expresso em comprimento de ondas, isto é, dos mais curtos aos mais longos. É destacada a pequena faixa do espectro visível ao olho humano.

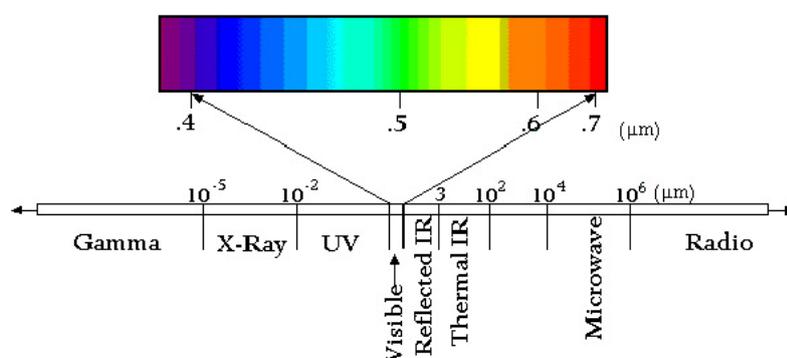


Figura 2.16: Espectro eletromagnético (USGS, 2016a)

Na literatura, a título de ilustração, Smith *et al.* (2007) apresentam diferentes índices espectrais para distinguir áreas queimadas de não queimadas, em região de savana sujeita a incêndios no sul da África. A substituição da vegetação saudável por carvão diminui a refletância do visível e do infravermelho próximo. O aumento da ocorrência de carvão e de solo nu aumenta tanto a refletância do infravermelho de ondas curtas (SWIR), quanto a temperatura de superfície. Mas a refletância do SWIR pode diminuir se a vegetação substituída é senescida em vez de saudável.

Praticamente todos os índices utilizados baseiam-se na propriedade da refletância no infravermelho próximo ( $\rho_{\text{NIR}}$ ). Alguns utilizam também a refletância no sensor vermelho ( $\rho_{\text{R}}$ ) ou a refletância no sensor azul ( $\rho_{\text{b}}$ ) e a constante do solo ( $L$ ). Dos índices espectrais utilizados, alguns deles têm a vegetação como objeto, como, por exemplo: o índice de vegetação por diferença normalizada - *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI); o índice de vegetação ajustado com base no solo - *Soil Adjusted Vegetation Index*

(SAVI); o índice aperfeiçoado de vegetação - *Enhanced Vegetation Index* (EVI); e o índice de vegetação - *Vegetation Index* (VI6T), que utiliza o infravermelho termal do Landsat ETM+ banda 6.

Em Smith *et al.* (2007), os índices são avaliados em quatro níveis de detalhe: no solo, com imagens IKONOS, com imagens Landsat ETM+ e com imagens MODIS. O objetivo era definir o melhor método e estabelecer um mapa de referência com o sensor Landsat para comparações futuras de áreas queimadas, estimadas com o sensor MODIS.

Os índices de vegetação podem ser calculados com uso de respostas recebidas, espectrais e radiométricas, pelos sensores orbitais na frequência de radiação (bandas e canais), por exemplo, do vermelho e do infravermelho próximo para o *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) e também do azul, no caso do *Enhanced Vegetation Index* (EVI).

Adamczyk e Osberger (2015) empregaram índices de vegetação para detectar perturbações em floresta dominada por pinheiros, em região montanhosa da Noruega, experimentando 38 índices, que são avaliados quanto a sua sensibilidade à variação topográfica. Todos os índices são descritos, com sua formulação e referências, em uma tabela apresentada em material suplementar disponível. Concluem que dois desses índices, um baseado nas bandas do infravermelho próximo e do azul e o outro nas bandas do infravermelho próximo e do azul, seriam os mais adequados para delineamento de feições e acompanhamento contínuo de perturbações da vegetação de montanha.

No caso do NDVI obtido do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo do sistema de satélites *Polar-orbiting Operational Environmental Satellites* (POES) da *National and Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), é utilizada a composição do canal 1, no comprimento de onda do infravermelho próximo ( $X_{nir}$ ), com o canal 2, no comprimento de onda do vermelho ( $X_{red}$ ).

$$NDVI = \frac{(X_{nir} - X_{red})}{(X_{nir} + X_{red})} \quad (2.20)$$

Seus valores variam de -1 a +1, indicando maior densidade de vegetação para os valores mais altos. Os valores para alvo terrestre variariam, de fato, de 0 a 0,8. Muitas vezes, os valores dos píxeis encontram-se multiplicados por 10.000, resultando valores inteiros.

Os dados diários do NDVI do AVHRR, em resolução espacial 0,05° x 0,05°, disponíveis desde 1981 a 2013, podem ser encontrados em USGS (2016a). Uma versão dos dados com píxeis de 8 km x 8 km é descrita em Tucker (2005), e a série para o período

1981 a 2006 (26 anos) pode ser obtida de *Global Inventory Modeling and Mapping Studies* (GIMMS, 2014). Neste trabalho, esses dados serão identificados como GIMMS-NDVI. A bacia representativa é coberta inteiramente por eles com 25 píxeis.

Em 2000, foi lançado o sensor *MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer* - MODIS a bordo do satélite Terra, e, em 2002, houve o lançamento do MODIS a bordo do satélite Aqua. O serviço de dados MODIS (USGS, 2016b), dentre muitos outros produtos, fornece dados de índices de vegetação NDVI e EVI, sendo que este último é indicado para regiões com vegetação densa, pois mantém a sensibilidade sobre grande quantidade de biomassa. Eles utilizam dados de reflectância na faixa do infravermelho próximo (858 nanômetros), do vermelho (645 nanômetros) e do azul (469 nanômetros). O azul é usado no EVI também para remover contaminação residual atmosférica causada por fumaça e nuvens finas em nível de subfreqüência.

Os produtos são apresentados com resolução espacial de 250 m, 500 m, 1000 m e 5600 m. A aquisição dos sensores é diária, porém o produto índice de vegetação (NDVI/EVI) está disponível em nível mensal ou composto de 16 dias. Para esse composto, é escolhido o melhor píxel do período, o de melhor resposta, com menos nuvens, baixo ângulo de visada e que produziria a maior relação EVI/NDVI. As mesmas resoluções são disponíveis para o MODIS-Terra e o MODIS-Aqua. A data de início de contabilização do composto no MODIS-Terra é o dia 1 e do MODIS-Aqua é o dia 9, de modo que, utilizando os dois, é possível ter os índices a cada 8 dias, de 2002 ao presente. É necessário apenas cadastrar-se para ter acesso aos dados.

Em 2013, foi lançado o Landsat 8, pela NASA, e, em maio de 2013, o satélite passou para a supervisão do USGS (USGS, 2016a). Desde então, estão disponíveis suas imagens de acesso livre, bastando para isto cadastrar-se como usuário e fazer a solicitação.

As bandas do Landsat 8 são interessantes para obtenção de índices de vegetação. Roy *et al.* (2014) afirmam que a umidade do solo é uma das poucas variáveis essenciais do clima que não podem ser obtidas do Landsat 8, nem de seus antecessores, diretamente ou indiretamente com confiabilidade. No entanto, dada a sua alta resolução espacial, seus produtos espectrais são utilizados na obtenção de índices de vegetação, que, por sua vez, podem ser usados em algoritmos de desagregação ou *downscaling* na parametrização da umidade do solo.

A Tabela 2.6 informa sobre a resolução espacial e comprimentos de onda de cada banda do Landsat 8.

Tabela 2.6: Bandas, comprimentos de onda e resolução do Lansat 8

Landsat 8 <i>Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS)</i> ; Launched February 11, 2013	Banda	Comprimento de onda (micrômetro)	Resolução (m)
	Band 1 - <i>Coastal aerosol</i>	0,43 - 0,45	30
	Band 2 - <i>Blue</i>	0,45 - 0,51	30
	Band 3 - <i>Green</i>	0,53 - 0,59	30
	Band 4 - <i>Red</i>	0,64 - 0,67	30
	Band 5 - <i>Near Infrared (NIR)</i>	0,85 - 0,88	30
	Band 6 - <i>SWIR 1</i>	1,57 - 1,65	30
	Band 7 - <i>SWIR 2</i>	2,11 - 2,29	30
	Band 8 - <i>Panchromatic</i>	0,50 - 0,68	15
	Band 9 - <i>Cirrus</i>	1,36 - 1,38	30
	Band 10 - <i>Thermal Infrared (TIRS) 1</i>	10,60 - 11,19	100
	Band 11 - <i>Thermal Infrared (TIRS) 2</i>	11,50 - 12,51	100

Fonte: USGS, 2016a

Os índices de vegetação podem ser usados em estimativas da evapotranspiração e da umidade do solo, juntamente com temperatura de superfície. Podem ser usados também em estudos de regionalização de vazões, como em Viana (2012), que usou o NDVI com resolução de 8 km para regionalização de vazões geradas com o modelo SMAP. A regionalização dos parâmetros calibrados do SMAP consiste em obter a correlação entre o NDVI e balanço hidrológico sazonal (BHS), estabelecendo-se uma equação de regressão para obter a evapotranspiração, considerando uma defasagem de tempo, que pode haver entre os máximos e mínimos do NDVI e os máximos e mínimos da precipitação, para, então, usar em bacias semelhantes, obtendo-se a vazão onde existam dados de precipitação.

Estimativas de umidade do solo podem ser obtidas de índices calculados com base em imagens do MODIS (Hosseini e Saradjian, 2011). Para melhorar a resolução espacial dos dados obtidos por sensoriamento remoto, têm sido introduzidas abordagens de desagregação. Cheema *et al.* (2011) adotaram uma abordagem interessante para validar os dados de umidade obtidos com o AMSR-E (NASA), que foi correlacionar esses dados com a precipitação e o índice de vegetação NDVI para vários tipos de uso e cobertura do solo e para o verão e o inverno, distintamente, na bacia transfronteiriça do rio Indus (Indo).

As imagens NDVI tornaram-se o produto derivado mais usado do NOAA-AVHRR, principalmente, pelo conjunto de dados formados com a composição do valor máximo. Têm sido usadas desde 1981 para estudar uma variedade de processos

superficiais globais. É possível que os projetistas dos instrumentos AVHRR não tenham previsto seu uso para cálculo do índice de vegetação.

#### **2.6.4. Evapotranspiração**

A evapotranspiração pode ser inferida por duas abordagens, a do balanço hídrico, que pode ser chamada de prognóstica, expressada com base na física dos processos envolvidos e em dados referentes às diversas parcelas de entrada e saída de água, e a do balanço energético, que pode ser chamada de abordagem diagnóstica, na medida em que usa a observação das parcelas envolvidas no balanço de energia, que podem ser estimadas (medidas) por sensoriamento remoto, e busca inferir o quanto de água foi perdida, em determinado intervalo de tempo, para que a temperatura de superfície, do solo e da vegetação, seja mantida igual à observada ao final do intervalo de tempo.

A compreensão de fenômenos e processos envolvidos na interação da superfície do solo e a camada limite atmosférica é usada de duas maneiras. A primeira combina o conhecimento na forma de submodelos computacionais, que são parte importante de modelos hidrológicos ou meteorológicos e são chamados esquemas solo-vegetação-atmosfera (SVATS). A segunda maneira de utilizar o conhecimento consiste em estimar as taxas diárias de evaporação para outras aplicações práticas na hidrologia e na agricultura. Os métodos e fórmulas têm a mesma origem, porém as aplicações práticas são, em geral, mais simples que os SVATS, envolvem fazer mais considerações em sua utilização, mas exigem menos dados (Shuttleworth, 2012).

Para o cálculo da evapotranspiração potencial, conta-se com os dados de pressão atmosférica, umidade relativa do ar, temperatura, ponto de orvalho, velocidade do vento, radiação solar incidente, a radiação refletida, a radiação líquida e a insolação, podendo-se utilizar o método de Penman-Monteith adaptado pela FAO (Allen *et al.*, 1998) para calcular os valores diários pontualmente em cada estação meteorológica.

Fazendo uso dos dados disponíveis climatológicos e de sensoriamento remoto, uma metodologia que tem sido adotada para o cálculo da evapotranspiração real é a do balanço energético na superfície terrestre. Utilizando-se registros de radiância espectral obtidos de sensores orbitais, dados meteorológicos e de fluxos no solo, medidos em campo por estações automáticas, emprega-se o algoritmo SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (Bastiaanssen, 1995), conforme proposto em Nicacio (2008).

O SEBAL é capaz de resolver o balanço de energia na superfície do solo e possibilita estimar a evapotranspiração. Baseia-se em uma combinação de relações empíricas e parametrizações físicas (Bastiaanssen *et al.*, 1998 a, b). Estimar a evapotranspiração diária requer radiâncias espectrais de imagens de satélite e alguns dados de superfície como: velocidade do vento a uma altura conhecida e a temperatura do ar. Propõe-se a quantificar as perdas reais de água em uma bacia com alta resolução espacial e temporal.

Segundo Nicácio (2008), o algoritmo SEBAL é resolvido em diversas etapas e somente para o balanço de radiação exige 11 etapas. A seqüência é necessária para minimizar os erros.

Hong *et al.* (2011) combinaram mapa de evapotranspiração obtida com o algoritmo SEBAL sobre imagens MODIS (250 m) e imagens Landsat (30 m) para obter um *downscaling* da evapotranspiração, combinando a alta resolução temporal do MODIS com a alta resolução espacial do Landsat. Foram experimentados o *downscaling* com os dados de entrada e com os de saída do SEBAL, além de dois esquemas de *downscaling* - por diferenças e regressão. Os resultados mostraram que não importava fazer o *downscaling* nos dados de entrada ou nos de saída, e, portanto, recomenda-se o procedimento com os dados de saída, pois assim se economiza tempo de processamento. Concluíram, ainda, que o esquema por regressão é preferível ao esquema por diferenças.

Há outros algoritmos também baseados na abordagem do balanço energético, implementados para fornecer evapotranspiração real em nível global, como o *Mapping ET at high Resolution using Inverse Calibration* (METRIC), de distribuição também com a ferramenta *Evaporation modeling tool at Landsat resolution on Google Earth Engine* (EEFLUX) e *Access and availability of actionable drought information* ALEXI), conforme apresentado em NASA-ARSET (2016) com um rico material didático.

#### **2.6.5. Limitações do sensoriamento remoto em regiões montanhosas**

Em regiões montanhosas, devido ao relevo acidentado, pode ocorrer potencialmente baixa qualidade das estimativas por sensoriamento remoto de diversas variáveis e processos, o que demanda análise, com é o caso, por exemplo, de dados de umidade do solo oriundos dos sensores ASCAT e SMAP, previamente citados, de dados de evapotranspiração pelo algoritmo ALEXI e de dados de precipitação por radar.

## 2.7. Estudos em bacias experimentais e representativas

Estudos em bacias experimentais propiciam o conhecimento mais detalhado do funcionamento interno dos processos hidrológicos em diversas escalas de detalhe, da parcela de solo à bacia hidrográfica.

As variáveis envolvidas nos processos hidrológicos, que são ignoradas pelo monitoramento sistemático ou que, para fins de praticidade, são integradas a outras parcelas do balanço hídrico, costumam ser observadas somente em projetos especiais de bacias experimentais e representativas.

Clarke e da Silva Dias (2002), em seu trabalho diagnóstico sobre o monitoramento e recursos hídricos nos ambientes brasileiros, recomendam a relevância de que pequenas sub-bacias hidrográficas sejam intensivamente instrumentadas com dispositivos de alto desempenho, mantidos cuidadosamente e diariamente. "Essas bacias seriam mantidas em sua forma pristina e natural, facilitando a detecção de mudanças climáticas fora das influências que mascarariam os efeitos de maior interesse e também poderiam ser usadas para estudos sobre o funcionamento da biodiversidade e sua interação com o meio ambiente".

Beven (2010) afirma que pequenas bacias são adequadas ao teste de modelos como hipóteses sobre o funcionamento do sistema da bacia. Para tanto, os modelos devem permitir testar, mais detalhadamente, as suas variáveis de estado interna e dados sobre o tempo de residência de traçadores, da mesma forma que reproduz os hidrogramas observados.

Robinson (2008) diz que o entendimento sobre a umidade do solo e sobre processos hidrológicos a ela relacionados em pequenas bacias (0,1 a 1 km<sup>2</sup>) e em sub-bacias (1 a 80 km<sup>2</sup>) está chegando a um impasse. A modelagem hidrológica evoluiu muito com o advento do computador. No entanto, o monitoramento não acompanhou essa evolução. Medidas pontuais em uma escala de 1 dm<sup>3</sup>, por exemplo, avançaram com muitos sensores *in situ*, enquanto que medições na escala da bacia (2.500 km<sup>2</sup> a 25.000 km<sup>2</sup>) avançaram com o sensoriamento remoto. Ainda restou um vazio entre as escalas intermediárias, onde não há dados espaciais descrevendo padrões e redes da bacia que pudessem ajudar a entender comportamentos emergentes de pequenas bacias.

Segundo Toebes e Ouryvaev (1970), bacias representativas devem ter área compreendida entre 250 km<sup>2</sup> e 1.000 km<sup>2</sup>, enquanto as bacias experimentais devem ter até 4 km<sup>2</sup> apresentando solos e vegetação relativamente homogêneos.

Mais recentemente, no Brasil, várias iniciativas de fomento à pesquisa em bacias experimentais surgiram com editais FINEP e CNPq, dentre elas a Chamada Pública MCT/FINEP/CT-HIDRO - Bacias Representativas 04/2005 e sua sucessora da Chamada MCT/FINEP/CT-HIDRO 01/2010. Dessas iniciativas, surgiram diversas bacias experimentais distribuídas pelos distintos biomas brasileiros, como, por exemplo, as de responsabilidade de UFPE, UFAL, UFBA, UNB, Embrapa Cerrados, UFSM, UFRGS, UFPR, UNIFEI, dentre outras instituições.

Há redes internacionais de estudos em bacias experimentais como a *Flow Regimes from International and Experimental Network Data* (FRIEND), apoiada pela UNESCO e com filiados distribuídos pelos cinco continentes, e a *Euro-Mediterranean Network of Experimental and Representative Basins* (ERB), coordenada pela Universidade de Coimbra.

Muitas dessas bacias são utilizadas em experimentos globais de exploração de processos hidrológicos pouco compreendidos, em geral, e em experimentos dirigidos a calibração e validação de sensores orbitais.

## **2.8. Análise de séries temporais**

Séries temporais são seqüências de valores ordenados no tempo, em geral resultado de registros de monitoramento de alguma variável, seja econômica, hidroclimática, geofísica ou ecológica, dentre as mais usuais. Esses registros podem ser contínuos, discretos a intervalos regulares ou irregulares, como muitas das vezes são os registros em astronomia ou as evidências em paleoclimatologia.

Dentre os muitos objetivos da análise de séries temporais, citados por diversos autores, Sousa (2013) cita quatro: investigar o mecanismo gerador da série; descrever seu comportamento; fazer previsões de comportamento futuro; e investigar periodicidades. Esses podem sintetizar a maioria dos propósitos da análise de séries temporais, ou, como sugerido em NIST (2016), de forma ainda mais sintética, a aplicação das técnicas se resumiria a dois propósitos: ao de tentar obter o entendimento dos mecanismos e da estrutura que produzem os dados observados e ao de ajustar um modelo para prever e até mesmo controlar o processo, no caso de processo industrial, por exemplo.

Ferramentas de análise de séries temporais e técnicas de reconhecimento de padrões tornaram-se aplicáveis com a disponibilidade de computadores pessoais de melhor desempenho, em tempo relativamente curto, em não mais que duas décadas. Seu

uso tem-se difundido graças a redes de colaboração que compartilham aplicativos e *scripts*.

Tem sido assim com a utilização das transformadas de *wavelets*, ondeletas ou ondaletas, e de filtros que atualmente são utilizados em análise de séries temporais de hidrologia e climatologia, para evidenciar ciclos e tendências.

Introduzida por Hurst, na década de 1950 (Hurst, 1951 e 1956), a análise de amplitude reescalada (R/S), mostra-se eficiente na determinação da persistência (autocorrelação) das séries observadas de fenômenos naturais em hidroclimatologia e hidroecologia, embora tenha sido concebida, inicialmente, para modelagem da capacidade de armazenamento de reservatórios. Essa técnica é também usada para determinar a dimensão fractal de uma série temporal (Mandelbrot e Wallis, 1969).

### **2.8.1. Distribuição temporal e periodicidade - transformadas de ondeletas**

(*wavelets*)

A transformada de ondeletas pode ser considerada uma técnica de transformação de um sinal, no domínio do tempo, para um domínio chamado tempo escala, definindo as diferentes componentes do espectro de frequência do sinal. A técnica consiste na expansão do sinal por uma decomposição linear, usada como base para um conjunto de funções denominadas ondeletas, que surgem a partir de uma função "ondeleta mãe", que atua como um protótipo para gerar funções bases ("janelas"), cujas larguras variam à medida que se calcula a transformada (Daubechies, 1992), conforme a expressão:

$$\psi_{t,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad (2.21)$$

onde " $\tau$ " (translação) é um parâmetro relacionado com a localização da janela, na medida em que esta se desloca através do sinal, correspondente à informação do tempo no domínio transformado. A escala " $s$ " é um parâmetro relacionado com a informação da frequência do sinal. Cada escala corresponde a uma determinada banda de frequências e define a largura da janela. Na prática, a ondeleta mãe não pode ser uma função contínua, uma vez que se devem eleger valores discretos ( $j, k$ ) para os parâmetros ( $s, \tau$ ); isto conduz ao emprego da transformada de ondeleta discreta (TWD), que resulta muito eficiente na análise multirresolução (MRA).

Por exemplo, para a função ou sinal correspondente a uma série de precipitação diária observada e outra correspondente à precipitação estimada pelo satélite TRMM

expressa em nível diário no mesmo período, Vásquez *et al.* (2015), utilizando TWD e MRA, chegaram à decomposição em uma progressão de aproximações e detalhes sucessivos nas diferentes escalas de tempo  $2^{-j}$ , para  $j$  variando de 1 a 6 e  $\Delta t = 1$  dia, sendo  $D1 = 2$  dias,  $D2 = 4$  dias,  $D3 = 8$  dias,  $D4 = 16$  dias,  $D5 = 32$  dias e  $D6 = 64$  dias, como mostram a Figura 2.17 e a Figura 2.18.

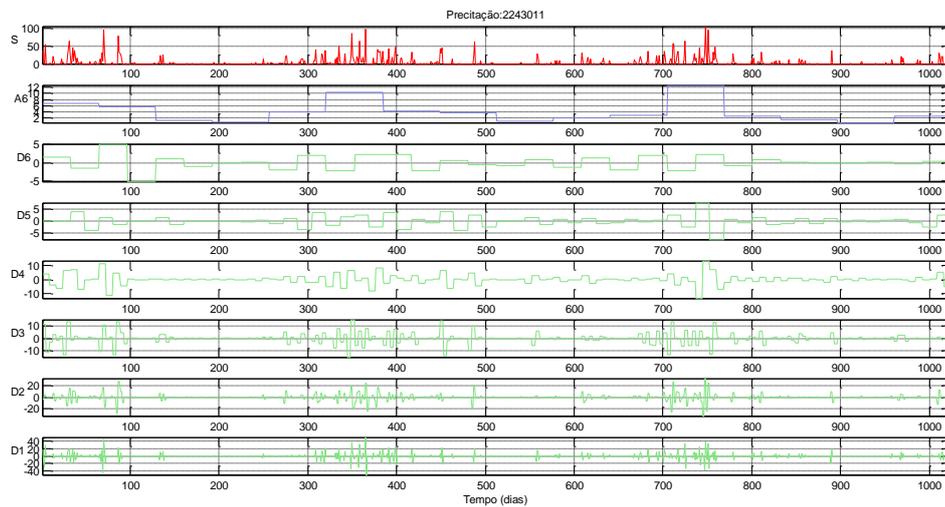


Figura 2.17: Sinal real, aproximação e detalhes da série de precipitação diária observada em 2243011 no período de 2001-2003 (Vásquez *et al.*, 2015)

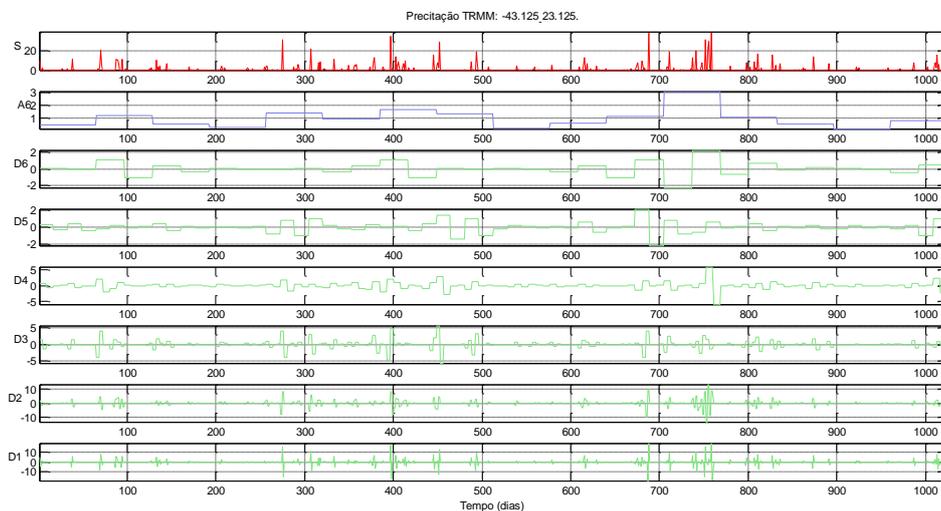


Figura 2.18: Sinal real, aproximação e detalhes da série de precipitação diária do TRMM no período de 2001-2003 (Vásquez *et al.*, 2015)

A transformada de ondeleta discreta (TWD) é uma representação compacta dos dados e é mais usada para redução de ruídos e compressão de dados, enquanto a transformada de ondeleta contínua (CWT) é melhor para o propósito de extração de

feições. Como é o caso de interesse neste trabalho, ou seja, identificar sinais de baixa razão sinal/ruído em séries temporais. A CWT é uma ferramenta comum para analisar oscilações localizadas e intermitentes em séries temporais (Grinsted, Moore e Jevrejeva, 2004).

A ondeleta é uma função de média zero que está localizada tanto na frequência quanto no tempo. A forma da função ondeleta a ser escolhida também é importante, ela deve ser semelhante à do sinal. A ondeleta Morlet é uma onda plana modulada por uma função Gaussiana definida como

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0\eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2} \quad (2.22)$$

onde

$\omega_0$  é a frequência adimensional;  $\omega_0 = 6$  é um valor adequado porque faz com que a média seja 0 (zero), que é a condição de admissibilidade da ondeleta

$\eta$  é o tempo adimensional.

A proposta que fundamenta a transformada de ondeleta é fazer com que ela funcione como um filtro de passa banda para as séries temporais. Assim, é feita a convolução da função com a série temporal aplicada a cada valor da série.

A transformada de ondeleta contínua (CTW) de Morlet encontra-se bem explicada em Grinsted, Moore e Jevrejeva (2004) e Torrence e Compo (1998) e, ainda, em Labat (2005), em sua revisão de conceitos, onde afirma ser a CWT uma ferramenta adequada para localizar oscilações intermitentes em séries temporais não estacionárias, como costumam ser as séries hidroclimatológicas.

Sousa (2013) propôs uma metodologia de identificação dos mecanismos físicos remotos e avaliação da estrutura atmosférica responsável por modular o sistema meteorológico anticiclone de bloqueio, atuante na costa leste do estado de Santa Catarina, estudando as séries temporais de radiação de onda longa emergente (ROL) e de componentes zonal e meridional do vento em dois níveis, com a aplicação da CTW de Morlet. Guimarães (2014) também fez uso da técnica transformada CTW de Morlet para caracterização do campo de vento em superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro.

Labat *et al.* (2005) estudou a variabilidade das vazões nas bacias do Amazonas, do Paraná, do Orinoco e do Congo com a metodologia WTC de Morlet, XWT e CWT,

para analisar periodicidades e tendências das vazões, comparadas com o comportamento dos índices *North Atlantic Oscillation* (NAO) e *Southern Oscillation Index* (SOI). Encontrou correlação positiva (negativa) com NAO (SOI) na escala de tempo de 13–14 anos. A coerência é estacionária com NAO e intermitente com SOI, e aponta que essa escala costuma ser associada à variabilidade decadal da ZCAS. Duan *et al.* (2015), em seu estudo de variabilidade das chuvas no Japão, utiliza a metodologia WTC, XWT e CTW para analisar periodicidades e tendências das chuvas comparando índices críticos definidos pelo ETCCDI (2015), com o comportamento de *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO), *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) e SOI.

### **2.8.2. Persistência e memória de longo-termo – o efeito de Hurst (R/S)**

A estatística de amplitude reescalada (R/S) foi proposta, primeiramente, por Hurst (1951), quando ele estudava as possibilidades de armazenamento das vazões do rio Nilo, afluentes ao local previsto para a barragem de Assuan no Egito, então em fase de projeto.

Hurst (1951) verificou um fenômeno ou efeito inesperado na variabilidade das diferenças entre as vazões anuais e a sua média. O que ele esperava, com base na premissa de que as vazões anuais seguem a distribuição Normal e de que suas realizações seriam independentes e aleatórias, era que o quociente entre a amplitude das somas parciais dos desvios das médias  $R$  e o desvio padrão  $\sigma$  da série temporal de tamanho  $N$  guardasse uma relação com  $N$  semelhante à obtida para uma série totalmente aleatória, como a dos resultados obtidos de jogar moedas para o alto.

No entanto, a relação para as vazões mostrava que  $\frac{R}{\sigma}$  crescia mais acentuadamente com o aumento de  $N$  do que o esperado. Hurst (1951) analisou conjuntamente séries de vazões de diversos rios e também de precipitações, que eram mais longas.

Em Hurst (1956), a análise foi estendida a outras séries de dados temporais naturais, tais como: precipitação; temperatura e pressão; número de manchas solares; níveis e vazões de rios; registros de longo termo de anomalias em anéis de árvores; espessura de camadas de sedimentos em lagos do Canadá e Noruega; e espessura de camadas de sedimentos em lago na Criméia. Para cada um desses sete grupos de fenômeno, havia diversas séries de diferentes lugares e tamanhos.

Para analisar o efeito ele dividiu cada série disponível em várias subséries de igual tamanho. Por exemplo, para uma série de 120 anos, ele escolhia três segmentos de 40

anos, dois de 80 anos (com sobreposição) e a inteira de 120 anos. Calculou  $\frac{R}{\sigma}$  para cada segmento; em seguida, calculou a média desses valores para as subséries de igual tamanho e tipologia de fenômeno, formando pares dessas médias das subséries com os respectivos comprimentos das subséries. Esses pares de valores, distribuídos pelos sete grupos segundo a tipologia do fenômeno observado, foram colocados em um gráfico de escala bilogarítmica e a esses pontos foi ajustada uma reta, cujo coeficiente angular traduzia a relação procurada. O resultado para os sete grupos de fenômenos foi muito semelhante, em que os coeficientes angulares variaram de 0,69 a 0,80.

Hurst (1956) concluiu que todas as séries analisadas apresentavam a tendência das séries naturais em geociências, de valores altos sucederem a valores altos e de valores baixos sucederem a valores baixos, num efeito de persistência ou memória de longo prazo. Concluiu, também, que as séries analisadas, por terem, de certa forma, relação com as vazões, apresentariam essa característica hipotética de persistência e seriam adequadas a complementar as séries temporais de vazão em análises de longo termo.

Desde então, muitos modelos estocásticos buscaram incorporar, às séries geradas, esse efeito de persistência (Hipel e Mcleod, 1994).

O efeito ficou conhecido como fenômeno de Hurst, após Mandelbrot e Wallis (1969) enunciarem a "Lei de Hurst", quando se referiram aos resultados obtidos por Hurst (1956), que parcialmente confirmaram em suas análises, verificando que registros geofísicos apresentariam dependência estatística global, ou seja, que muitos fenômenos naturais não são processos aleatórios independentes, mas sim têm correlação de longo prazo significativa. Eles também atribuíram a letra H ao coeficiente angular da reta no ajuste da regressão na análise R/S. Segundo Mandelbrot e Wallis (1969), o expoente de Hurst se relaciona com a dimensão fractal a partir de  $D = 2 - H$ ,  $D = 2 - H$  o que implica a dimensão fractal D variar no intervalo  $1,0 < D < 1,5$ .

Gomide (1975, 1978) aborda a metodologia no contexto da acumulação de água em reservatórios, sua aplicação original.

Há diversos métodos para determinação do coeficiente de Hurst (H), além da técnica de amplitude reescalada (R/S). Rao and Bhattacharya (1999), experimentando dois métodos alternativos de estimativa de H consideraram o método R/S robusto e recomendaram seu uso.

Por outro lado, Koutsoyiannis (2003), investigando a variabilidade e a presença do fenômeno de Hurst em séries hidroclimáticas longas, concluiu que H estimado com a

técnica R/S era inapropriado, uma vez que havia exibido grande dispersão de valores nos resultados, viés negativo e valores matematicamente inconsistentes.

Katsev e L'Heureux (2003) chamaram a atenção para alguns problemas a serem evitados quando se analisam séries mais curtas, com menos de 500 pontos, ou com mudanças abruptas de grande magnitude nos valores na variável estudada, mostrando que esses fatores poderiam levar a resultados espúrios de estimativa do expoente  $H$  e, também, a valores enganosos de detecção de escala fractal.

Chamoli *et al.* (2007) testaram cinco diferentes técnicas de obtenção de  $H$ , tais como transformada de ondeletas, comprimento de rugosidade, semivariograma, máxima entropia (MEM) e da amplitude reescalada (R/S), para séries de variados tamanhos. Concluíram que os métodos de R/S e de transformada de ondeletas são os mais adequados para estimar  $H$  para séries longas ou curtas.

Mais recentemente, Villarini *et al.* (2011) estimaram  $H$  para avaliar a persistência de longo termo de valores diários máximos anuais de precipitação diária de 221 estações no meio-oeste dos EUA, utilizando o método da variância agregada. Eles encontraram valores inconclusivos e atribuíram a incerteza dos seus resultados ao comprimento limitado das séries temporais utilizadas.

Hipel e McLeod (1994) chamam a técnica R/S de amplitude reescalada ajustada (*rescaled adjusted range* RAR) e dizem que ela é a de maior importância para os estudos de recursos hídricos relacionados ao armazenamento de água em reservatórios, por suas propriedades estatísticas flexíveis.

O efeito de Hurst também é explorado em outras áreas do conhecimento científico para estudar fenômenos que apresentam autossimilaridade ou autoafinidade, como, por exemplo, em estudos de arritmia cardíaca (Julián *et al.*, 2013), com uma generalização da abordagem original de Hurst (1951).

Definições de conceitos de persistência, correlação de longo e curto prazo e outros importantes para a análise de séries temporais são encontrados em Kantelhardt (2008). Material informativo muito interessante sobre o fenômeno de Hurst é encontrado em Kaplan (2003) e Ponzo (2010), além de *scripts* e planilhas Excel para cálculo de R/S.

Outra questão sobre a persistência de fenômenos naturais é colocada por Mudelsee (2007), que analisa a memória longa dos rios do ponto de vista da agregação espacial da precipitação por meio da rede hidrográfica. Ele estuda a questão em função do tamanho da bacia hidrográfica, comparando as características de sub-bacias aninhadas de seis bacias, dos rios: Weser, Elba, Reno, Colorado, Mississipi e Nilo, com dados de vazões

mensais em registros de no mínimo 70 anos cada. Conclui que a agregação, uma propriedade inerente à rede hidrográfica, poderia ser uma simples e possível explicação física para o chamado fenômeno de Hurst, sobrepondo-se a outra linha de entendimento que atribui, à memória longa dos fenômenos, a estrutura com dimensão fractal das redes de drenagem da bacia.

## **2.9. Modelos chuva-vazão**

Os modelos do tipo chuva-vazão são muito usados na prática de engenharia em estudos hidrológicos para aproveitamento de recursos hídricos porque as séries de dados de precipitação são, em geral, disponíveis e suficientes para representar, razoavelmente, a chuva média sobre uma bacia. Já a rede de monitoramento fluviométrico é mais rarefeita, apresenta séries menores, muitas vezes com falhas, e grandes problemas na definição das relações cota-vazão, seja em cotas altas ou baixas.

Os modelos também podem ser usados para investigar os processos hidrológicos dominantes em determinado sistema para aumentar o conhecimento dos fenômenos naturais representados no ciclo hidrológico. Os modelos buscam representar os fenômenos hidrológicos ou apenas etapas do ciclo da água, podendo ter diversas configurações ou finalidades (Lima, 2010).

McMahon (2009), parafraseando o eminente estatístico George Box, diz que "essencialmente, todos os modelos estão errados, mas alguns são úteis". E acrescenta que, para serem úteis, no entanto, é preciso que os seus usuários entendam suas limitações e diminuam devidamente suas expectativas em relação a eles.

Sabe-se que, na simulação de processos hidrológicos naturais com modelos, há erros desconhecidos nos dados de entrada e nas condições de contorno, que são processados não linearmente pelo modelo, que, por sua vez, possui erros estruturais, produzindo resultados que são, então, comparados com observações que contêm erros, de características também desconhecidas, inerentes ao processo de medição. Sabe-se também que tentar separar as diferentes fontes de erro é tarefa repleta de dificuldades, porque eles interagem de modo complexo e não linear, podendo, por exemplo, erros nos dados de entrada compensar erros estruturais do modelo (Beven, 2006).

Lima (2010) e Xavier (2012) fazem uma revisão bastante completa sobre modelagem hidrológica e seus processos de avaliação.

### **2.9.1. Abordagem conceitual concentrada**

Nessa abordagem, tenta-se reproduzir a percepção que se tem sobre os diversos processos físicos envolvidos na transformação chuva-vazão (o modelo perceptual), com soluções simplificadas e considerando a bacia como se fosse um só ponto, o exutório, onde se têm os valores observados de vazão. Todas as características que constituiriam ou condicionariam os parâmetros e os dados de entrada devem ser promediados pela bacia hidrográfica para serem considerados no modelo. Normalmente, os processos são representados por reservatórios, cuja operação é controlada por parâmetros, a fim de reproduzir a dinâmica das vazões.

### **2.9.2. Abordagem distribuída e semidistribuída e fisicamente fundamentada**

Os modelos distribuídos admitem e tratam adequadamente a variabilidade espacial das características determinantes do comportamento dos fenômenos observados. No caso dos modelos chuva-vazão, devem representar, de forma distribuída, as características fisiográficas da bacia e as variáveis hidrometeorológicas, em especial, a precipitação. Os modelos distribuídos são os que podem representar com fundamentação física os processos hidrológicos. Freeze e Harlan (1969) apresentaram, em seu guia ou matriz para um modelo fisicamente fundamentado, com detalhe e rigor, as características necessárias para que um modelo fosse considerado fisicamente fundamentado descrevendo cada processo hidrológico e as equações mais adequadas para quantificá-los com rigor físico. Desde então esse guia é utilizado como base para o desenvolvimento de diversos modelos, que foram tendo seu uso difundido à medida que os computadores apresentavam melhor desempenho, as técnicas de geoprocessamento popularizaram-se, os dados de sensoriamento remoto tornaram-se acessíveis em grande volume e os equipamentos registradores digitais mais difundidos. Dois dos modelos distribuídos mais referenciados são o SHE (Abbot *et al.*, 1986), bem descrito em suas características e simplificações, e MIKE SHE (Graham e Butts, 2005), que é comercial e bastante difundido. Koch *et al.* (2016) comparam três modelos distribuídos quanto à habilidade em representar a variabilidade sazonal de padrões de umidade do solo em uma pequena bacia coberta por floresta. Eles comparam o MIKE SHE (MSHE) o Hydrogeosphere (HGS) e o ParFlow-CLM (PCLM), descrevendo suas estruturas e equações governantes dos processos. A conclusão foi que, por suas estruturas distintas, apresentaram resultados divergentes; em relação à umidade do solo, todos os modelos apresentaram baixa performance para períodos secos e verificaram que, introduzindo a porosidade

especialmente variável, os modelos responderam melhor, pois a porosidade é um fator de escala da umidade do solo.

Arnold *et al.* (1998) descrevem o modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) como um modelo com as seguintes características: aplicável na escala da bacia; desenvolvido para usar os dados disponíveis; fisicamente fundamentado; especialmente distribuído; abrangente quanto aos processos que descreve prevendo sua interação; que simula cenários de gestão da bacia; e tem mais de 20 processos hidrológicos representados.

No tratamento dos processos de forma distribuída, usa o conceito de HRU - unidade de resposta hidrológica, que é definida, em uma sub-bacia, pela combinação única de cobertura do solo, práticas agrícolas e tipo de solo. Dentro de cada sub-bacia, não considera a localização relativa das HRUs; elas são usadas apenas no balanço de massa. O SWAT poderia, portanto, ser considerado um modelo semidistribuído, como descrito em Beven (2012). Sua distribuição espacial baseia-se na similaridade ou semelhança hidrológica entre as HRUs, tratando-as em conjunto como forma de simplificar o modelo.

Cao *et al.* (2006) aplicaram o modelo SWAT à bacia do rio Motueka (2.076 km<sup>2</sup>), localizada ao norte da Ilha Sul da Nova Zelândia, com grande variabilidade espacial da precipitação, que anualmente pode totalizar de 900 mm a 3.500 mm, dependendo do ano. A altitude nas cabeceiras excede os 1.600 m. Em todas essas características, Motueka seria muito semelhante à bacia do rio Piabanha, com seus 2.050 km<sup>2</sup>. No entanto, a geologia pode ser diferente, pois Motueka parece ter, sob uma boa parte dela, rochas sedimentares. Pelo hidrograma do ano de 1997, apresentado no trabalho, é possível ver que o rio Motueka, em Woodstock (1.765 km<sup>2</sup>), tem regime semelhante ao do rio Piabanha em Moura Brasil (2.050 km<sup>2</sup>), inclusive com vazões variando na mesma ordem de grandeza. Pode ser interessante comparar os resultados de uma aplicação do SWAT à bacia do Piabanha com os encontrados por Cao *et al.* (2006).

O TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979) também é um modelo semidistribuído (Beven, 2012), que representa encostas ou vertentes na bacia de acordo com a distribuição do índice topográfico, cujas classes são tratadas como unidades de resposta hidrológicamente semelhantes.

Chen (2012) propõe a mistura dos modelos SWAT e TOPMODEL trocando equações empíricas por diferenciais com solução numérica.

Há diversas iniciativas de comparação sistematizada de respostas de modelos de diferentes estruturas, com diferentes processos e formas de representá-los, além de rotinas de calibração diversas. São projetos específicos, estabelecidos com metas a serem alcançadas como o *Distributed Model Intercomparison Project* (DMIP), promovido por NOAA/NWS (2006), que produziu interessantes resultados citados por Smith *et al.* (2012) em número especial do periódico sobre o projeto, como o de Khakbaz *et al.* (2012), que compara os três tipos de modelo quanto à abordagem de representação espacial dos processos – concentrado, distribuído e semidistribuído e defende a adoção deste último.

Há iniciativas como o MOPEX (*Model Parameter Estimation Experiment*), que objetivava desenvolver técnicas de estimativa *a priori* de parâmetros de modelos e produziu bases de dados consistentes de dados hidrológicos e de características de bacias nos EUA (Duan *et al.*, 2006), posteriormente disponíveis para teste de diferentes modelos, e ferramentas como a FUSE (*Framework for Understanding Structural Errors*) de Clark *et al.* (2008) e a SUPRFLEX (Flexible framework) de Fenicia *et al.* (2011, 2014), que proporcionam flexibilidade na construção de modelos com diferentes estruturas a serem moldadas de acordo com o modelo perceptual da bacia a ser simulada, todas com a finalidade de estudar os processos hidrológicos dominantes em determinada bacia hidrográfica, muitas vezes utilizadas para comparar o desempenho em diferentes bacias.

### **2.9.3. Avaliação dos modelos**

A avaliação de modelos, incluindo os de simulação hidrológica, pode englobar um conjunto de etapas: análise de sensibilidade dos parâmetros, calibração, validação, análise de incerteza dos resultados e aplicação do modelo (Moriassi *et al.* 2007).

#### **Análise de sensibilidade, calibração e validação dos parâmetros**

O período de dados observados, destinado à fase de calibração, deve ser de pelo menos três anos. Deve ser reservado ainda um período inicial de aquecimento, que não é considerado no ajuste dos parâmetros e assim para ele não é necessário ter vazões observadas. Para o SWAT, esse período de aquecimento é recomendado de dois a três anos. Para o SMAP, recomenda-se que a inicialização do modelo seja feita para um período de estiagem, quando os reservatórios estejam vazios ou menos cheios, porém não se encontram recomendações para usar um período para aquecimento.

Na fase de calibração, os parâmetros são otimizados, manualmente ou automaticamente, enquanto avalia-se a sensibilidade do modelo à variação dos parâmetros. Na validação, o modelo é avaliado em seu desempenho com os parâmetros já calibrados em período distinto da série de dados observados, e estimam-se as incertezas do modelo para seu uso na simulação chuva-vazão.

O desempenho dos modelos pode ser testado com diversas técnicas estatísticas, critérios de eficiência ou métricas, e análises gráficas para comparação entre os valores simulados (calculados) e os observados, nos períodos de calibração e validação. Krause, Boyle e Båse (2005) apresentaram uma descrição detalhada dessas técnicas mais usuais e propuseram outras que podem superar as suas limitações normalmente apontadas. Moriasi *et. al.* (2007) descreveram várias técnicas, classificando-as conforme apresentado na Tabela 2.7.

Tabela 2.7: Testes e análises gráficas do desempenho dos modelos

<b>Metodologia</b>		
<b>Estatísticas quantitativas</b>	<b>Descrição</b>	<b>Expectativa</b>
regressão linear padrão	interseção	Deve ser próximo a zero
	inclinação da reta	Deve ser próximo a 1
	coef de correlação r	
	coef. de determinação R <sup>2</sup>	
adimensionais	N&S	Deve ser próximo de 1
	PV <sub>k</sub>	
índices de erros	PBIAS	
	RMSE	Deve ser o mínimo
	RSR	
<b>Métodos gráficos</b>		
	• linha 1:1 - dados observados x dados simulados com linha a 45°	
	• Comparar dados da regionalização por área de drenagem, com dados medidos e simulados, para as diversas vazões de referência	
	• hidrogramas observado e simulado	
	• hidrograma de resíduos	
	• curvas de permanência das vazões diárias	
	• diagrama de barras e box-plots	

O SWAT apresenta um módulo de calibração automática SWAT-CUP com cinco rotinas de otimização alternativas: GLUE, SUFI2; MCMC; ParaSol; e o PSO; Esse módulo só é aplicável às versões anual, mensal e diária do SWAT, não servindo para o subdiário. É possível decidir quantas iterações serão feitas; vinte simulações são

recomendáveis para começar. A rotina com processamento paralelo do SUFI2 não é de livre acesso, as demais opções no SWAT-CUP são.

São oferecidas diversas formas de representação gráfica dos resultados, inclusive para representar a incerteza que os parâmetros produzem nos resultados e também estatísticas como média e desvio padrão dos dados observados e resultados, inclinação, interseção, coeficientes de correlação e de determinação da regressão e eficiência de Nash e Suttcliffe, que são apresentadas para os períodos de calibração e de validação. Abbaspour (2014) apresenta o manual para uso das rotinas.

Há também o trabalho de Yang *et al.* (2008), em que é feita a comparação das diversas técnicas de análise de incertezas dos parâmetros, associadas aos métodos de calibração presentes no SWAT-CUP, que é muito útil para direcionar a escolha dos métodos a adotar.

### **Análise de incerteza dos resultados**

Na análise de incerteza dos resultados dos modelos, pode ser usada a metodologia *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE), conforme proposta em Beven e Binley (1992). A metodologia leva em conta os erros potencialmente existentes nos dados de entrada, nos dados observados para comparação com os simulados e na estrutura do modelo. A metodologia GLUE aborda a questão da equifinalidade dos parâmetros do modelo, conforme discutido em Beven (2001).

O módulo de calibração automática SWAT-CUP traz várias ferramentas de análises de incerteza. Uma de suas cinco técnicas chama-se GLUE, que apresenta essa abordagem. Essas técnicas são descritas em Yang *et al.* (2008), onde se apresenta uma comparação delas aplicadas à mesma área de estudo. Yang *et al.* (2008) comenta sobre as dificuldades práticas em desagregar o erro segundo suas diversas fontes.

### **2.10. Questões não resolvidas e experimentos especiais globais**

Entekhabi *et al.* (1999), em seu chamado para a segunda década hidrológica internacional (2<sup>nd</sup> IHD), em que apresentaram proposição de temas para estudos mais aprofundados, afirmavam que a hidrologia de superfície é a disciplina através da qual muitos dos avanços emergentes no monitoramento, computação e telecomunicações poderiam beneficiar a oferta de alimentos, a saúde, a segurança e as questões de desenvolvimento face à crescente população mundial. E que tal benefício só poderia ser

realizado se as atividades de coleta de dados hidrológicos e de modelagem estivessem baseadas em princípios científicos sólidos, o que foi, então, estabelecido como o objetivo geral da agenda científica proposta à ocasião.

Os autores consideravam que a aplicação de novas idéias e técnicas aos difíceis problemas hidrológicos do futuro requereriam um plano de ataque. Formularam, também, cinco questões científicas e as implicações para a pesquisa e desenvolvimento em monitoramento e modelagem.

### **2.10.1. Questões não resolvidas**

As questões científicas colocadas para a 2<sup>nd</sup> IHD foram: a) Quais os mecanismos e caminhos pelos quais o acoplamento entre os sistemas hidrológicos de superfície e atmosféricos subjacentes modula o tempo e a variabilidade climática? b) Quais são os mecanismos e escalas de tempo das interações entre a formação do relevo, dos solos, dos ecótonos de vegetação e a resposta hidrológica? c) Existem escalas críticas em que as variações espaciais nas propriedades da superfície devam ser explicitamente representadas nos modelos de interação superfície-atmosfera? Podem equações de macroescala ser formuladas por descrições de processos de *upscaling* na microescala e em que condições podem os parâmetros efetivos ser usados para representar os processos hidrológicos em escala maior (menor na cartografia)? d) A redistribuição lateral da água no solo afeta significativamente os processos de interação de grande escala solo-vegetação-atmosfera? e) Como podem os efeitos da atividade humana sobre a paisagem, sua ecologia e hidrologia ser distinguidos da variabilidade natural do clima?

Destacaram alguns pontos importantes para pesquisa e desenvolvimento em observações e modelagem: o resgate das observações *in situ* - há inúmeras fontes que poderiam ser de grande ajuda, mas os dados encontram-se dispersos e em uma diversidade grande de formatos dificultando seu uso; alguns são provenientes de experimentos de campo e resultados de observação de longa data; ampliação das redes de monitoramento direcionadas para os resultados a obter, de forma a poder validar os modelos; nesse ponto destaca-se a iniciativa do projeto *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX), recentemente renomeado para *Global Energy and Water Exchanges* (GEWEX, 2012), mas sugere que experimentos com monitoramento mais intensivo devem ser realizados também em pequenas áreas; o uso do sensoriamento remoto - as novas informações disponíveis devem dar início a avanços na base conceitual da hidrologia e na assimilação

de dados; um de seus propósitos é produzir dados diretamente utilizáveis em análises hidrológicas, e os algoritmos existentes, até então, eram muito voltados para o dado em si e não para o seu uso.

Segundo Heathman *et al.* (2003), a assimilação de dados é a integração de dados observados característicos do estado do sistema, em modelos de predição do estado do sistema. É um procedimento muito usado em modelos meteorológicos, mas, cada vez mais, é também usado na modelagem hidrológica. Por exemplo, no caso da umidade do solo, pode ser a utilização de dados observados do campo ou por sensoriamento remoto para melhorar o modelo de predição da umidade na escala de interesse (Vereecken *et al.*, 2008).

Embora as questões formuladas por Entekhabi *et al.*, (1999) tenham sido publicadas no Boletim da Sociedade Americana de Meteorologia, o texto traz uma agenda para a hidrologia de superfície. Assim, as questões b) e c) inspiraram o interesse da presente pesquisa quanto às escalas dos processos hidrológicos de superfície. Ainda que essas questões tenham sido colocadas há 15 anos, as respostas ainda não foram de todo obtidas.

Araujo (2006) abordou as questões de a) a d), com ênfase especial nesta última, que configurou objetivo específico de seu trabalho, trazendo contribuições importantes para sua solução. Construiu o código computacional do esquema de parametrização hidrológica da superfície terrestre continental, denominado de EPHSTC, incluindo abordagem para a distribuição lateral da água no solo. O EPHSTC opera acoplado, por exemplo, com o modelo ARPS (Xue *et al.*, 1995 e 2000), mas pode operar em modo desacoplado, funcionando como um modelo hidrológico distribuído, muito útil para estudos de avaliação dos impactos de alterações na cobertura vegetal e uso do solo.

Nas conclusões de seu trabalho, destacou que, apesar do longo caminho ainda a ser percorrido, o acoplamento de modelos atmosféricos e hidrológicos pode realmente contribuir para uma melhoria significativa das previsões hidrometeorológicas e formula suas próprias questões como recomendações para pesquisas futuras.

Vereecken *et al.* (2008) concluíram ser muito desejável a informação sobre a dinâmica da umidade do solo na escala da bacia, porque contêm informação sobre os fluxos hidrológicos, mas que, infelizmente, são muito poucos os conjuntos de dados disponíveis de medidas simultâneas da dinâmica da umidade do solo na superfície, da evapotranspiração, da umidade a profundidades maiores e propriedades hidráulicas do solo e dos níveis da água subterrânea.

Sivapalan *et al.* (2003) propuseram seis temas para estudo durante a IAHS *Decade on Predictions in Ungauged Basins* (PUB), 2003 a 2012. Destacam-se três deles: 1) avançar nas teorias existentes sobre heterogeneidades de processos e melhorar a sua descrição através de estudos detalhados dos processos; 2) avançar no aprendizado com a aplicação de modelos existentes em direção à análise de incertezas e diagnósticos de modelos; 3) usar dados com novas abordagens de coleta para entendimento de processos de grande escala, desenvolvimento de modelos e melhoria das previsões. Clarke (2005) faz um retrospecto indicando iniciativas semelhantes do passado e avalia a importância da iniciativa IAHS PUB, apontando alguns desafios. Sirinivasan (2007) e Beven (2006) abordam o andamento das pesquisas nesses temas.

IAHS (2013), até 31 de janeiro de 2014, chamava para contribuições na definição de temas de investigação científica para a *Panta Rhei Scientific Decade 2013-2022 - tudo flui*.

São muitas as questões colocadas ainda por compreender e responder, no entanto, de certa forma, todas apontam para a necessidade de monitoramento, observação e experimentos na escala da bacia hidrográfica.

### **2.10.2. Experimentos globais**

Experimentos especiais são programados para resolver questões científicas e desafios de interesse mútuo da comunidade e recebem apoio institucional de agências governamentais e de várias organizações técnico-científicas. Há experimentos com localização restrita para resolver questões regionais, enquanto outros são globais.

Questões não resolvidas da agenda mencionada, no item anterior, estão no documento GEWEX (2012), que traz os desafios relacionados à água, impostos ao GEWEX pelo *World Climate Research Programme* (WCRP) para 5 a 10 anos à frente. Esses desafios são apresentados em seus planos para 2013 em diante, por meio de colocação de suas questões científicas, quanto a: 1) observações e previsões de precipitação; 2) sistemas globais de recursos hídricos; 3) mudanças nos extremos; 4) ciclos e processos hidrológicos e de energia.

O documento descreve essas questões e as oportunidades associadas de maiores avanços em observações, entendimento dos processos, modelagem e desenvolvimento de produtos para recursos hídricos, eventos climáticos extremos e outros aspectos do clima, que permitirão uma ampla gama de serviços climáticos e informações para suporte a

decisões na gestão de recursos hídricos e nas práticas de engenharia. Traz como imperativas as questões dos conjuntos de observações e de dados, suas análises, estudos dos processos, desenvolvimento de modelos e sua exploração, aplicações, transferência de tecnologia para obtenção de resultados operacionais, desenvolvimento da capacidade de pesquisa e treinamento da próxima geração de cientistas.

O documento também apresenta, como um de seus principais projetos, o GLASS: *Global Land-Atmosphere System Study*, que tem foco na modelagem e nos processos de superfície.

## CAPÍTULO 3. METODOLOGIA

### 3.1. Síntese da abordagem metodológica e etapas do trabalho

A metodologia empregada neste trabalho abrange as etapas representadas de forma sintetizada no fluxograma da Figura 3.1.

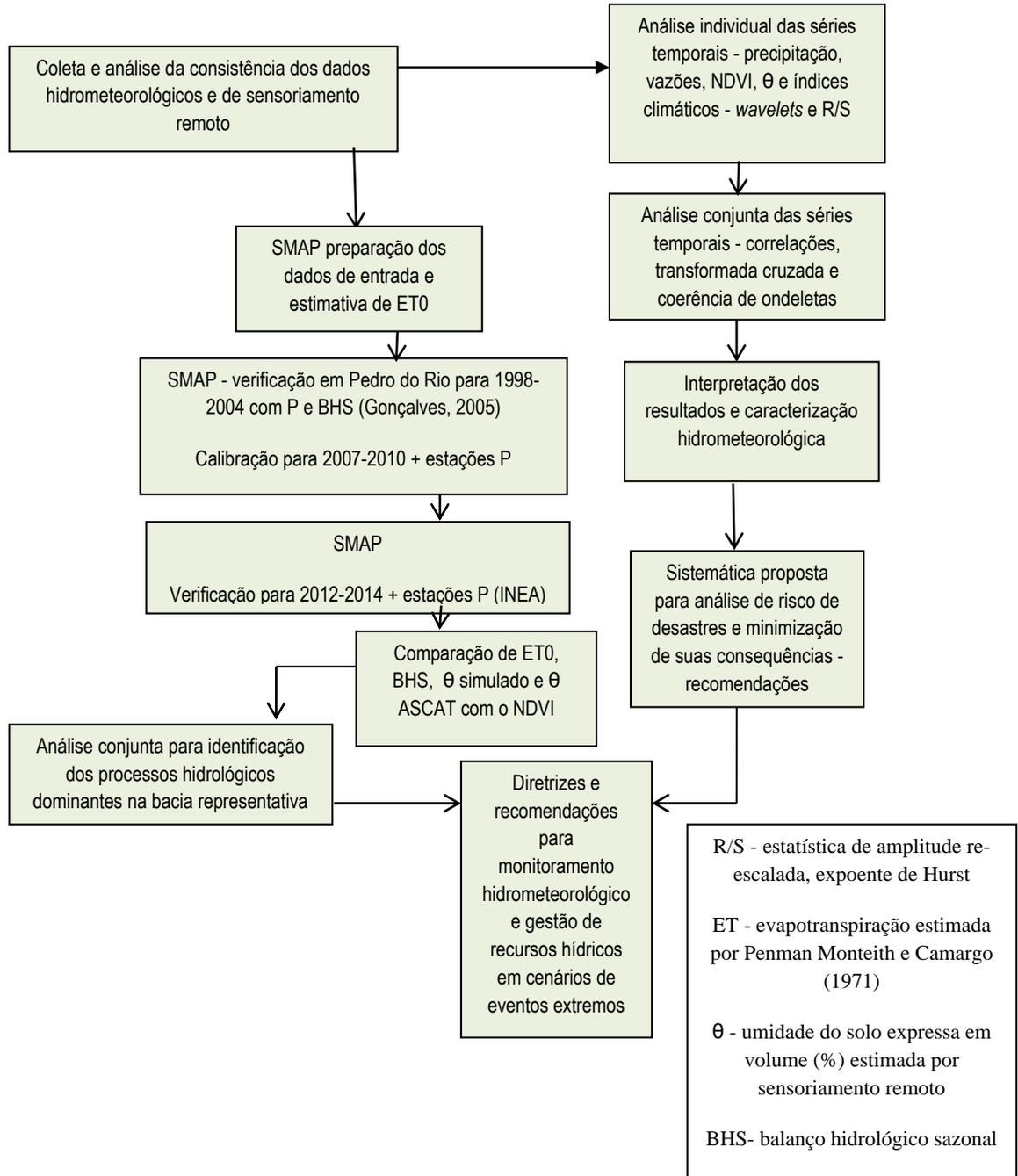


Figura 3.1: Síntese da metodologia - etapas do trabalho

## **3.2. Técnicas de análise de séries temporais**

Foram consideradas de interesse para este trabalho duas técnicas de análise de séries temporais. A transformada de ondeletas, seguida da transformada cruzada de ondeletas e da análise de coerência de ondeletas, serão aplicadas às séries mais longas de dados observados de precipitação e também às séries de dados de temperatura de superfície do mar, dos oceanos Pacífico Tropical e Atlântico Norte, todas em nível mensal. A análise de amplitude reescalada será aplicada às séries de dados quinzenais de NDVI de duas fontes e resoluções diferentes, GIMMS-NOAA/AVHRR de 8 km x 8 km (1981-2006) e MOD13 A2 1 km x 1 km (2000-2016), para avaliação de sua variabilidade espaço-temporal na área da bacia representativa.

### **3.2.1. Transformada de ondeletas contínuas de Morlet**

A técnica transformada de ondeletas contínuas (CWT) é proposta neste trabalho para a pesquisa de anomalias e periodicidades nas séries mensais de precipitação e TSM. Aos pares de series temporais que apresentem anomalias de sinais semelhantes, que possam estar relacionadas, por exemplo, precipitação e TSM, serão aplicadas também as técnicas da transformada cruzada de ondeletas (XWT), que propicia a distribuição em escala de tempo da correlação entre dois sinais (Labat, 2005), e da coerência de ondeletas (WTC), que constitui um estimador qualitativo da evolução temporal do grau de linearidade da relação entre dois sinais em uma dada escala, semelhante a uma correlação entre duas séries, é maior quanto mais próxima de 1 (Labat, 2005).

Será utilizado um pacote do aplicativo MATLAB, fornecido por Grinsted *et al.* (2004), seguindo Torrence e Compo (1998), que foi quem primeiro tornou disponível um conjunto de ferramentas de fácil uso para análise de ondeletas. O conjunto de aplicativos inclui as três técnicas (CWT, XWT e WTC), com as quais é possível verificar a existência de relação entre os sinais das séries e se estão em fase, além de teste de significância estatística e indicação de regiões a desconsiderar por efeitos de borda.

### **3.2.2. Análise de amplitude reescalada para avaliar a persistência das séries**

Para a determinação do coeficiente de Hurst com a técnica R/S, para uma série temporal  $X(t)$ , que contenha  $T$  observações, espaçadas uniformemente no tempo, desde  $t = 1$  até  $t = T$ , devem ser definidos  $n$  subconjuntos de dados, dividindo-se a série temporal em subséries de mesmo tamanho ( $\tau_i$ ), sucessivamente, isto é, as novas subséries

são subdivididas em outras subséries de mesmo tamanho ( $\tau_{i+1}$ ) até o nível de subdivisão  $n$ . Cada nível  $i$  de subdivisão terá, então,  $m_i = 2^i$  subséries de tamanho  $\tau_i = \frac{T}{2^i}$ , por exemplo, em uma subdivisão chamada binária. Para cada subsérie, em um nível de subdivisão  $i$ , caracterizada como  $x(t)_{i,j}$ ; para  $i = 1, n; j = 1, m_i$  e  $t = 1, \tau_i$ , devem ser calculadas as estatísticas: média ( $\bar{x}_{i,j}$ ); soma das diferenças de cada elemento em relação à média da subsérie e a amplitude entre os valores máximo e mínimo dessa soma ( $R_{i,j}$ ); e o desvio padrão ( $S_{i,j}$ ).

$$\bar{x}_{i,j} = \frac{1}{\tau_i} \sum_{t=1}^{\tau_i} x(t)_{i,j} \quad (3.1)$$

$$S_{i,j} = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{\tau_i} (x(t)_{i,j} - \bar{x}_{i,j})^2}{\tau_i}} \quad (3.2)$$

$$R_{i,j} = \max_{1 < t < \tau_i} \sum_{t=1}^{\tau_i} (x(t)_{i,j} - \bar{x}_{i,j}) - \min_{1 < t < \tau_i} \sum_{t=1}^{\tau_i} (x(t)_{i,j} - \bar{x}_{i,j}) \quad (3.3)$$

$$\frac{\bar{R}}{S_i} = \frac{\sum_1^{m_i} \frac{R_{i,j}}{S_{i,j}}}{m_i} \quad (3.4)$$

Para a determinação do expoente de Hurst, estima-se H mediante a relação:

$$R / S \sim (lag)^H \quad (3.5)$$

onde  $lag = \tau_i$  e  $R / S = \frac{\bar{R}}{S_i}$

Os pares ordenados de logaritmo natural de  $\frac{\bar{R}}{S_i}$  e logaritmo natural de  $\tau_i$  relativos a cada nível de subdivisão, são, então, analisados em regressão linear. O coeficiente angular é o chamado expoente de Hurst H, que é uma característica da série temporal.

Esse procedimento final é ilustrado na Figura 3.2 com o exemplo da definição de H para o NDVI em um frequência centrado em (043,142° O; 22,570° S), onde o coeficiente angular da reta resultou  $> 0,5$ , isto é,  $H = 0,71557$ .

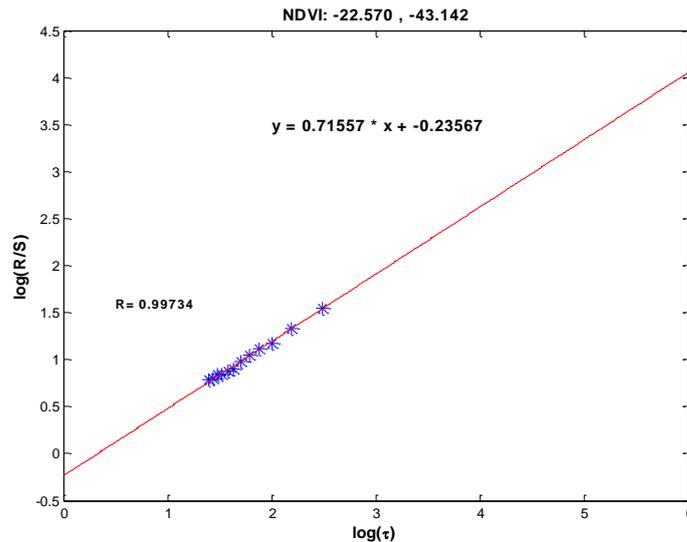


Figura 3.2: Definição do expoente de Hurst com a técnica R/S.

O valor esperado dessa inclinação da reta seria 0,5 para uma variável aleatória independente, que não apresente autocorrelação, normalmente distribuídas e com variância populacional finita. O desvio em relação ao valor esperado, para o caso de inclinação  $> 0,5$ , caracterizaria a variável como autocorrelacionada com persistência no tempo, isto é, haveria uma tendência de seqüências de valores altos e valores baixos. Para o caso de inclinação  $< 0,5$ , a variável seria considerada não persistente, isto é não haveria essa tendência.

Neste trabalho, para o cálculo de R/S, adaptou-se uma rotina desenvolvida por Enriquez (2014) em MATLAB, que calcula a estatística R/S de uma série temporal, para que, em uma só rodada, fossem calculados os valores R/S de centenas de séries temporais correspondentes aos diversos píxeis NDVI-MODIS (1 km x 1 km) que cobrem a área de estudo.

### 3.3. O Modelo SMAP

Neste trabalho é proposto o uso do modelo SMAP em escala diária, de modo a possibilitar a avaliação da qualidade dos dados observados na bacia e ao mesmo tempo testar o modelo quanto à sua habilidade de simular e evidenciar os processos hidrológicos predominantes na bacia representativa do Piabanha.

O modelo SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) é um modelo hidrológico de transformação chuva-vazão, determinístico, conceitual e concentrado. Elaborado em 1981, foi apresentado no *International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling* em 1982,

no Mississippi (LOPES *et al.*, 1982). Desde então, tem sido largamente utilizado para simular vazões com base nas precipitações monitoradas sobre bacias hidrográficas, em especial, pelo setor elétrico no Brasil.

No SMAP, a transformação chuva-vazão baseia-se no escoamento Hortoniano, que considera a saturação da camada mais superficial do solo, antes do início do escoamento superficial. A separação do escoamento superficial é feita com base no conceito da Curva Número (*Soil Conservation Service*) embutido no parâmetro abstração potencial, quantidade máxima de água que pode ser retida no solo e na superfície, que entra no cálculo da abstração inicial.

Após a separação do escoamento, uma parte da precipitação é armazenada no reservatório superficial (**Rsup**) e a outra infiltra sendo transferida para os reservatórios de acumulação em série, do solo (**Rsol**) e subterrâneo (**Rsub**). Os parâmetros a serem calibrados, referentes aos limites superior e inferior e aos coeficientes de depleção desses reservatórios, controlam a liberação de água para os reservatórios em sequência, conforme representação esquemática na Figura 3.3.

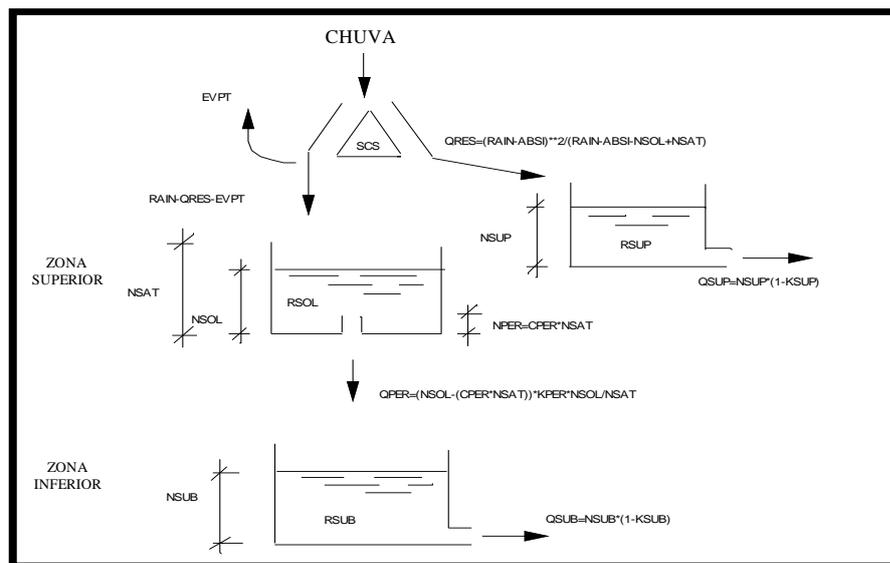


Figura 3.3: Representação esquemática conceitual do modelo SMAP com três reservatórios (Fonte: Rotunno Filho, 1989)

Os principais parâmetros do modelo SMAP são seis:

- capacidade de saturação do solo – NSAT (Str)
- constante de recessão do escoamento superficial – KSUP (K2t)
- parâmetro de recarga subterrânea – KPER (Crec)

- abstração inicial – ABSI ( $A_i$ )
- capacidade de campo – CPER (Capc)
- constante de recessão do escoamento base – KSUB ( $K_{kt}$ )

Para a versão do modelo com quatro reservatórios, sendo o quarto a representação da planície de inundação, há ainda:

- altura representativa para início do escoamento em planície - H
- constante de recessão do escoamento para planície –  $K_{1t}$
- constante de recessão do escoamento da superfície/para planícies –  $K_{3t}$

Neste trabalho, será adotada a versão com apenas três reservatórios.

O modelo utiliza como variáveis de entrada: a vazão média diária, a precipitação total diária média sobre a bacia e a evapotranspiração representada em nível diário mm/dia, podendo esta ser de uma estação válida para toda a bacia de contribuição.

Há ainda os parâmetros  $k_{e_i}$  (representação espacial de cada estação pluviométrica),  $k_t$  - de distribuição temporal das chuvas-, e ainda  $k_{ep}$  - coeficiente de ajuste da evapotranspiração potencial média da bacia. Esses parâmetros podem ter valores diferentes para cada período de dados, variando entre as etapas de calibração, validação e simulação.

### 3.3.1. Separação do hidrograma em escoamento superficial e subterrâneo

Considerando a necessidade de separar o escoamento superficial do escoamento base (subterrâneo), para obter o parâmetro da recessão do escoamento de base utilizado no modelo SMAP, foi adotado o método descrito em Lencastre e Franco (1984) e Fetter (2000). A técnica consiste em considerar o escoamento de base como a depleção de um reservatório linear, com apenas uma saída, a vazão de estiagem B, e nenhuma entrada (precipitação nula durante a estiagem). E ajustar uma reta de regressão ao trecho da recessão do hidrograma, obtendo o seu coeficiente angular, que será igual à constante de recessão K na expressão, onde S é o volume armazenado nesse reservatório.

$$B = KS \quad (3.6)$$

$$P - B = dS/dt$$

em períodos de estiagem  $P = 0$

$$-KS = dS/dt \quad (3.7)$$

vazão no início do período de recessão

$$Q_0 = K S_0 \quad (3.8)$$

vazão ao final de um tempo t

$$Q_t = Q_0 e^{-Kt} \quad (3.9)$$

No SMAP, o parâmetro de recessão do escoamento base ja foi o Ksup tratado como:

$$K_{sup} = 1 - K \quad (3.10)$$

Na versão atual em planilha, seria o tempo  $t = T$  necessário para a vazão de base reduzir-se à metade, como uma meia-vida, tempo para  $Q_t = Q_0 \cdot 0,5$  e é utilizado no equacionamento da vazão de base como

$$K_{kt} = 0,5^{1/T} \quad (3.11)$$

### 3.3.2. Calibração do modelo

A vazão média diária observada deve ser reproduzida pelo modelo o mais proximamente possível, fazendo-se o balanço hídrico dos reservatórios fictícios do modelo com base nos dados de precipitação e evapotranspiração na bacia. Com esse objetivo, busca-se o conjunto ótimo de parâmetros que devem variar segundo os valores da Tabela 3.1, que mostra faixas de validade dos parâmetros, relativos a duas versões do modelo, recomendadas por Lopes *et al.* (1982), e a interpretação física dos parâmetros, quanto às características dos solos que estariam associadas aos valores limites, inferiores e superiores, de cada faixa de variação.

Tabela 3.1: Parâmetros calibráveis e faixas de validade

Parâmetro	Faixa Variação	Unidade	Equivalência com versão anterior	Limite inferior	Faixa de variação segundo (Lopes <i>et al.</i> , 1982)	Limite superior
Str	50 a 2000	mm	NSAT	Solos rasos	400 a 800	Solos profundos
K2t	0,2 a 10	dia	Ksup		0,7 a 0,85	
Crec	0 a 100	%	Kper	Impermeável	0,001 a 0,02	Muito permeável
Ai	2 a 5	mm	ABSI	Pouca cobertura vegetal	3 a 10	Cobertura vegetal densa
Capc	30 a 50	%	Cper	Arenoso	0,35 a 50	Argiloso
Kkt	30 a 180	dia	Ksub		0,95 a 0,993	

No modelo SMAP, a comparação entre as vazões observadas e as calculadas é feita calculando-se o coeficiente de correlação **R**, o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe – **C<sub>ef</sub>** - (Nash, 1970) e o coeficiente de erro relativo – **C<sub>er</sub>**. A função objetivo é a soma **C<sub>ef</sub>+C<sub>er</sub>** (Soma**C<sub>oef</sub>**), que deve ser maximizada. Visualmente, comparam-se os dois hidrogramas, observado e calculado.

$$C_{ef} = \frac{\Sigma(Q_{obs(t)} - Q_{obs(méd)})^2 - \Sigma(Q_{obs(t)} - Q_{calc(t)})^2}{\Sigma(Q_{obs(t)} - Q_{obs(méd)})^2} \quad (3.12)$$

$$C_{er} = 1 - \frac{\Sigma abs(Q_{obs(t)} - Q_{calc(t)})}{Q_{obs(t)}} \quad (3.13)$$

Os dois coeficientes são números menores do que 1 e, quanto mais próximos estiverem de 1, mais o hidrograma calculado estará próximo do observado.

Além desses coeficientes, também são analisadas outras métricas como a raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE - *root mean square error*).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\Sigma(y_{iobs} - y_{icalc})^2}{n}} \quad (3.14)$$

O modelo em planilha Excel (Lopes, 1999) faz uso da ferramenta *Solver* para encontrar o conjunto ótimo de parâmetros para os parâmetros que se quer calibrar, minimizando, maximizando ou buscando o valor nulo da função objetivo ou métrica escolhida. Várias técnicas de medida de eficiência podem ser inseridas na planilha para analisar a sensibilidade do modelo aos parâmetros e avaliar o seu desempenho.

Para avaliar a sensibilidade do modelo aos seus parâmetros, devem ser consideradas as suas faixas de validade, e, partindo-se de valores situados no meio dos intervalos, é empreendida a variação de cada um deles e avaliados os resultados sobre as vazões calculadas. Pode-se investigar a possibilidade de obtenção de vários conjuntos ótimos de parâmetros que reproduzam as vazões observadas com pequeno erro para o período de validação.

Gonçalves (2008) calibrou o SMAP para a bacia do rio Piabanha, em Pedro do Rio, utilizando dois métodos de calibração: o método de busca direta descrita por Rosenbrock (1960) e o método de suavização hiperbólica (SMAP versão suavizada), publicada por Xavier, Rotunno e Canedo (2005). Depois aplicou os mesmos parâmetros

na simulação de vazões em Moura Brasil, a jusante de Pedro do Rio, e com área de drenagem 2.040 km<sup>2</sup>.

O conjunto de parâmetros do modelo para simulações em nível diário foi composto por KSUP, KSUB, KPER, ABSI, CPER, NSAT. Para inicializá-lo, pode-se considerar nulo o nível inicial do reservatório superficial (NSUP). Para a inicialização dos níveis dos reservatórios do solo (NSOL) e subterrâneo (NSUB), foi feita uma modelagem inicial para o ano de 1997, utilizando os parâmetros estimados por análise dos dados.

O valor de NSUB calculado e, conseqüentemente, adotado foi 256 mm, enquanto o valor de NSOL foi 34 mm. As grandezas vazão básica inicial (SUBI) e umidade do solo inicial (SOLI) foram quantificadas *a priori*, e, portanto, não ficaram sujeitas ao processo de calibração automática (Gonçalves, 2008).

Os resultados foram satisfatórios, e os parâmetros aceitos, pelo método suavizado, foram os apresentados na Tabela 3.2.

Tabela 3.2: Parâmetros calibrados com a rotina de suavização hiperbólica

Parâmetro	Valor inicial	Valor final	Faixa (Lopes <i>et al.</i> , 1982)
KSUP (K2t)	0,5660	0,3587	0,7 a 0,85
KSUB (Kkt)	0,9924	0,9893	0,95 a 0,993
KPER (Crec)	0,5000	0,1994	0,001 a 0,02
ABSI (Ai)	18,3300	0,0000	3 a 10
CPER (Capc)	0,5000	0,5050	0,35 a 50
NSAT (Str)	300,0000	447,6927	400 a 800

Fonte: adaptado de Gonçalves (2008)

NSOL e SOLI poderiam ser estimados com a umidade determinada por sensoriamento remoto, sendo que a taxa de umidade do solo ao longo da simulação poderia ser comparada com a umidade, de tempos em tempos, para validação do modelo.

### 3.4. Estimativas da evapotranspiração potencial

A evapotranspiração potencial é uma das variáveis de entrada nos modelos chuva-vazão ou, em alguns modelos, como o SWAT, por exemplo, é calculada por meio de variáveis meteorológicas e parâmetros de vegetação, pelo próprio modelo.

No modelo SMAP, a série de dados correspondente aos períodos a serem simulados deve ser fornecida e pode ter o coeficiente de cultura como um parâmetro calibrável pelo modelo.

A seguir, são descritas as metodologias adotadas neste trabalho para a estimativa da evapotranspiração na bacia representativa de Pedro do Rio.

### **3.4.1. Estimativas da evapotranspiração potencial - método Penman-Monteith-FAO (Allen *et al.*, 1998)**

O método Penman-Monteith-FAO (Allen *et al.*, 1998) é um método combinado de balanço de energia e balanço de água no solo. Na evaporação, a água líquida é convertida em vapor de água e removida da superfície evaporante. No processo atuam, principalmente, a radiação solar direta e, em menor proporção, a temperatura ambiente, que fazem com que as moléculas de água mudem do estado líquido para o gasoso. A força motriz para remover a água da superfície evaporante é a diferença entre a pressão de vapor d'água nessa mesma superfície e a da atmosfera circundante. À medida que a evaporação ocorre, o ar em torno à superfície fica saturado e o processo diminui e pode cessar se o ar úmido não for transferido para a atmosfera. A substituição do ar saturado por ar mais seco depende fortemente da velocidade do vento.

A transpiração consiste na vaporização da água líquida contida nos tecidos vegetais e na remoção do vapor para a atmosfera. Os vegetais, preponderantemente, perdem água através dos estômatos. A água junto com alguns nutrientes é absorvida pelas raízes e transportada através da planta. Quase toda a água absorvida é perdida pela transpiração e somente uma pequena fração é usada na constituição dos vegetais. A transpiração, assim como a evaporação direta, depende do aporte de energia, dos gradientes de pressão de vapor e do vento.

A transpiração ocorre simultaneamente com a evaporação direta e não é fácil separar os dois processos em uma avaliação. Na fase de preparo do solo e semeadura, de toda a água perdida para atmosfera (ET), quase 100% é evaporação direta e, na fase de pleno desenvolvimento da cultura, mais do que 90% de ET provém da transpiração.

A evaporação necessita de muita energia para ocorrer, tanto na forma de calor sensível ou de energia radiante. Assim, o processo de evapotranspiração é governado pela troca de energia na superfície da vegetação e é limitado pela quantidade de energia disponível. Por causa desta limitação, é possível prever as taxas de evapotranspiração aplicando o princípio da conservação de energia. A energia que chega à superfície deverá ser igual à energia que deixa a superfície, em igual período de tempo.

Todos os fluxos de energia devem ser considerados, quando se deriva a equação do balanço de energia, conforme expressão

$$RN - G - \lambda ET - H = 0 \quad (3.15)$$

sendo:

RN – radiação líquida absorvida pela superfície ( $W.m^{-2}$ ) – em uma noite clara, pode ser  $-50 W.m^{-2}$  e, num meio-dia de verão, pode ser  $500 W.m^{-2}$ .

G – fluxo de calor no solo ( $W.m^{-2}$ ) – é positivo durante o dia e negativo durante a noite

H – fluxo de calor sensível ( $W.m^{-2}$ )

$\lambda ET$  – fluxo de calor latente ( $W.m^{-2}$ )

$\lambda$  - calor latente de evaporação =  $2,45 (MJ kg^{-1})$

Se todos os outros componentes da equação do balanço de energia são conhecidos, é possível determinar  $\lambda ET$  que representa a evapotranspiração.

Conforme se verifica na Figura 3.4, as parcelas de radiação têm uma redução significativa durante a noite, sendo a radiação líquida a energia motriz do processo de evapotranspiração.

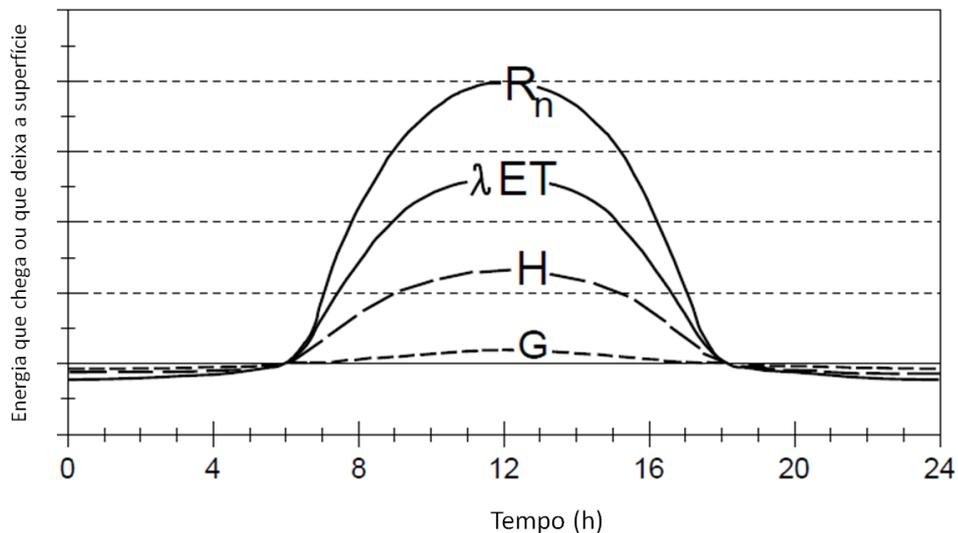


Figura 3.4: Representação esquemática da variação dos componentes do balanço de energia acima de uma superfície transpirante ao longo de um dia sem nuvens (Allen *et al.*, 1998)

Outro método de estimar a evapotranspiração é o da transferência de massa. A abordagem considera o movimento vertical de pequenas parcelas de ar sobre uma grande superfície homogênea. O transporte de matéria (vapor d'água) e energia (calor, momento) ocorre saindo da superfície e voltando para a ela.

A evapotranspiração também pode ser determinada pela medição de vários componentes do balanço de água no solo. O método consiste em avaliar a entrada e saída de água na zona radicular da cultura, ao longo de determinado período de tempo. A irrigação e a chuva adicionam água à zona radicular. Parte da irrigação e da chuva pode ser perdida para o escoamento superficial e pela percolação profunda, que recarregará eventualmente o lençol freático. O fluxo ascendente também ocorrerá por capilaridade em situações de lençol freático raso. Se todos os fluxos são conhecidos, menos a evapotranspiração, essa poderá ser obtida da mudança de conteúdo de umidade do solo ao longo de um dado período de tempo por

$$ET = I + P - RO - DP + CR \pm \Delta SF \pm \Delta SW \quad (3.16)$$

sendo:

I – irrigação;

P – precipitação;

RO – *runoff*;

DP – percolação profunda;

CR – ascensão capilar;

$\Delta SF$  – variação do fluxo de superfície;

$\Delta SW$  – variação do conteúdo de umidade do solo.

Penman, em 1948, combinou o balanço de energia com o método de transferência de massa e derivou uma equação para computar a evaporação de superfície de água livre, usando registros climatológicos padrão de insolação, temperatura, umidade e velocidade do vento. Este método combinado foi posteriormente aprimorado por vários pesquisadores, que estenderam sua aplicação a superfícies cultivadas com a introdução de fatores de resistência aerodinâmica e de superfície, ou à liberação de água pelos estômatos dos vegetais.

A forma combinada da equação de Penman-Monteith pode ser expressa por

$$\lambda ET = [ \Delta (R_n - G) + \rho_a C_p (e_s - e_a) / r_a ] / [ \Delta + \gamma (1 + r_s / r_a) ] \quad (3.17)$$

onde:

$\lambda$  – calor latente de evaporação = 2,45 (MJ kg<sup>-1</sup>);

$\lambda ET$  – fluxo de calor latente (W.m<sup>-2</sup>);

$e_s$  – pressão de vapor na saturado (kPa);

$R_n$  – radiação solar líquida na superfície da cultura de referência (MJ m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>);

$G$  – densidade do fluxo de calor no solo (MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>);

$e_a$  – pressão de vapor real (kPa);

$(e_s - e_a)$  – déficit de pressão de vapor do ar (kPa);

$\rho_a$  – densidade média do ar a pressão constante;

$C_p$  – calor específico do ar a pressão constante = 1,013 . 10<sup>-3</sup> (MJkg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>)

$\Delta$  – declividade da relação pressão de vapor saturante e temperatura;

$\gamma$  – constante psicrométrica;

$r_s$  – resistência de superfície;

$r_a$  – resistência aerodinâmica.

Considerando os diversos fatores que interferem na evapotranspiração, o método proposto pela *Food and Agricultural Organization of the United Nations* (FAO), FAO Penman-Monteith, é expresso pela equação a seguir

$$ET_o = [0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \cdot (900/(T + 273)) \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)] / \Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34u_2) \quad (3.18)$$

onde:

$ET_o$  - evapotranspiração de referência [mm dia<sup>-1</sup>];

$R_n$  - radiação solar líquida na superfície da cultura de referência (MJ m<sup>-2</sup> . dia<sup>-1</sup>);

$G$  - densidade do fluxo de calor no solo (MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>);

$T$  - temperatura média do ar a 2 m de altura (°C).

$u_2$  - velocidade do vento a 2m de altura (m s<sup>-1</sup>)

$e_s - e_a$  deficit da pressão de vapor saturado (kPa)

$\Delta$  - declividade da curva de pressão de vapor (kPa °C<sup>-1</sup>)

$\gamma$  - constante psicrométrica (kPa °C<sup>-1</sup>)

$$\gamma = C_p \cdot P / \epsilon \cdot \lambda \quad (3.19)$$

onde:

$\epsilon$  - razão de peso molecular do vapor d'água/ar seco = 0,622

$P$  - pressão atmosférica (kPa)

$$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} \cdot P \quad (3.20)$$

$$T_{\text{média}} = (T_{\text{max med}} + T_{\text{mín med}}) / 2 \quad (3.21)$$

$$e_o(T) = 0,6108 \exp [(17,27 T)/(T+237,3)] \quad (3.22)$$

$$e_s = [e_o(T_{\max}) + e_o(T_{\min})]/2 \quad (3.23)$$

$$\Delta = 4098 [0,6108 \exp (17,27T/(T+237,3))/(T+237,3)^2 \quad (3.24)$$

$$e_a = [e^o(T_{\min}) RH_{\max_{\text{med}}}/100 + e^o(T_{\max}) RH_{\min_{\text{med}}}/100]/2 \quad (3.25)$$

$$G = c_s (T_i + T_{i-1}) / \Delta t \cdot \Delta z \quad (3.26)$$

onde:

$c_s$  - capacidade de calor do solo =  $2,1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ;

$T_i$  e  $T_{i-1}$  - temperatura do ar no tempo  $i$  e no tempo anterior do intervalo de tempo  $\Delta t$ ;

$\Delta t$  - tamanho do intervalo de tempo em dias;  $\Delta z$  - profundidade efetiva do solo (m);

$$G_{\text{mes}_i} = 0,07(T_{\text{mes}, i+1} - T_{\text{mes}, i-1}). \quad (3.27)$$

As primeiras quatro variáveis de entrada na Equação 3.18 são medidas na estação Parque Petrópolis. Pressão atmosférica (**P**) e densidade de fluxo de calor no solo (**G**) também são medidas na estação. Essa última variável apresentou problemas de medidas em vários períodos e assim deve ser estimada com base em 3.20. Seu valor, no entanto é pouco expressivo, como pode ser visto na Figura 3.4, é a parcela de menor magnitude no balanço energético, podendo até ser desconsiderada.

O vento é medido na estação do Parque a 10 metros do solo, no alto da torre, mas  $u_2$  - velocidade do vento a 2m de altura pode ser derivado de  $u_{10}$  fazendo-se

$$u_2 = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8z - 5,42)} \quad (3.20)$$

onde:

$u_2$  velocidade do vento a 2 m acima da superfície [ $\text{m.s}^{-1}$ ];

$u_z$  velocidade do vento mediada a  $z$  m acima da superfície [ $\text{m.s}^{-1}$ ];

$z$  altura de medida acima da superfície [m].

Essa forma da equação de P-M (Eq. 3.11) foi escolhida considerando a disponibilidade de dados da estação meteorológica Parque Petrópolis. Há formas alternativas em Allen *et al.* (1998) para o caso de ausência de algumas variáveis.

### 3.4.2. Estimativas da evapotranspiração potencial - Método de Camargo (1971)

Camargo (2000) apresenta uma revisão de vários métodos de estimativa de evapotranspiração, dentre eles Camargo (1971), que apresenta a formulação

$$ET_p = Q_o \cdot T \cdot K \cdot D \quad (3.22)$$

onde:

ETp - evapotranspiração potencial em mm.dia<sup>-1</sup>;

Qo - radiação solar extraterrestre incidente acima da atmosfera, no dia 15 de cada mês, em mm.dia<sup>-1</sup> de evaporação equivalente;

T - temperatura média diária do período, em °C;

K - fator de ajuste que varia com a temperatura média anual (Ta) conforme Tabela 3.3.

D - número de dias do período.

Tabela 3.3: Valores do coeficiente K de Camargo (1971)

Faixa de variação de Ta (°C)	Valor de K
até 23,5	0,01
de 23,6 a 24,5	0,0105
de 24,6 a 25,5	0,011
de 25,6 a 26,5	0,0115
de 26,6 a 27,5	0,012
superior a 27,5	0,013

A radiação solar global extraterrestre (Qo) ou (Ra) pode ser calculada com formulação encontrada em Allen *et al.* (1998), que leva em conta a constante solar, a distância entre o Sol e a Terra, a latitude local, o ângulo da hora do pôr do Sol e a inclinação solar, ou, como sugere Camargo (2000), pode ser obtida de tabelas como a de IAPAR (2015).

## **CAPÍTULO 4. ÁREA DE ESTUDO - BACIA DO RIO PIABANHA**

A bacia do rio Piabanha apresenta um razoável acervo de dados hidrometeorológicos, de estudos hidrológicos e ambientais, e de levantamentos temáticos, ainda que, em muitos locais, a escala de detalhe não seja adequada à análise de seus problemas.

Só muito recentemente, a rede de monitoramento hidrometeorológico teve incorporadas estações de registro contínuo, com planejada distribuição espacial, de forma a poder representar a grande variabilidade das chuvas onde ocorreram eventos críticos.

Essa disponibilidade de informação é resultado de diversas iniciativas do poder público, com a finalidade de equacionar problemas reais, tais como a manutenção das áreas de preservação estaduais e federais, pressionadas pela crescente ocupação urbana desordenada, e a minimização das consequências de desastres naturais causados por enchentes e escorregamentos de encostas, que são desencadeados por frequentes chuvas intensas sobre a região.

### **4.1. Caracterização fisiográfica**

É possível fazer uma boa caracterização fisiográfica da bacia com base nos mapas digitais disponíveis, embora o nível de detalhe dos levantamentos varie entre os temas, condicionado pelas escalas das bases cartográficas disponíveis à época em que foram elaborados, pelos propósitos distintos e pelas iniciativas isoladas em sua realização.

#### **4.1.1. Cartografia digital disponível**

A Prefeitura Municipal de Petrópolis dispõe, para a área urbana, de base cartográfica em escala cadastral de 1:2.000, restrita à região do centro histórico, restituída de fotografias aéreas em escala 1:6.000. Para as demais áreas do município, a escala disponível é 1:10.000, resultante do mesmo levantamento aerofotogramétrico. Os mapas encontram-se em formato digital, porém não foi possível obter os arquivos completos. Em 2012, o IBGE e o INEA/RJ, em iniciativa conjunta, tornaram disponível a carta topográfica em escala 1:25.000 para todo o Rio de Janeiro em formato digital. Há ainda bases cartográficas digitais em escalas menores, como 1:100.000 (Fundação CIDE, 1994), elaborada apenas a planimetria, e as cartas topográficas 1:250.000 (CPRM, 2000) e 1.000.000 (IBGE, CPRM e ANEEL 2001), que cobrem toda a bacia.

#### 4.1.2. Modelos digitais de terreno (MDT)

É possível gerar os MDTs partindo-se das diversas escalas das cartas topográficas disponíveis, 1:10.000, 1:50.000 e 1:250.000 gerados pela CPRM, além de 1:25.000 gerado pelo INEA/RJ e utilizado por Medeiros (2013). A Figura 4.1 à esquerda apresenta o MDT da escala 1:250.000 com as bacias experimentais delimitadas e à direita, o MDT derivado da topografia em escala 1:25.000.

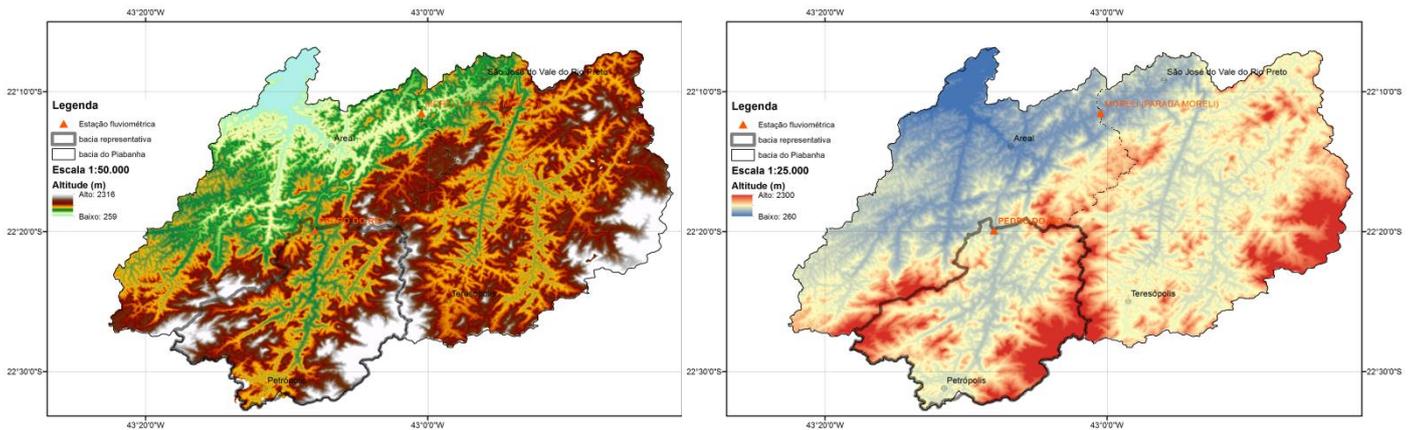


Figura 4.1: MDT escala 1:50.000 (CPRM, 2007) e MDT escala 1:25.000 (INEA/RJ, 2015)

#### 4.1.3. Mapa de tipo de solos

Há o mapa de tipos de solos disponível para toda a bacia, resultante do levantamento do RADAM (1983), cuja escala de trabalho equivalia à escala 1:250.000, porém para sua publicação foi prevista a escala 1:1.000.000.

O Projeto Rio (CPRM, 2000) publicou uma compilação desse mapa, com os devidos ajustes, em escala intermediária 1:500.000 com a cooperação da Embrapa que realizou um levantamento em nível de reconhecimento na escala 1:250.000. Embrapa (2003) com este levantamento elaborou o mapa de Reconhecimento de Baixa Intensidade dos Solos do Estado do Rio de Janeiro, em escala 1:250.000 (Figura 4.2), que foi usado por Medeiros (2013), juntamente com o mapa de usos do solo de ZEE (2008) para obtenção dos parâmetros Curva Número (CN) do *Soil Conservation Service* (SCS). Dos perfis levantados e exibidos na publicação Embrapa (2003), somente um estaria dentro da bacia do rio Piabanha, localizado no município de Teresópolis. A legenda do mapa está atualizada ao padrão vigente da Sociedade Brasileira de Ciências do Solo (SBCS).

Na bacia representativa em Pedro do Rio, são identificadas as unidades: Cambissolos Háplico, tb distrófico, típico, em 42% da bacia, em quatro classes (CXbd4, CXbd6, CXbd8, CXbd12); Latossolo Vermelho-amarelo, em 22%, em duas classes (LVAd24 e LVAd26); Neossolo Litólico (Rd), em 3%; e Afloramento rochoso, em 27% da bacia. Há, porém, pouca informação relativa às características físicas dos solos mapeados, que são requeridas para definição dos parâmetros de solo de modelos hidrológicos, como, por exemplo, os do modelo SWAT.

Há informação de textura e horizonte A, utilizados na classificação das unidades. A textura está classificada em média ou argilosa (10% da bacia); argilosa ou média (35%) e argilosa ou muito argilosa (22%); para 33% da área o conceito não se aplica, pois é constituído de afloramento rochoso, área urbana e corpos d'água. Pode-se considerar que os solos da bacia são, predominantemente, de textura argilosa e com relação ao horizonte A, 24% da área apresenta classificação A moderado e 43% A moderado e A proeminente. Com relação a profundidades e porosidade, buscando em perfis de outros locais no RJ descritos segundo as unidades da bacia, é possível considerar, para os Cambissolos, profundidade 2000 mm e porosidade 45% (42% da bacia), para os Latossolos, 3000 mm e 53% (22%) e Neossolos, até 250 mm de profundidade, porém não há informação sobre porosidade.

Lawal (2010) levantou as informações de textura, porosidade, densidade aparente e de partículas para os locais da rede de monitoramento de umidade equipada com tensiômetros na bacia do Bonfim. Para porosidade foram encontrados valores variando de 45% a 63%, dependendo do local, do uso e da profundidade da camada. Para as unidades em floresta, a porosidade encontrada foi maior, as profundidades eram menores, a textura com maior conteúdo de areia e identificadas como Neossolos, em agricultura um pouco menor e para área em pastagem a menor dentre todas. Os valores médios sugeridos acima são em parte confirmados, podendo-se adotar para a unidade Neossolo o valor 53%.

Para a bacia experimental do rio Bonfim, sub-bacia onde se observa uso agrícola mais intenso, encontra-se em desenvolvimento no âmbito do Projeto RHIMA um mapa de mais detalhe em escala 1:10.000. A elaboração do mapa prevê um levantamento de detalhe com ensaios para caracterização física das unidades, atualmente em plena execução. Nos primeiros perfis levantados, já aparecem unidades de Argissolo, que no levantamento em nível de reconhecimento não tinha sido descrito na região da bacia.

A metodologia adotada para o mapeamento é conhecida como mapeamento digital de solos, como apresentado em Vasques *et al.* (2015). Será utilizada a ferramenta computacional R (<http://www.r-project.org/>) para o planejamento da coleta de amostras com a finalidade de construir o mapa de atributos físicos e químicos. O mapeamento está sendo elaborado pela Embrapa Solos, especialmente, para a bacia do rio chamado Poço do Ferreira, que contém a bacia experimental do Bonfim.

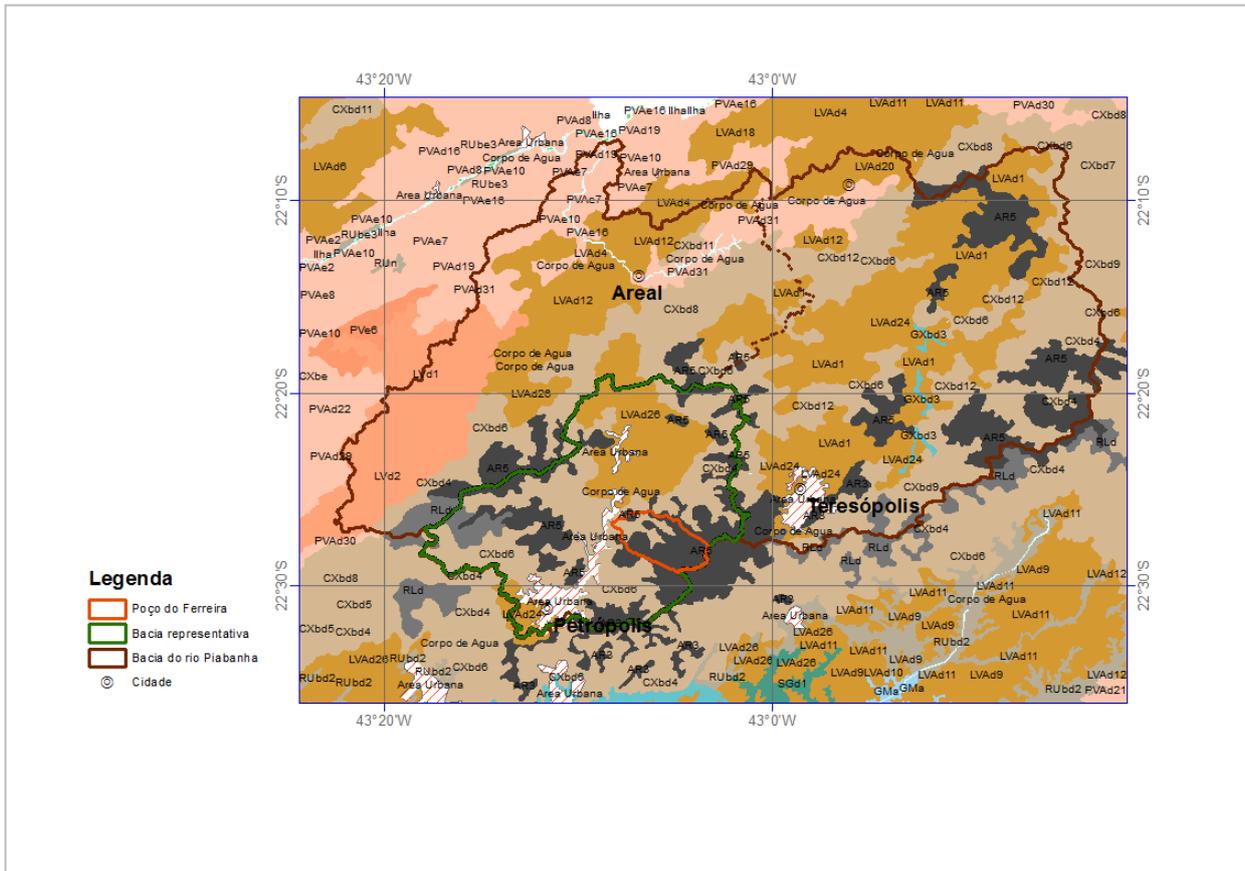


Figura 4.2: Tipos de solos na bacia do Piabanha. Escala original 1:250.000 (Embrapa, 2003)

#### 4.1.4. Mapas geológico e hidrogeológico

O mapa geológico está disponível nas escalas 1:1.000.000 (RADAM BRASIL, 1983) e também na escala 1:50.000 (COPPE, 2010). As Figura 4.3 e Figura 4.4 mostram, respectivamente, esses mapas. É possível verificar que, para a área de estudo, não há tanta diferença em detalhe das unidades nas duas versões. Vê-se a predominância, na bacia representativa, das unidades suíte Serrados Órgãos e unidade Santo Aleixo. No mapa 1:50.000, essa última tem a maior parte denominada como unidade Bingen.

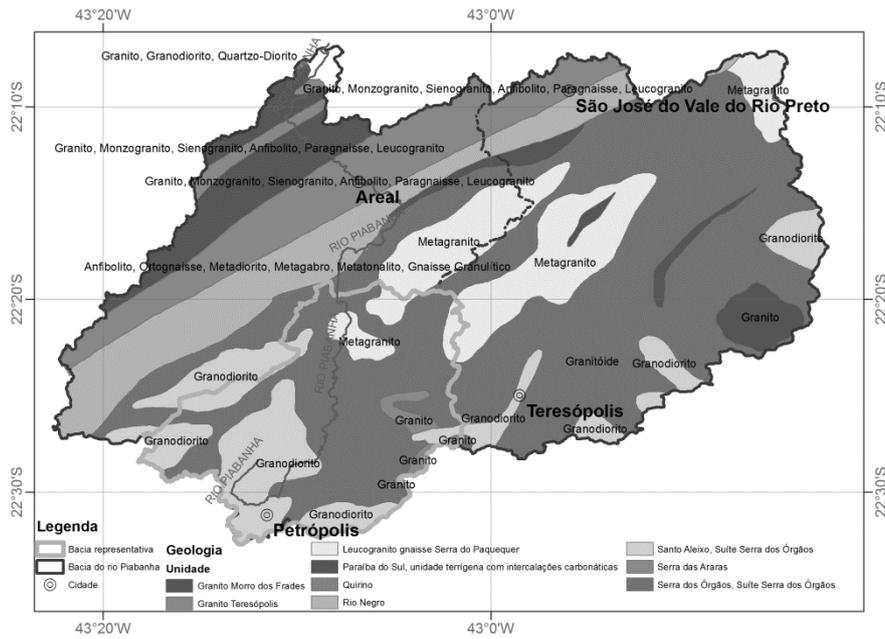


Figura 4.3: Mapa geológico Radam Brasil (1983)

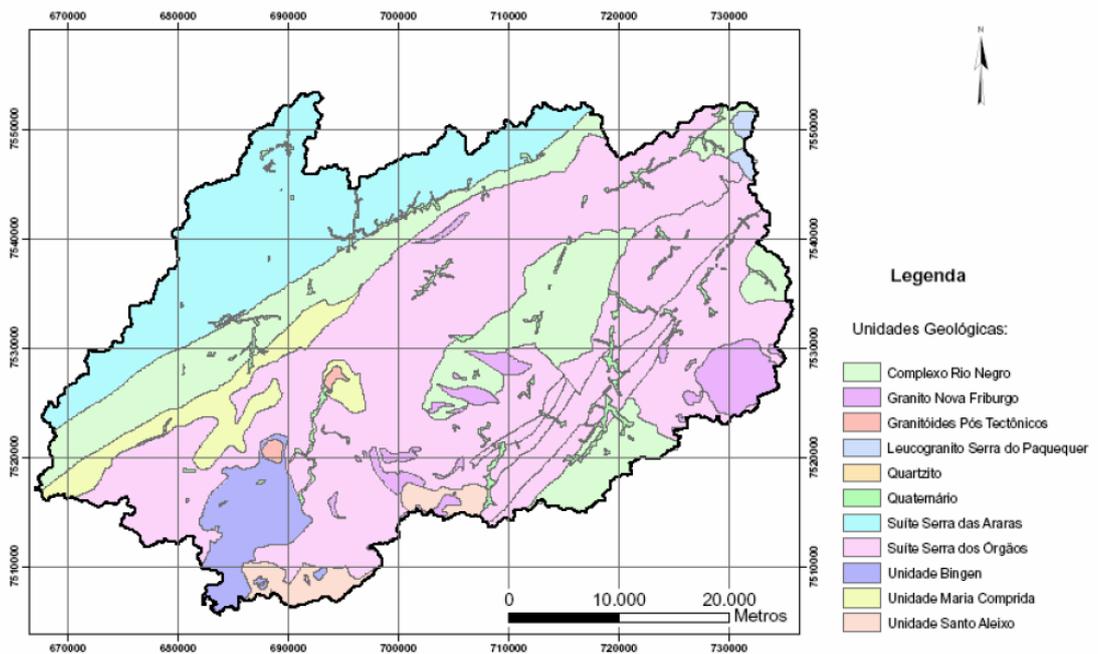


Figura 4.4: Mapa geológico escala 1:50.000 ( COPPE, 2010)

O mapa hidrogeológico (CPRM, 2014) é apresentado na Figura 4.5 em legenda original, que informa o grau de produtividade de água esperado para cada formação. Ele tem escala de origem 1:1.000.000. São apenas três unidades ou formações na bacia do Piabanha e apenas uma na bacia representativa.

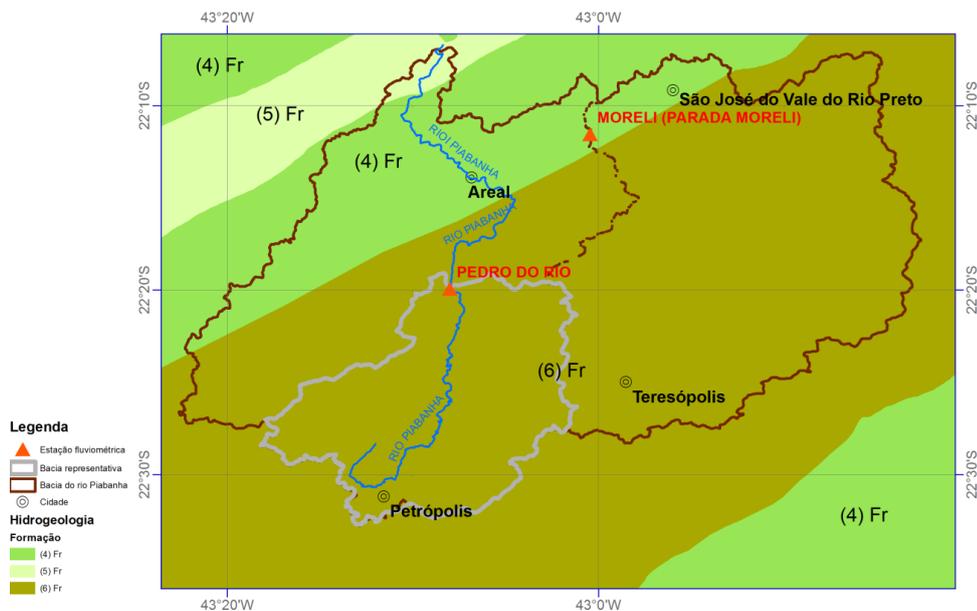


Figura 4.5: Mapa hidrogeológico. Formações (4) Fr - Unidade Fraturada (Fr) de Produtividade Geralmente baixa, porém localmente moderada; (5) Fr - Unidade Fraturada (Fr) de Produtividade Geralmente muito baixa, porém localmente baixa; e (6) Fr - Unidade Fraturada (Fr)

#### 4.1.5. Mapa de uso, ocupação e cobertura vegetal

Há mapas de uso e cobertura do solo de variadas fontes e escalas. Os utilizados neste trabalho são dois deles: Rosário (2013) na escala 1:25.000 e o mapa do Zoneamento Ecológico Econômico do Estado do Rio de Janeiro (ZEERJ, 2008) em escala 1:100.000, mostrado na Figura 4.6.

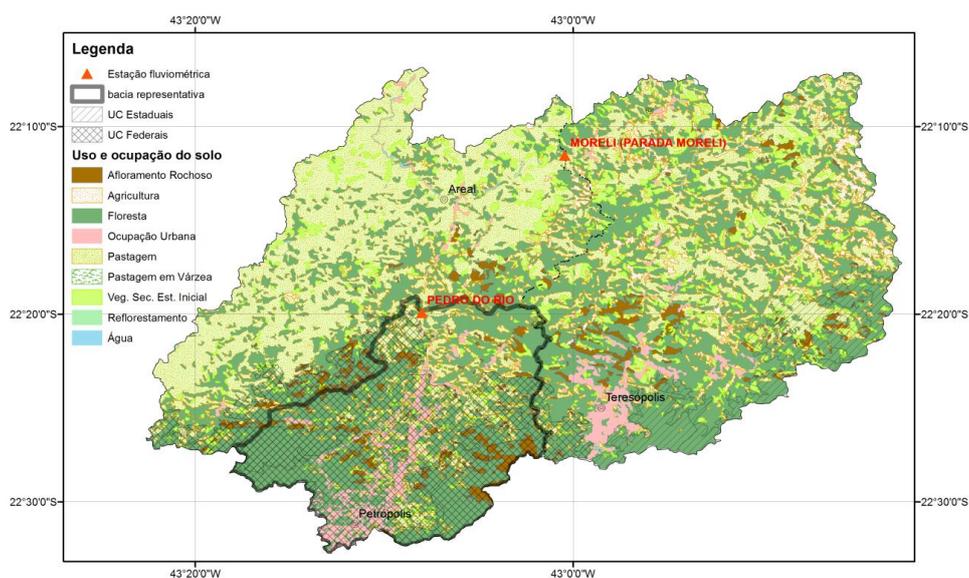


Figura 4.6: Mapa de uso, ocupação e cobertura vegetal (ZEE/RJ, 2008)

O mapa de Rosário (2013) foi elaborado para a bacia do rio Piabanha para avaliar o impacto de mudanças no código florestal sobre os remanescentes florestais do bioma Mata Atlântica. Ela utilizou imagens do sensor AVNIR-2 da missão ALOS de 2009 com resolução espacial de 10 m e ortofotos, compatíveis com a escala 1:25.000, do ano de 2006. Sua legenda é compatível com a de ZEE (2008) em escala 1:100.000 (Figura 4.6). Assim, os dois podem ser usados conjuntamente quando informações de fora da bacia ao seu redor são necessárias, pois não há descontinuidade nas bordas, apenas redução do detalhe. Para a bacia representativa, os usos seriam os da Tabela 4.1.

Tabela 4.1: Categorias de uso e cobertura do solo e sua distribuição na área da bacia representativa (Rosário, 2013)

Uso descrição	Área (m <sup>2</sup> )	%	Uso descrição	Área (m <sup>2</sup> )	%
<b>Floresta</b>	221.557.198	51,5%	Afloramento rochoso	51.001.399	11,8%
Floresta muito degradada	8.531.498	2,0%	Corpos d'água	135.457	0,03%
Reflorestamenton	3.092.738	0,7%	Cultivo	1.756.264	0,4%
Solo exposto	392.326	0,1%	Vegetação arbustiva e VSI	44.258.084	10,3%
Urbano intenso	26.416.614	6,1%	Vegetação Rasteira	52.110.593	12,1%
Urbano rarefeito	21.298.913	4,9%			

É interessante notar o predomínio da classe floresta na bacia (51,5%).

#### 4.1.6. Captações de água e lançamentos de efluentes

Há diversos mananciais de abastecimento localizados próximos aos núcleos habitacionais dispersos na bacia do Piabanha. O mapeamento das captações de água para os diversos usos e dos lançamentos de efluentes, que têm cadastro e/ou outorga de direitos de uso dos recursos hídricos, encontram-se representados na Figura 4.7. Os pontos indicam a localização das autorizações e outorgas concedidas pelo INEA/RJ para abastecimento ou diluição de efluentes e estão cadastrados no Cadastro Nacional de Usuários de Recursos Hídricos (CNARH) conforme ANA (2012). A bacia não apresenta, até o momento desabastecimento, embora já tenha ocorrido algum aparente conflito de uso industrial com o de abastecimento de água em alguns bairros. Há, no entanto, um sério problema de comprometimento da qualidade da água nos trechos de ocupação urbana do rio Piabanha e seus afluentes, com lançamento de esgotos doméstico *in natura* e efluente industrial sem tratamento, este em menor proporção.

#### 4.1.7. Distribuição da população por setores censitários

A distribuição da população na bacia é caracterizada com os setores censitários associados aos dados do Universo do Censo Demográfico de 2010 (MPOG, 2011). A Figura 4.7 apresenta a distribuição demográfica na bacia, juntamente com captações de água e lançamentos de efluentes de ANA (2012).

Na Figura 4.7, é possível identificar certa incongruência de usos do solo, uma vez que há ocupação intensa em áreas classificadas como unidades de conservação.

Observa-se, também, na Figura 4.7, que as áreas mais densamente ocupadas (representadas em vermelho) foram das mais atingidas pelas fortes chuvas de janeiro de 2011 na bacia do Piabanha. O vale do rio Cuiabá, afluente do rio Santo Antônio, por sua vez afluente do rio Piabanha pela margem direita, no município de Petrópolis, e os vales dos rios Imbuí e do Príncipe, no município de Teresópolis, eram essas regiões mais densamente ocupadas mostradas pelo Censo 2010.

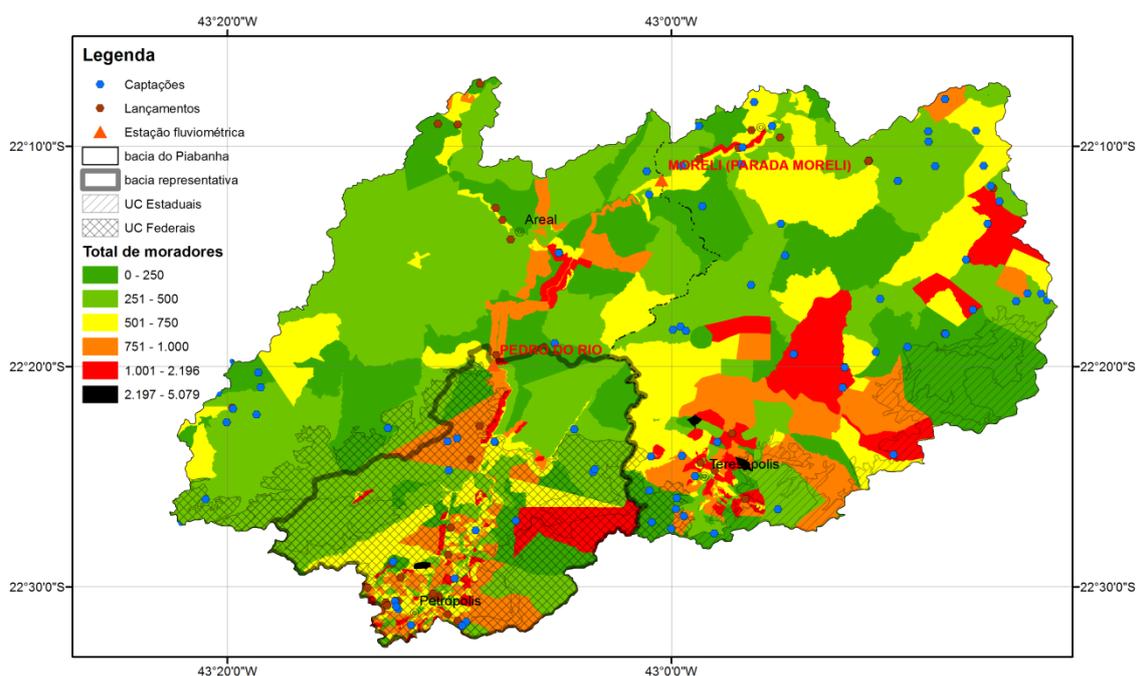


Figura 4.7: Distribuição da população por setores censitários com captações de água e lançamentos de efluentes (MPOG, 2011 e ANA, 2012)

A Tabela 4.2 apresenta um resumo das bases disponíveis para a bacia, sua origem e ano de elaboração.

Tabela 4.2: Resumo dos mapas temáticos disponíveis na base EIBEX e suas fontes

Tema	Escala/Autor	Ano de elaboração	Uso neste trabalho
hipsometria (altimetria)	1:10.000 - hipsometria_10000_SIRGAS		
	1:10.000 - Prefeitura de Petrópolis - .dxf sem referência espacial		
	<b>1:25.000 - INEA (Geopea) - REL_Curva_Nivel.shp</b>	2009	
	1:50.000 - INEA (IEF) e IBGE		x
hidrografia	1:250.000 - CPRM para o Projeto Rio de Janeiro	2000	
	<b>1:50.000 - INEA (IEF) e (IBGE)</b>	2008	x
MDE/MDT	1:100.000 - Fundação CIDE	2000	
	1:25.000 - MDE_INEA - rastefillclip - INEA	2012	
	<b>1:25.000 -MDE_IBGE</b> - tem metadados próprio na pasta	2015	x
	<b>1:50.000 - com base na topografia IBGE, construído no ArcGis por Moreira (2007-CPRM) - folhas: Petrópolis, Itaipava, Três Rios, Paraíba do Sul e Miguel Pereira</b>	2007	x
	1:250.000 - topografia IBGE digitalizada pela CPRM, Daniel (CPRM) MDE_IGEO - do Bomfim Camila (IGEO) base de Petrópolis e Daniel (CPRM) sobre a base do IBGE (1:50.000)		
Ortofotos	1:25.000 (levantamento aerofotogramétrico) IBGE + Secretaria do Estado do Ambiente do RJ	2005/2006	
Mapa de Declividade	1:10.000		
Mapa de solos	1:25.000		
	1:250.000 -Solos.shp - bases originais do RADAM digitalizadas IBGE	2001	x
	<b>Escala 1:250.000 - C_CN_ERJ_FINAL.shp - INEA e HICON</b>	2013	x
	<b>Escala 1:250.000 Embrapa</b>	2003	x

#### 4.1.8. Parâmetros morfométricos

Com a base cartográfica em escala 1:50.000, Moreira *et al.* (2007) elaboraram o modelo digital de terreno e calcularam diversos parâmetros morfométricos de interesse para a avaliação hidrológica, por meio do aplicativo de geoprocessamento ArcGis, com as ferramentas disponíveis da extensão ArcHydro (Figura 4.8).

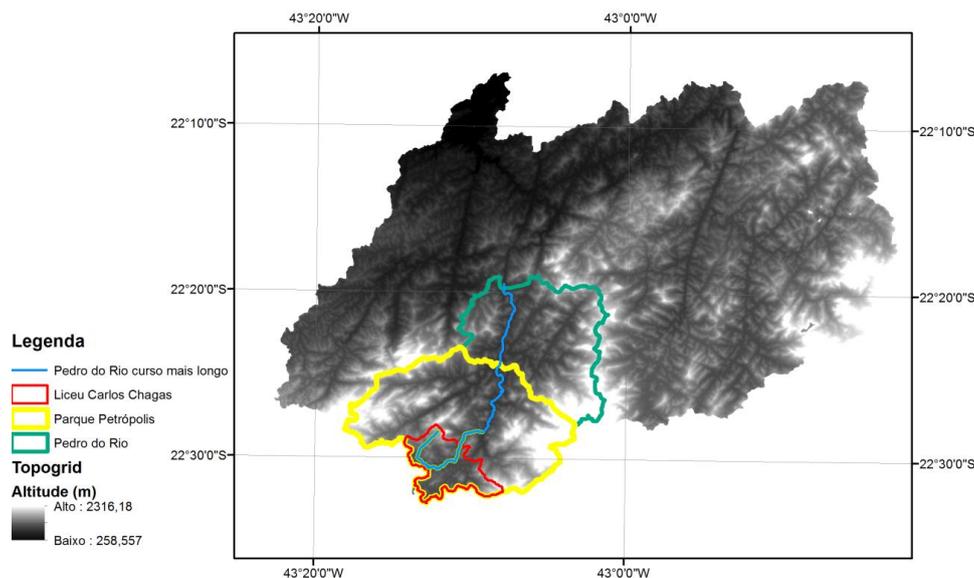


Figura 4.8: Modelo digital de terreno (1:50.000) e sub-bacias delimitadas de maior interesse

A projeção utilizada foi a original da carta topográfica UTM com Datum Córrego Alegre zona 23S. A Figura 4.8 é importante para a localização relativa das sub-bacias, mas também para mostrar o lineamento de falhas e fraturas e onde se encaixam os cursos principais e seus afluentes.

Na Tabela 4.3, é apresentado um resumo com as características utilizadas no cálculo do tempo de concentração para três sub-bacias de maior interesse neste trabalho, Liceu Carlos Chagas, Parque Petrópolis e Pedro do Rio.

Assim foram obtidos os parâmetros conhecidos como índices fisiográficos, para as sub-bacias, além de uso e cobertura dos tipos urbano, agrícola e de mata preservada e também para a bacia representativa.

Tabela 4.3: Características fisiográficas da bacia do rio Piabanha até Pedro do Rio

<b>Característica</b>	<b>Liceu</b>	<b>Parque Petrópolis</b>	<b>Pedro do Rio</b>
Área de drenagem (km <sup>2</sup> )	44,5	260	429
Comprimento do talveg (m)	11.980	27.750	38.538
Desnível máximo da bacia (m)	900	1.560	1.623
Desnível máximo do talveg (m)	360	460	480
Declividade média (m/m)	0,124	0,118	0,108
Declividade média equivalente constante (m/m)	0,00649	0,00273	0,00276
Taxa de impermeabilização da bacia (%)	35%	23%	23%

Vê-se a taxa de impermeabilização na bacia de Liceu mais alta que em Parque e Pedro do Rio, uma vez que a cidade de Petrópolis está localizada nas cabeceiras do rio Piabanha. Foram contabilizados, na área impermeável, também os afloramentos rochosos, que representam 2% para Liceu, 10% para o Parque e 12% em Pedro do Rio.

A Figura 4.9 apresenta o perfil do rio principal Piabanha, com a indicação da localização dessas três estações e da entrada dos principais afluentes das margens esquerda (M.E.) e direita (M.D.) até o exutório em Pedro do Rio. Vê-se uma queda de quase 100m a montante da confluência do rio Itamarati. Essa queda consiste em um trecho encachoeirado do rio Piabanha que pode ser visto da Estrada União Indústria indo-se da Cidade de Petrópolis para Itaipava.

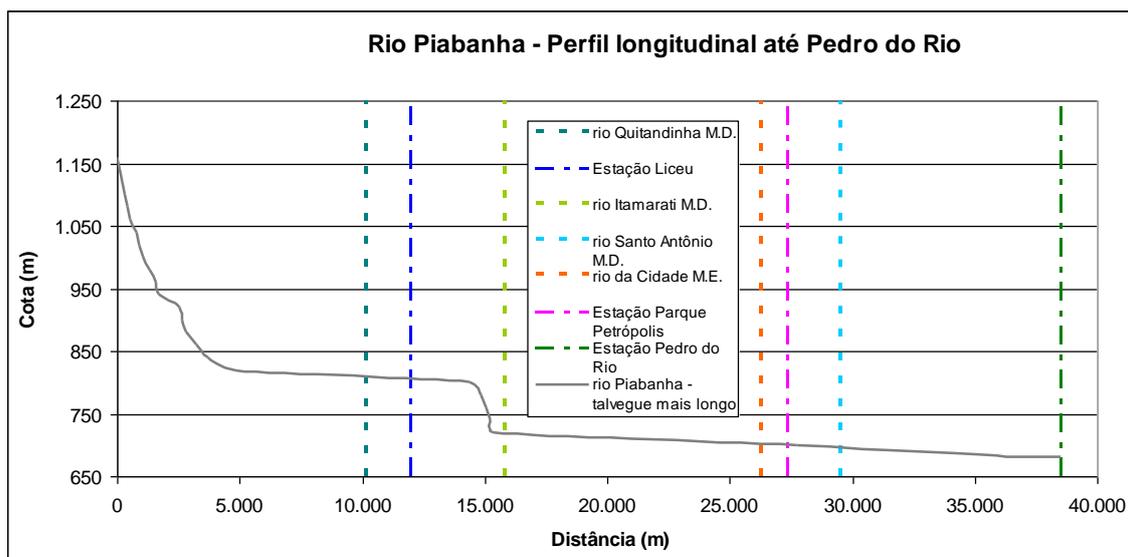


Figura 4.9: Perfil do rio Piabanha que é o caminho mais longo até Pedro do Rio

Com essas características e outras, relativas ao uso do solo e cobertura vegetal, foram calculados os tempos de concentração com a utilização de diversas formulações disponíveis na literatura (McCuen *et al.*, 1984, Kobiyama *et al.*, 2006, Farias Junior, 2010). O tempo de concentração, definido como o tempo necessário para que toda a área da bacia contribua para a seção do exutório, é uma característica constante da bacia e independente das características da precipitação (Lencastre e Franco, 1984).

Foram experimentadas 16 formulações ao todo. Algumas subestimaram, enquanto outras superestimaram muito o tempo de concentração, relativamente ao resultado de 8 horas encontrado para Pedro do Rio por Gonçalves (2008). Os resultados mais coerentes foram utilizados para o cálculo da média, conforme apresentado na Tabela 4.4.

Tabela 4.4: Tempo de concentração das sub-bacias das estações fluviométricas

Fórmula e tempo (h)	Liceu	Parque Petrópolis	Pedro do Rio
Dooge (1993)	2,5	5,1	6,4
<b>Bransby e Williams (1992)</b>	<b>3,0</b>	<b>5,9</b>	<b>8,0</b>
Ven Te Chow	4,0	7,0	8,8
Pasini	2,5	6,1	8,4
DNOS	3,8	7,7	9,9
IPH-II	3,7	8,7	11,6
Média	3,2	6,7	8,8

As duas últimas fórmulas da Tabela 4.4 (DNOS e IPH) levam em consideração o uso e a cobertura vegetal da bacia. As demais levam em conta apenas a área da bacia, a declividade do talvegue e o comprimento do talvegue. A de Ven Te Chow não leva em conta a área, e a de Dooge não leva em conta o comprimento da bacia.

Os resultados com a fórmula de Bransby e Williams (1992) foram considerados os mais coerentes. Essa fórmula é adequada para bacias rurais o que é razoável de considerar, até mesmo para Liceu, pois somente 32% de sua área é de uso urbano. Assim, os tempos de concentração seriam: 3 h para Liceu, 6 h para Parque Petrópolis e 8 h para Pedro do Rio.

#### 4.1.9. Índice topográfico

O índice topográfico, também chamado índice topográfico de umidade, ou ainda índice de similaridade hidrológica (Gonçalves, 2008), é comumente utilizado para quantificar o controle da topografia sobre processos hidrológicos, uma vez que ele combina a área de contribuição a montante com a declividade média nessa área. A topografia é considerada um controle de primeira ordem para processos hidrológicos.

Sørensen *et al.* (2006) compararam várias formulações do índice topográfico, disponíveis na literatura, aplicando-as a correlações com diversos fenômenos ou processos hidrológicos, como riqueza vascular das espécies vegetais, pH do solo, nível freático, umidade do solo e um grau de umidade construído. As formulações diferiam basicamente quanto ao cálculo da área acumulada a montante, mas também no método de cálculo da declividade.

Sørensen *et al.* (2006) não encontraram um método que fosse o melhor para todas as aplicações, no entanto, algumas características mostraram-se importantes, dependendo da aplicação.

O índice topográfico (IT) foi apresentado por Beven and Kirkby (1979) utilizado no modelo TOPMODEL, calculado como

$$IT_{i,j} = \ln\left(\frac{a}{\tan\beta}\right) \quad (4.1)$$

onde,

$IT_{i,j}$  é o índice topográfico em cada célula (píxel),

$a$  é a área de contribuição a montante de cada célula [ $L^2$ ];

$\tan\beta$  é a declividade média dessa área a montante de cada célula.

Várias ferramentas em aplicativos de geoprocessamento podem ser usadas neste cálculo com base em um MDT. Neste trabalho, foi utilizado o ArcGIS com a extensão *Spatial Analyst*, seguindo as instruções de G4G (2016), com base no MDT da escala 1:50.000 com tamanho de célula 20 m x 20 m, conforme usado por Medeiros (2007) para o cálculo dos parâmetros morfométricos da bacia. Foram geradas as declividades e aproveitados os resultados já obtidos por Medeiros (2007) para o fluxo acumulado por célula. Com essas variáveis e a Equação 4.1 introduzida na ferramenta calculadora para *raster* do aplicativo, obtém-se o mapa de IT, com o detalhe das células originais. Para obter um mapa em escala de menor detalhe, pode-se usar a ferramenta de agregação para o tamanho de célula desejado, que usa estatísticas para a generalização. Neste trabalho, foi adotada a média na agregação para o tamanho de píxel 1 km x 1 km.

O mapa de IT com resolução de 20 m x 20 m é apresentado na Figura 4.10, e o mapa de IT agregado para píxel de 1 km x 1 km é apresentado na Figura 4.11.

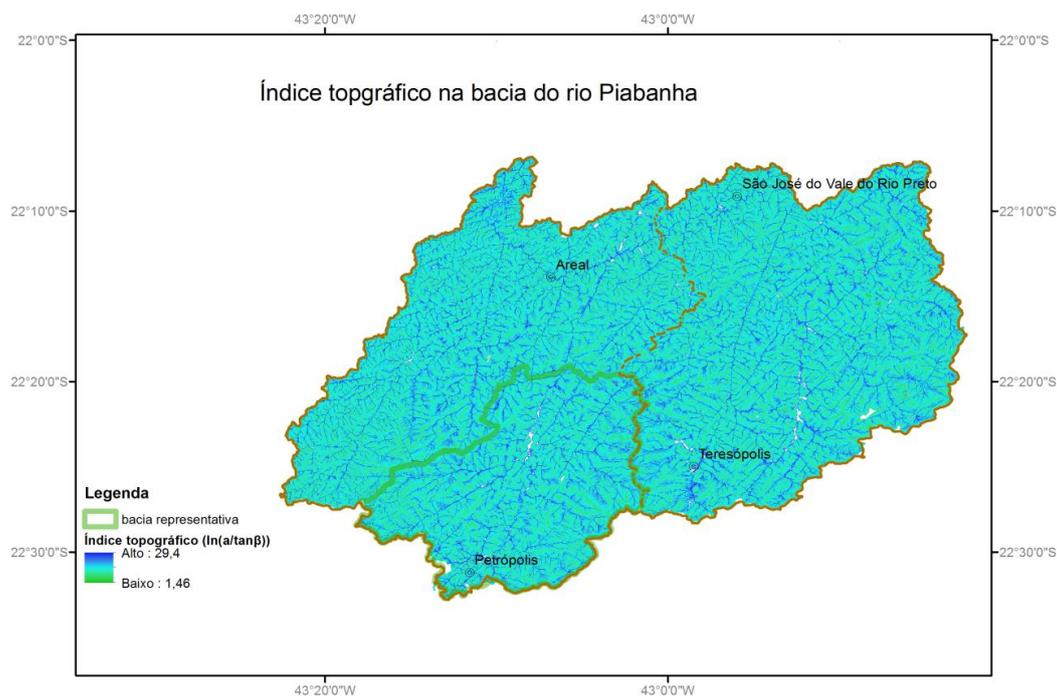


Figura 4.10: Índice topográfico calculado para a bacia do rio Piabanha com base no MDT em escala 1:50.000 e píxel de tamanho 20 m x 20 m

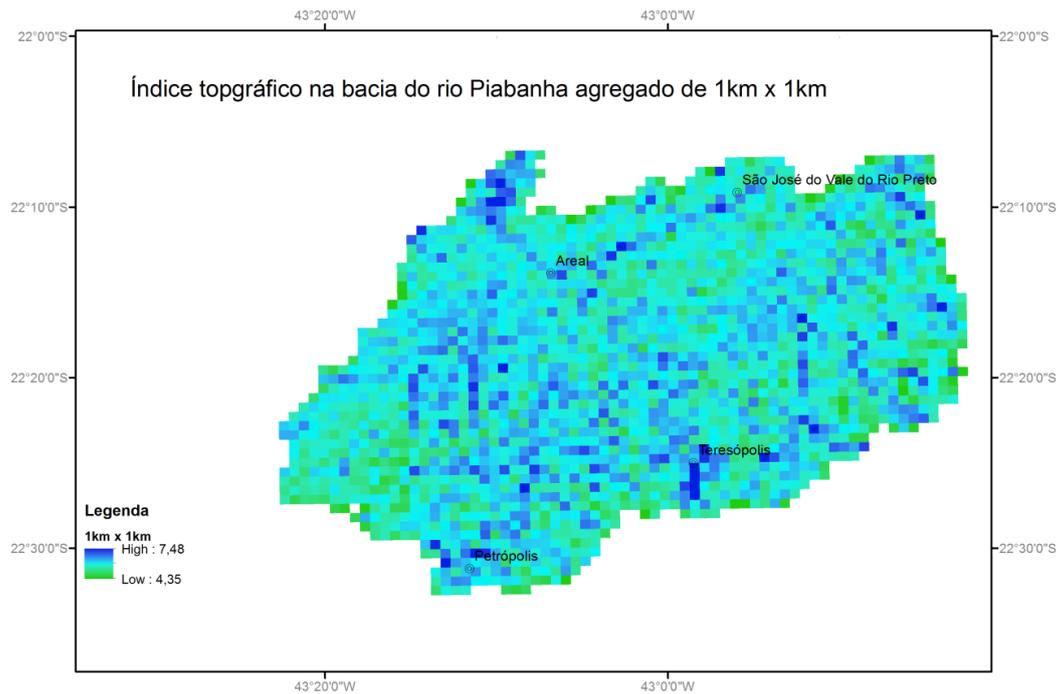


Figura 4.11: Índice topográfico calculado para a bacia do rio Piabanha com base no MDT em escala 1:50.000 e píxel agregado para 1 km x 1 km.

A sobreposição da hidrografia da base topográfica 1:50.000 mostra que os valores mais altos de IT coincidem com a rede hidrográfica, ao longo de toda a bacia, indicando a coerência do método de cálculo de IT, pois nas partes altas as ares são menores e declividades maiores e o contrário ocorre nos fundos de vales, resultando maiores valores de IT.

A Figura 4.12 mostra os histogramas de variação do IT para os dois níveis de detalhe. Vê-se que a agregação com a média reduziu a faixa de variação de IT, tornando a sua distribuição mais homogênea pela bacia.

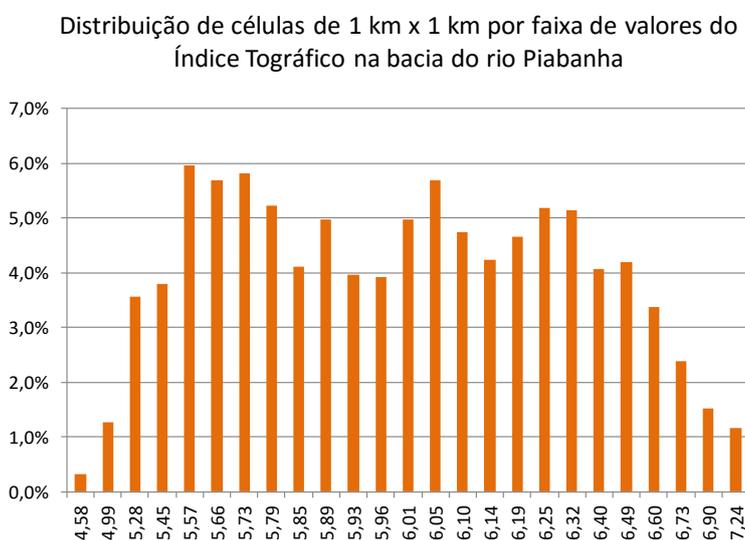
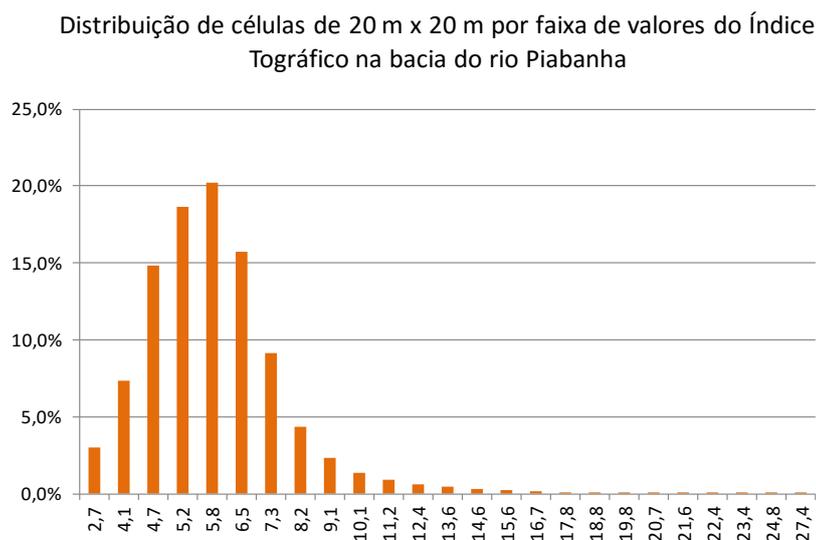


Figura 4.12: Histogramas de distribuição das células por faixa de valores do índice topográfico para células de 20 m x 20 m e agregadas de 1 km x 1 km.

## 4.2. Caracterização hidroclimatológica

A bacia do rio Piabanha, pelo seu relevo acidentado e posicionamento de grande extensão de seu divisor na Serra do Mar, apresenta muita variação nos aspectos meteorológicos para a reduzida extensão de seu território. Assim, a quantidade de estações meteorológicas em operação na bacia pode ser insuficiente para bem caracterizar essa diversidade de microclimas.

A região serrana do Rio de Janeiro (RSRJ) é formada por rochas cristalinas do escudo brasileiro, fator que aumenta a turbulência do ar pela ascendência orográfica,

favorecendo as precipitações. Em conjunto, os fatores dinâmicos e estáticos determinam o clima tropical úmido de altitude, com altos índices pluviométricos e temperaturas médias a baixas (COPPE, 2010).

Há estudos hidrológicos disponíveis para a bacia de diversas épocas. Alguns foram desenvolvidos, especificamente, para a bacia e a maioria tem a abrangência de todo o estado do Rio de Janeiro ou da bacia do Paraíba do Sul.

#### **4.2.1. Zonas de convergência de umidade - ZCOU/ZCAS**

A região da bacia do rio Piabanha está sujeita à atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), uma persistente banda de umidade e precipitação que se forma episodicamente, orientada de noroeste a sudeste da Amazônia em direção ao sudoeste do oceano Atlântico (Kodama 1992, 1993 e Carvalho *et al.*, 2002 e 2004) e que é um importante agente climatológico do verão na América do Sul (Carvalho *et al.*, 2004). Os períodos ativos da ZCAS são, em geral, dezembro - janeiro - fevereiro, podendo, no entanto, ocorrer de outubro a março. A ZCAS, especificamente, influencia a climatologia da região sudeste do Brasil e, com suas chuvas intensas e duradouras, pode causar desastres naturais, como escorregamentos de terra e enchentes, dado que a região é vulnerável por seu relevo acidentado e pela ocupação humana densa e irregular de encostas e planícies de inundação.

Algumas características de episódios de ZCAS são bem conhecidas e identificáveis para confirmá-los quando já estão formados, como, por exemplo: 4 dias de persistente banda de nebulosidade (Carvalho *et al.*, 2004); zona de convergência quase estacionária, permanecendo por até 10 dias, com camada de umidade interior espessa e zonas baroclínicas com um jato subtropical superior e precipitação mensal acima de 400mm, características que, segundo Kodama (1992 e 1993), distinguem as Zonas Subtropicais de Precipitação (ZSP), categoria que incluiria a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a ZCAS, que apresentam características distintas de outros sistemas, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e frentes polares; e, ainda, precipitações extremas com 7 dias de duração, cujo total excede em 40% a climatologia mensal e apresenta, pelo menos, um dia com precipitação acima de 20% dessa climatologia mensal, conforme Ferraz e Ambrizzi (2006).

As anomalias nas séries de dados observados disponíveis de precipitações podem ser verificadas, comparando-se os dados às características encontradas nas Normais

Climatológicas de 1931-1960 (INMET, 1979) e de 1961-1990 (DNMET, 1992), para estações na área de estudo ou próximas a ela.

Carvalho *et al.* (2002 e 2004) estudaram anomalias de radiação emitida de ondas longas (ROL) configurando menos do que 220W.m<sup>-2</sup> médios diários, que é o patamar limite usualmente relacionado à presença de nuvens altas nos trópicos, para estudar extremos de precipitação sobre São Paulo. Eles analisaram a variabilidade espacial da convergência definindo três principais regiões ou frações para a atuação das ZCAS: amazônica, costeira e oceânica. A região da bacia do rio Piabanha estaria na transição entre as frações oceânica e costeira.

Os dados médios diários de ROL estão disponíveis para o período de 1979 a 2012 NOAA (2015) e podem ser usados, para a região de estudo, na busca dos episódios de ZCAS, juntamente com o histórico de precipitações, e ainda para validar a representatividade espacial das estações de maior histórico no período entre 1979 e 2015.

Mais recentemente o CPTEC/INPE, em sua rotina operacional, passou a identificar a zona de nebulosidade que se forma com características semelhantes às clássicas definidas para ZCAS, mais genericamente, como Zona de Convergência de Umidade (ZCOU). Somente é atribuída a classificação de ZCAS quando a banda com tais características persiste por tempo superior a 4 dias, caso contrário seria uma ZCOU (Sacramento Neto, Escobar e Dias da Silva, 2010). A ZCOU também está associada a chuvas intensas, porém há diferenças no padrão de escoamento clássico em baixos níveis que desfavorecem a persistência e organização da banda (Pallotta e Nakazato, 2010).

#### **4.2.2. Influência de El Niño Oscilação Sul - ENOS (ENSO)**

A influência de ENOS pode ser estudada por meio de diferentes índices que foram definidos para regiões específicas do Pacífico equatorial, relativos a temperaturas ou anomalias de temperatura da superfície do mar, conforme descritos em Trenberth 1997 e NOAA (2003). Os estudos podem divergir quanto à influência de ENOS sobre determinada região em função do índice adotado na análise.

O fenômeno ENOS poderia aumentar as precipitações sobre a bacia do rio Piabanha, tanto em sua fase quente como em sua fase fria, pois a região encontra-se em uma zona limite de influência positiva e negativa de *El Niño* (EN) e *La Niña* (LN) sobre as precipitações no Brasil, conforme mostrado por Coelho *et al.* (2002), que chama a atenção para essa transição em relação a São Paulo. É possível verificar que essa borda

limite de Coelho *et al.* (2002) é muito próxima da configuração da isoieta total anual de 1300mm, que engloba toda a bacia representativa do Piabanha.

Especificamente na região da ZCAS e ao longo da costa sudeste do Brazil, Hirata e Grimm (2016) investigaram o papel de anomalias sinóticas e intrassazonais no ciclo de vida das precipitações extremas de verão e encontraram diferentes mecanismos, que se alteram nas fases de ENOS, e que teriam influência positiva sobre as precipitações extremas. Concluíram que episódios de EN aumentam a frequência de eventos extremos, mas episódios de LN também aumentam as precipitações nessa região.

Primaveras e verões mais úmidos do que o normal (Grimm, 2003 e 2004 e Grimm e Tedeschi 2009, 2015) e também invernos e outonos mais úmidos (Tedeschi *et al.*, 2016, Tedeschi e Collins, 2016) costumam ocorrer ao longo de anos de EN. Isso pode ser verificado nos dados das estações 2243009, 2243010, 2243011 e 2243012 da bacia do Piabanha.

#### **4.2.3. Influência de Oscilação Multidecadal do Atlântico – (OMA ou AMO)**

A OMA, que é a observação de anomalias na temperatura da superfície do mar, promediadas para a região do Atlântico Norte, tem sido estudada como fator de variabilidade climática, com hipóteses de sua influencia sobre o clima em diversas regiões, direta e indiretamente, por sua interação com o ENOS, que ainda não é muito bem compreendida. Há variações do índice OMA de acordo com a extensão da região considerada no Atlântico Norte para a média das temperaturas. Os índices podem ser encontrados na forma de temperaturas (não suavizado e não padronizado - *not detrended*) em NOAA-ESRL (2015b) ou na forma de anomalias de temperatura em outra parte da mesma referência.

A OMA pode influenciar os totais de precipitação sobre a região de estudo. Grimm e Saboia (2015) exploraram a variabilidade inter-decadal da precipitação sobre a América do Sul, durante a primavera e o verão. Utilizaram a técnica de análise de componentes principais rotacionadas e definiram modos de precipitação para cada estação e sua possível relação com diversos índices climáticos e de temperatura da superfície do mar. OMA entre 0° e 70°N mostrou a mais forte correlação com o primeiro modo para o verão e a segunda mais forte, com o segundo modo para a primavera. Esses modos mostraram-se significativos para a região, por eles, identificada como ZCAS continental leste, nos mapas de distribuição espacial dos fatores, que é onde a bacia do Piabanha está localizada.

OMA pode influenciar as precipitações diretamente ou modulando a variabilidade de ENOS, como estudado por Vasquez *et al.*, 2016 – manuscrito submetido em revisão).

Precipitações ocasionadas por processo frontal também são frequentes sobre a área, em especial durante a primavera, notadamente em anos de EN, como aconteceu recentemente em 2015-2016. Lima *et al.* (2010) sugerem que eventos de fortes chuvas no verão na região sudeste do Brasil estão associadas a frentes frias (53%) e a ZCAS (47%). Na região da bacia do Piabanha a topografia tem papel importante na variabilidade espacial da chuva.

#### **4.2.4. Caracterização da precipitação**

No âmbito do Projeto Rio de Janeiro (CPRM, 2000), foi produzido o Mapa de Isoietas (Brandão *et al.*, 2000) e os estudos de Chuvas Intensas no estado do Rio de Janeiro (Davis e Naghettini, 2001). Mais recentemente, CPRM (2011) atualizou as isoietas totais anuais (Figura 4.13) e publicou, também, totais mensais médios para os 12 meses do ano e os totais trimestrais de todos os arranjos possíveis.

Nas encostas íngremes, a pluviosidade média anual ultrapassa os 2.000mm, como nas cidades de Petrópolis e Teresópolis. A porção mais baixa das sub-bacias que drenam para o rio Paraíba do Sul apresenta amplitudes térmicas distintas de inverno e verão de um clima sub-úmido. Próximo aos municípios de Areal e São José do Rio Preto, a média pluviométrica decresce abruptamente para 1.300mm, e verificam-se períodos secos e déficits hídricos bastante pronunciados (Araujo *et al.*, 2007).

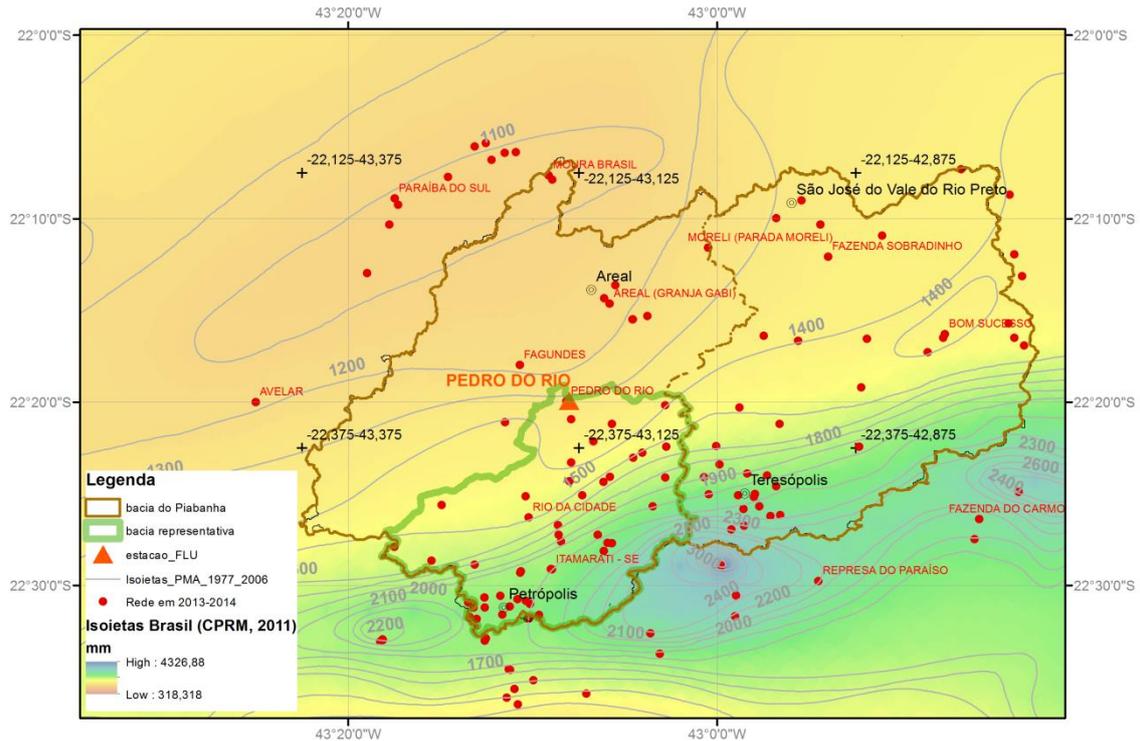


Figura 4.13: Mapa de isoietas totais anuais (CPRM, 2011)

Os trimestres mais chuvosos na RSRJ são, em primeiro lugar, dezembro - janeiro - fevereiro, e, deslocando-se para leste, tomando-se a cidade do Rio de Janeiro como referência, novembro - dezembro - janeiro. Chegam a constituir, em média, 45% do total anual médio, 900mm dos 2.000mm. Nas regiões mais baixas, a pluviosidade do trimestre chega a 50% do total anual, 650mm dos 1.300mm. O mês mais chuvoso é janeiro, mas, deslocando-se um pouco para leste, este passa a ser dezembro (CPRM, 2011). As chuvas têm início em setembro, estendendo-se até abril, e o trimestre mais seco compreende junho - julho - agosto, conforme pode ser visto na Figura 4.14.

As estações com dados disponíveis e históricos mais longos na bacia representativa são: Itamarati (2243010), Rio da Cidade (2243011) e Pedro do Rio (2243012). A estação Petrópolis (22443009) foi instalada na mesma época das outras três, mas foi descontinuada em 2005. Em substituição foi instalada a estação Bingen (2243268) em região com menos intreferência de construções e mais seguro. Embora não tenham a mesma localização, os dados de 2243268 poderiam complementar os de 2243009 em um estudo de longo termo. Com as séries de 1939 a 2015 foi caracterizado o regime de precipitações na bacia representativa de Pedro do Rio (Figura 4.14).

Na Figura 4.14 e na Figura 4.15 é possível ver a semelhança entre as séries de 2243010 e 2243011, que 2243012 tem menos chuvas e que sua distribuição é mais assimétrica. Vê-se também que 22430009+2243268 (Petrópolis sucedida por Bingen) apresenta valores médios muito superiores ao longo de quase todo o ano, à exceção de abril, maio e novembro.

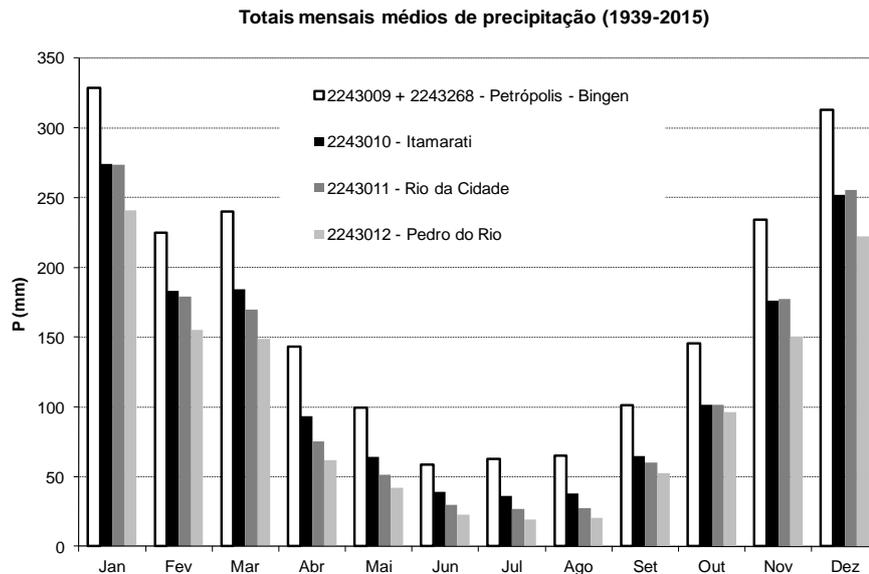


Figura 4.14: Regime de precipitações na bacia representativa do rio Piabanha

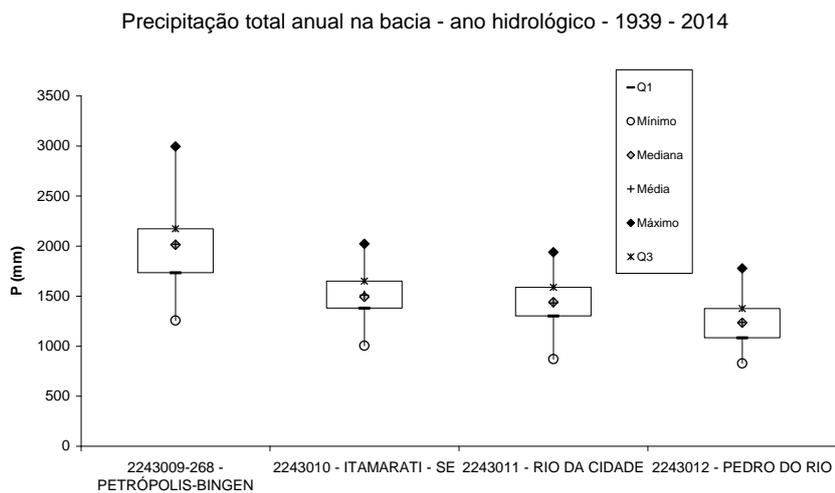


Figura 4.15: Variabilidade das séries de totais anuais de precipitação no ano hidrológico nas estações Itamarati, Rio de Cidade e Pedro do Rio - 1939-2014

A rede hidrométrica existente na bacia do Piabanha cresceu nos últimos anos, desde o megadesastre de 2011, em especial no que diz respeito a estações pluviométricas de registro automático. A Tabela 4.5 e a Tabela 4.7 informam sobre essa evolução da rede em etapas – estações com dados desde pelo menos 1939, 1971, 2007, 2011 e 2013-2014 – e somente contabiliza as estações ainda em operação até fevereiro de 2016 e ainda de entidades que têm banco de dados de acesso fácil; onde os tipos significam: P – pluviométrica, Pr – pluviométrica registradora, C – climatológica e T- telemétrica. A Figura 4.16 ilustra a evolução dessa rede desde 1971 a 2013-2014.

Tabela 4.5: Rede de estações de 1939 a 1971

Entidade	Qde no Piabanha	Qde na representativa	Tipo
Em 1939			
ANA	7	2	P
ANA	1	1	Pr
Em 1971			
ANA	12	2	P
ANA	1	1	Pr
INMET	1	1	CPr

Tabela 4.6: Rede de estações com dados desde 2007

Entidade	Qde no Piabanha	Qde na representativa	Tipo
ANA	13	3	P
ANA	1	1	Pr
INMET	3	2	CPr
EIBEX (COPPE-UFRJ)	7	6	Pr
EIBEX (COPPE-UFRJ)	1	1	CPr
EIBEX (UERJ)	1	-	Pr

Tabela 4.7: Rede de estações com dados de 2011 a 2014

Entidade	Qde no Piabanha	Qde na representativa	Tipo
Em 2011			
ANA	13	3	P
ANA	1	1	Pr
INMET	3	2	CPrT
EIBEX (COPPE-UFRJ)	8	7	Pr
EIBEX (COPPE-UFRJ)	1	1	CPr
EIBEX (UERJ)	1	-	Pr
INEA (alerta)	34	17	PrT
Entre 2013 e 2014			
ANA	13	3	P
ANA	1	1	Pr
INMET	3	2	CPrT
EIBEX (COPPE-UFRJ)	8	7	Pr
EIBEX (COPPE-UFRJ)	1	1	CPr
EIBEX (UERJ)	1	-	Pr
INEA (alerta)	34	17	PrT
CEMADEN	77	14	PrT

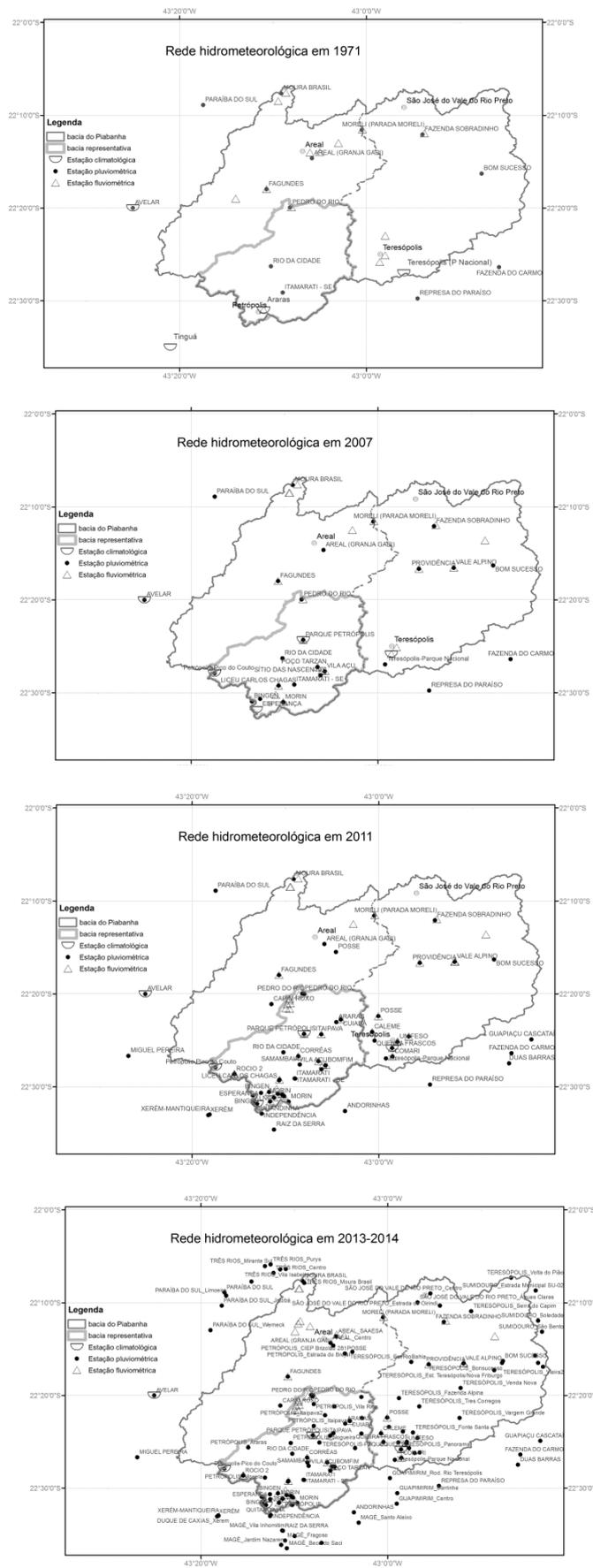


Figura 4.16: Evolução da rede pluviométrica desde 1971 a 2013 e 2014

Para os dados de precipitação estimada pelo satélite TRMM a delimitação dos píxeis formam os próprios polígonos de Thiessen para a chuva média como é possível ver na Figura 4.17.

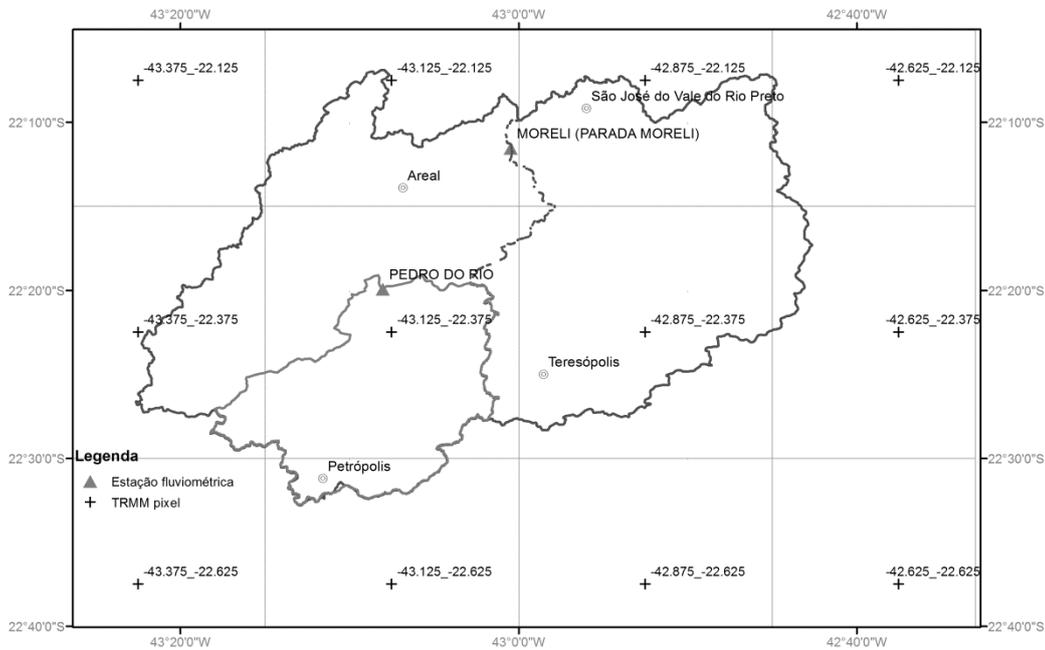


Figura 4.17: Píxeis do TRMM que cobrem a bacia

Considerando também as estações do Projeto EIBEX e as estações que passaram a operar no Alerta INEA a partir de 2011, foi feito o total acumulado das estações ao longo de todo o período com dados disponíveis (2012-2014) para fins de comparação da distribuição espacial das chuvas, mostrado na Figura 4.18.

Vê-se que a estação Independência, no Centro de Petrópolis, e Quitandinha são as que receberam mais precipitação no período. As chuvas no período de três anos chegaram ao total de 9.000 mm nessas duas estações. Em Pedro do Rio e Areal esse total chegou a 3.200mm.

É possível identificar também o evento de março de 2013 com uma subida abrupta no dia 18 em todas as estações localizadas na cidade, no gráfico as linhas acima da linha de Araras. De Araras a Pedro do Rio o padrão de chuvas muda.

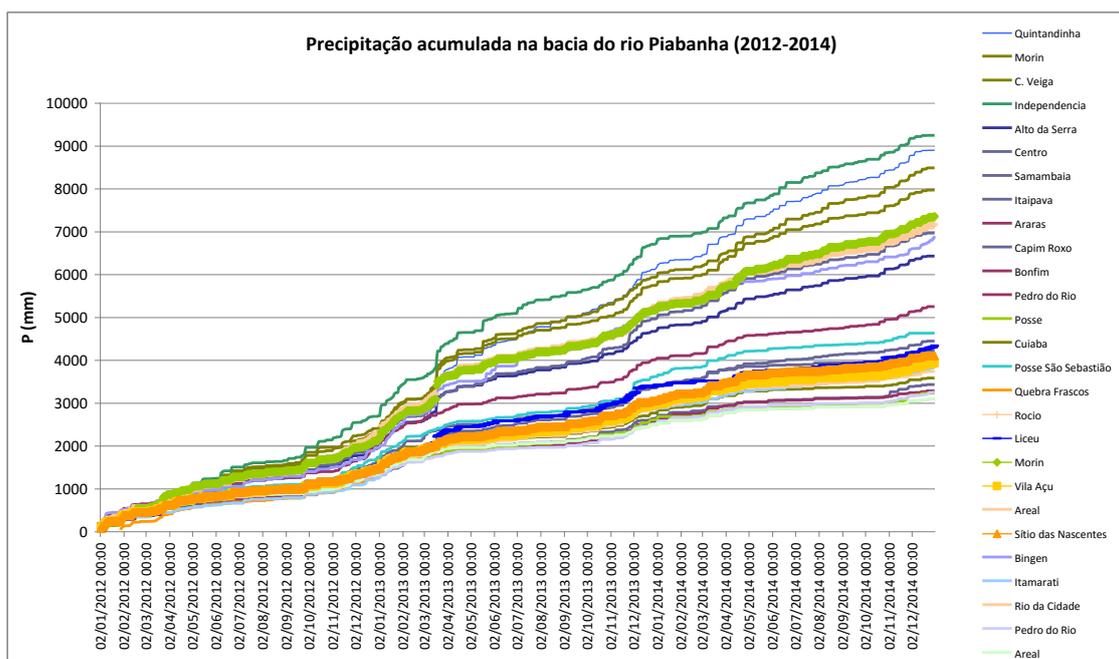


Figura 4.18: Chuvas na bacia do rio Piabanha de 2012 a 2014

Para a bacia representativa, partes de apenas três píxeis seriam usadas para o cálculo da precipitação média, sendo que o píxel (-43,125; -22,375) cobre praticamente toda a sua área. Esse píxel foi usado para comparação dos dados estimados de precipitação do período 2001-2003 com os observados nas estações Pedro do Rio e Rio da Cidade em sua variabilidade temporal (Vasquez *et al.*, 2015). Para análise e comparação da variabilidade temporal da precipitação observada e estimada pelo TRMM com as vazões observadas em Pedro do Rio, aplicou-se às séries temporais a transformada de ondeletas e análise multiresolução. Verificou-se uma boa aderência dos dados estimados pelo TRMM em nível diário, em especial para as durações maiores em termos de dispersão dos valores.

Os dados de precipitação estimada pelo satélite TRMM (produto 3B42RT\_v7) cobrem a área da bacia do Piabanha com poucos píxeis, seriam ao todo 12 de interesse, como é possível ver na Figura 4.17.

A variabilidade da precipitação anual segundo o ano hidrológico (setembro a agosto), observada nas estações e estimada pelo satélite TRMM (2000-2014), é mostrada na Figura 4.19. Vê-se que o píxel central da bacia (-43,125°; -23,375°) representa bem a precipitação na estação Rio da Cidade, mais central na bacia. A localização das estações e dos píxeis TRMM pode ser vista na Figura 4.13.

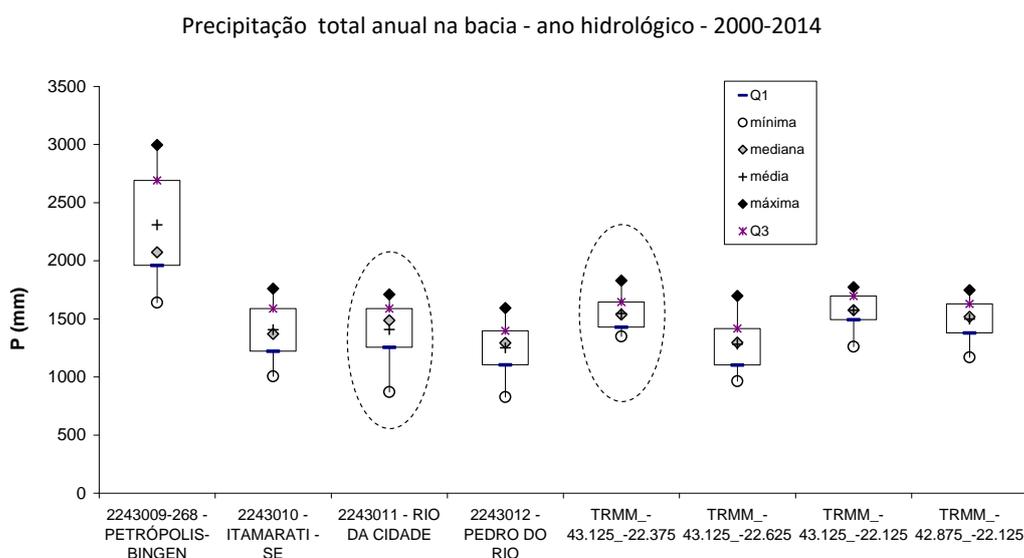


Figura 4.19: Variabilidade das séries de precipitação total anual na bacia do rio Piabanha segundo o ano hidrológico (setembro a agosto) 2000-2014

Os valores estimados pelo TRMM têm menor variabilidade temporal por corresponderem à precipitação distribuída em área relativamente extensa de 625km<sup>2</sup>, em contraste com as medidas pontuais nas estações. A aderência é maior com a estação Rio da Cidade (2243011) que, por sua vez, representa melhor as vazões em Pedro do Rio. Para as chuvas na região da cidade de Petrópolis, o TRMM, mesmo para o intervalo de 3h, não estima adequadamente as chuvas intensas, pois o píxel de tamanho 27,5km x 27,5km contém informação de regiões onde não está chovendo tão intensamente, isto se verificou para o evento de março de 2013.

Para o período 2000-2016, a Figura 4.20 e a Figura 4.21 mostram a comparação da série do TRMM com as estações pluviométricas, respectivamente, para os píxeis (-43,125; -22,375) e seu vizinho a oeste (-43,375; -22,375) com as estações 2243010, 2243011 e 2243012; e para os píxeis (-43,125; -22,375) e (-43,125; -22,625) com 22430268 na região da cidade de Petrópolis.

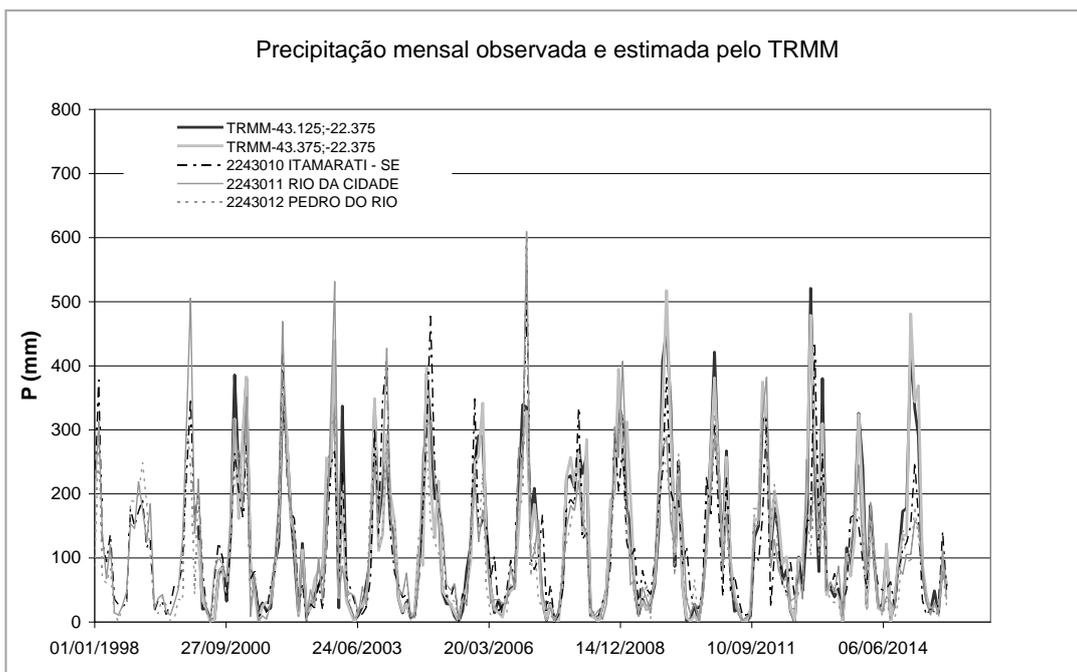


Figura 4.20: Estimativas de precipitação pelo TRMM nos píxeis centrais na bacia representativa

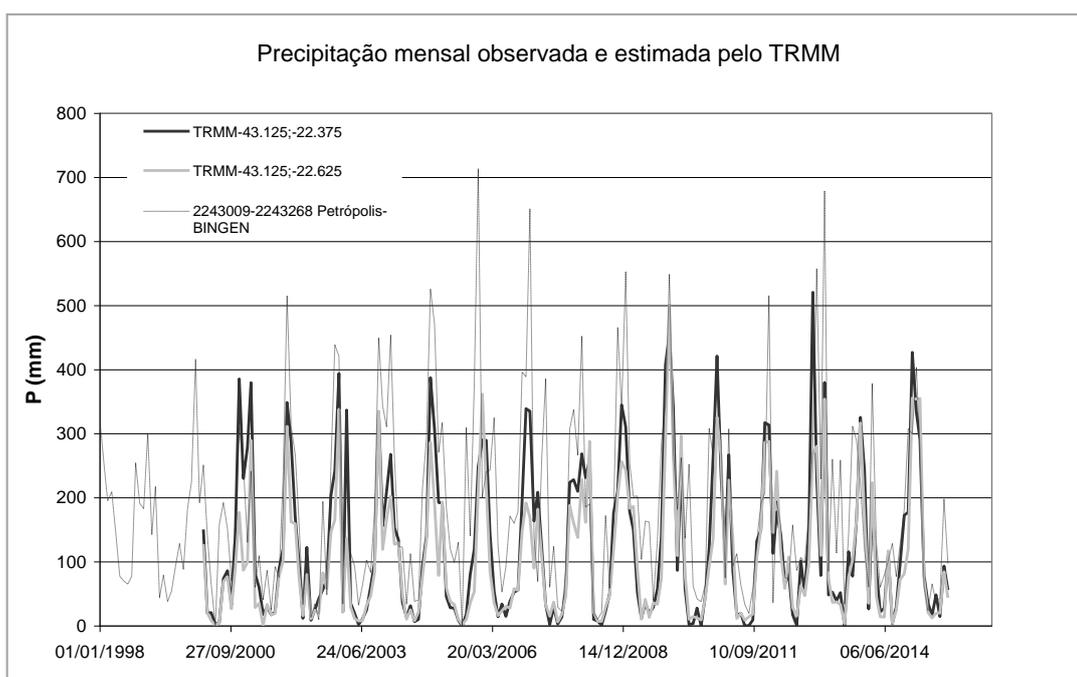


Figura 4.21: Estimativas TRMM na região da cidade de Petrópolis

#### 4.2.5. Estimativas da evapotranspiração

Para estimativa da evapotranspiração pontual na estação meteorológica Parque Petrópolis, Barros (2012) adotou o método Penman-Momteith-FAO (Allen *et al.*, 1998). Calculou também o balanço hidrológico sazonal (BHS) para a bacia em Pedro do Rio, 1998 - 2004 com base em simulações com o modelo SMAP. A Figura 4.22 mostra como

a evapotranspiração obtida com o método BHS (Barros, 2012) acompanha bem (com retardo) as variações mínimas, médias e máximas do índice NDVI-AVHRR e a precipitação em Pedro do Rio.

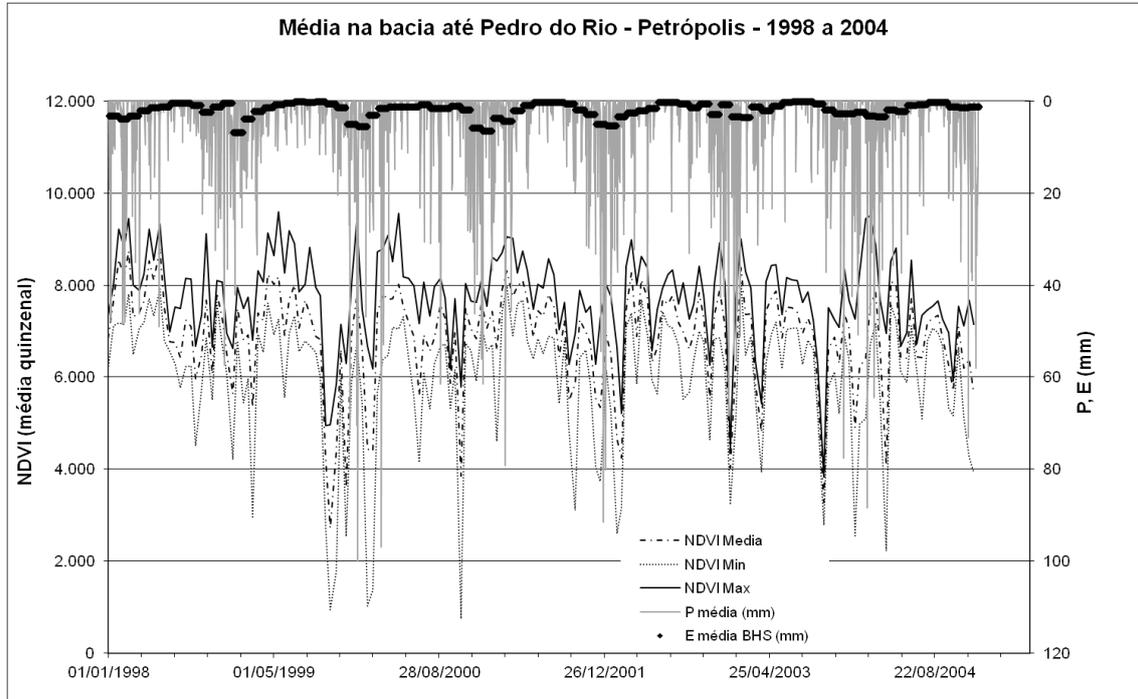


Figura 4.22: Comparação entre BHS calculado com SMAP (Barros, 2012), precipitação e NDVI em Pedro do Rio, Petrópolis/RJ

Neste trabalho, a estimativa da evapotranspiração para o período 2007-2015 foi obtida pelo método Penman-Monteith-FAO (Allen *et al.*, 1998), adotando-se a formulação apresentada em 3.5, que faz uso das variáveis monitoradas na estação Parque Petrópolis, um pouco diferente da variação adotada por Barros (2012). A estimativa foi comparada, no período comum, com os resultados de Barros (2012) e mostrou um coeficiente de correlação 0,99.

A estação do Parque foi instalada em março de 2007 e as estações Pico do Couto e Teresópolis Parque do INMET foram instaladas em 2006. Para simular o período anterior com o modelo chuva-vazão SMAP, foi necessário contar com dados de outra estação próxima, porém localizada fora da bacia. A estação de Avelar em Paty do Alferes, que tem dados desde 1985 é a mais próxima. No entanto, Avelar não é uma estação automática, ela tem dados lidos duas vezes ao dia e não dispõe dos instrumentos que produzam as variáveis da formulação apresentada em 3.5. Além disso, a estação apresenta falhas em boa parte dos parâmetros. Os dados de temperatura mínima média e

temperatura máxima média diárias são disponíveis com menor quantidade de lacunas. Foi então escolhido o método simplificado de Camargo (1971) para gerar dados de  $ET_0$  para o período 1997 - 2015.

Alguns períodos apresentavam falhas nas temperaturas. Para o período até 2006, as falhas de temperaturas mínima e máxima foram preenchidas com os dados das Normais Climatológicas (1961-1990) da estação Cordeiro (INMET) por ter altitude mais próxima à de Avelar, uma vez que Araras e Teresópolis estavam acima de 800 m.

Para os períodos posteriores a 2007, contou-se com a estação Parque Petrópolis, que também apresenta falhas em períodos prolongados. As lacunas de dados em Avelar e Parque a partir de 2007, não são coincidentes, assim foi decidido preencher as estimativas de  $ET_0$  com valores de  $ET_0$  calculado para Avelar pelo método de Camargo (1971). A Figura 4.23 e a Figura 4.24 mostram, respectivamente, os comportamentos das temperaturas mínimas diárias e máximas médias diárias em Parque e em Avelar.

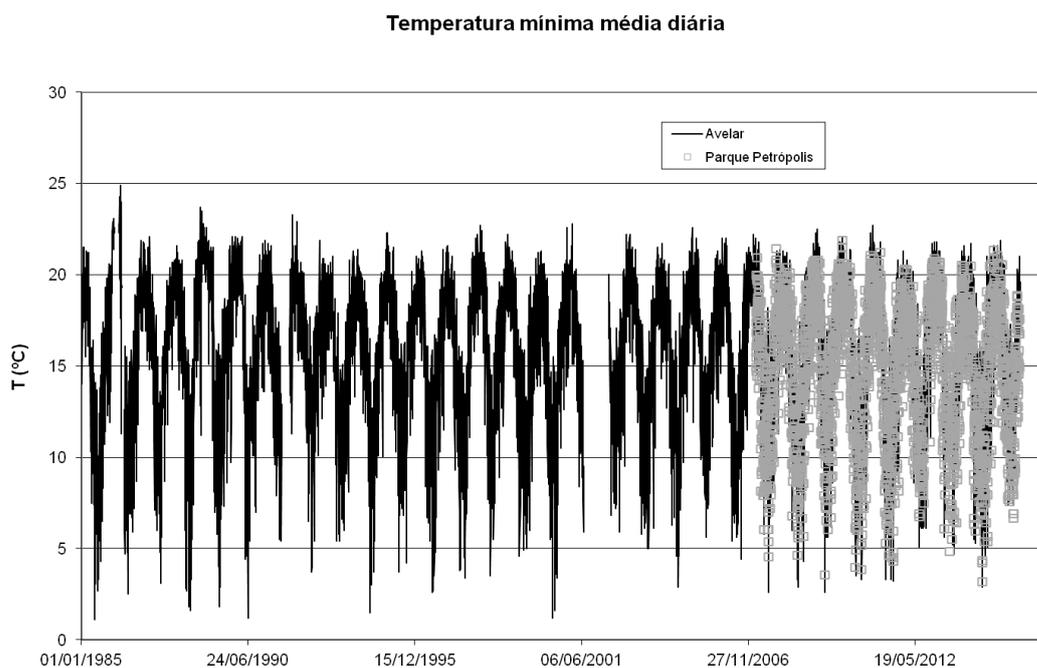


Figura 4.23: Comparação das temperaturas mínimas em Avelar e Parque Petrópolis

### Temperatura máxima média diária

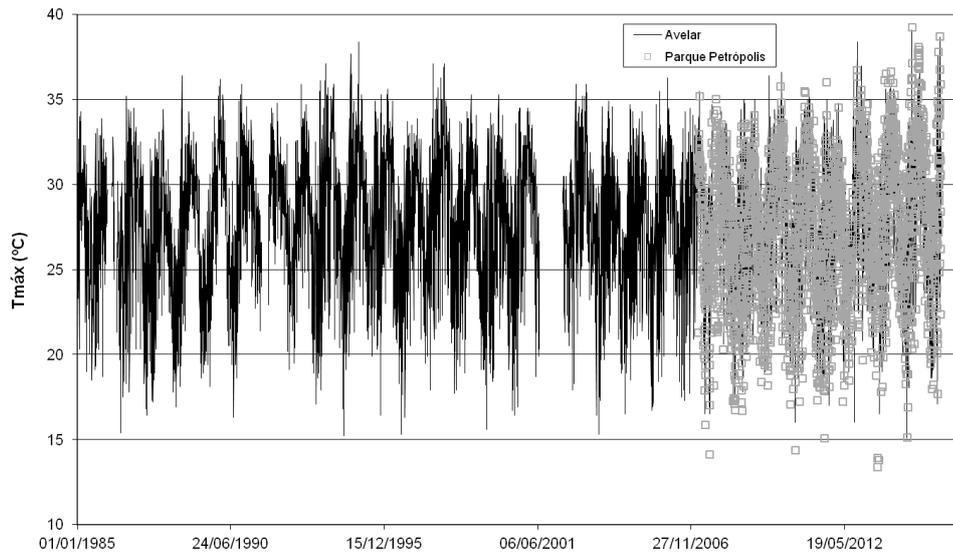


Figura 4.24: Comparação das temperaturas máximas em Avelar e Parque Petrópolis

As temperaturas nas duas estações têm comportamento muito semelhante quanto às mínimas médias diárias e um pouco menos quanto às máximas médias diárias. De fato, os coeficientes de correlação entre esses dados das duas estações são, respectivamente, 0,86 e para as é 0,72. Na Figura 4.25 é mostrada a variação de ET0 em Avelar (Camargo) com ET0 em Parque Petrópolis (PM-FAO). É possível identificar as lacunas de dados não coincidentes nas duas estações.

### Evapotranspiração potencial

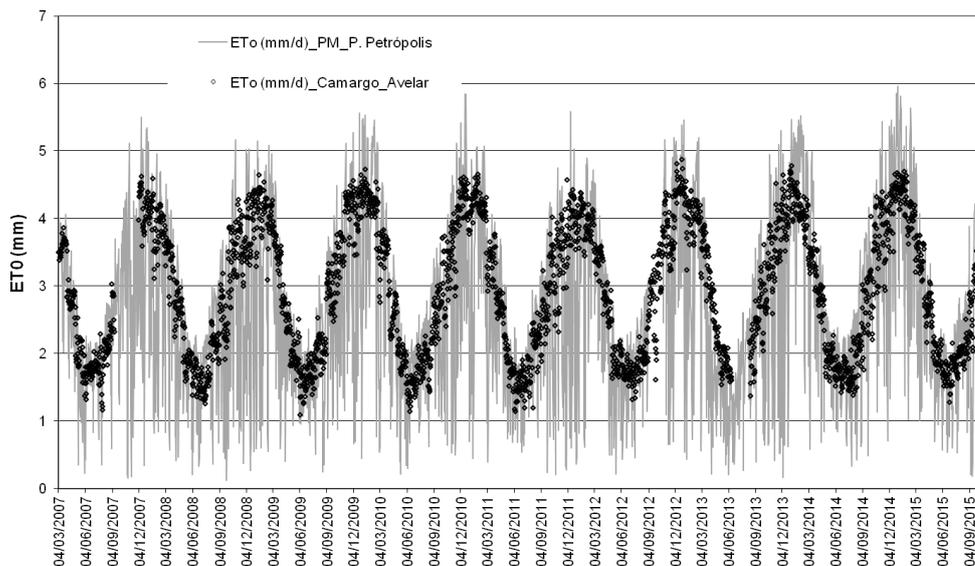


Figura 4.25: Evapotranspiração potencial por Penman-Monteith, em Parque Petrópolis e Camargo (Avelar)

A variabilidade da ET<sub>0</sub> estimada por PM-FAO é alta porque leva em conta a radiação líquida medida na estação que tem esse padrão e é a parcela preponderante do balanço de energia, conforme mostrado na Figura 3.4. ET<sub>0</sub> por Camargo resulta com a varibilidade sazonal das temperaturas médias.

O preenchimento de falhas de ET<sub>0</sub> em Parque (PM) foi feita por regressão linear com ET<sub>0</sub> em Avelar (Camargo), o coeficiente de correlação foi 0,62. As lacunas de ET<sub>0</sub> em Avelar (Camargo) foram preenchidas por regressão com ET<sub>0</sub> de Parque (PM). No caso do preenchimento de Avelar, seria possível preencher as temperaturas mínimas e máximas de Avelar as correlações com as temperaturas de Parque que tiveram maior coeficiente de correlação e posteriormente calcular por Camargo a ET<sub>0</sub>.

A comparação de ET<sub>0</sub> total anual calculada para Avelar (Camargo) e para Parque Petrópolis (FAO-P-M), para o ano hidrológico no período 2007-2014, é mostrada na Figura 4.26. As médias dos totais anuais são, respectivamente, 1084mm e 959mm.

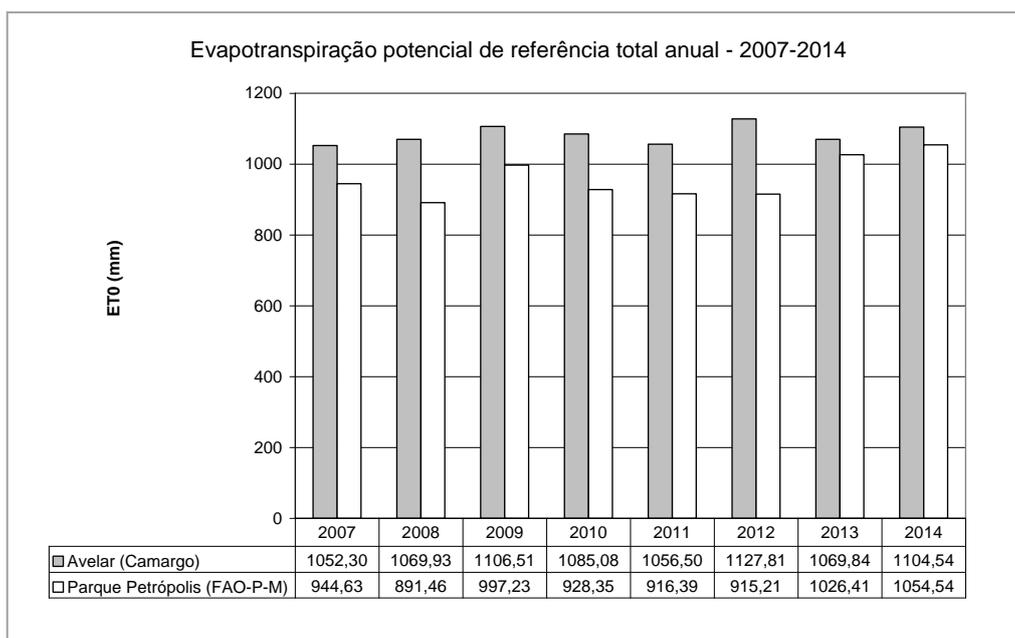


Figura 4.26: Evapotranspiração total anual período - 2007-2014

Os valores em Avelar são em média 13% maiores que em Parque Petrópolis. Essa diferença, no entanto, parece estar relacionada ao método de estimativa da ET<sub>0</sub>. Nos anos 2013-2014 e 2014-2015 em que houve poucas chuvas e, portanto a região recebeu mais radiação líquida, e a relação diminuiu. O método de Camargo leva em conta somente a temperatura e ao longo desses anos não aumentou. Os valores de ET<sub>0</sub> calculados para o Parque são relativos à evapotranspiração da alfafa (cultura de referência adotada por

Allen *et al.*, 1998), para outra vegetação teria que ser multiplicada por **kc**, no caso de floresta **kc >1**.

Para a região da Mata Atlântica, há diversos estudos de estimativa de ET0 e ETR, como os de De Cicco (2009), que apresenta totais anuais médios de evapotranspiração potencial da ordem de 1007 mm e para ETR 738 mm, resultado de cálculo por diversos métodos para os anos de 2001-2003, para uma microbacia na região de Cunha (SP); Almeida *et al.* (2003) que, em estudo para comparação de consumo de água com plantações de eucalipto, apresenta 1350 mm como valor anual médio de ETR; Abdalad (2011) estimou a evapotranspiração real, por meio de balanço hídrico, para o período de 1 ano, em 1179 mm e 1038 mm para duas sub-bacias com, respectivamente, 68% e 50,1% de cobertura vegetal composta por floresta e eucalipto; e Moraes e Oliveira (2015) que estimaram a evapotranspiração real anual em 1248 m com o algoritmo MOD 16 com base no método de Penman Monteith, levando em conta dados do sensor MODIS (Aqua e Terra) para uso e cobertura da terra, índice de área foliar, radiação fotossinteticamente ativa e albedo.

#### 4.2.6. Balanço hídrico climatológico e classificação climática

Das estações estudadas para as Normais Climatológicas (1961-1990) de INMET (2012), apenas Araras, em Petrópolis, e Teresópolis (Parque Nacional) estão dentro da bacia hidrográfica, dois locais próximos, respectivamente, às nascentes do rio Araras, afluente do rio da Cidade, e Paquequer, afluente do rio Preto, sendo este e o rio da Cidade, por sua vez, afluentes do rio Piabanha (Figura 4.27 e Figura 4.28).

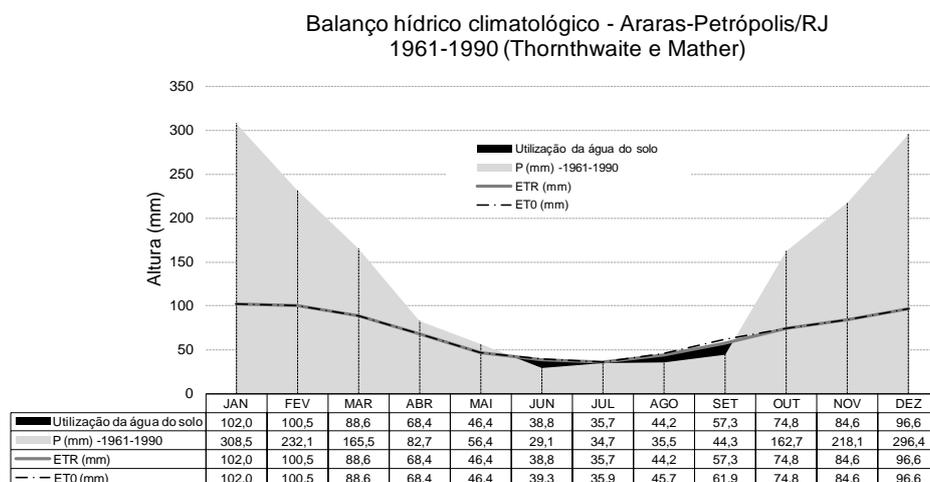


Figura 4.27: Araras - Petrópolis com dados das Normais Climatológicas 1961-1990

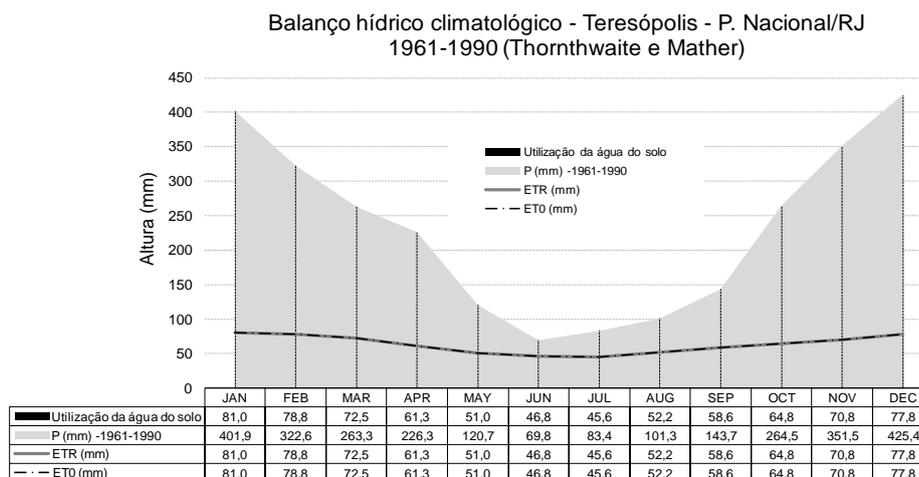


Figura 4.28: Teresópolis - Parque Nacional, com dados das Normais Climatológicas 1961-1990

Em termos médios, vê-se no balanço hídrico climatológico em Araras (Figura 4.27) que há um ligeiro deficit hídrico, evapotranspiração real inferior à potencial ( $ETR < ET0$ ), apenas de junho a setembro. Já em Teresópolis (Figura 4.28) não há deficit, ao longo de todo o ano  $ETR = ET0$ . Segundo o Índice de Aridez UNESCO ( $P/ET0$ ), Teresópolis e Araras teriam clima sub-úmido. Já segundo o Índice de Umidade, Teresópolis seria tipo A-Superúmido e Araras seria B4- Úmido.

#### 4.2.7. Caracterização do regime de vazões

O ano hidrológico na bacia do rio Piabanha tem início em setembro de um ano e termina em agosto do ano civil (calendário) seguinte. As maiores vazões costumam ocorrer em dezembro, janeiro, fevereiro e março e as mínimas em julho, agosto e setembro, conforme se pode verificar no histograma de vazões mensais médias de longo período, em Pedro do Rio (Figura 4.29).

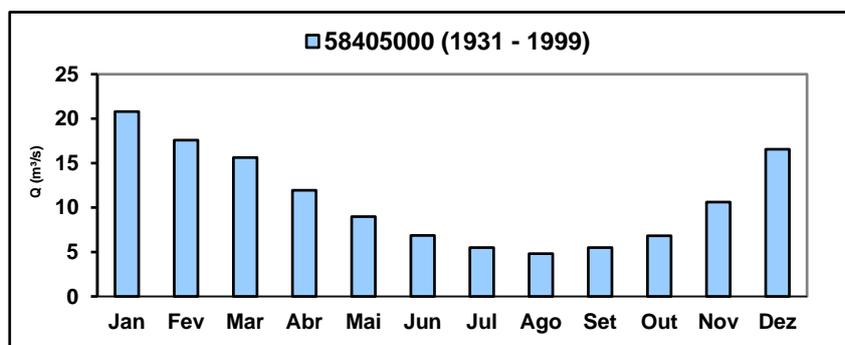


Figura 4.29: Vazões médias mensais do rio Piabanha, em Pedro do Rio

Nos estudos de regionalização de vazões para a bacia do rio Paraíba do Sul (CPRM, 2002), a bacia do rio Piabanha mostrou ser uma região hidrologicamente homogênea e para ela foram definidas equações de regionalização e curvas regionais de probabilidades. Foram estudadas as estações da rede de responsabilidade ANA/CPRM. Do conjunto de estações analisadas, apenas a do rio Fagundes mostrou diferença não sendo válida para a sua sub-bacia as equações que tinham apenas área de drenagem como parâmetro, porém considerando a precipitação média o comportamento é coerente com as demais.

Com o Projeto EIBEX, foram instaladas na bacia representativa do Piabanha, mais 11 estações fluviométricas, com registradores contínuos e digitais de nível de água dos rios controlando áreas de drenagem de diversos tamanhos e muitas delas inferiores a 50km<sup>2</sup>, limite inferior de validade das equações de regionalização do estudo CPRM (2002). Esses valores podem ser comparados com as medições de vazão, para validação da regionalização para esses locais, considerando as medições realizadas na seca ou no período chuvoso. A localização relativa das estações da bacia do rio Piabanha pode ser vista no diagrama unifilar da bacia apresentado no Anexo B, Figura B1.

A Tabela 4.8 apresenta as vazões regionalizadas calculadas para quatro dessas novas estações e também para Pedro do Rio, estação que fez parte do estudo de 2002. As estações estão ordenadas de jusante para montante e, portanto, as áreas de drenagem estão em ordem decrescente.

Tabela 4.8: Características médias de precipitação e vazão em sub-bacias do Piabanha

Estação Fluviométrica	Q <sub>MLT</sub> (AP)	Q <sub>MC</sub> (AP)	Q <sub>mín,7,10</sub> (AP)	A (km <sup>2</sup> )	P <sub>med</sub> (mm)
Estação FLU - Pedro do Rio	12,6	112	2,60	429,4	1696
Parque Petrópolis	9,14	89,3	1,90	260,3	1772
Liceu Carlos Chaga	2,12	29,1	0,49	44,5	1868
Poço do Ferreira	1,86	27,7	0,42	30,0	2014
Poço Tarzan*	1,29	21,4	0,29	17,2	2113

Para a estação Poço Tarzan, as vazões não seriam válidas, pois sua área de drenagem está muito aquém da faixa de validade das equações. Poço do Ferreira também está fora, porém com valor mais próximo ao mínimo da faixa.

Foram calculadas as proporções entre as vazões das estações dentro de uma mesma sub-bacia, de montante para jusante, da de menor para a de maior área de drenagem, que são apresentadas na Tabela 4.9.

Tabela 4.9: Relação entre as vazões das estações ordenadas de jusante para montante

Estação Fluviométrica	$Q_{MLT}$ (AP)	$Q_{MC}$ (AP)	$Q_{mín,d}$ (AP)	A (km <sup>2</sup> )	$P_{med}$ (mm)
Estação FLU - Pedro do Rio	-	-	-	-	-
Parque Petrópolis	<b>0,72</b>	<b>0,80</b>	<b>0,73</b>	0,6	1,04
Liceu Carlos Chaga	0,23	0,33	0,26	0,2	1,05
Poço do Ferreira	-	-	-	-	-
Poço Tarzan*	0,69	0,77	0,70	0,6	1,05

Foram calculadas as proporções entre as vazões de referência em cada estação, apresentadas na Tabela 4.10.

Tabela 4.10: Relação entre a magnitude das vazões de referência em cada estação

Estação Fluviométrica	Relações entre vazões de referência f(A,P)				
	$Q_{MC}/Q_{MLT}$	$Q_{MLT}/Q_{7,10}$	$Q_{MLT}/Q_{7,2}$	$Q_{MC}/Q_{7,10}$	$Q_{MC}/Q_{7,2}$
Estação FLU - Pedro do Rio	8,9	4,85	3,10	43,0	29,7
Parque Petrópolis	9,8	4,81	3,06	47,0	33,2
Liceu Carlos Chaga	13,7	4,36	2,92	59,8	35,5
Poço do Ferreira	14,8	4,44	2,90	65,9	44,0
Poço Tarzan*	16,5	4,39	2,86	72,7	49,5

Na Tabela 4.10, é possível ver a desproporção das vazões médias de cheia  $Q_{MC}$ , que é a média de todos os valores máximos anuais da série histórica em cada estação e que seriam similares aos valores das cheias de 2 anos de recorrência, em relação às vazões médias de longo termo  $Q_{MLT}$ , e, principalmente, em relação às mínimas de duração de 7 dias 10 anos de recorrência  $Q_{7,10}$  e de duração de 7 dias 2 anos de recorrência  $Q_{7,2}$ .

Essa enorme diferença também é possível verificar na curva de permanência de vazões apresentada na Figura 4.30.

58405000 - RIO PIABANHA - BACIA DO PIABANHA

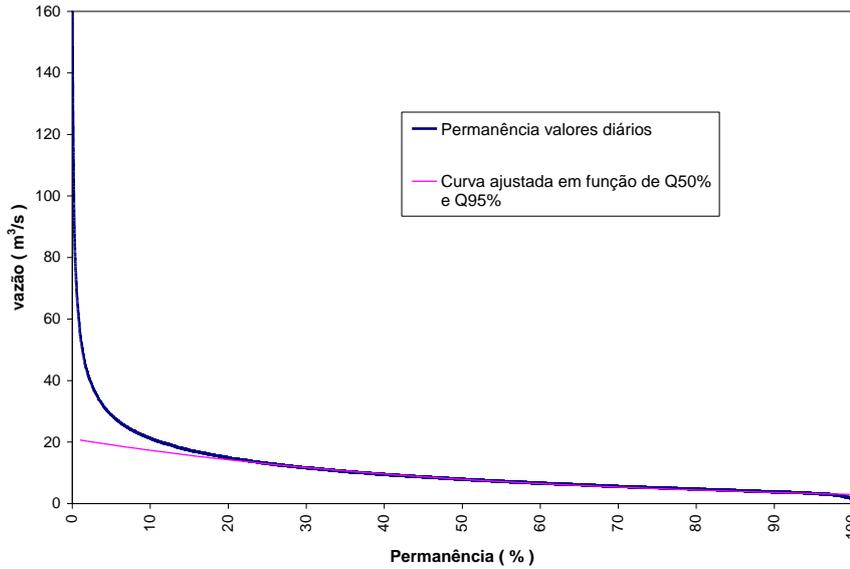


Figura 4.30: Curva de permanência de vazões em Pedro do Rio - 1939-2015

A curva de permanência de vazões em Pedro do Rio mostra o regime de vazões com valores extremos pouco frequentes na faixa de 100 a 120m<sup>3</sup>/s e valores com 95% de permanência iguais a 3,10m<sup>3</sup>/s, maior que o valor de Q<sub>7,10</sub> na Tabela 4.2 para Pedro do Rio, como seria esperado. O valor da vazão média de longo termo Q<sub>MLT</sub> teria permanência próxima de 50%. A vazão média de cheia Q<sub>MC</sub> indicada na Tabela 4.2 igual a 112 m<sup>3</sup>/s teria permanência próxima de 0,15%.

A variabilidade das vazões ao longo do ano é muito alta, como mostra também a Figura 4.31.

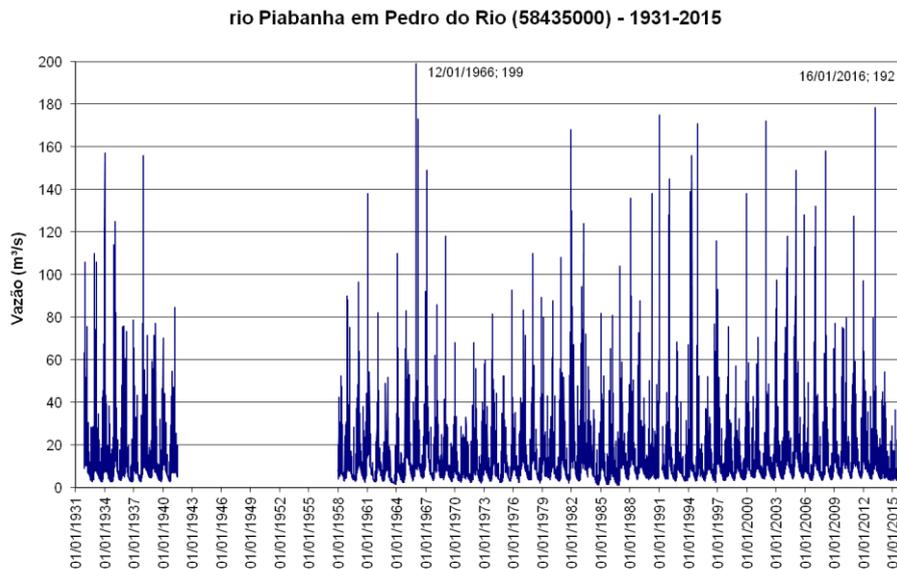


Figura 4.31: Vazões diárias observadas em Pedro do Rio, rio Piabanha em Petrópolis/RJ (entre 1931-2015) - as duas maiores vazões em fevereiro/1966 e janeiro/2016

Com relação ao escoamento base em Pedro do Rio, foi aplicada a metodologia descrita em 3.3.1 para determinar o parâmetro de recessão **K** e o seu tempo de duração, para a vazão decair de **Q<sub>0</sub>** até **Q<sub>mín</sub>**. Isto foi feito para o hidrograma ao longo de todos os anos do histórico de dados, como mostrado na Figura 4.32. Calculando-se a média de todos os anos, resultou **K<sub>médio</sub>** = -0,0059 ou **K<sub>sub</sub>** = 0,9941, tempo de duração médio 168 dias, **Q<sub>0</sub>** = 7,4 m<sup>3</sup>/s e **Q<sub>mín</sub>** = 3,2 m<sup>3</sup>/s. O tempo para o escoamento decair à metade seria 117 dias com o **K<sub>médio</sub>**. O tempo entre descargas mínimas foi em média 365 dias, confirmando o ciclo anual das vazões na bacia.

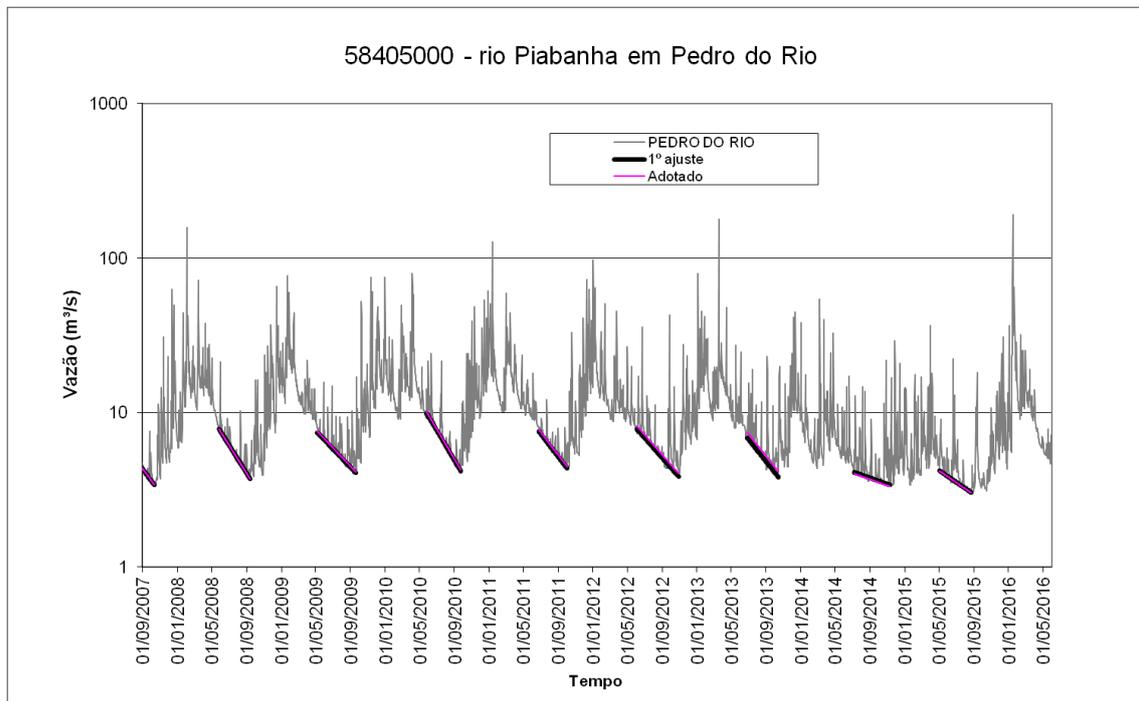


Figura 4.32: Definição do parâmetro de recessão do escoamento por regressão linear

Em todos os anos, vêem-se subidas e descidas em degraus no ramo descendente do escoamento antes de iniciar o que foi considerado escoamento base. Essas alterações no hidrograma poderiam ser atribuídas ao escoamento subsuperficial que é de recessão mais lenta que o superficial e mais rápida que o subterrâneo. As outras subidas rápidas e de curtíssima duração seriam escoamento superficial por saturação da camada superficial do solo devida a precipitação com intensidade superior à capacidade de infiltração. O escoamento intermédio, subsuperficial lateral ou interflow tem importância na bacia, dada a sua declividade elevada. Seria interessante estudar esse escoamento na bacia com uso de traçadores. É possível observar na Figura 4.32 como mudou o comportamento da recessão no período prolongado de estiagem 2013-2014-2015.

Na Figura 4.33 estão as vazões  $Q_0$  e  $Q_{\min}$  ao longo dos anos. Os anos de maior vazão  $Q_0$  são os anos de eventos chuvosos de grande magnitude ou os seguintes a esses. Da mesma forma os de menores valores de  $Q_{\min}$  são os períodos de estiagem na bacia. É uma pena não haver dados da estiagem mais rigorosa da região Sudeste (1953-1957), durante evento La Niña (LN) prolongado. Valores acentuadamente baixos de vazões mínimas ocorreram entre 1984-1986, período em que também ocorreu um evento LN.

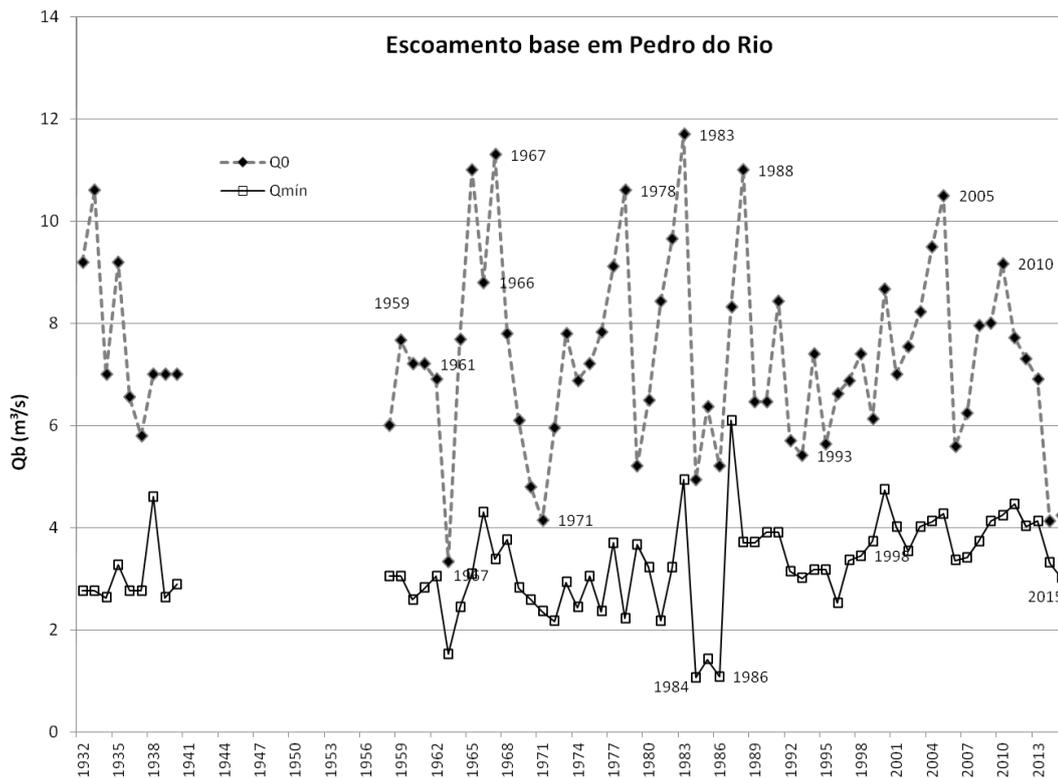


Figura 4.33: Escoamento base entre 1932 e 2015, com lacuna entre 1941 e 1958

#### 4.2.8. Modelos calibrados para o rio Piabanha

Pelo menos cinco dissertações e um trabalho técnico empregaram modelos chuva-vazão nos estudos para a bacia do Piabanha, após o início do projeto EIBEX-I em 2006.

Pereira (2008) ajustou o modelo *Terra Modeling Environment - TerraME* para a área urbana da bacia nas estações Morin; Esperança e Liceu Carlos Chagas com dados horários transformados em cotas médias diárias para a simulação. Os dados de precipitação foram os acumulados diários do período 2/12/2007 a 1/02/2008.

Gonçalves (2008) utilizou os modelos SMAP e TOPMODEL, em Pedro do Rio, para simular vazões diárias de 1998 a 2004, concluindo que o modelo TOPMODEL apresentou melhor desempenho para a bacia. Lou (2010) utilizou o modelo MODCEL também para Pedro do Rio e no mesmo período. Barros (2012) utilizou o balanço hídrico sazonal - BHS - obtido com a simulação pelo SMAP em Pedro do Rio para correlacionar com os dados de evapotranspiração calculada com o SEBAL e pelo Penman Monteith-FAO.

Villas Boas *et al.* (2014) calibrou o modelo SWAT em nível mensal para a bacia representativa de Pedro do Rio porém aproveitando a possibilidade oferecida pela estrutura do modelo para gerar vazões em várias sub-bacias por toda a bacia do rio Piabanha. Molinari (2015) calibrou o modelo de qualidade de água para bacia do rio Piabanha, com suporte de geoprocessamento para elaboração de diagnóstico de longo curso e abordagem hidrológica semidistribuída, em escala horária.

Com base nos comentários de Gonçalves (2008) e nos tempos de concentração calculados em 4.1.8, fica colocada a questão de que a simulação chuva-vazão para a bacia de Pedro do Rio e suas sub-bacias deve ser feita com modelos de passo de tempo subdiário. A dificuldade é a falta de dados subdiários de vazão observada em período suficientemente longo para calibrar os modelos. Somente Parque Petrópolis dispõe de níveis d'água registrados a cada 15 minutos, desde agosto de 2012 sem interrupções, por um duplo sistema de radar e de pressão.

A Figura 4.34 apresenta os dados horários de vazão em Parque Petrópolis calculados com a curva-chave da estação extrapolada por dois métodos. É possível ver a grande variação que há em nível horário e também a diferença que há nas vazões altas com os diferentes métodos de extrapolação da curva-chave. O método logarítmico é apenas uma extensão da curva definida para os níveis que se encontram dentro da faixa de níveis d'água das medições de vazão realizadas, para além dessa faixa. Como o trecho extrapolado é definido com a curva em dupla escala logarítmica, recebe este nome. O método slope conveyance leva em consideração parâmetros hidráulicos da seção e seria o mais fisicamente correto dentre todos os métodos de extrapolação conhecidos.

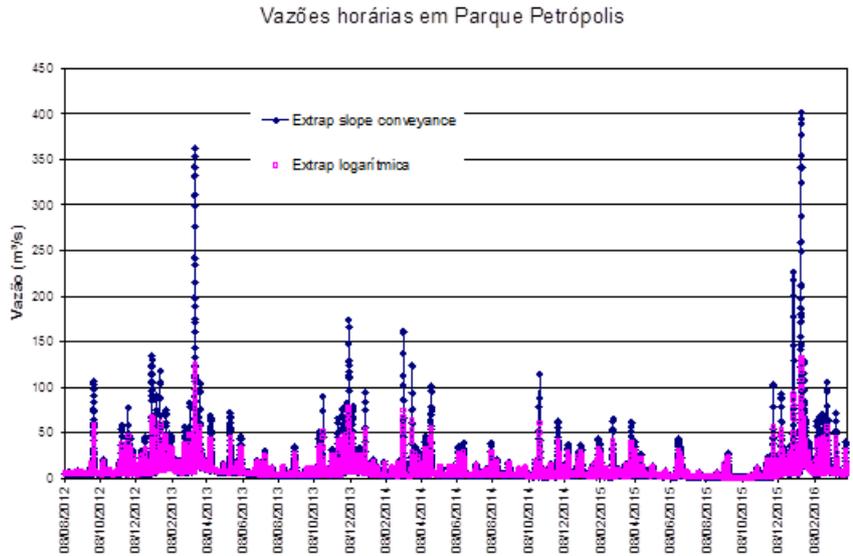


Figura 4.34: Vazão horária em Parque Petrópolis calculada com dois métodos de extrapolação

Os níveis médios diários estão mostrados na Figura 4.35, calculados de duas formas, considerando-se os valores de todas às 24 horas do dia e tomando-se a média dos valores registrados às 7h e às 17h de cada dia, como é feito na rede convencional, como na estação Pedro do Rio. São mostrados também os valores registrados nesses dois horários.

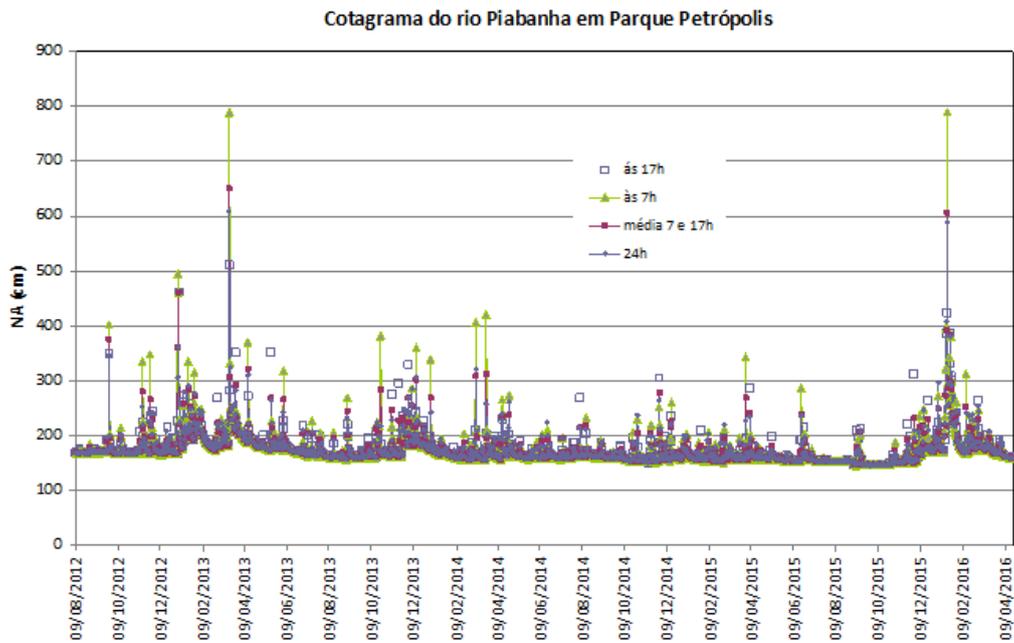


Figura 4.35: Cotagrama em Parque Petrópolis diário e leituras às 7h e às 17h

É interessante notar que, em grande parte dos picos na Figura 4.35, os valores de 7h da manhã são os maiores e não os de 17h, nessa discretização. Isto pode estar relacionado ao tempo de concentração calculado para a estação do Parque que é de 6h e ao fato de as chuvas intensas na bacia terem ocorrido à noite e durante a madrugada, no período mostrado no gráfico. As médias calculadas com todas as horas do dia são menores, pois os tempos para o pico e de duração do escoamento superficial são muito reduzidos e a variabilidade ao longo do dia é muito grande.

As vazões diárias calculadas com as médias de 7h e 17h estão na Figura 4.36. Também são mostradas as vazões obtidas com os dois métodos de extrapolação.

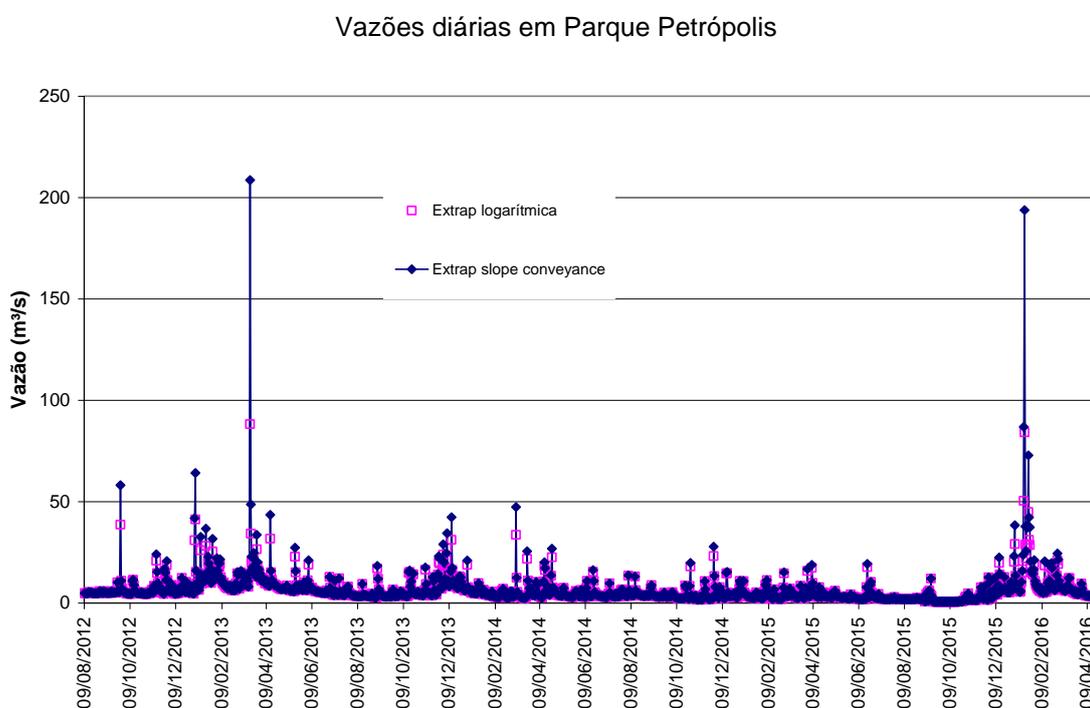


Figura 4.36: Vazões diárias em Parque Petrópolis

As vazões podem mais do que dobrar em eventos extremos pelo método *slope conveyance*, como no dia 18/03/2013, que chegou a 2,35 vezes e no dia 16/01/2016 que chegou a 2,49 vezes o valor extrapolado pelo método logarítmico. Isto acontece em nível diário. No nível horário, em que os picos são mais altos, a relação passa a ser próxima do triplo. Nesses dois eventos chegou a 2,91 entre 5 e 6h da manhã do 18/03/2013, e no dia 16/01/2016 se manteve acima deste valor desde 3h até 6h tendo chegado a 3,03 vezes o valor às 4h da manhã. É fundamental este tipo de informação que os registradores contínuos trazem.

É importante programar campanhas de medição de vazões para poder medir em cotas altas e também instalar medidores contínuos de vazão, pois as extrapolações para trechos tão extensos da curva-chave trazem muita incerteza às vazões geradas, mesmo tendo-se registradores contínuos de nível d'água.

## CAPÍTULO 5. RESULTADOS

Propõe-se, neste capítulo, apresentar os resultados conforme fluxograma metodológico exposto no Capítulo 3, concebido para esta pesquisa com enfoque na caracterização de padrões hidrológicos para a bacia do rio Piabanha, situada na região serrana do Rio de Janeiro. Análise crítica é produzida para os dados de precipitação e de umidade do solo e correspondentes impactos na bacia hidrográfica, mediante análise estocástica por meio de ondeletas, cálculo do coeficiente de Hurst para avaliação espaço-temporal da vegetação e o uso de modelo hidrológico do tipo chuva-vazão com dados observacionais e de sensoriamento por satélite.

Previamente à modelagem hidrológica e à estimativa da umidade do solo, foi necessário um intenso trabalho de preparação das séries temporais e processamento da informação a ser utilizada na forma de mapas. Parte da informação básica utilizada nas análises está descrita no Capítulo 4.

### 5.1. Séries temporais analisadas

As séries analisadas foram distintas para cada objetivo, em função do procedimento de análise e do período de dados disponível. A Tabela 5.1 indica as séries, fontes, períodos, procedimentos e objetivos com que foram empregadas.

Tabela 5.1: Principais séries temporais, períodos e procedimentos de análise

Dado	Identificação	Período	Análise - procedimento	Objetivo
Precipitação mensal observada	2243010; 2243011; 2243012	1939-2016	Transformada de ondeletas, correlação e coerência	Identificar periodicidade e anomalias
Precipitação diária observada	2243009; 2243010; 2243011; 2243012	1998-2004	Simulação com o modelo SMAP	Validação do algoritmo do SMAP - planilha com a calibração de Gonçalves (2008)
Precipitação diária observada	2243268; 2243010; 2243011; 2243012;	2007-2011	Simulação com o modelo SMAP	Confirmação da calibração; análise de desempenho do SMAP
Precipitação diária observada	2243268; 2243010 2243011; 2243012 Estações INEA e EIBEX	2012-2014	Simulação com o modelo SMAP	Validação da calibração com mais estações P
Precipitação estimada por SR	TRMM 3h e diário	2000-2016	Simulação com o modelo SMAP; Eventos críticos	Validação de estações
TSM mensal	na região do índice <i>Niño</i> 3.4	1939-2016	Transformada de ondeletas, correlação e coerência	Identificar periodicidade
TSM mensal	TSM na região do índice OMA (0-70°N)	1939-2016	Transformada de ondeletas, correlação e coerência	Identificar periodicidade

Dado	Identificação	Período	Análise - procedimento	Objetivo
Vazão diária	58405000 - Pedro do Rio		SMAP	Calibrar e avaliar desempenho do modelo e qualidade dos dados
NDVI 15 d	GIMMS-NOAA/AVHRR 8 km x 8 km	1981-2006	R/S	Verificar persistência
NDVI 15 d	MOD13 A2 1 km x 1 km	2000-2016	R/S	Verificar a persistência
Umidade do solo sensoramento remoto (SR)	ASCAT 10 km x 10 km	2007-2015 2009	R/S Inicializar SMAP verificar eventos críticos umidade do ponto de murchamento e capacidade de campo	Verificar a persistência Confirmar representatividade espacial das chuvas

## 5.2. Análise das séries de precipitação mais longas em busca de anomalias e periodicidades

Foram analisadas as séries mensais das estações de maior histórico – Itamarati (2243010), Rio da Cidade (2243011) e Pedro do Rio (2243012) – aplicando-se a transformada de ondeletas contínuas (CWT) de Morlet para verificação de periodicidades.

Os resultados da aplicação da ferramenta transformada de ondeletas contínuas são apresentados na (Figura 5.1). As cores mais quentes indicam sinal mais forte, maior potência no espectro, e os contornos em preto marcam as regiões significativas para o intervalo de confiança de 95%. As laterais em sombra clara marcam o cone de influência dos efeitos de borda para o tamanho das séries analisadas. Ao lado direito das imagens, há gráficos do espectro global de potência, onde a linha tracejada é o limite para identificação das periodicidades estatisticamente significativas no nível de 5%.

Examinando-se as imagens dos três painéis da Figura 5.1, verifica-se que há periodicidade bem definida aos 12 meses (1 ano) com espectro de alta potência ao longo de todo o tempo para as três estações, que poderia ser atribuída ao período chuvoso anual bem definido. A periodicidade de 4 meses, também significativa, pode estar relacionada às estações do ano, com inverno seco (junho-julho-agosto-setembro) e verão chuvoso (dezembro-janeiro-fevereiro-março). Percebe-se grande semelhança entre os espectros globais de potência das três estações e, principalmente, entre 2243010 e 2243011.

No espectro de potência, na periodicidade anual do sinal, vêem-se interrupções, ou diminuição da intensidade do sinal, por volta de 1952-1954 (160 a 180 meses após 1939) para 2243010 e 2243011, outra por volta de 1969-1971 (360-385 meses) para as três estações, porém mais expressiva para 2243012, outra por volta de 1983-1984 (540 meses) e outra por volta de 1989-1990 (620 meses), também para as três. Para a estação 2243012, há ainda uma descontinuidade por volta de 1957-1958 (220-225 meses). Para

auxiliar na identificação dessas anomalias, retângulos tracejados foram adicionados às figuras envolvendo os totais de meses citados.

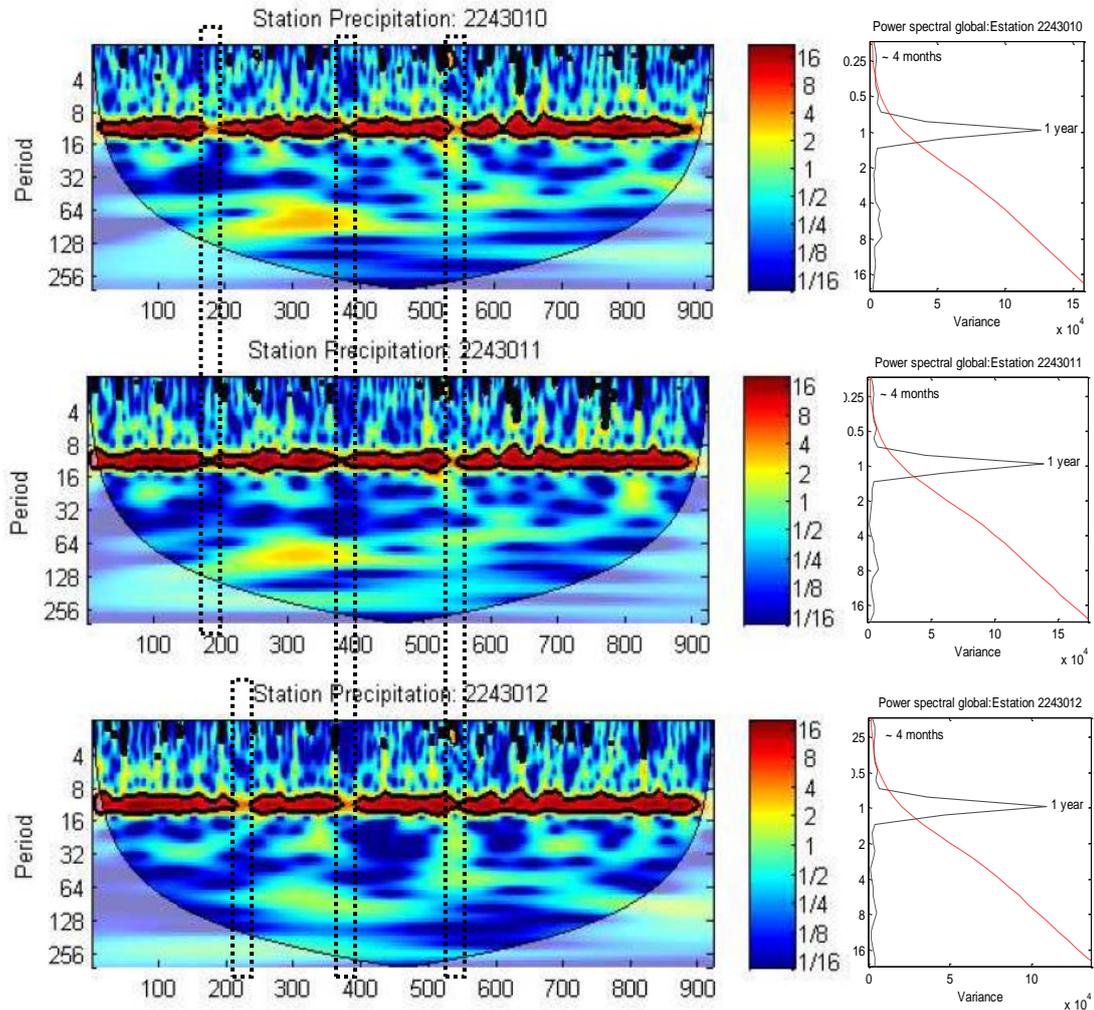


Figura 5.1: Transformadas de ondeletas contínuas de precipitação mensal nas estações 2243010, 2243011 e 2243012. No eixo das abscissas - número de meses a partir de janeiro de 1939 e no eixo das ordenadas - número de meses da periodicidade

Investigando-se as anomalias do espectro, é possível perceber que as discontinuidades encontradas na Figura 5.1 acontecem em anos mais secos, com precipitação abaixo da média em até 1 desvio padrão. As características dos anos com discontinuidade na periodicidade anual são resumidas na Tabela 5.2, indicando sobre a fase de ENSO (EN/LN) e sobre sua intensidade (fraco, moderado, forte ou super forte).

Nos dados históricos dessas estações, foram identificados os eventos críticos ocorridos na bacia, o regime de precipitações e as chuvas relacionadas às fases quente e fria de ENSO, além de eventos de ZCAS.

Tabela 5.2: Descontinuidades verificadas no espectro de potência

Ano	ENSO	Estação	Preenchido (mês/ano)	Característica
1952-1953-1954	52-53 EN fraco 54 LN fraca	2243010 2243011		Abaixo da média 1953/1954 >1dvp
1957-1958	EN forte	2243012		Abaixo da média >1dvp
1969-1970	EN fraco	2243010 2243011 2243012*		Abaixo da média (1969>1dvp) Abaixo da média (1969>1dvp) Abaixo da média >1dvp
1983-1984	EN forte LN fraca	2243010 2243011 2243012	Set/83 e dez/84	Abaixo da média Abaixo da média Abaixo da média
1989-1990	LN forte	2243010 2243011 2243012		Abaixo da média >1dvp Abaixo da média >1dvp Abaixo da média

A Figura 5.2 mostra em gráfico de barras com as chuvas totais mensais médias de longo período (1939-2014) das três estações e, em gráfico de linha, as chuvas totais mensais dos anos de descontinuidade do espectro de potências constantes da Tabela 5.2, para o período 1952-1954. A Figura 5.3, mostra o mesmo para 1957-1958, a Figura 5.4, para 1969-1970.

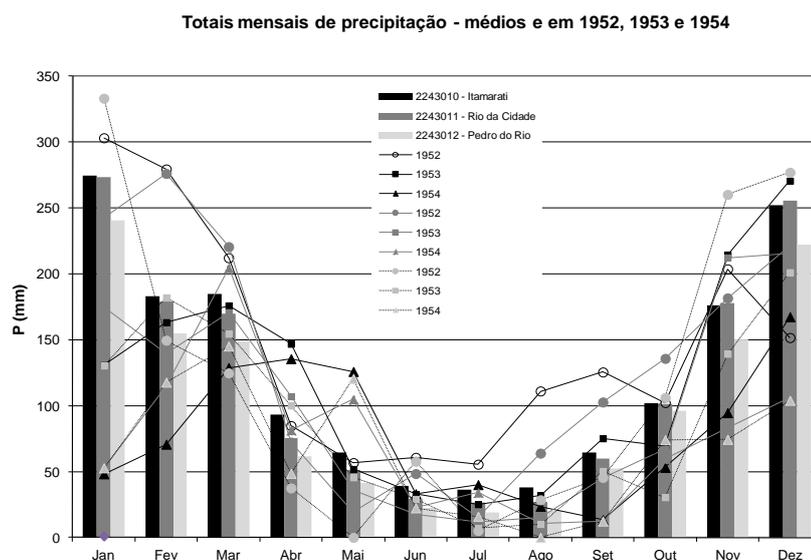


Figura 5.2: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1952-1953 (EN fraco); 1954 (LN Fraca)

Os anos de 1952-1953-1954 foram de poucas chuvas na maioria dos locais na região sudeste, em especial, para 2243010 e 2243011.

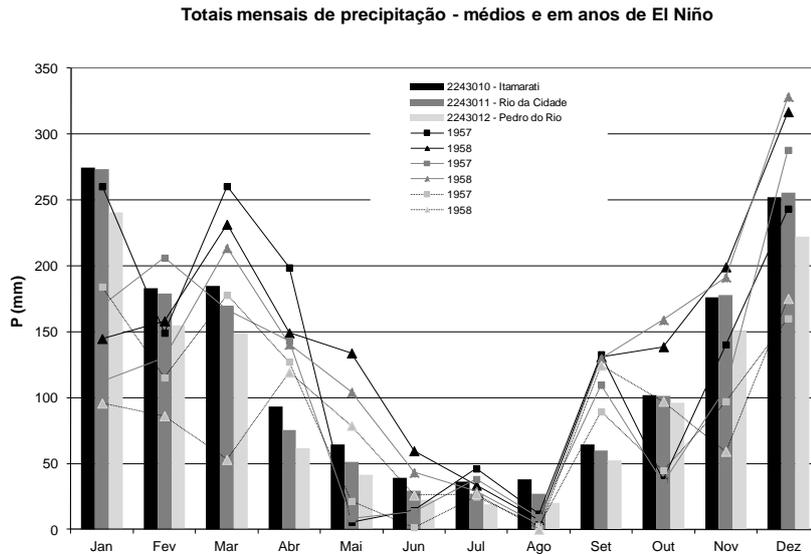


Figura 5.3: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1957-1958 (EN forte), período seco apenas para 2243012

Os anos 1957-1958 foram anos de EN forte e apresentam o padrão de distribuição de chuvas próprio de EN para 2243010 e 2243011, porém, para 2243012 foram anos secos.

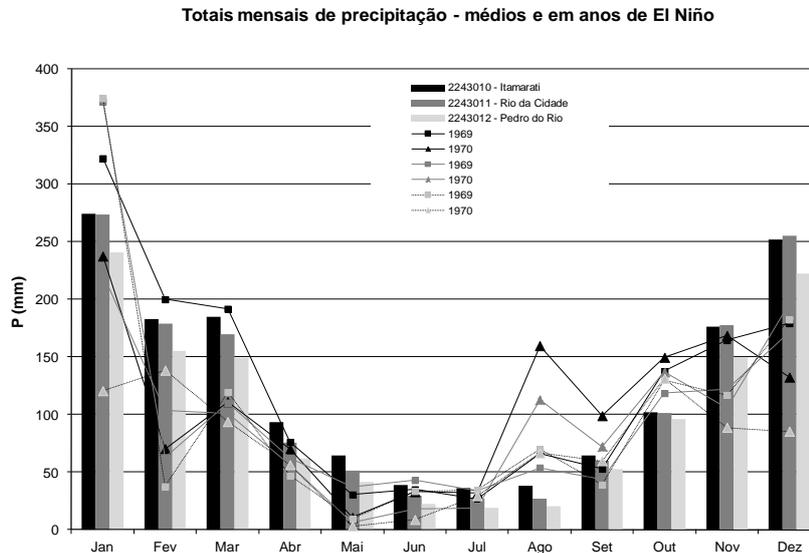


Figura 5.4: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1969-1970 (EN fraco), período seco para todas as três estações

Os anos de 1969 e 1970 foram de chuvas abaixo da média em praticamente todos os meses, à exceção do trimestre agosto-setembro-outubro (Figura 5.4).

### 5.2.1. Influência do ENOS (ENSO) e da OMA (AMO) sobre as precipitações na bacia

Para verificar a possível relação da precipitação com ENSO, primeiramente, foram elaborados gráficos com as chuvas totais mensais em anos de EN comparadas com as médias mensais de longo termo (1939-2014), conforme apresentado na Figura 5.5, Figura 5.6 e Figura 5.7.

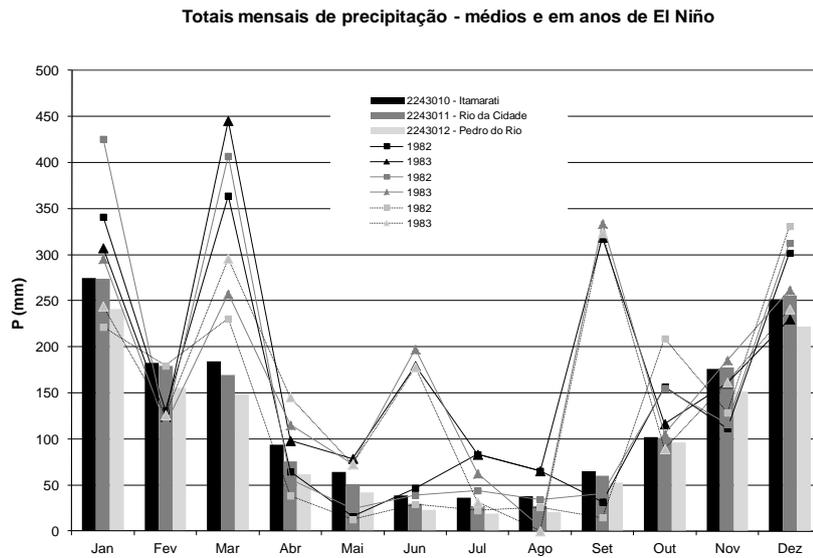


Figura 5.5: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1982-1983 (EN super forte)

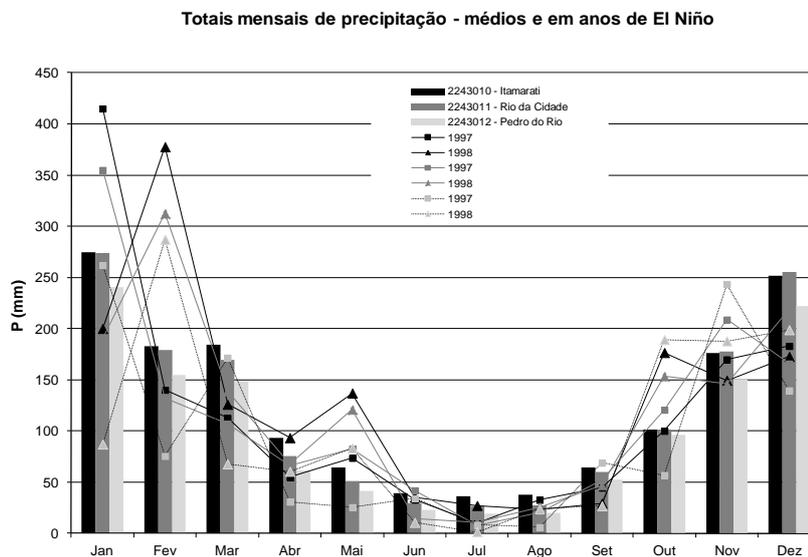


Figura 5.6: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 1997-1998 (EN super forte)

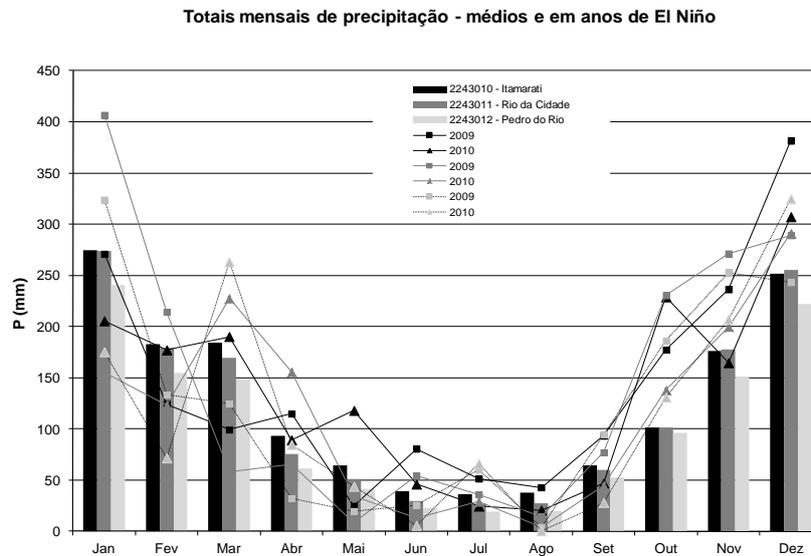


Figura 5.7: Precipitação mensal média e ao longo dos anos 2009-2010 (EN moderado)

Dos gráficos apresentados, percebe-se que, nos anos de EN, de moderado a superforte, as precipitações, nos meses de maio-junho-julho-agosto-setembro-outubro-novembro aconteceram, em geral, acima do esperado para esses meses, conforme citado em Grimm (2003 e 2004) e Grimm e Tedeschi (2009 e 2015), para primavera e verão do ano inicial, e, segundo Tedeschi *et al.* (2016) e Tedeschi e Collins (2016), para o outono e inverno do ano final de episódio de EN.

Não se verifica claramente esse padrão para a estação 2243012 (Pedro do Rio). A região da bacia representativa parece estar em zona de transição da influência de ENSO positiva/negativa para EN/LN, conforme mostra Coelho *et al.* (2002). Essa linha de transição passaria bem próximo ao exutório em Pedro do Rio, daí uma possível explicação para a região não seguir o padrão de influência de EN sobre as precipitações como na região sul e em parte da região sudeste, como em São Paulo, por exemplo. No episódio mais recente de EN, esse fato também se verificou, com uma primavera e verão mais úmidos no ano de 2015 e outono e inverno também mais úmidos em 2016.

A mesma transformada de ondeletas contínuas foi aplicada às séries mensais de temperatura de superfície do mar (TSM) do Oceano Pacífico promediada na região do índice *Niño* 3.4 – TSM média ponderada com a área sobre o Pacífico de 5°S-5°N e 170°-120°W (NOAA-ESRL, 2015a) – e a TSM do Oceano Atlântico na região do índice Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA/AMO) – TSM promediada na área do Atlântico Norte de 0 a 70°N (NOAA-ESRL, 2015b). O resultado encontra-se na Figura 5.8. A fim de comparar com as precipitações, foi utilizado o período comum de todas as

séries de 1939 a 2015 também para as séries de TSM e não seu período completo, que tem início em 1870. Na comparação visual dos espectros de potência, é utilizada a estação Rio da Cidade 22430011, que é a mais central na bacia.

No espectro do *Niño* 3.4, as segmentações, no ciclo de 12 meses, correspondem a anomalias da fase fria. A interrupção da periodicidade de 1 ano por volta de 600 meses ou de 1988-1989 corresponderia à LN forte nesses dois anos consecutivos. Os contornos significativos na faixa de 2,7 (32 meses) a 5,3 anos (64 meses) de periodicidade marcam os períodos de episódios de EN e LN, como o EN de 1965-1966 (próximo a 320 meses do ano de 1939), o EN de 1972-1973 (próximo a 400 meses do ano de 1939), o EN de 1982-1983 (próximo a 520 meses do ano de 1939), a LN de 1988-1989 (próximo a 600 meses do ano de 1939), o EN de 1997-1998 (próximo a 700 meses do ano de 1939) e o EN de 2009-2010 (próximo a 820 meses do ano de 1939). Para evidenciar alguma anomalia no espectro de AMO-TSM, o período da série utilizada teria que ser bem superior e próximo ao ciclo de suas fases quente e fria, que pode ser de 35 a 60 anos. O que aparece é uma região de periodicidade anual bem marcada de inverno e verão de 8 a 16 meses.

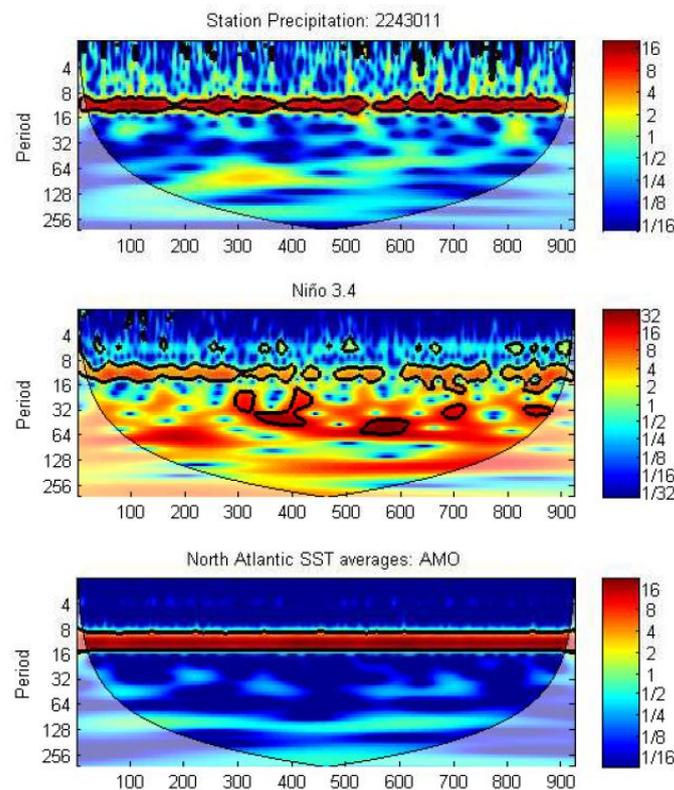


Figura 5.8: Transformadas de ondeletas contínuas de precipitação em 2243011, de TSM do Pacífico na região do índice *Niño* 3.4 e de TSM do Atlântico Norte na região do índice AMO (TSM-AMO). No eixo das abscissas - número de meses a partir de janeiro de 1939 e no eixo das ordenadas - número de meses da periodicidade.

Analisando-se a série mensal de TSM-AMO, ano a ano, vê-se a duração média de seis meses abaixo da média e seis meses acima da média, coincidentes com os meses mais frios e mais quentes no hemisfério Norte. Em alguns anos, essa permanência, em uma ou outra condição, dura quatro meses e, em outros, oito meses.

Para ver a relação entre precipitação e TSM, e se estão em fase, foi aplicada a transformada cruzada de ondeletas (XWT) aos pares de séries temporais. O resultado é mostrado em uma imagem, onde a escala de cores indica a potência comum nos períodos. A fase ou antifase no espaço tempo-frequência entre as duas séries temporais é indicada pelo sentido de orientação das setas.

Nos gráficos resultantes, a fase relativa entre as séries é mostrada pelas setas - orientadas para a direita quando em fase, e para a esquerda quando em antifase, sendo que, quanto mais horizontal as setas forem, mais fortemente correlacionadas as variáveis estariam. A região da correlação com nível de significância de 5% contra ruído vermelho é mostrada dentro do contorno preto. É mostrado, também, o cone de influência dos efeitos de borda, área sombreada clara nos dois lados da figura (Grinsted, Moore e Jevrejeva, 2004).

O resultado para 2243011 e AMO-TSM é mostrado na Figura 5.9 com as potências mais altas indicando os ciclos mais significativos.

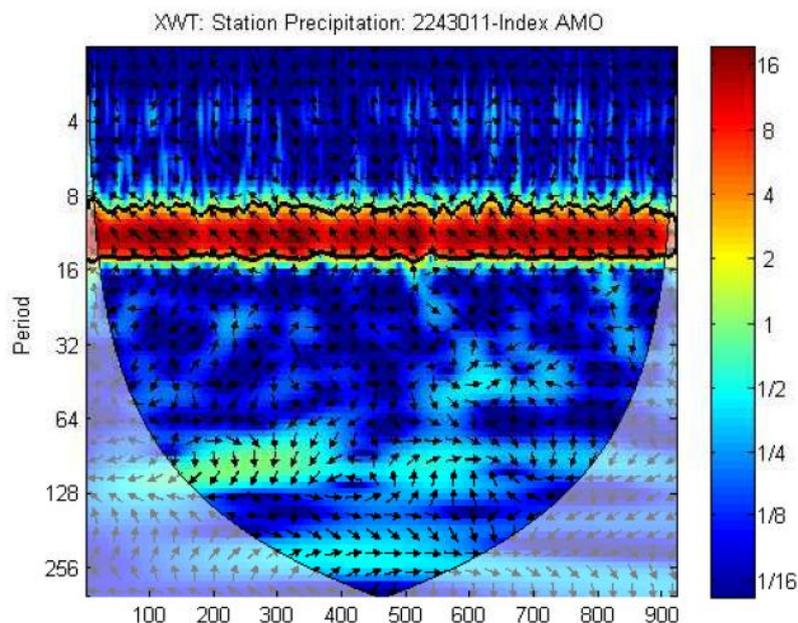


Figura 5.9: Transformada cruzada de ondeletas de precipitação e a TSM na região do índice AMO mensais no período de 1939-2015

O contorno preto (Figura 5.9) indica que são significativos os ciclos de 8 a 16 meses. Nesse caso, o sentido anti-horário das setas mostra que as séries estão em anti-fase relativa, isto é, quando a fase do AMO é quente, haveria tendência de menor quantidade de precipitação no que diz respeito ao ciclo anual do AMO, que é medido no hemisfério norte.

A coerência de ondeletas (WTC) foi aplicada para avaliar qualitativamente a evolução temporal do grau de linearidade da relação entre os dois sinais em uma dada escala. Como em uma correlação, a coerência entre duas séries, é maior quanto mais próxima de 1 (Figura 5.10).

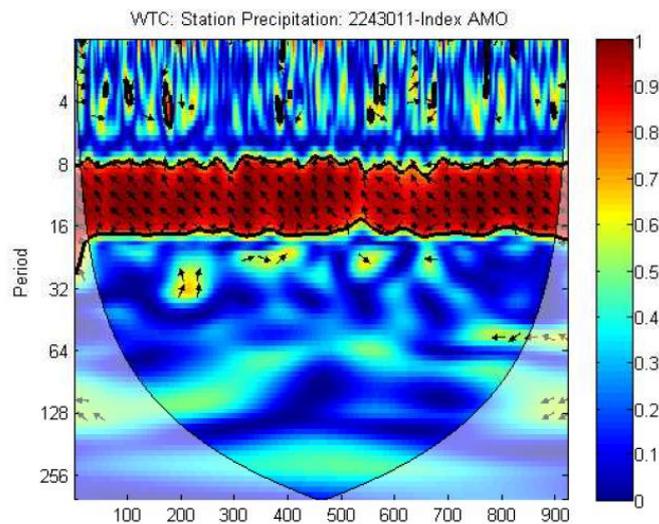


Figura 5.10: Coerência quadrada de ondeletas de precipitação e a TSM na região do índice AMO mensais no período de 1939-2015

Da mesma forma, para ver a relação entre precipitação e *Niño* 3.4 - TSM e se estão em fase os fenômenos, é aplicada a correlação de ondeletas cruzada e a coerência de ondeletas. Os resultados são mostrados na Figura 5.11 e Figura 5.12, respectivamente.

Na Figura 5.12, na representação da coerência, o período evidenciado, com duração de 500 a 600 meses após 1939, na faixa de variabilidade de 48 a 64 meses, apresenta os fenômenos em fase. Sua extensão abrange o evento EN de 1982-1983 em que as chuvas aconteceram acima da média na bacia, anomalia positiva de TSM e positiva de precipitação e o evento de LN de 1988 e 1989, em que as chuvas aconteceram abaixo da média na bacia, anomalia negativa de TSM e negativa de precipitação. A verificação para as três estações é mostrada na Figura 5.14 e na Figura 5.13, repetindo-se o que já foi mostrado para a estação 2243011 para fins de facilitar a comparação visual entre as três estações.

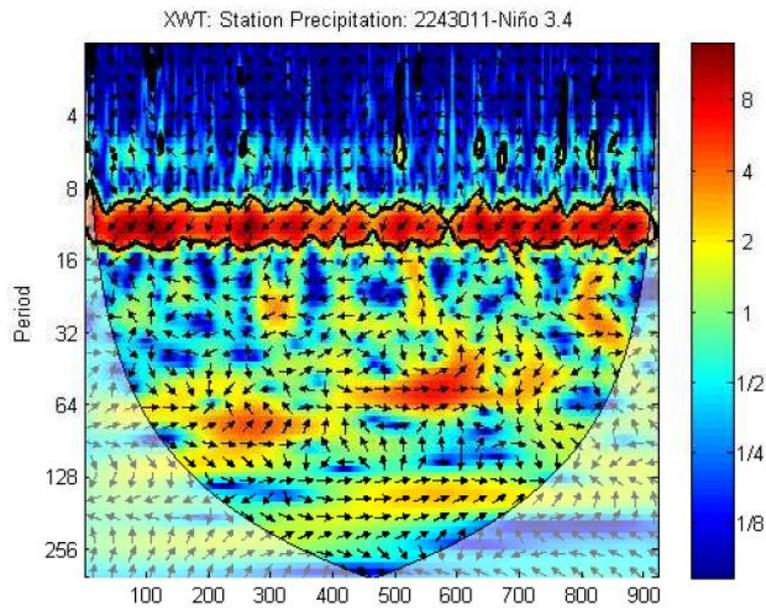


Figura 5.11: Transformada cruzada de ondeletas de precipitação e de TSM na região do índice Niño 3.4 mensais no período de 1939-2015

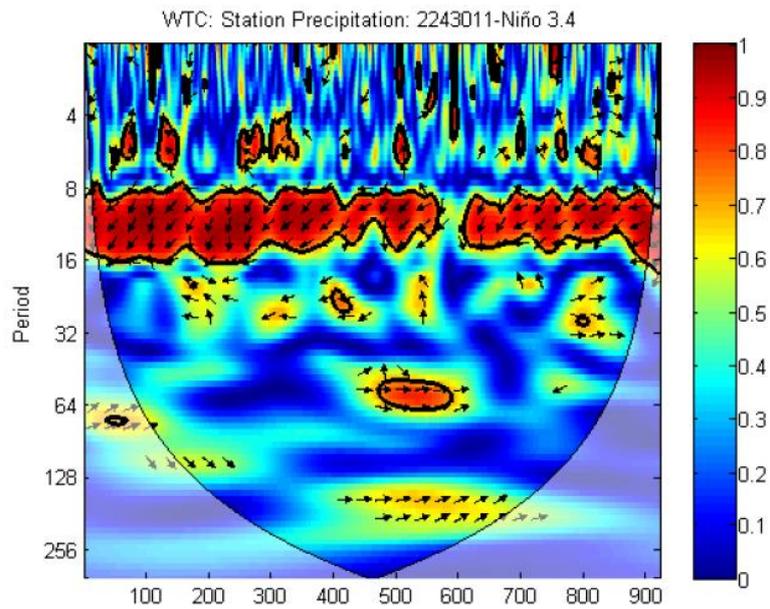


Figura 5.12: Coerência quadrada de ondeletas de precipitação m 2243011 e de TSM na região do índice Niño 3.4 mensais no período de 1939-2015

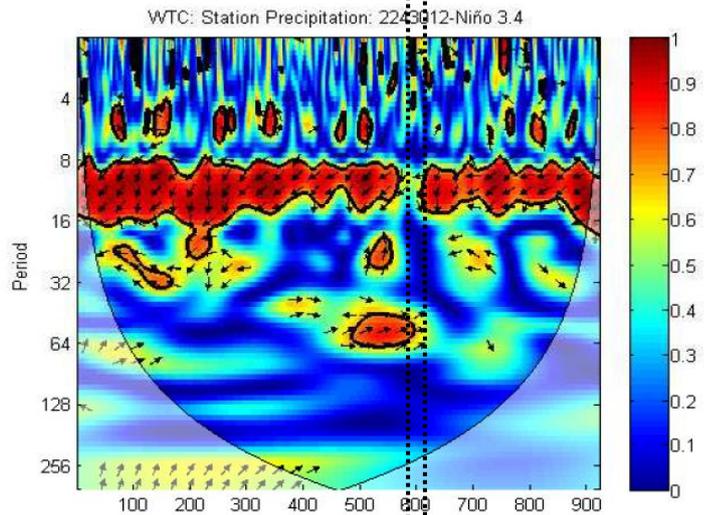
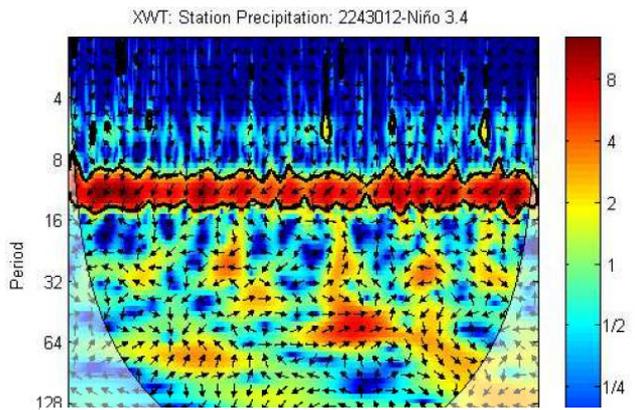
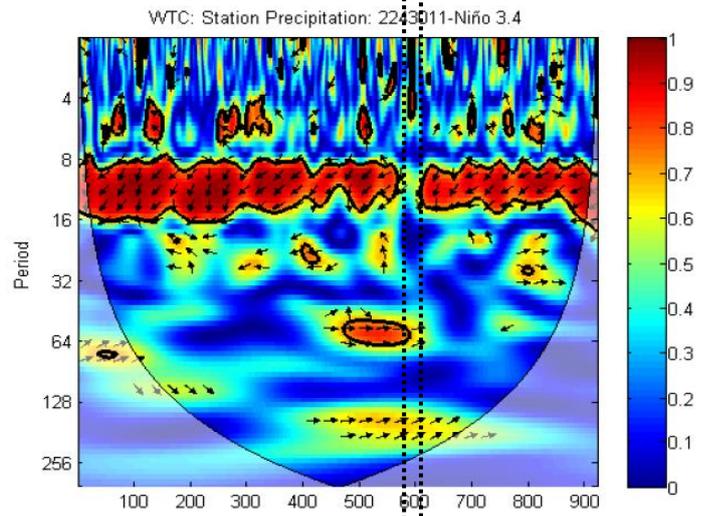
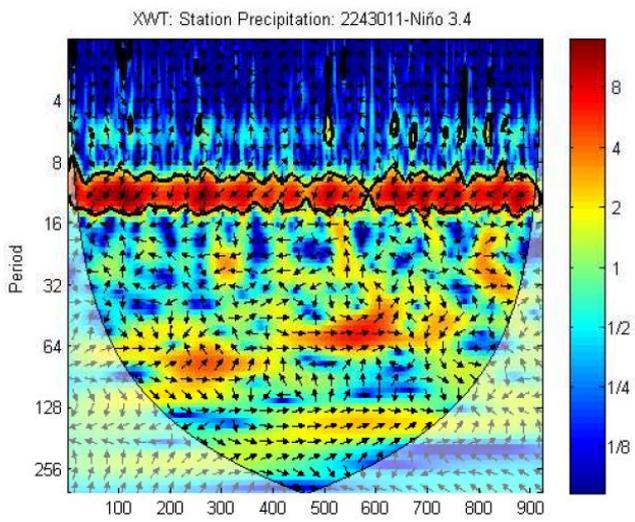
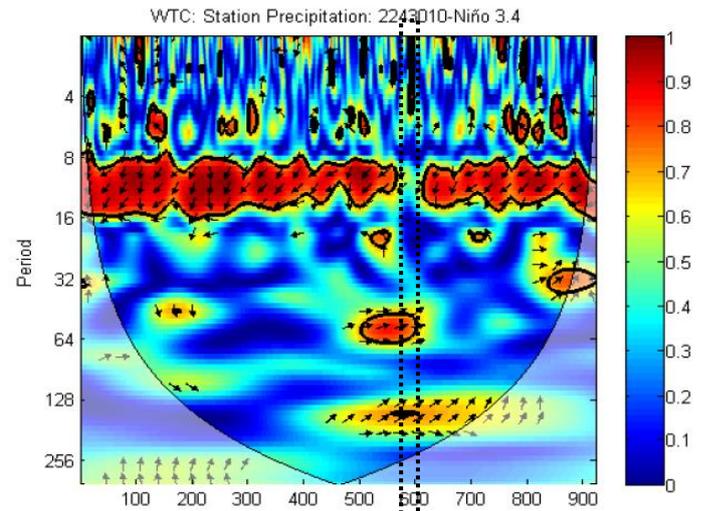
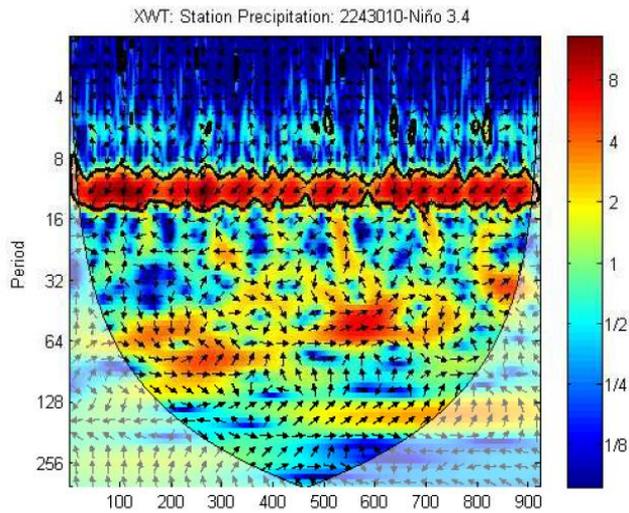


Figura 5.13: Transformada cruzada de ondas de precipitação m 2243011 e de TSM na região do índice Niño 3.4 mensais no período de 1939-2015

Figura 5.14: Coerência quadrada de ondas entre precipitação e TSM na região do índice Niño 3.4

A interrupção do espectro da coerência na periodicidade significativa de 8 a 16 meses, de 590 a 600 meses após 1939, poderia estar relacionada à ocorrência de *La Niña* forte por dois anos consecutivos, 1988-1989. Para auxiliar na localização dessa anomalia no tempo, um retângulo tracejado foi adicionado às figuras entre os totais de meses citados.

A periodicidade de 3 a 5 anos apresenta coerência significativa para as duas séries e em fase para 5 anos entre 1979 e 1989 (490-600 meses). Neste período, houve uma sequência de EN/LN que, possivelmente, influenciou aumento/diminuição da precipitação, período em que houve o EN super forte 1982-1983 (516-530 meses), em que as precipitações do ano hidrológico 1982-1983 foram altas ou maiores que a média em mais de 1,5 desvio padrão nas três estações e, em 1989, mais baixas, inferiores à média em 1,5 desvio padrão nas estações 2243010 e 2243011. Em 2243012, as chuvas foram mais baixas que a média, porém com uma diferença inferior a 0,5 desvio padrão. As setas para essa estação resultaram não tão horizontais como para as demais estações.

### **5.3. Análise dos eventos críticos do período 2008 a 2016**

Para o período 2007-2016, estão disponíveis dados de novas estações pluviométricas instaladas na bacia pelo projeto EIBEX, pelo INEA e pelo CEMADEN, além de estimativas de precipitação das missões TRMM e GPM. Conta-se, ainda, com dados observados nas estações do INMET e da ANA/CPRM. Adicionalmente, obtiveram-se, para o presente estudo, dados de grau de saturação do solo estimado pelo sensor ASCAT, produto H109 (EUMETSAT-HSAF, 2016), de resolução 12,5 km x 12,5 km, reamostrados pelo método do vizinho mais próximo para a resolução de 10 km x 10 km, a serem multiplicados pela porosidade de cada tipo de solo para expressão da umidade volumétrica.

Em termos médios, para a bacia representativa, considerando os solos do mapeamento disponível (EMBRAPA, 2003) e os dados *in situ* levantados por Lawall (2010), a porosidade dos solos foi estimada em  $0,53\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ . No entanto, neste item, para a finalidade de comparação com a variabilidade espacial e temporal da precipitação e da vazão, será considerado diretamente o grau de saturação estimado pelo ASCAT, sem ter em conta a porosidade dos solos.

Há, na literatura, algumas recomendações para a individualização de eventos ao longo de um período chuvoso, com a finalidade de caracterizar durações e intensidades. Davis e Naghettini (2001) adotaram, como mínimo, o período de 6 horas antecedentes

ininterruptas sem precipitação alguma para caracterizar o início de um novo evento. Esse hiato de chuvas foi adotado, neste trabalho, para individualizar os eventos quando necessário.

### 5.3.1. Evento de fevereiro de 2008

Os meses de setembro/2007 a janeiro/2008 foram de chuvas abaixo da média na maioria das estações, à exceção de Bingen, que teve chuvas em novembro e dezembro de 2007 acima da média. O mês de fevereiro, no entanto, foi de chuvas acima dos 400mm em Bingen e acima da média em todas as outras três estações da Figura 5.15. O evento chuvoso mais importante iniciou-se em 1/02/2008, e o dia de maior intensidade para todas as estações foi 3/02/2008 com 75,9mm em Bingen (2243268), 64,2mm em Itamarati (2243010) e 41,4mm em Pedro do Rio (2243012); em Rio da Cidade (2243011), não houve leitura. Pode-se considerar que esse evento terminou em 13/02/2008 para todas as quatro estações. As chuvas ao longo daquele verão foram bem distribuídas no espaço e no tempo, estendendo-se até o início de maio. As estimativas com o TRMM para o píxel central na bacia acompanharam as chuvas observadas nas estações com o mesmo padrão.

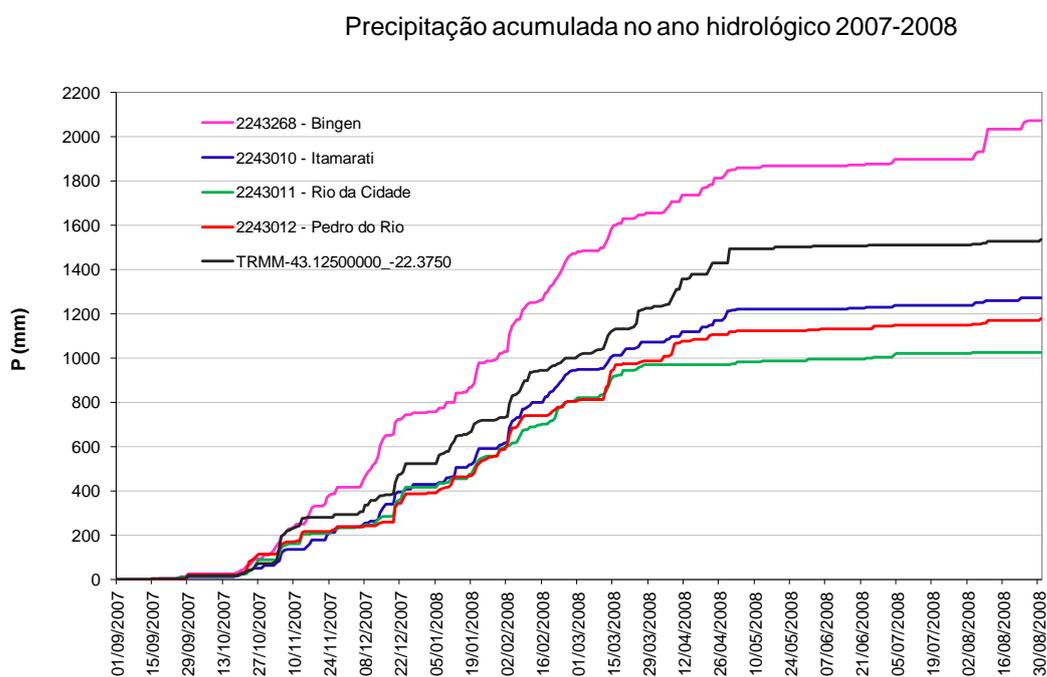


Figura 5.15: Precipitação acumulada no ano hidrológico 2007-2008

O grau de saturação do solo evoluiu desde o dia 3/02/2008 ao dia 7/02/2008, chegando a 100% em metade da bacia representativa e acima de 99% em quase todo o

Piabanha com exceção de três píxeis onde esteve próximo de 90%. Essa evolução pode ser vista na Figura 5.16 com base nos dados do sensor ASCAT.

Note-se que esses valores devem ser interpretados sob o ponto de vista de distribuição qualitativa da umidade do solo. Em realidade, espera-se que a umidade volumétrica do solo (%) varie entre valores da ordem de 5% (solo seco) a cerca de 50% (solo saturado). Assim, os valores mostrados na escala de 0 a 100% deveriam ser reescalados para uma faixa mais apropriada, considerando-se a porosidade dos solos.

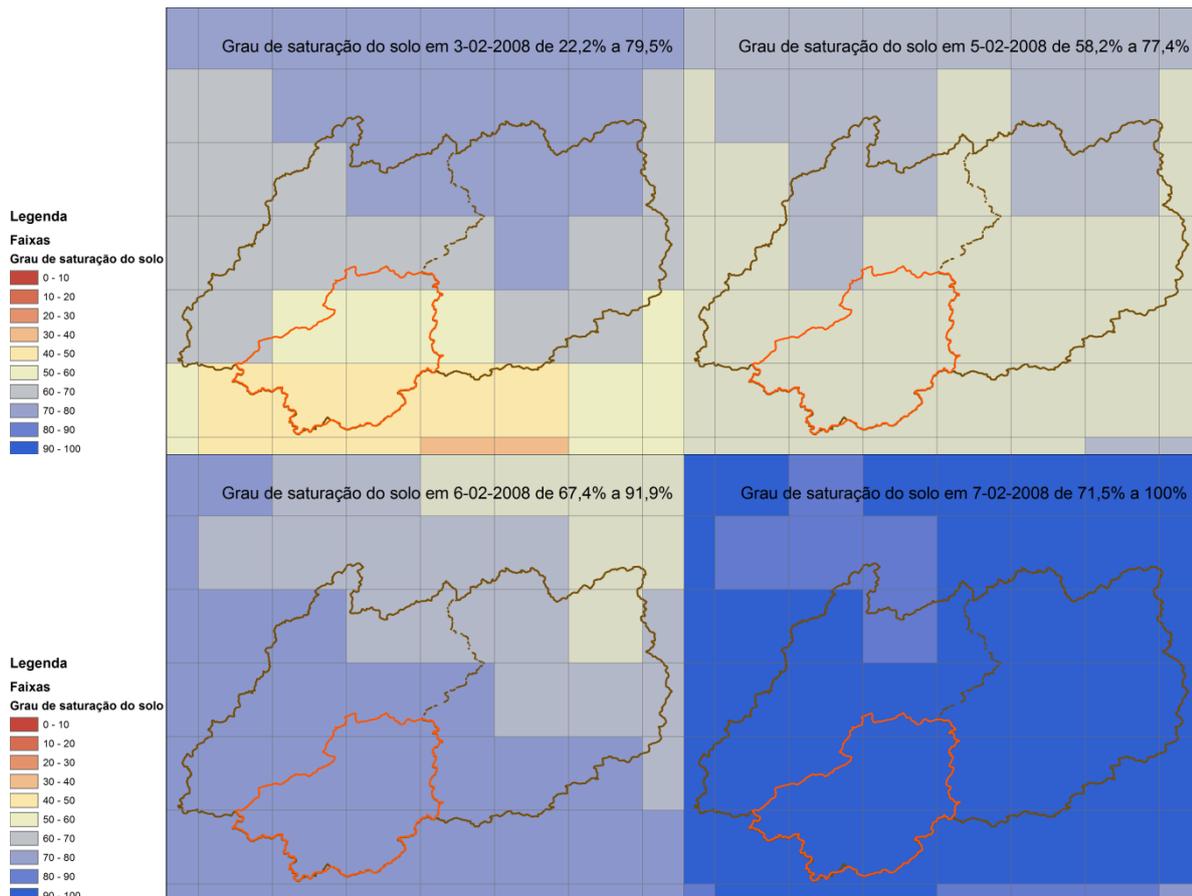


Figura 5.16: Evolução do grau de saturação do solo no evento 1/02/2008 a 7/02/2008

O hidrograma em Pedro do Rio (Figura 5.17) mostra um pico no mesmo dia 3/02/2008. As chuvas continuadas sobre a bacia mantiveram o grau de saturação do solo em patamares mais altos, e a vazão de base manteve-se acima de  $10\text{m}^3/\text{s}$ . Até o dia 11/02/2008, houve chuva, e, entre os dias 7 e 8, o total acumulado de 48 h ultrapassou 40 mm nas quatro estações, ocorrendo no dia 8 outro pico de vazão ( $42,4\text{m}^3/\text{s}$ ).

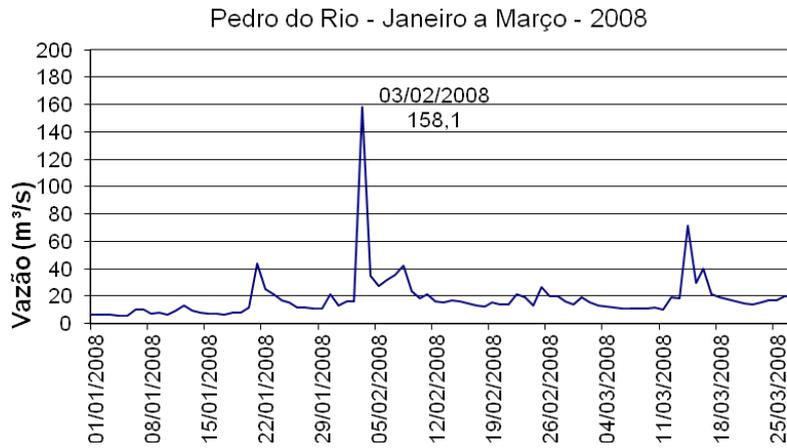


Figura 5.17: Hidrograma em Pedro do Rio no período janeiro a março de 2008

### 5.3.2. Evento de janeiro de 2011

O evento de janeiro de 2011 não ocorreu de forma distribuída pela bacia. Suas consequências foram maiores na sub-bacia do afluente Santo Antônio e na sub-bacia do rio Preto, abrangendo os municípios de Teresópolis e de São José do Vale do Rio Preto. Em Petrópolis, englobando região central e bacia do rio da Cidade, as chuvas foram muito menores entre os dias 10 e 12/01. A Figura 5.18 mostra a evolução das chuvas observadas nas estações e as estimadas pelo TRMM, para os píxeis da área do desastre da região serrana.

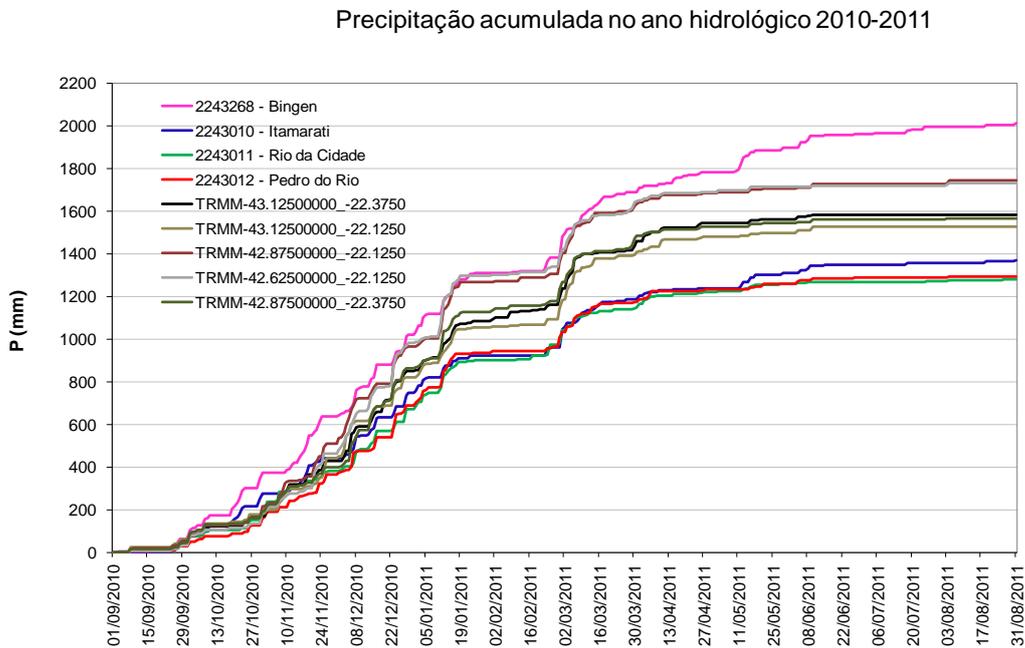


Figura 5.18: Precipitação acumulada no ano hidrológico de 2010/2011

Para esse evento, Araujo *et al.* (2011) compararam as chuvas estimadas pelo TRMM com as chuvas registradas na estação Nova Friburgo do INMET, concluindo que o TRMM estimou com boa precisão as chuvas do evento, em suas diversas durações. Analisaram a evolução do evento e estimaram o tempo de retorno para cada duração, ao longo dos dias 11/01/2011 e 12/01/2011.

A Figura 5.19 mostra a evolução do grau de saturação desde o início das chuvas até o dia 15/1/2011 quando foi máxima em, praticamente, toda a bacia do rio Piabanha.

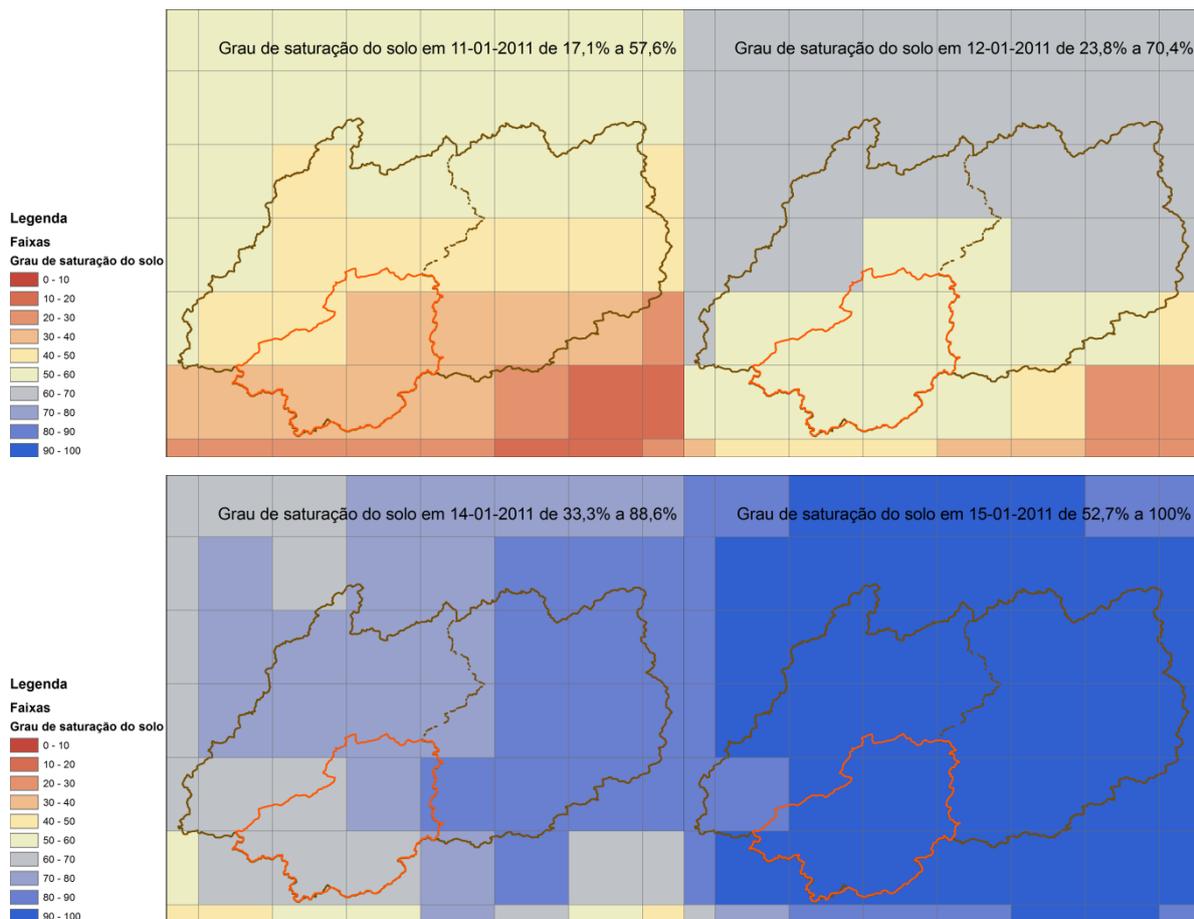


Figura 5.19: Evolução do grau de saturação do solo no evento 11/01/2011 a 15/01/2011

Os píxeis TRMM com longitude maior ou igual (mais a oeste) que  $-42,875$  estão fora da bacia representativa e, portanto, as chuvas para eles estimadas não contribuem para Pedro do Rio. Eles estão no gráfico para comparação, pois correspondem à região mais atingida pelas chuvas desse evento, onde as consequências foram maiores. As chuvas do evento foram semelhantes às que ocorrem mais frequentemente em Bingen.

A maior contribuição às vazões de Pedro do Rio seria proveniente do rio Santo Antônio. No entanto, nessa localidade, ainda não havia monitoramento para tal confirmação, e a estação fluviométrica do Parque, a montante, ainda não funcionava adequadamente. Pela comparação das chuvas, e a partir da observação das consequências do desastre na bacia do Santo Antônio, seria possível fazer essa afirmação. Vê-se que as estimativas do TRMM foram muito precisas para o evento.

Na Figura 5.20, vê-se o pico de vazão no dia 12/01/2011, mesmo dia do desastre no vale do Cuibá. Na Figura 5.18, é possível identificar um evento intenso posterior, com início em 1/03/2011, que formou um pico de vazão no mesmo dia em Pedro do Rio.

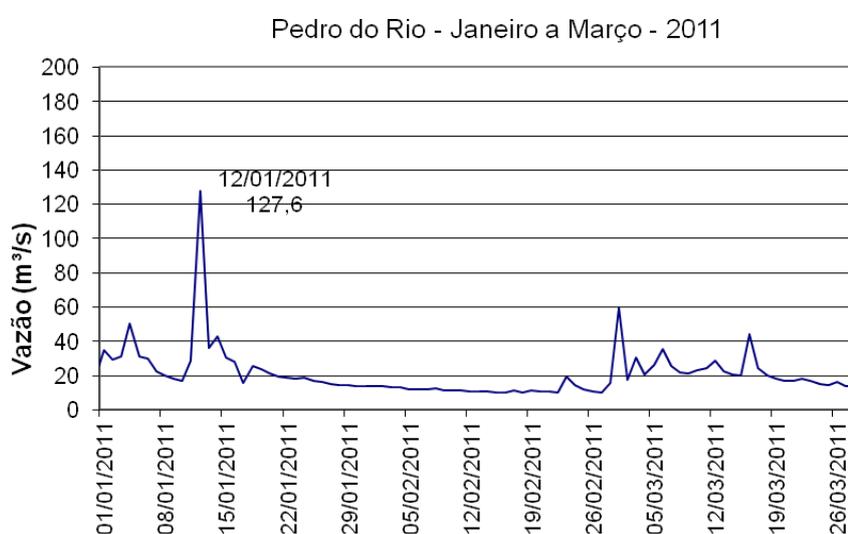


Figura 5.20: Hidrograma em Pedro do Rio no período de 01/01/2011 a 26/03/2011

### 5.3.3. Evento de março de 2013

Utilizando os dados disponíveis das estações que o Alerta INEA/RJ havia recebido do Projeto MCT-LNCC/SEMADR/RJ/IGEO-UFRJ (2004), Araujo *et. al.* (2013) exploraram a distribuição espacial da precipitação do evento extremo ocorrido em Petrópolis de 17 a 19 de março de 2013.

A Figura 5.21 oferece uma configuração da variabilidade espacial da precipitação durante o evento na bacia, dentro do município de Petrópolis (433 km<sup>2</sup>). Em uma distância de até 20 km, os totais de chuvas de 24 horas, entre o dia 17/02/2013 e o dia 18/03/2013, foram 407 mm em Quitandinha e 1 mm no Vale do Cuiabá, e o total do mês de março variou de 34,5mm a 969 mm na bacia representativa.

A estação Quitandinha registrou o maior total do período e também as maiores intensidades, inclusive para a principal duração do evento. Em 43 h, choveu em Quitandinha 494,5mm, contabilização feita desde o dia 17/03 próximo das 20 h. Para esse local, a Figura 5.22 ilustra os totais máximos de cada duração durante o evento e a data e a hora em que esses totais foram atingidos.

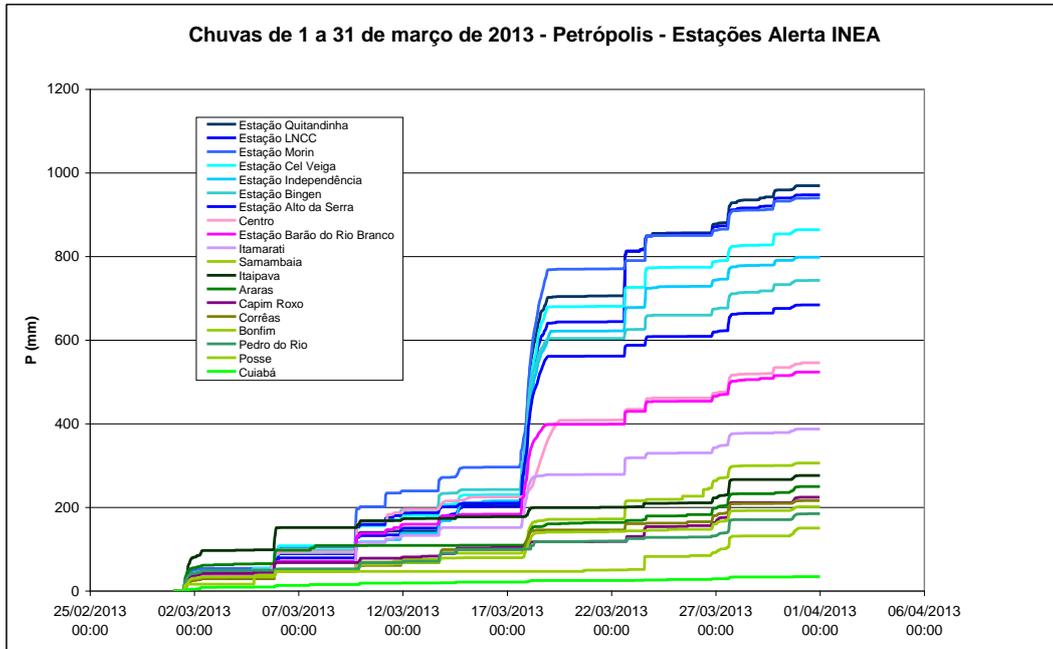


Figura 5.21: Eventos de precipitação observados em 19 estações do município de Petrópolis em março de 2013

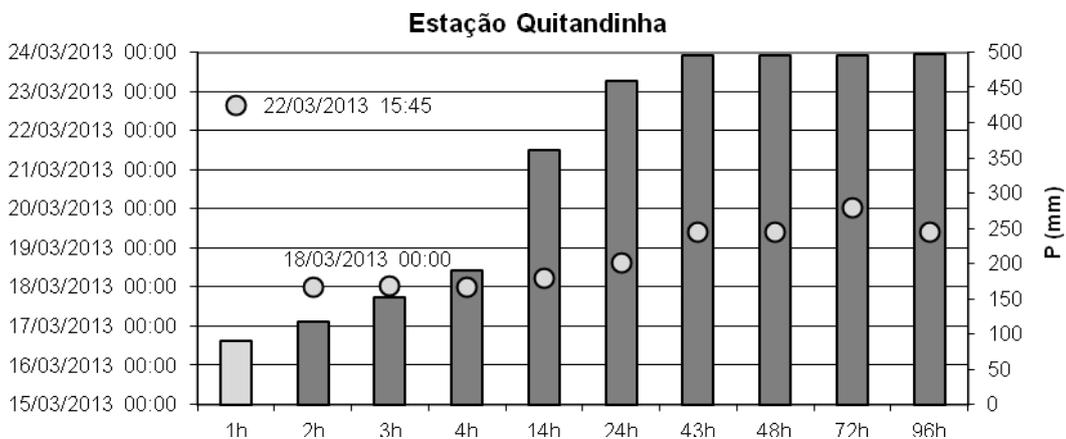


Figura 5.22: Totais máximos em cada duração no evento chuvoso de março de 2013

Verificou-se pelo critério de 6 horas para individualização de eventos que, em muitas das estações, o evento principal durou 43 horas, aproximadamente, e que os máximos das menores durações não ocorreram dentro desse evento principal. A máxima intensidade de 1h ocorreu no geral fora do período de maior intensidade das durações maiores (Figura 5.22).

Foram estimados os tempos de retorno (TR) das intensidades observadas no evento para as durações 1h, 14h e 24h, por meio das equações de intensidade, duração e frequência (IDF) de Pfafstetter (1957), para Petrópolis, e de Davis e Naguettini (2001), equações regionais, definidas com a distribuição de probabilidades Generalizada de Valores Extremos para a Região 2, onde está Petrópolis. Os resultados estão na Tabela 5.3.

Tabela 5.3: Estimativa de tempo de retorno (TR) de índices do evento de março de 2013

Evento	duração (h)	1	14	24	Total do mês (mm)	Total anual (mm)
	Patamar chuva intensa (mm) =>	25	47	55		
Petrópolis (mar 2013)	Ocorrido (mm)	90,3	360,8	458,8	969,5	2.000
	intensidade (mm/h)	90,3	25,8	19,1		
	% do patamar chuva intensa	361%	768%	834%		
	% do total anual médio	4,51%	18,04%	22,94%	48,48%	
	TR Davis e Naghettini (2001)	34	476	*	* os valores seriam superiores a 1.000 anos	
	TR Otto Pfafstetter (1982).	51	*	*		

Os valores de TR calculados para a duração de 1 hora foram estimados em 34 anos e 51 anos, mostrando pouca divergência entre os resultados com as duas metodologias. Para 14h e 24h, os resultados com Pfafstetter (1982) são superiores a 1.000 anos, assim como para 24 horas com Davis e Naghettini (2001), o que não parece aceitável. O tempo ou intervalo de recorrência ou, ainda, tempo de retorno (TR) de um evento, num dado local, é o valor esperado do número de anos decorridos entre repetições de eventos de magnitude igual ou superior ao do evento em questão. Esse tempo aproxima-se da divisão entre o número total de anos do histórico de dados e o número de repetições de evento em tal condição (igual ou superior à dada magnitude), e a probabilidade de ocorrência desse evento, em qualquer ano, é o inverso do tempo de retorno (Chow *et. all*, 1988).

Davis e Naghettini (2001) não recomendam extrapolar a curva IDF além de 100 anos, considerando a metodologia empregada e o tamanho dos históricos de dados disponíveis até 1999, período considerado no estudo. Poder-se-ia, então, apenas dizer,

segundo essa perspectiva, que o evento de março de 2013 em Petrópolis foi, de fato, extremo, com TR superior a 100 anos.

Comparando-se com estimativa semelhante para o evento do megadesastre de janeiro de 2011 (Araujo *et al.*, 2011), conclui-se que o evento de março de 2013 foi ainda mais extremo e mais raro, no entanto suas consequências foram minimizadas, pois o Alerta INEA, juntamente com as sirenes acionadas pela Defesa Civil, evitaram muitas perdas de vidas. Foram 18 vítimas fatais e 560 pessoas ficaram desalojadas ou desabrigadas.

Vê-se, também, pela evolução do grau de saturação do solo (Figura 5.23), que o evento de março de 2013 foi, de fato, muito localizado, concentrado sobre a região da cidade de Petrópolis, como já se antevia pela distribuição das chuvas (Figura 5.21).

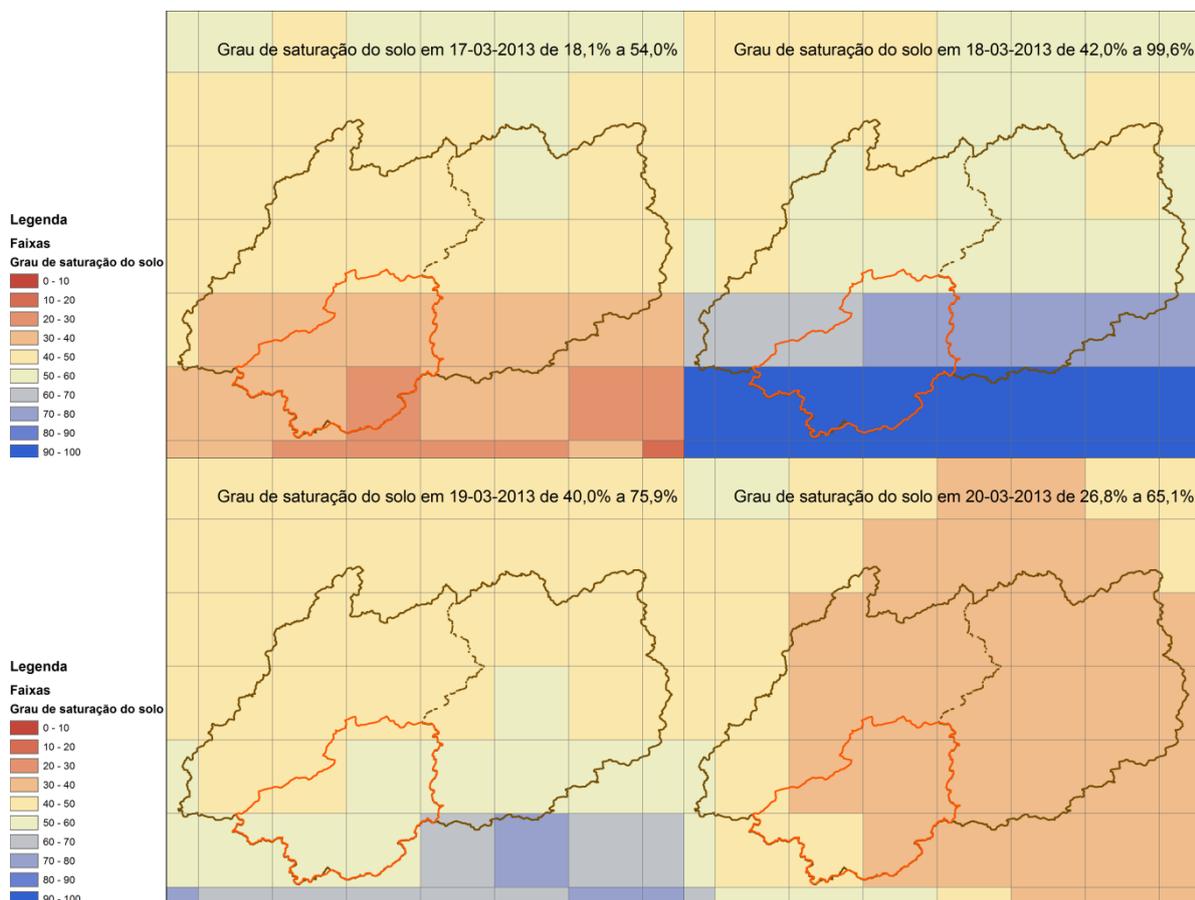


Figura 5.23: Evolução do grau de saturação do solo no evento de 17/03/2013 a 20/03/2013

O hidrograma da Figura 4.34 em Parque Petrópolis mostra o pico de vazões ocorrendo no dia 18/03/2013 às 5 horas, 7 h após o início do período das chuvas mais

intensas (de 22:00 h do dia 17/03/2013 até 0:00 h do dia 18/03/2013). Esse evento chuvoso aconteceu de forma muito localizada na região da cidade de Petrópolis e seria interessante para confirmar o tempo de concentração na estação Liceu e também para avaliar o tempo de propagação do escoamento desde Liceu até Parque Petrópolis, por exemplo. Para a confirmação do tempo de concentração em Parque Petrópolis, no entanto, deve ser escolhido um hidrograma de evento chuvoso que tenha coberto toda a bacia de contribuição de Parque Petrópolis.

A Figura 5.24 mostra o pico de vazão em Pedro do Rio ocorrendo também no dia 18/03/2013.

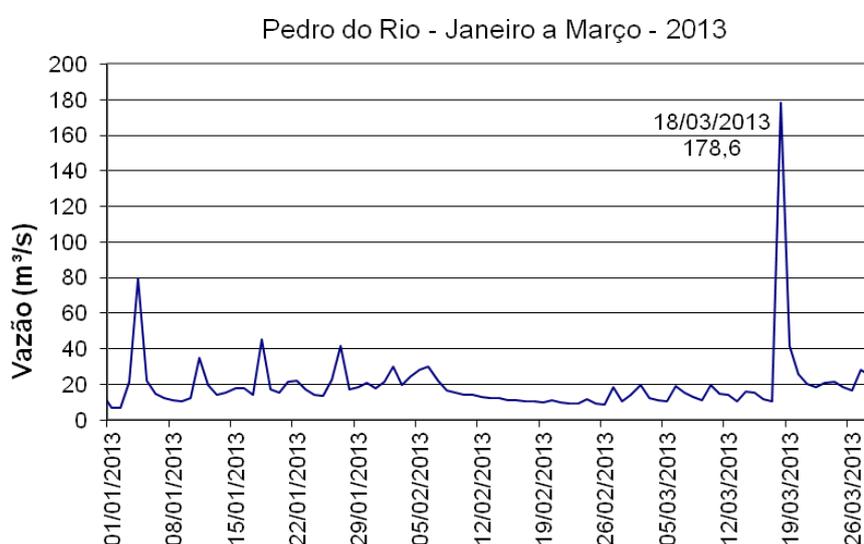


Figura 5.24: Vazões em Pedro do Rio, máxima em 18/03/2013

#### 5.3.4. A estiagem de 2013 a 2015

Para caracterizar a estiagem do período 2013-2015, foram padronizados os totais mensais de chuva com base na média e desvio padrão de cada estação para o período de todo o histórico (Figura 5.25) e também foram acumuladas as chuvas diárias ao longo desses anos hidrológicos (Figura 5.26).

As séries padronizadas mostram que a estiagem de 2013-2015 foi a mais rigorosa do histórico de dados para Itamarati, Rio da Cidade e Pedro do Rio, mas não para Petrópolis-Bingen. A estiagem dos anos 1950 foi a mais rigorosa para Petrópolis e a mais prolongada para todas as estações.

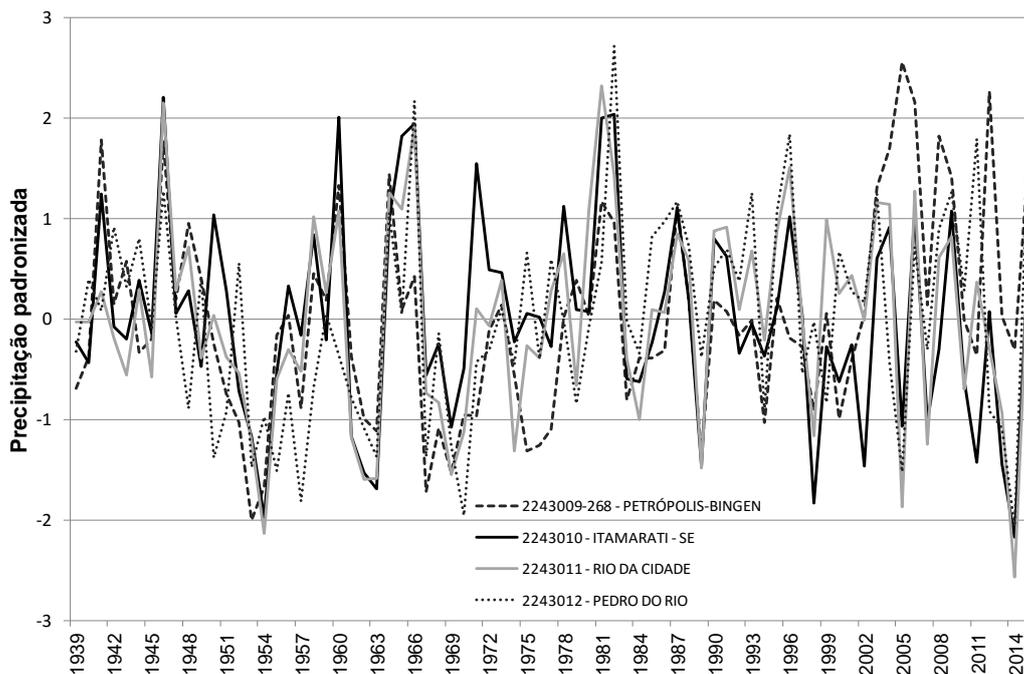


Figura 5.25: Chuvas totais mensais na bacia representativa do rio Piabanha 1939-2015

Os totais anuais médios de precipitação em Pétropolis chegam a 2015 mm, em Itamarati, a 1508 mm, em Rio da Cidade, a 1431 mm e, em Pedro do Rio, a 1237 mm. O acumulado de precipitação ao longo dos dois anos de estiagem foi, em média, apenas 70% do valor esperado para Pedro do Rio, Rio da Cidade e Itamarati e para Petrópolis-Bingen foi 97% do valor médio.

Precipitação acumulada nos anos hidrológicos 2013-2014 e 2014-2015

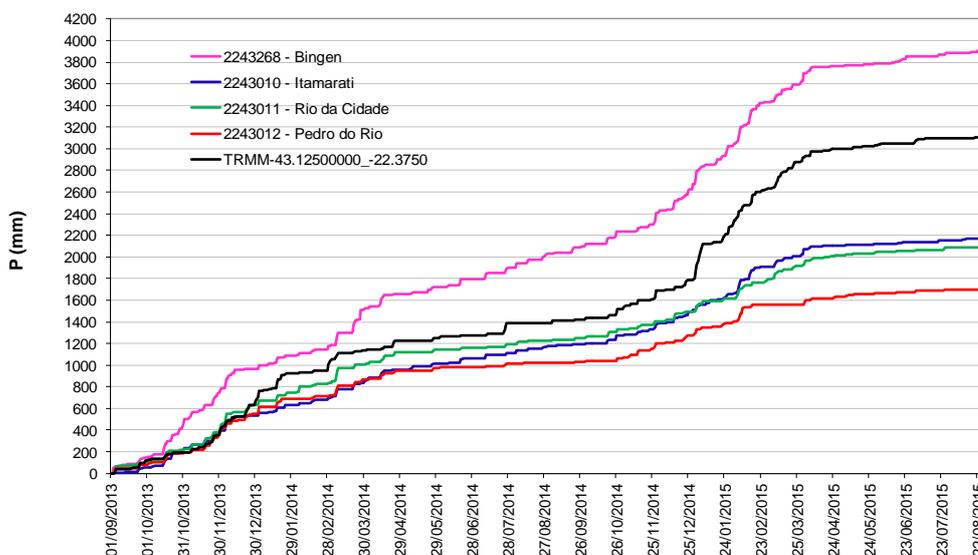


Figura 5.26: Precipitação acumulada nos anos hidrológicos de 2013/2014 e 2014/2015

A Figura 5.27 mostra o hidrograma diário em Pedro do Rio para o período de estiagem. É possível ver as vazões de base na faixa de 4 m<sup>2</sup>/s, tendo chegado ao mínimo de 3,02 m<sup>2</sup>/s em agosto de 2015. Esse valor é ligeiramente abaixo da média mínima de longo período (3,24 m<sup>2</sup>/s) e 15% acima da vazão de referência Q<sub>7,10</sub> em Pedro do Rio (2,60 m<sup>2</sup>/s).

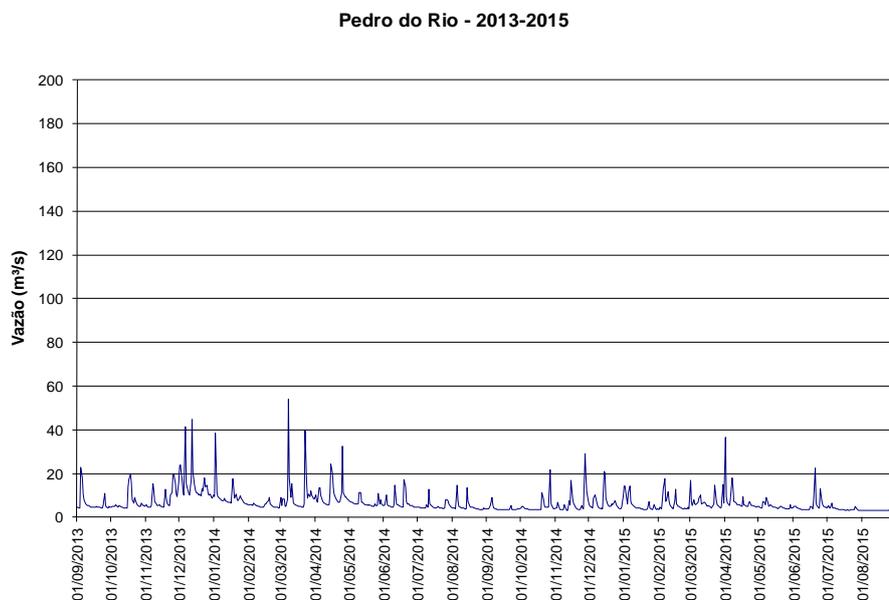


Figura 5.27: Vazões em Pedro do Rio durante os anos hidrológicos de 2013-2014 e 2014-2015

### 5.3.5. Eventos de novembro de 2015 e janeiro de 2016

A Figura 5.28 mostra as chuvas ao longo do ano hidrológico de 2015-2016 até junho de 2016. Após uma longa estiagem desde 2013, as primeiras chuvas acima de 100mm diários ocorreram em 29-01-2016 com total diário de 211 mm em Bingen (22430268) e 198mm em Itamarati (2243010).

O período, então, continuou chuvoso com intervalo máximo de 5 dias sem chuvas até o período de 10 a 23 de janeiro de 2016, dependendo da estação com início ou fim um ou dois dias depois. O período de 12 a 17 de janeiro de 2016 foi relatado por SEDEIS-DRM-RJ (2016) como de atuação de um episódio de ZCAS, sobre o estado do Rio de Janeiro (RJ). Entre os dias 10 e 16 de janeiro de 2016, as chuvas foram mais intensas. É possível reconhecer um trecho de declividade acentuada nas chuvas acumuladas das quatro estações da Figura 5.28.

Precipitação acumulada (Setembro - 2015 - Junho - 2016)

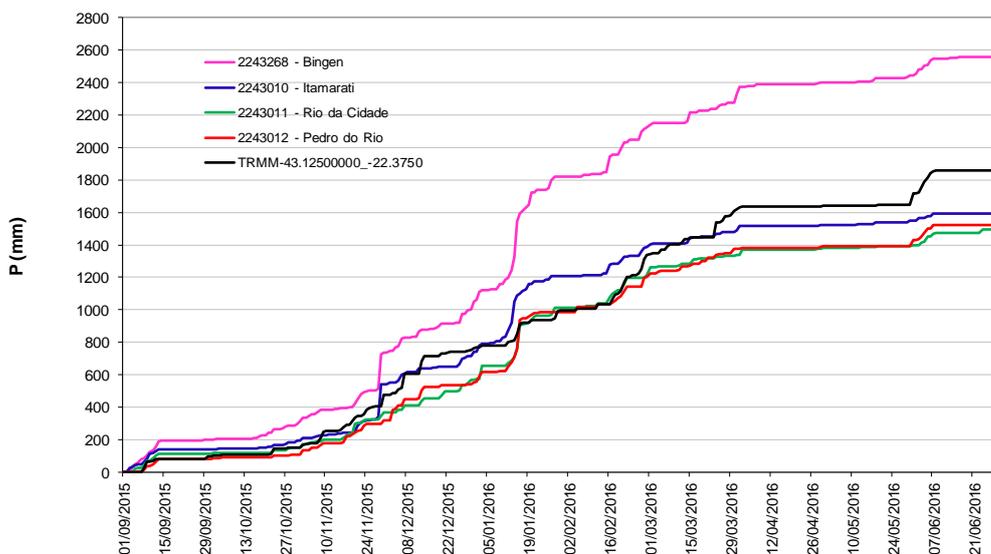


Figura 5.28: Chuvas diárias acumuladas (setembro de 2015 a junho de 2016)

As chuvas chegaram ao valor de 566 mm (10 dias) em Bingen, a 351 mm (10 dias) em Itamarati, a 312,1mm (12 dias) em Rio da Cidade e a 363,4 mm (12 dias) em Pedro do Rio. Os dias de máxima intensidade, acima de 100 mm, foram 14/01/2016, 15/01/2016 e 16/01/2016, de montante para jusante. Todas as características clássicas de ZCAS da literatura estão presentes no evento, de conexão oceânica, mais associada a eventos de *El Niño* (EN).

Registra-se que os dados de grau de saturação do solo do ASCAT coletados não cobrem esse período. A resposta na estação Pedro do Rio foi máxima no dia 16/01/2016 (Figura 5.29).

Pedro do Rio - Maio de 2015 a Maio de 2016

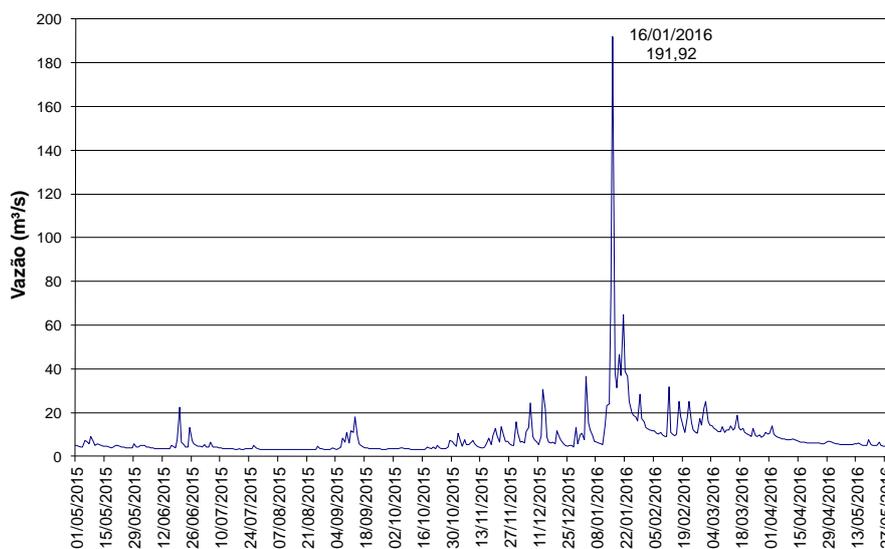


Figura 5.29: Hidrograma em Pedro do Rio de maio de 2015 a maio de 2016

As chuvas de novembro de 2015 e janeiro de 2016 tiveram resposta distinta nas vazões em Pedro do Rio. De novembro de 2015 ao início de janeiro de 2016, as primeiras chuvas, possivelmente, preencheram os reservatórios do solo, intermédio e subterrâneo, que há muito vinham se esvaziando, como é possível constatar nos valores de 3,0 a 4,0m<sup>3</sup>/s de vazão do escoamento base. No início do pico de 16/01/2016 já estava em 6,5m<sup>3</sup>/s (Figura 5.28).

#### 5.4. Indicadores de precipitação e os eventos extremos de precipitação

O *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI) recomenda um conjunto de 27 índices importantes para avaliar eventos extremos e perceber mudanças nos padrões de precipitação ao longo do tempo (ETCCDI, 2016). Desse conjunto, seriam interessantes, para a bacia representativa, os destaques apresentados na Tabela 5.4.

Tabela 5.4: Índices de precipitação. Fonte: adaptado de ETCCDI (2016)

Indicador	Significado	Unidade
Máxima precipitação de 1 dia	máximo diário de precipitação de cada mês	mm
Máxima precipitação de 5 dias	máximo total de 5 dias consecutivos de cada mês	mm
Intensidade diária simples	Total anual de precipitação dividido pelo número de dias úmidos (P ≥1,0 mm)	mm/dia
Número de dias de precipitação forte	Número de dias de P ≥10 mm	dia
Número de dias de precipitação muito forte	Número de dias de P ≥20 mm	dia

Para a estação Itamarati, de maior precipitação com histórico mais longo, foi calculado o índice de máxima precipitação de 5 dias. Esse índice evidenciou os eventos de janeiro de 1966 (327,6 mm), que ocasionou a vazão diária máxima histórica em Pedro do Rio (199 m<sup>3</sup>/s); fevereiro de 1988 (297,3 mm); janeiro de 2016 (268 mm); e novembro de 1996 (253,4 mm). O índice de máxima precipitação de 1 dia, também levantado para Itamarati, revelou 25 ocorrências com valor acima de 100 mm. À exceção de três dessas ocorrências em meses e eventos distintos do ano de 1966, todos os demais foram únicos em cada ano civil. Em 78 anos de registros, esse total de ocorrências revela que tais eventos não são raros na bacia. O máximo de 198 mm aconteceu em 29/11/2015.

Como sugerido em Carvalho *et al.* (2002, 2004), a região de atuação da ZCAS seria a área onde a média diária de radiação de onda longa emitida (ROL) inferior a 220 W.m<sup>-2</sup> ocorre com frequência superior a 30% ao longo dos meses DJF. A região referida

é praticamente toda envolvida pela isoietas anual de 1400 mm e pela isoietas trimestral de 700 mm de DJF, apresentando pluviosidade acima desses valores. A Figura 5.30 mostra em destaque essas isoietas obtidas do Atlas Pluviométrico do Brasil (CPRM, 2011) e também as isolinhas de ROL mensais médias de longo período de DJF (NOAA, 2015).

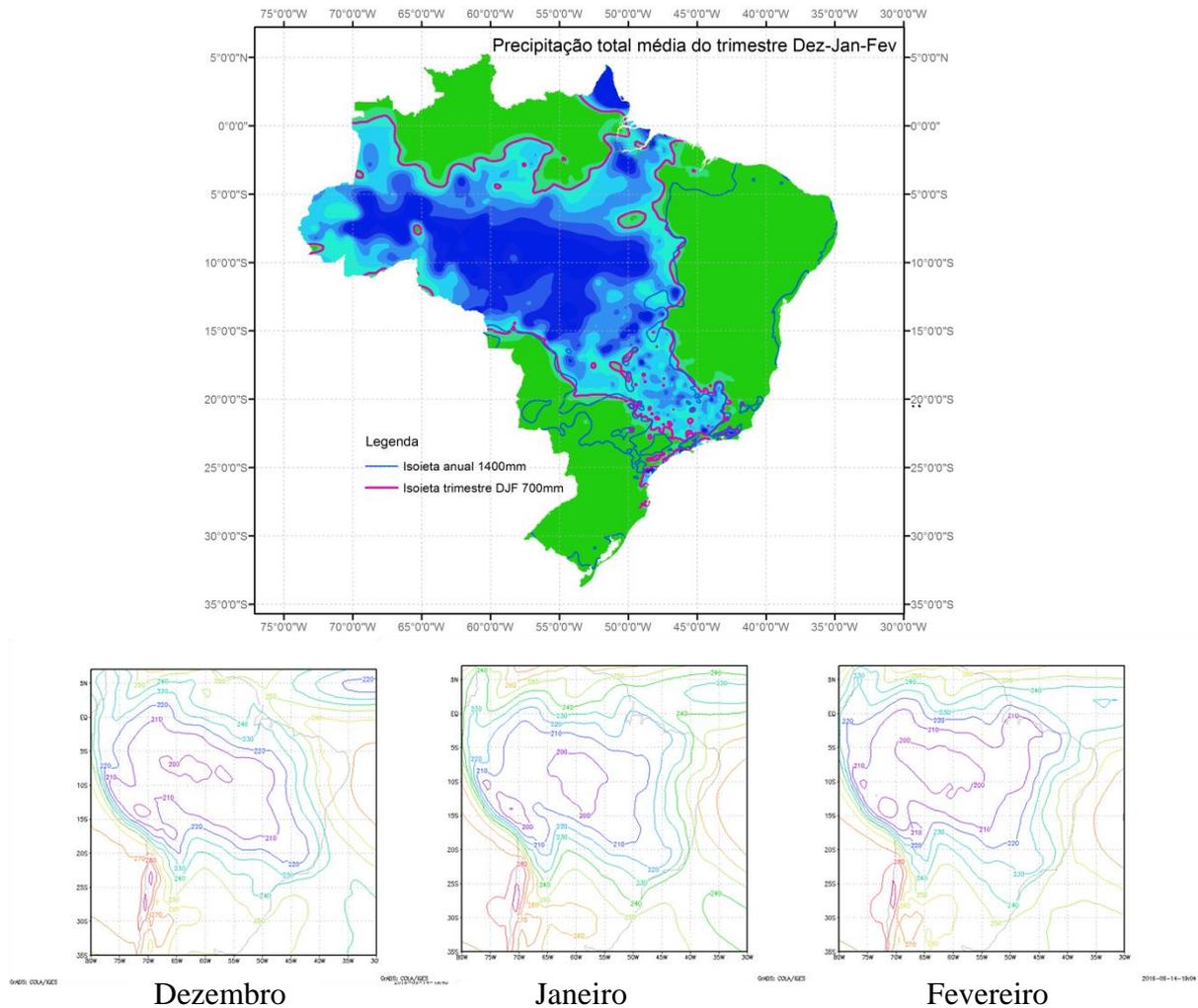


Figura 5.30: Isoietas do trimestre DJF com destaque para isoietas trimestral de 700 mm e anual de 1.400 mm (alto). Contorno de ROL ( $W.m^{-2}$ ) mensal médio de longo termo (inferior)

As isoietas correspondentes ao total anual médio de 1400 mm e ao total médio do trimestre DJF de 700 mm têm, aproximadamente, a conformação das isolinhas médias mensais de ROL de  $220 W.m^{-2}$ , que delimitam áreas de ROL inferior a esse valor; linha azul nos três quadros inferiores da Figura 5.30, em especial a do mês de janeiro (painel central) é muito semelhante às isoietas.

Os eventos chuvosos extremos que ocorrem na região serrana do RJ têm duração de horas a alguns dias. São durações importantes para desencadear deslizamentos, como

24 horas e 48 horas, principalmente, podendo durar até 96 horas. Ao longo de um evento, podem ocorrer picos intensos de duração de 1 a 4 horas, com totais que, às vezes, superam os índices médios mensais climatológicos de muitos locais no estado, que são características de chuvas de episódios de ZCAS.

O evento de janeiro de 2016 foi atribuído a um episódio de ZCAS. Os demais destacados, com máximos de 5 dias expressivos, são anteriores a 1997, ano a partir do qual o CPTEC passou a registrar os episódios, com suas localizações aproximadas, em seu boletim (CPTEC, 2013, 2015). Por suas características de duração e intensidade, esses eventos podem ter sido consequência de episódio de ZCAS. Os eventos de 1966 e 1996 são dois dos mais severos já ocorridos na bacia do Paraíba do Sul em intensidade, duração e extensão.

### **5.5. Variabilidade espaço-temporal do NDVI**

A análise da variabilidade espacial e temporal da cobertura vegetal, na bacia representativa em Pedro do Rio, foi realizada mediante o emprego do índice de vegetação por diferença normalizado (NDVI), obtido em duas versões: dados do sensor AVHRR/NOAA, GIMMS-NOAA/AVHRR (Tucker *et al.*, 2005) de 1981 a 2006, com registros quinzenais em píxeis de 8 km x 8 km; e dados do sensor MODIS do satélite Terra (USGS, 2016b), relativos a 16 dias em píxeis de 1 km x 1 km e registros de 16 dias, desde 2000 até 2016, segundo o produto MOD13A2.

Como uma forma de captar tendências de degradação ou sustentabilidade no processo de evolução da paisagem de cobertura e uso do solo, para todas as séries, foi obtido o expoente de Hurst, definido por meio do método de reescalonamento de amplitude (R/S), que infere a presença de autocorrelação em uma série temporal, sua persistência ou sua memória.

A série temporal de GIMMS-NDVI quinzenal, ao longo de 2001-2003, na área da bacia representativa, foi assim avaliada, e o resultado mostrou persistência para todos os píxeis ao longo do período.

Considerando o período de 1981 a 2006, no entanto, foi diferente. Quatro píxeis mostraram comportamento não persistente para o NDVI, conforme pode ser visto na Figura 5.31.

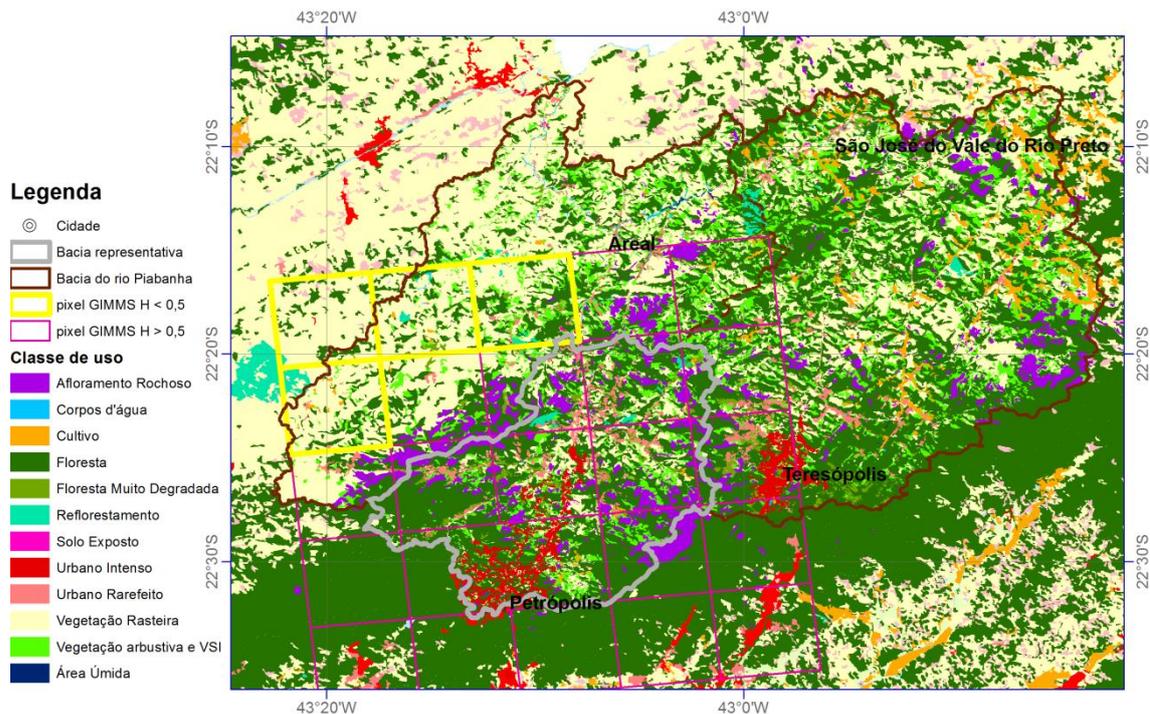


Figura 5.31: Resultado da análise R/S e uso do solo na bacia do rio Piabanha

O mapa de uso do solo ilustrativo na comparação da Figura 5.31 é de Rosário (2013), que corresponde, em detalhe, à escala 1:25.000. Os píxeis não persistentes ( $H < 0,5$ ) estão em área de predominância de vegetação menos densa, vegetação rasteira e também de reflorestamento, enquanto os persistentes ( $H > 0,5$ ) estão em área de floresta ou uso urbano denso consolidado.

O mapa hidrogeológico simplificado, correspondente à escala 1:1.000.000 (CPRM, 2014), também mostra distinção para a área dos quatro píxeis não persistentes (Figura 5.32). É uma área de formação fraturada também, porém classificada de forma diferente. Nesse caso, onde o NDVI mostra persistência ( $H > 0,5$ ), a formação atribuída é (6) Fr – unidade fraturada de baixa produtividade, não aquífera, enquanto, onde mostra não persistência ( $H < 0,5$ ), identifica-se como região (4) Fr – unidade fraturada, geralmente associada a baixa produtividade, embora localmente moderada.

Esses quatro píxeis não persistentes estão localizados na sub-bacia do rio Fagundes, que, por sua vez, já havia resultado não homogênea, diferenciando-se do restante da bacia do Piabanha, em estudo de regionalização (CPRM, 2002). É a região de menor pluviosidade na bacia do Piabanha, com chuvas anuais abaixo de 1400 mm e mais concentradas nos meses de verão.

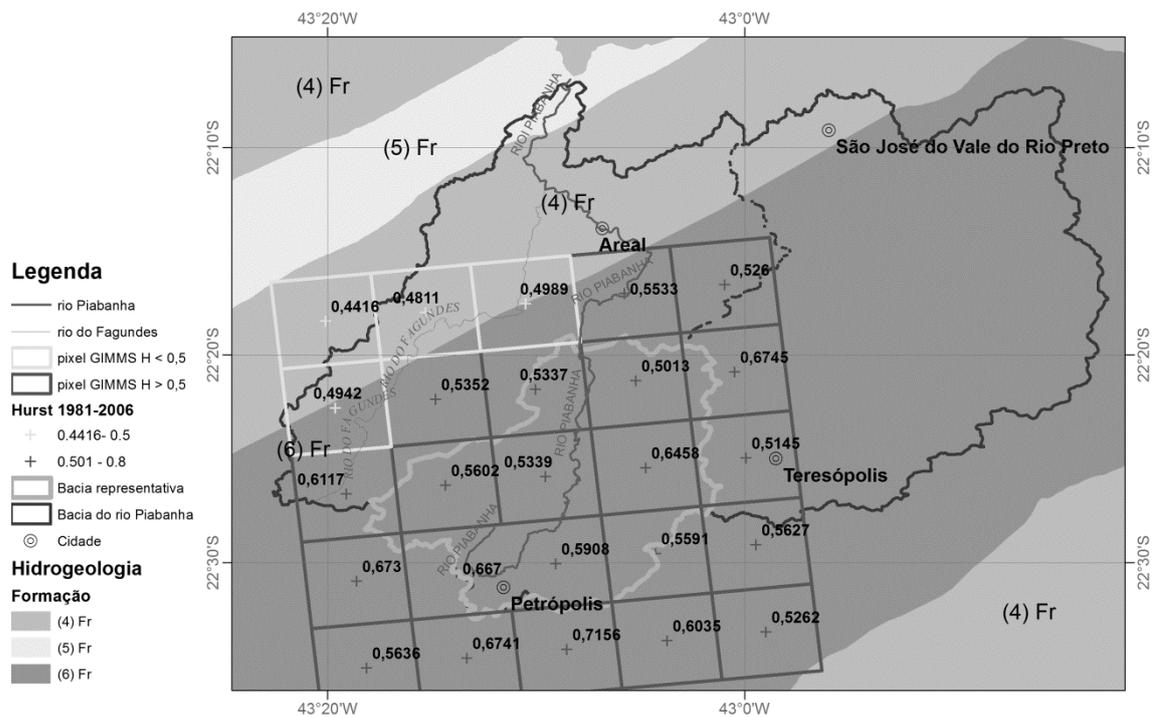


Figura 5.32: Formações hidrogeológicas (CPRM, 2014), isoietas média anual 1977-2006 (CPRM 2011) e resultados de R/S com rio Fagundes em destaque

A Tabela 5.5 apresenta características da sub-bacia do rio Fagundes em comparação com as regiões onde chove mais na bacia representativa.

Tabela 5.5: Características hidrológicas e escoamento superficial na bacia do Piabanha

Estação Fluviométrica	$Q_{MLT}$ (AP)	$Q_{ESP}$ ( $l.s^{-1}.km^2$ )	$C = Q_{MLT} / P$	A ( $km^2$ )	$P_{med}$ (mm)
Fagundes	3,95	15,3	0,74	259,0	1352
Estação FLU - Pedro do Rio	12,6	29,4	0,51	429,4	1696
Parque Petrópolis	9,14	35,1	0,56	260,3	1772
Liceu Carlos Chaga	2,12	47,7	0,91	44,5	1868

Nota:  $Q_{MLT}$  (AP) é a vazão média de longo termo calculada com a equação de regionalização (CPRM, 2002), que tem, como parâmetros, área e precipitação média na bacia ( $P_{med}$ )

Em termos médios, a vazão específica ( $Q_{ESP}$ ) em Fagundes é menos da metade da de Parque Petrópolis, que tem a mesma área de drenagem; por outro lado, o coeficiente de escoamento superficial (C) é 20% mais alto, mostrando que há pouco armazenamento de água no solo em sua bacia. A variação de vazão específica ( $Q_{ESP}$ ) é ilustrada na Figura 5.33.

### Bacia do rio Piabanha - vazão específica

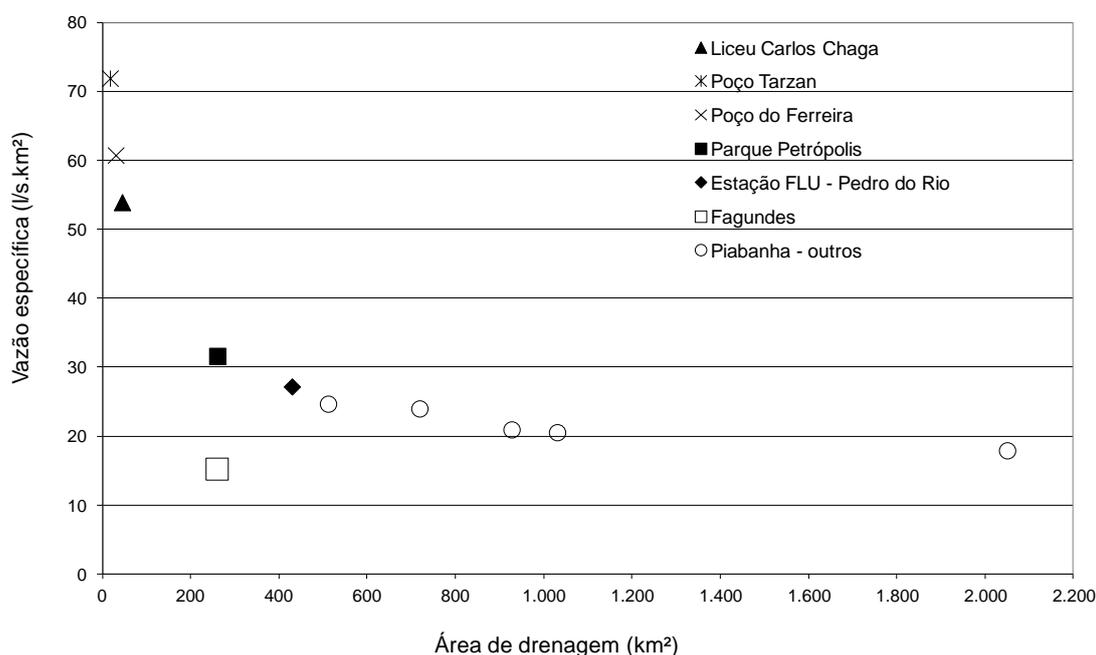


Figura 5.33: Vazões específicas na bacia do rio Piabanha com destaque para a estação Fagundes e algumas estações localizadas na bacia representativa

Para comparação com os resultados obtidos para os píxeis de GIMMS-NDVI, a análise R/S foi conduzida para o NDVI do MODIS-Terra em píxeis de 1 km x 1 km, consoante o produto MOD13A2, para o período 2000 até 2016, que, além de maior resolução espacial, possui dados atuais.

O maior detalhe produziu, como resultado, uma dispersão maior dos píxeis não persistentes, em meio aos persistentes. O mapa da Figura 5.34 mostra a comparação dos resultados gerados com as duas resoluções e períodos adotados. Enquanto o GIMMS-NDVI cobre a área de interesse com 25 píxeis, o MODIS-Terra cobre essa mesma área com 1.340 píxeis. Desses, 595 resultaram com  $H > 0,5$  e 745 com  $H < 0,5$ . A Figura 5.34 sugere que os píxeis persistentes estão localizados mais próximos dos divisores da bacia representativa, o que delimita uma característica bem interessante na avaliação proposta. De fato, áreas internas à bacia, de relevo menos proeminente do que nos divisores, estão mais sujeitas a interferências antrópicas, que variam, naturalmente, em função de características fisiográficas, de cobertura e uso do solo e de ocupação.

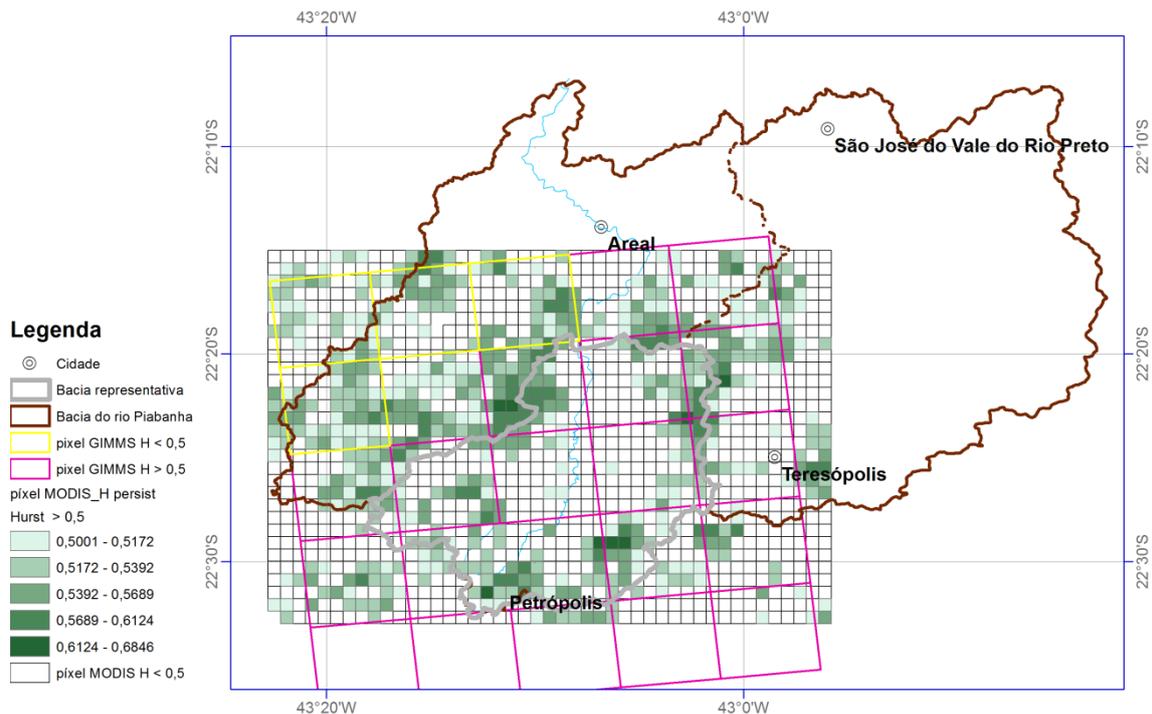


Figura 5.34: Resultados da análise R/S com os píxeis NDVI-MODIS e NDVI-GIMMS

Para confirmar a influência da topografia sobre a persistência do NDVI-MODIS, os resultados da análise R/S foram confrontados com o índice topográfico. Nessa avaliação, o índice topográfico (IT), calculado para células de 20 m x 20 m (Figura 4.10), foi agregado aos píxeis NDVI-MODIS de 1 km x 1 km, classificados em persistentes e não persistentes, na forma de estatísticas de valores máximos, médios, mínimos e de amplitude. As estatísticas do índice topográfico foram, então, analisadas com base em curvas de permanência, elaboradas com os valores máximos, médios e mínimos, sob as categorias de píxeis persistentes e píxeis não persistentes (Figura 5.35).

É importante ressaltar que os píxeis NDVI-MODIS, para os quais o expoente de Hurst foi determinado, cobrem áreas fora da bacia do rio Piabanha, mas o índice topográfico foi determinado apenas para áreas pertencentes à bacia e na aplicação da ferramenta de estatísticas zonais, são consideradas apenas as áreas que contém as duas categorias de informação.

A análise, de certa maneira, confirma o constatado visualmente na Figura 5.34, que os píxeis persistentes estão, em sua maioria, em áreas mais altas do que os píxeis não persistentes. Lembrando que valores mais altos de IT correspondem a áreas mais baixas, vê-se que, para um mesmo percentual de píxeis, os valores associados de IT, máximos, médios e mínimos, são menores para os persistentes. Acima de 95% de permanência, há

uma inversão da tendência para os valores máximos e médios, enquanto, para os mínimos, não. Os valores mínimos de IT dos píxeis persistentes são todos menores que os valores mínimos de IT dos píxeis não persistentes.

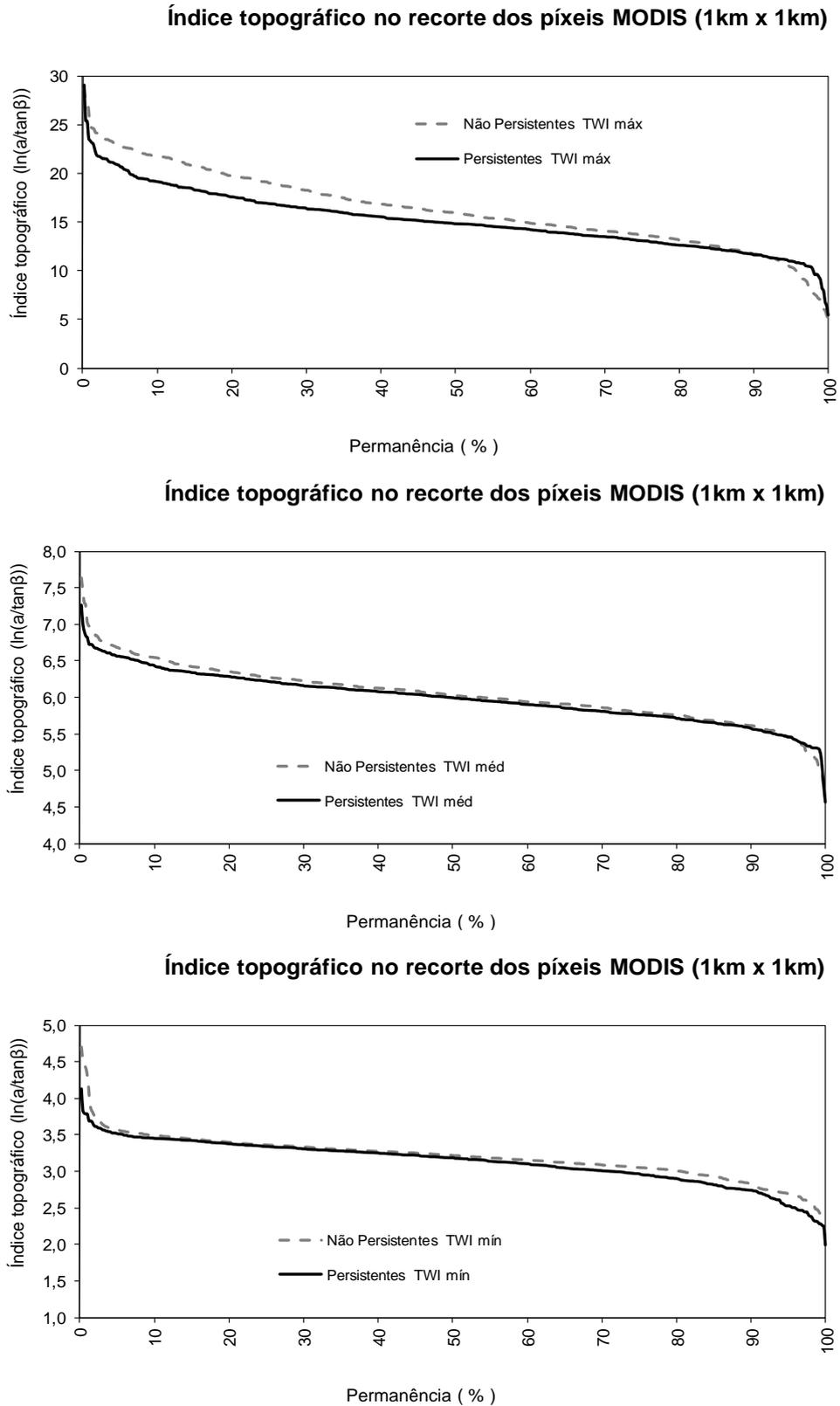


Figura 5.35: Índice topográfico no recorte dos píxeis NDVI-MODIS e o expoente de Hurst

A contabilização do índice topográfico nos píxeis persistentes e não persistentes do NDVI-MODIS adicionou, assim, uma perspectiva diferenciada na interpretação, apontando variabilidades mais significativas, de primeira ordem, relacionadas ao relevo.

Os píxeis persistentes e não persistentes foram também confrontados com o mapa de uso do solo, não só visualmente, mas computando-se os percentuais em área de cada classe de uso e cobertura presente nos píxeis de cada categoria.

A Figura 5.36 identifica os píxeis persistentes e não persistentes sobre o mapa de classes de uso resultante da integração de duas versões do mapa de escala 1:100.000, que abrange áreas fora da bacia do Piabanha, e o de escala 1:25.000, que abrange somente a bacia. A integração foi possível porque legendas e feições são praticamente coincidentes nas duas versões diferindo apenas em detalhe.

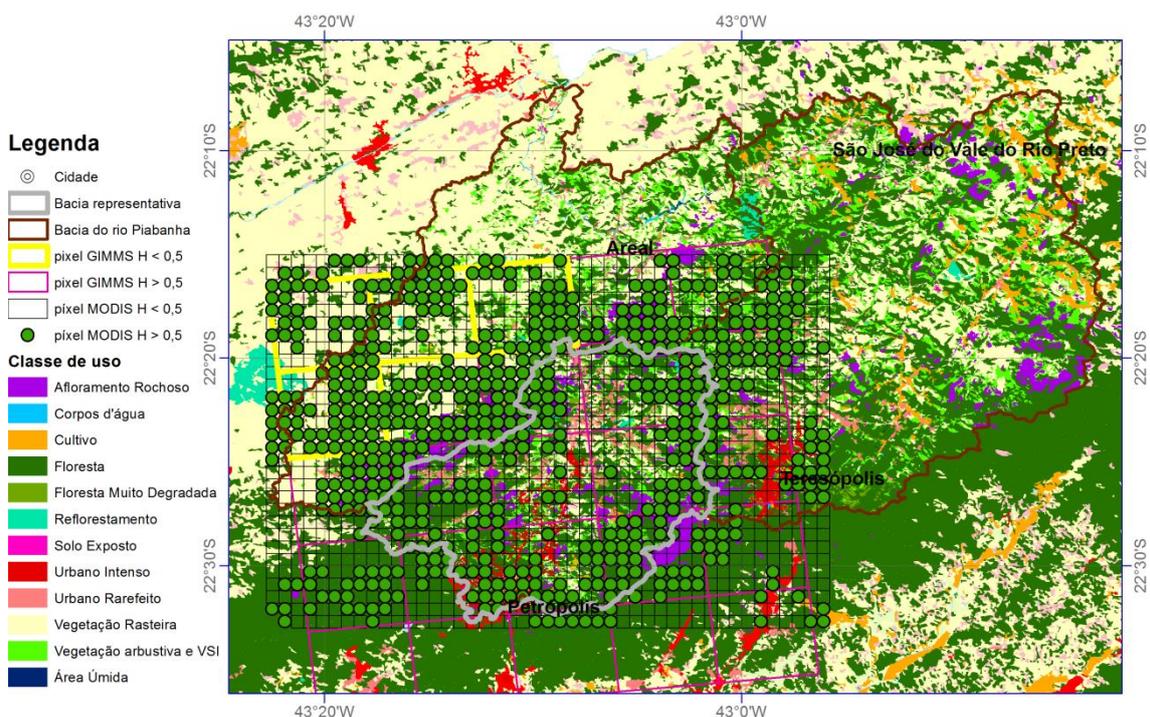


Figura 5.36: Uso e cobertura vegetal dos píxeis NDVI-MODIS e resultados do expoente de Hurst

A análise foi feita para todos os 1.340 píxeis (áreas dentro e fora da bacia do Piabanha) com o mapa em escala 1:100.000 (1.528 km<sup>2</sup>) e para a região de dentro da bacia com o mapa em escala 1:25.000 (1.100km<sup>2</sup>). Os resultados são mostrados separadamente para a área de 1.528 km<sup>2</sup>, em escala 1:100.000, (Tabela 5.6 e Tabela 5.7) e para área de 1.100km<sup>2</sup>, em escala 1:25.000, (Tabela 5.8 e Tabela 5.9).

Tabela 5.6: Classes de uso nos píxeis NDVI-MODIS com  $H > 0,5$  (persistentes) relativas ao mapa 1:100.000 (ZEE-RJ, 2009)

Classe de uso do solo e cobertura	Área (m <sup>2</sup> )	Percentual
Afloramento Rochoso	38.001.013	<b>5,60%</b>
Agricultura	4.260.140	0,63%
Água	509.773	0,08%
Floresta	377.872.899	<b>55,7%</b>
Ocupação Urbana de Alta Densidade	20.096	<b>0,003%</b>
Ocupação Urbana de Baixa Densidade	1.498.437	<b>0,22%</b>
Ocupação Urbana de Média Densidade	23.541.947	<b>3,47%</b>
Pastagem	203.315.223	<b>30,0%</b>
Pastagem em Várzea	89.838	0,01%
Reflorestamento	1.956.068	<b>0,29%</b>
Vegetação Secundária em Estágio Inicial	27.487.780	4,05%
<b>Total</b>	<b>678.553.212</b>	<b>100%</b>

Tabela 5.7: Classes de uso nos píxeis NDVI-MODIS com  $H < 0,5$  (não persistentes) relativas ao mapa 1:100.000 (ZEE-RJ, 2009)

Classe de uso do solo e cobertura	Área (m <sup>2</sup> )	Percentual
Afloramento Rochoso	38.773.911	<b>4,56%</b>
Agricultura	4.955.755	0,58%
Água	467.669	0,06%
Floresta	485.994.059	<b>57,21%</b>
Ocupação Urbana de Baixa Densidade	8.438.979	<b>0,99%</b>
Ocupação Urbana de Média Densidade	47.885.158	<b>5,64%</b>
Pastagem	221.644.557	<b>26,09%</b>
Pastagem em Várzea	630.504	0,07%
Reflorestamento	6.728.911	<b>0,79%</b>
Vegetação Secundária em Estágio Inicial	33.994.702	<b>4,00%</b>
<b>Total</b>	<b>849.514.206</b>	<b>100%</b>

Comparando-se os resultados da Tabela 5.6 com os da Tabela 5.7, estariam incoerentes, com o esperado para píxeis de NDVI persistentes, os percentuais maiores de afloramento rochoso e urbano de alta densidade, enquanto, para os píxeis não persistentes, os percentuais maiores de reflorestamento e urbanos de baixa e média intensidade. No entanto, estariam incoerentes com o esperado para os píxeis persistentes, com percentuais menores de floresta e maiores de pastagem em relação aos píxeis não persistentes.

Tabela 5.8: Classes de uso nos píxeis NDVI-MODIS com  $H > 0,5$  relativas ao mapa 1:25.000 (Rosário, 2013)

Classe de uso do solo e cobertura	Área (m <sup>2</sup> )	Percentual
Afloramento Rochoso	62.313.191	<b>11,60%</b>
Corpos d'água	455.719	0,08%
Cultivo	2.316.107	0,43%
Floresta	228.817.714	<b>42,60%</b>
Floresta Muito Degradada	6.122.452	<b>1,14%</b>
Reflorestamento	3.934.609	0,73%
Solo Exposto	276.024	0,05%
Urbano Intenso	18.097.062	<b>3,37%</b>
Urbano Rarefeito	8.604.989	<b>1,60%</b>
Vegetação arbustiva e VSI	60.555.706	<b>11,27%</b>
Vegetação Rasteira	145.636.649	<b>27,11%</b>
<b>Total</b>	<b>537.130.220</b>	<b>100%</b>

Tabela 5.9: Classes de uso nos píxeis NDVI-MODIS com  $H < 0,5$  relativas ao mapa 1:25.000 (Rosário, 2013)

Classe de uso do solo e cobertura	Área (m <sup>2</sup> )	Percentual
Afloramento Rochoso	39.686.679	<b>7,04%</b>
Corpos d'água	703.353	0,12%
Cultivo	2.987.182	0,53%
Floresta	231.724.932	<b>41,10%</b>
Floresta Muito Degradada	15.135.678	<b>2,68%</b>
Reflorestamento	2.444.449	0,43%
Solo Exposto	548.680	0,10%
Urbano Intenso	25.847.183	<b>4,58%</b>
Urbano Rarefeito	32.411.595	<b>5,75%</b>
Vegetação arbustiva e VSI	60.816.047	<b>10,79%</b>
Vegetação Rasteira	151.515.740	<b>26,87%</b>
<b>Total</b>	<b>563.821.519</b>	<b>100%</b>

Comparando-se os resultados da Tabela 5.8 com os da Tabela 5.9, estariam coerentes com o esperado, para píxeis de NDVI persistentes, os percentuais maiores de afloramento rochoso e floresta e, para os píxeis não persistentes, os valores maiores de uso urbano rarefeito, solo exposto e cultivo. Por outro lado, não muito condizentes, em princípio, com o esperado para píxeis de NDVI persistentes, seriam os percentuais maiores de áreas de reflorestamento, vegetação rasteira e arbustiva e, menores de áreas de uso urbano intenso. Essas incoerências encontradas devem ser mais rigorosamente avaliadas quanto a variabilidades presentes de segunda ordem.

De forma geral, a técnica de análise do expoente do Hurst mostrou-se robusta e eficaz para identificar padrões do índice de vegetação NDVI-GIMMS de 8 km x 8 km, que, por sua vez, evidencia a importância do mapeamento topográfico de detalhe, caracterizado por sua alta complexidade para a região estudada.

No entanto, em uma avaliação complementar de segunda ordem, o resultado com dados NDVI de melhor resolução mostrou um sinal contraditório, aparentemente não coerente com o que se esperaria para píxeis superpostos principalmente sobre a região de floresta. As imagens utilizadas para o mapeamento de uso do solo (Rosário, 2013) eram de 2009 e tinham resolução de 10m, garantindo ao mapa mais detalhe do que a resolução do produto NDVI-MODIS utilizado. Na Figura 5.36, é possível verificar, para áreas mais homogêneas de floresta, píxeis não persistentes.

Note-se que o evento crítico de chuvas intensas de 2013 ocorreu sobre a região mais alta da bacia, onde está localizada a maior concentração de floresta, podendo ter causado escorregamentos e alteração dessa cobertura. A estiagem prolongada do período 2013-2015 pode também ter alterado as condições da floresta. Outra questão que pode alterar a contabilização das áreas de diferentes tipos de cobertura, nesse nível de detalhe, é o fato de os píxeis MODIS terem sido reprojatados, pois eles são geometricamente reposicionados nesse processo, podendo passar a cobrir mais ou menos cada classe de uso.

Havia a possibilidade de usar os dados de NDVI do sensor MODIS do satélite Aqua, também em píxeis de 1km x 1km e registros quinzenais defasados do MODIS-Terra, de maneira a que juntos compusessem uma periodicidade de 8 dias, desde 2002 até 2006; ou ainda poder-se-ia calcular o NDVI com base nas bandas 4 e 5 do Landsat 8 ou 7 com registros aproximadamente quinzenais (16 dias) e píxeis de 30 m x 30 m ou se lançar mão do uso de dados do satélite EUMETSAT (2015) de 2008 a 2015 com registros decendiais em píxeis de 1 km x 1 km.

Embora essas novas análises sejam importantes para oportunos estudos que explorem, com mais detalhe, a questão das escalas de forma mais pormenorizada na bacia do Piabanha, observa-se que os resultados produzidos, nesta tese, evidenciam a importância da escala do suporte de observação e de detalhe para análises de variabilidade e de estudos de comportamento não estacionário, conduzidas segundo distintas resoluções espaciais e temporais, na escala da bacia, com vistas à sua incorporação em estudos de assimilação de dados em simulações de modelos hidrológicos diversos.

A sugestão apresentada por Mudelsse (2007) de que a agregação espacial poderia ser uma explicação física robusta para a ocorrência do fenômeno de Hurst, ou a persistência das séries temporais, pode ser útil na reflexão sobre os resultados da análise R/S, considerados mais coerentes para os píxeis de NDVI de baixa resolução do que para os de alta resolução. As características da vegetação, traduzidas em respostas espectrais ou radiométricas para o sensor, são agregadas segundo a capacidade de percepção do sensor (resoluções espectral ou radiométrica e também espacial), produzindo características promediadas que seriam mais estáveis ao longo do tempo do que as características de inúmeras feições pequenas isoladamente.

## **5.6. Simulações com o modelo SMAP (diário) para a estação Pedro do Rio**

De forma sintética, os dados de entrada do modelo diário SMAP são vazões diárias na estação fluviométrica de interesse, precipitação diária em diversas estações pluviométricas representativas da variabilidade espacial das chuvas na bacia e evapotranspiração potencial diária (ET0) ou real (ETR) na bacia.

A versão computacional utilizada do SMAP, neste trabalho, encontra-se codificada na planilha de Lopes (1999), acessada por meio de seu endereço eletrônico. Essa alternativa oferece a possibilidade de otimizar parâmetros mediante a ferramenta *solver* do código computacional Excel, de reconhecida efetividade na solução de problemas de otimização em engenharia.

Para ilustrar o desempenho do modelo SMAP em planilha, destacam-se seis simulações, ora denominadas etapas de avaliação, que são comparadas em seqüência. Primeiramente, validou-se a formulação do código implementado na planilha em relação ao algoritmo adotado por Gonçalves (2008), versão em Fortran com otimização por procedimento de suavização hiperbólica, que, no caso de seu trabalho, produzira os melhores resultados. O conjunto ótimo de parâmetros obtido por Gonçalves (2008), assim como os dados de evapotranspiração diária real (ETR) por ele calculados, com a metodologia do balanço hídrico sazonal (BHS), e as chuvas registradas nas mesmas estações pluviométricas e os mesmos pesos percentuais atribuídos às estações, foram utilizados para simular o período 1998-2001, considerado para calibração por Gonçalves (2008), mas com o algoritmo programado na planilha eletrônica (Etapa 1).

Os resultados obtidos na Etapa 1 foram muito similares aos de Gonçalves (2008), como mostram a Figura 5.37, a Figura 5.38 a, b, e a Tabela 5.10. As diferenças poderiam

ser atribuídas a aproximações internas ligeiramente distintas em termos da implementação do algoritmo ou a alguma interação entre parâmetros captada de forma diferenciada pelo processo de suavização hiperbólica.

O método de suavização hiperbólica (Rotunno *et al.*, 2014), da versão do SMAP usada por Di Bello (2005) e por Gonçalves (2008), permitiu superar, em parte, alguns dos inconvenientes relativos à superfície de resposta do modelo. Essa superfície de resposta tem base, segundo a implementação realizada, na função objetivo de mínimos quadrados, que inclui a vazão observada e a vazão gerada. A vazão gerada é função das informações de entrada, dos estados dos reservatórios do modelo, com a apresentação de diversos percursos da água segundo o algoritmo computacional do modelo, de forma recursiva no tempo. O método de suavização pressupõe reescrever o código computacional do modelo de forma distinta em relação ao tradicional formato computacional de algoritmos de modelos físico-matemáticos do tipo chuva-vazão com reservatórios. Ressalte-se que é mantida a integridade física do modelo, no entanto, ao alterar a superfície de resposta, suavizando-a, impõem-se alterações às interações no espaço n-dimensional de parâmetros do modelo, o que possivelmente melhor explica as pequenas diferenças identificadas na análise comparativa das duas versões do modelo quanto ao conjunto ótimo de parâmetros obtido.

Em seguida, na Etapa 2, os dois períodos de dados 1998-2001 (calibração) e 2002-2004 (validação) foram reunidos para simulação contínua com os parâmetros calibrados. Na Figura 5.39, observa-se que as vazões calculadas com a ETR-BHS estão, sistematicamente, acima das observadas no trecho de recessão, que pode ser, também, visto na curva de permanência de vazões (Figura 5.40), vazões calculadas acima das observadas a partir de 10% do tempo. O desempenho do modelo foi aproximadamente o mesmo nas duas etapas (Tabela 5.11). Na Etapa 3, mantendo-se o conjunto de parâmetros, os dados de precipitação e a área de drenagem de Gonçalves (2008), foram substituídos os valores da ETR (BHS) pelos de ET<sub>0</sub> (Camargo-Avelar) com o coeficiente de cultura  $k_c$  igual a 1, e foi simulado, novamente, o período 1998-2004. O desempenho do modelo foi inferior ao da etapa anterior pelas métricas usuais. Por outro lado, a vazão média calculada aproximou-se da observada (Tabela 5.12); as vazões calculadas e observadas aproximaram-se na recessão (Figura 5.41), mas as diferenças acumuladas em relação à média afastaram-se bastante (Figura 5.42b).

## Etapa 1 - verificação do algoritmo implementado na planilha - 1998-2001

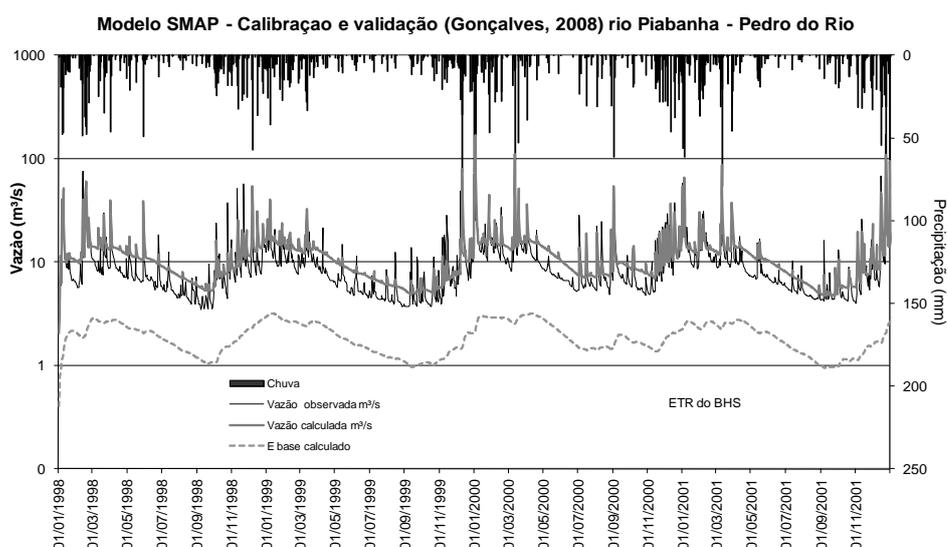


Figura 5.37: Hidrogramas observados e calculados, Gonçalves (2008) - 1998-2001

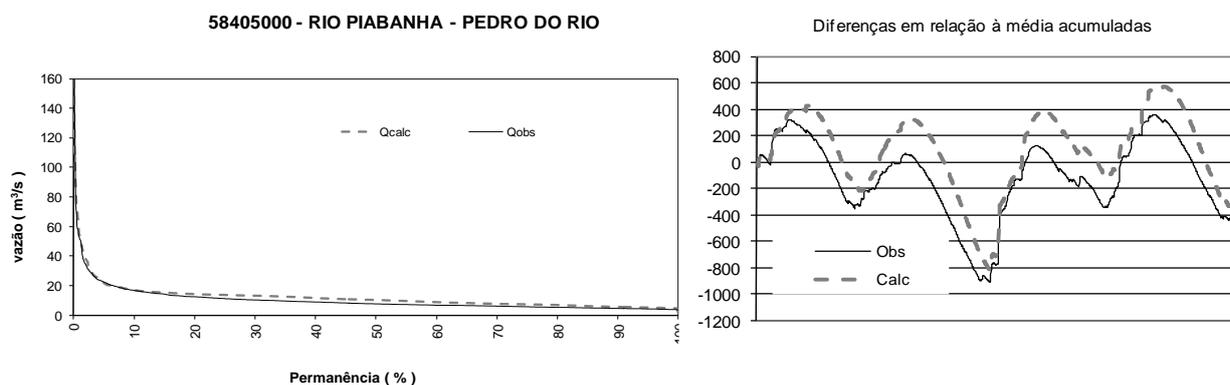


Figura 5.38: a. Curva de permanência de vazões observadas e calculadas; b. diferenças acumuladas em relação à média (calibração Gonçalves, 2008) - 1998-2001

Tabela 5.10: Desempenho do modelo e parâmetros finais Gonçalves (2008) 1998-2001

Parâmetros	Valor adotado*	Inicialização	Métrica	1998-2001	
sat	447,6927	tuin	78	C.Eficiencia	0,690
k2t	0,676	ebin	2	R <sup>2</sup>	0,741
crec	19,94			RMSE	5,51
ai	0	ETR - BHS*		Qmed obs	10,06
capc	50,5	Soma (mm)	326,0	DPobs	9,90
kkt	64,5			Q med calc	12,01
		Ad (km <sup>2</sup> )	428	DPcalc	9,60

Nota: \*valores de Gonçalves (2008)

### Pesos das estações P no cálculo da média

2243012 - Pedro do Rio	2243011 - Rio da Cidade	2243010 - Itamarati	2243009 - Petrópolis
0,27	0,40	0,11	0,21

## Etapa 2 - validação 1998 -2004

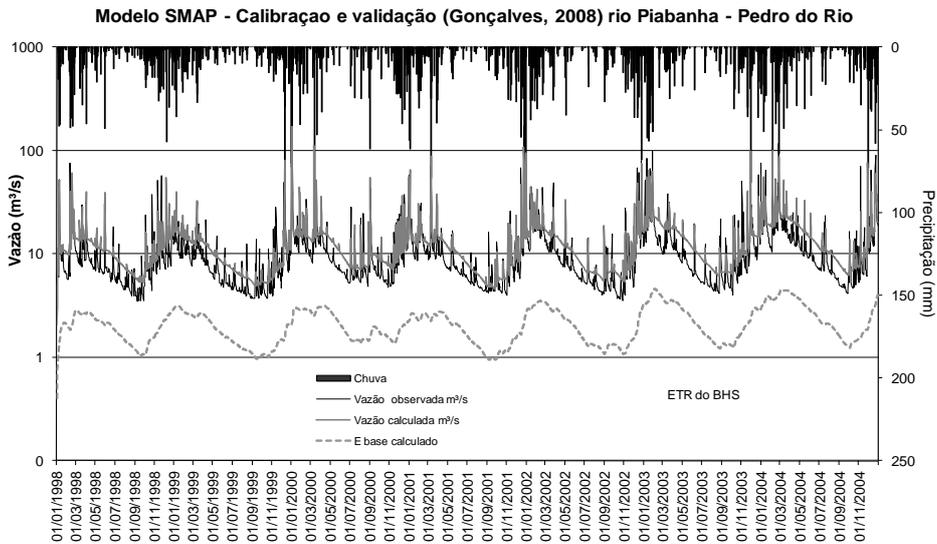


Figura 5.39: Hidrogramas observados e calculados, Gonçalves (2008) - ETR=BHS

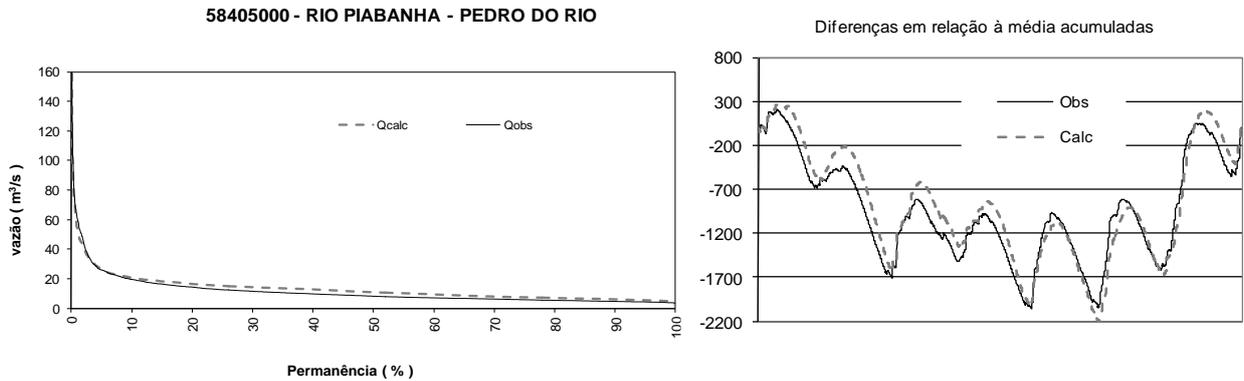


Figura 5.40: a. Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e b. diferenças acumuladas em relação à média (calibração Gonçalves, 2008)

Tabela 5.11: Desempenho do modelo e parâmetros finais Gonçalves (2008) 1998-2004

Parâmetros	Valor adotado*	Inicialização	Valor	Métrica	1998-2004	1998-2001
sat	447,6927	tuin	78	C.Eficiência	0,687	0,690
k2t	0,676	ebin	2	R <sup>2</sup>	0,723	0,741
crec	19,94			RMSE	6,04	5,51
ai	0	ETR – BHS*		Qmed obs	11,18	10,06
capc	50,5	Soma (mm)	527,8	DPobs	9,90	9,90
kkt	64,5	Ad (km <sup>2</sup> )*	428	Q med calc	13,17	12,01
				DPcalc	9,25	9,60

Nota: \*valores de Gonçalves (2008); valores mais à direita são resultados da etapa anterior.

### Pesos das estações P no cálculo da média

2243012 - Pedro do Rio	2243011 - Rio da Cidade	2243010 - Itamarati	2243009 - Petrópolis
0,27	0,40	0,11	0,21

### Etapa 3 - substituição de ETR-BHS por ET0 Avelar - 1998-2004

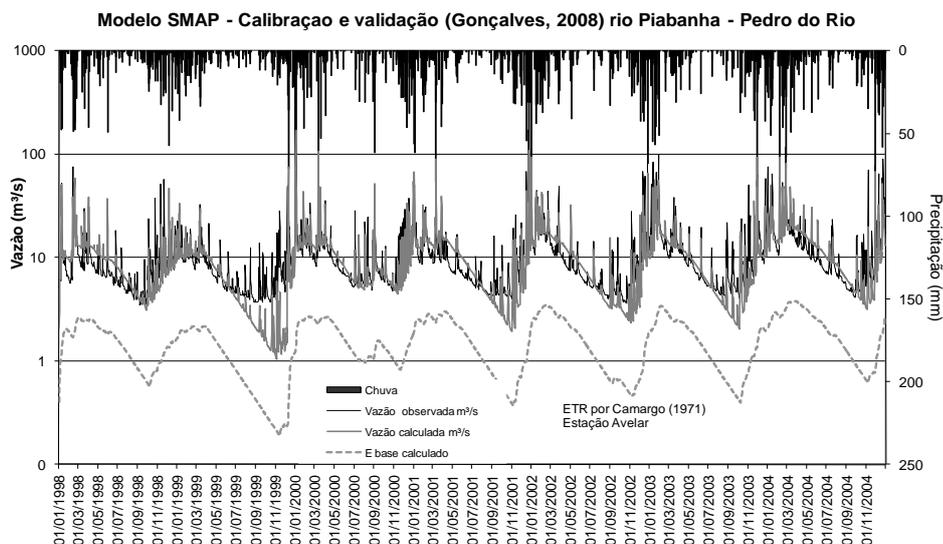


Figura 5.41: Hidrogramas observado e calculado, parâmetros Gonçalves (2008) ETR - Avelar

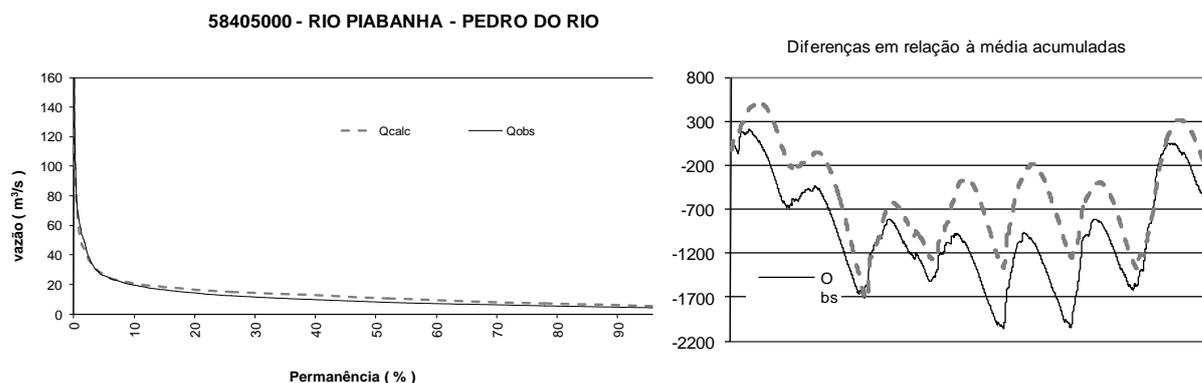


Figura 5.42: Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e diferenças acumuladas em relação à média (calibração Gonçalves, 2008). ET0 em Avelar

Tabela 5.12: Desempenho e parâmetros finais Gonçalves (2008) ET0 - Avelar

Parâmetros	Valor adotado*	Inicialização	Métrica	1998-2004	1998-2004	
sat	447,6927	tuin	78	C.Eficiencia	0,672	0,687
k2t	0,676	ebin	2	R <sup>2</sup>	0,680	0,723
crec	19,94			RMSE	6,18	6,04
ai	0	ET0 - Avelar		Qmed obs	11,18	11,18
capc	50,5	Soma (mm)	746,3	DPobs	9,90	9,90
kkt	64,5	kc = 1,0		Q med calc	10,49	13,17
		Ad (km <sup>2</sup> )	428	DPcalc	9,49	9,25

Nota: \*valores de Gonçalves (2008); valores mais à direita são resultados da etapa anterior.

#### Pesos das estações P no cálculo da média

2243012 - Pedro do Rio	2243011 - Rio da Cidade	2243010 - Itamarati	2243009 - Petrópolis
0,27	0,40	0,11	0,21

A Figura 5.43 mostra a ETR-BHS em Pedro do Rio (Gonçalves, 2008) e a ET0 para Avelar por Camargo (1971). A ET0 está muito acima de ETR-BHS nos períodos de estiagem, daí ter rebaixado as vazões calculadas para os períodos de recessão quando usada (Etapa 3). Como esperado, ET0 apresenta comportamento distinto entre 2001-2002, por ter sido obtida com preenchimento das temperaturas com as oriundas das normais climatológicas de 1961-1990.

Evapotranspiração real (BHS) e potencial (Camargo) para Pedro do Rio

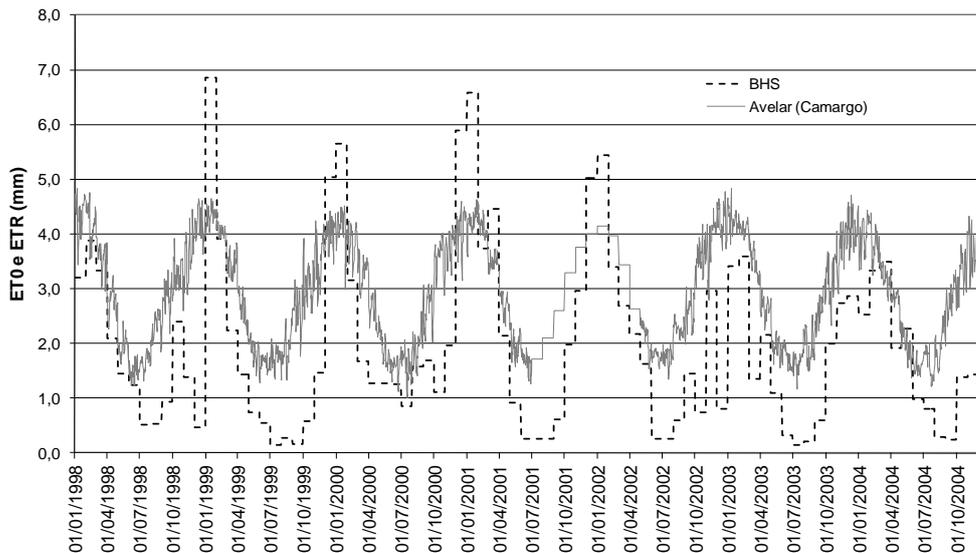


Figura 5.43: ETR (Gonçalves, 2008) para Pedro do Rio e ET0 para Avelar

A bacia representativa está em uma região de clima úmido, e, portanto, a evapotranspiração real pode ser igual à evapotranspiração potencial em grande parte do tempo. Apresenta 51% de cobertura vegetal em floresta, cujo coeficiente de cultura costuma ser considerado superior a 1. Os valores calculados de evapotranspiração potencial anual média para as estações Parque Petrópolis (FAO-P-M) e Avelar (Camargo) são, respectivamente, 1084 mm e 959 mm. No Capítulo 4, item 4.2.5, são mencionados estudos que apresentaram valores totais anuais para a ETR variando de 738 mm a 1350 mm para regiões de mata Atlântica. O total anual médio do BHS resultou 727 mm entre 1998-2004.

O SMAP, segundo o algoritmo implementado em planilha, verifica se tem chuva suficiente para suprir a evapotranspiração, caso contrário consome a taxa de umidade do solo, verifica a condição do reservatório do solo para percolação e atualiza o conteúdo desse reservatório. Assim, é possível fornecer a evapotranspiração potencial, e o próprio modelo calcula a evapotranspiração real.

Após considerar a evapotranspiração em um patamar superior, o trecho de recessão esvazia rapidamente, e essa constatação pode estar relacionada ao valor relativamente baixo obtido na calibração automática para  $K_{sup}$  por Gonçalves (2008).

Da Etapa 4 em diante, em novo procedimento de calibração, foram utilizados os valores de  $ET_0$  e experimentados valores de  $k_c > 1$ .

No Capítulo 4, item 4.2.7, são mostrados os valores obtidos para o coeficiente de recessão com base no hidrograma em Pedro do Rio. Para o parâmetro  $k_{kt}$  do SMAP, considera-se o tempo necessário para a vazão de recessão decair à metade, que, nesse caso, corresponderia, em média, a 117 dias.

Adotou-se o início da simulação no mês mais seco (agosto), conjuntamente com a premissa de emprego da evapotranspiração calculada com dados de Avelar; do valor de 117 dias para calcular  $k_{kt}$ ; e dos dados de grau de umidade do ASCAT e da porosidade média, para obter a taxa inicial de umidade. Em adição, considerando, como valores efetivos para os solos da bacia, a profundidade de 1,5 m e a porosidade 0,53, resultaria  $N_{sat}$  igual a 795 mm. Explorou-se, então, uma nova calibração para o período 1998-2004, sendo utilizadas as mesmas estações de Gonçalves (2008), porém com pesos diferentes para a delimitação de área adotada para a bacia, que resultou em 429 km<sup>2</sup>.

Nesse processo, decidiu-se empreender uma calibração para cada período, em separado: 1998-2004 (Etapa 4); 2007-2010 (Etapa 5), com inclusão da estação Morin do projeto EIBEX de localização muito próxima à antiga Petrópolis, sem falhas no período; e 2010 -2014 (Etapa 6). Observa-se que foram consideradas quantidades distintas de estações em cada um dos períodos. Optou-se por adotar, para a bacia representativa, o conjunto de parâmetros que produzisse o melhor desempenho global para todos os períodos da análise efetuada. Essa calibração seria, ainda, avaliada para 2007-2014, com as chuvas diárias estimadas pelo TRMM (píxel central na bacia), e para 2012-2014, com dados de 13 pluviômetros do Alerta INEA, cinco do projeto EIBEX e quatro da rede ANA/CPRM, num total de 22 estações. Esses resultados não são apresentados, mas apenas comentados.

Para as cinco estações utilizadas na simulação até o ano de 2010, foram definidos polígonos de Thiessen para cálculo da média ponderada sobre a bacia (Figura 5.44). Esse mesmo traçado foi adotado para as 22 estações do período 2012-2014. Nesse caso, para as estações localizadas em cada um dos polígonos, foi calculada a média aritmética dos valores em cada dia. Esse valor médio de cada polígono foi utilizado para cálculo da precipitação média sobre a bacia.

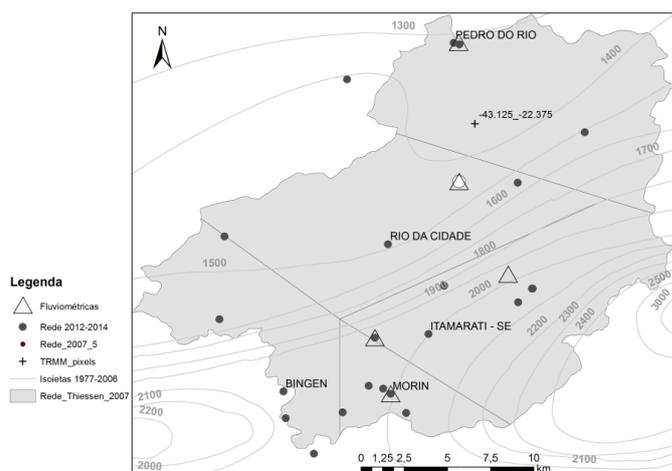


Figura 5.44: Polígonos de Thiessen para as cinco estações adotadas na calibração para 2007-2010

Para uma comparação da variabilidade da pluviosidade entre as 22 estações, seus totais acumulados no período 2012-2014 são mostrados na Figura 5.45.

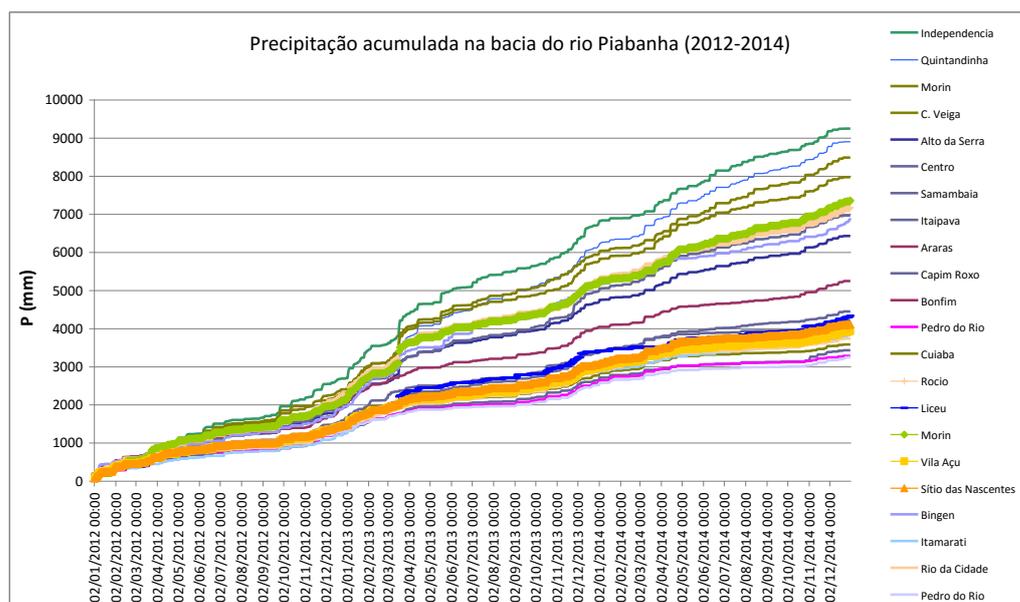


Figura 5.45: Estações usadas na simulação 2012-2014 e seus totais acumulados

As simulações para os períodos 1998-2004, 2007-2010 e 2007-2014, com os parâmetros adotados, são ilustradas a seguir (Figura 5.46, Figura 5.47, Figura 5.48 e Figura 5.49).

## Etapa 4 - calibração com ET0 Avelar - 1998-2004

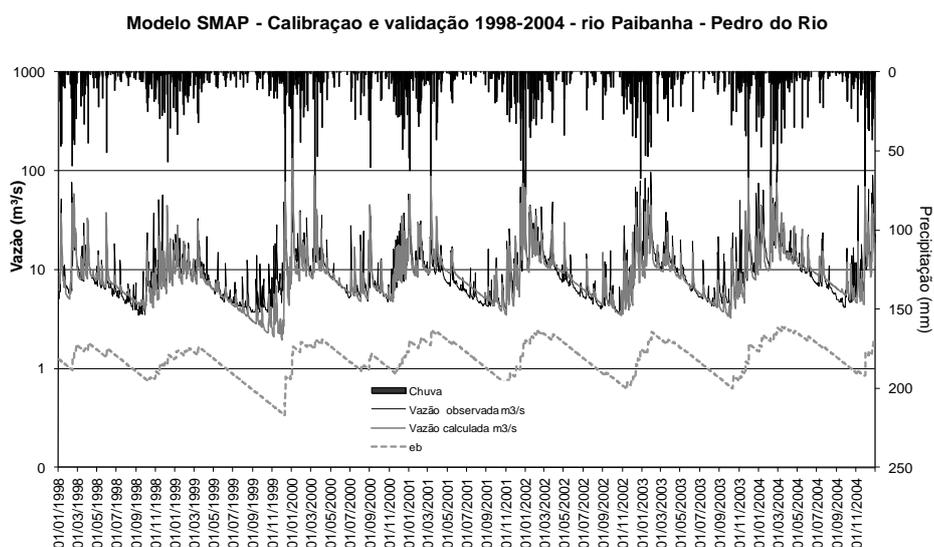


Figura 5.46: Calibração e validação para o período 1998-2004

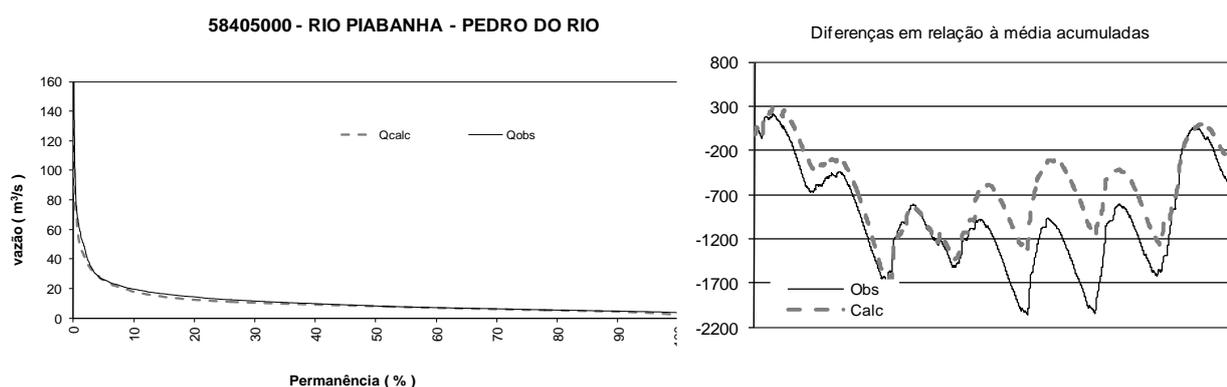


Figura 5.47: Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e diferenças acumuladas em relação à média (1998-2004). ET0 em Avelar nova calibração

Tabela 5.13: Desempenho e parâmetros finais da calibração ET0 - Avelar

Parâmetros	Inicialização	Métrica	1998-2004	1998-2004		
Str	200	tuin	3	C.Eficiencia	0,635	0,672
K2t	1,4	ebin	6,2	R <sup>2</sup>	0,664	0,680
Crec	400			RMSE	5,93	6,18
Ai	0	ET0 - Avelar		Qmed obs	11,18	11,18
Capc	50	Soma (mm)	685,0	DPobs	9,80	9,90
Kkt	117	kc = 1,05		Q med calc	10,31	10,49
		Ad (km <sup>2</sup> )	429	DPcalc	9,06	9,49

Nota: valores mais à direita são resultados da etapa anterior.

### Pesos das estações P no cálculo da média

2243012 - Pedro do Rio	2243011 - Rio da Cidade	2243010 - Itamarati	2243009 - Petrópolis
0,27	0,35	0,23	0,14

## Etapa 5 - Validação com ET0 Avelar - 2007-2010

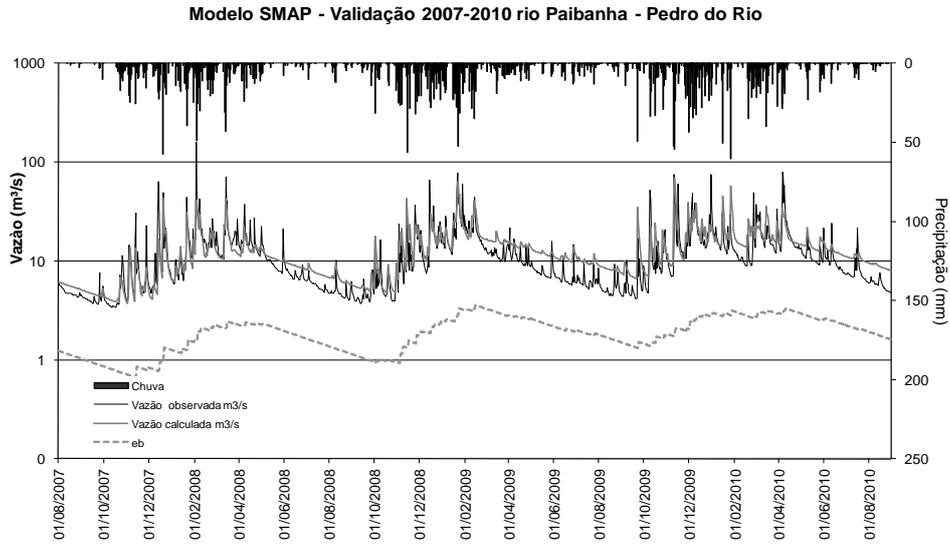


Figura 5.48: Validação para o período 2007-2010

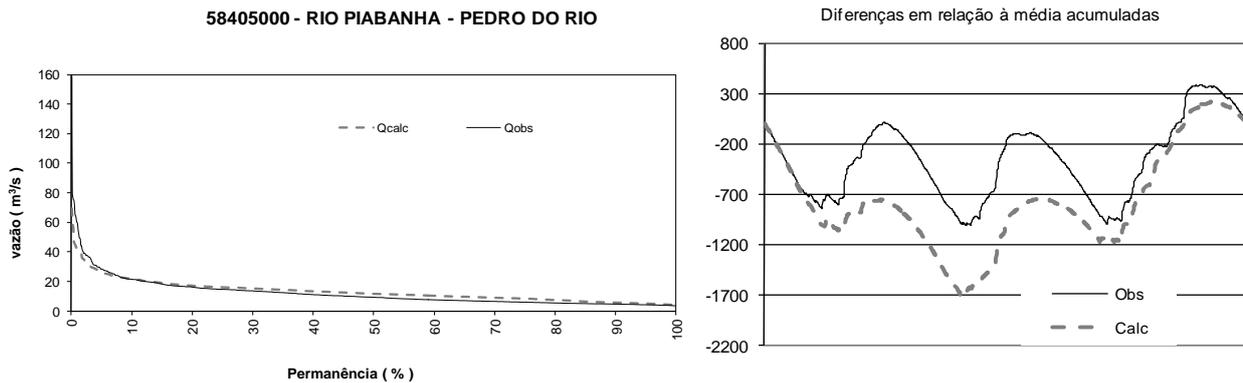


Figura 5.49: Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e diferenças acumuladas em relação à média (2007-2010). ET0 em Avelar nova calibração

Tabela 5.14: Desempenho 2007-2010 e parâmetros finais da calibração ET0 - Avelar

Parâmetros		Inicialização		Métrica	2007-2010	1998-2004
sat	200	tuin	3	C.Eficiencia	0,560	0,635
k2t	1,4	ebin	6,2	R <sup>2</sup>	0,570	0,664
crec	400			RMSE	6,88	5,93
ai	0	ET0 - Avelar		Qmed obs	11,95	11,18
capc	50	Soma (mm)	268,9	DPobs	10,38	9,80
kkt	117	kc = 1,05		Q med calc	12,92	10,31
		Ad (km <sup>2</sup> )	429	DPcalc	7,47	9,06

Nota: valores mais à direita são resultados da Etapa 4.

### Pesos das estações P no cálculo da média

2243012 - Pedro do Rio	2243011 - Rio da Cidade	2243010 - Itamarati	2243268 - Bingen	2243288 - Morin
0,27	0,26	0,25	0,14	0,07

## Etapa 6 - Validação com ET0 Avelar - 2010-2014

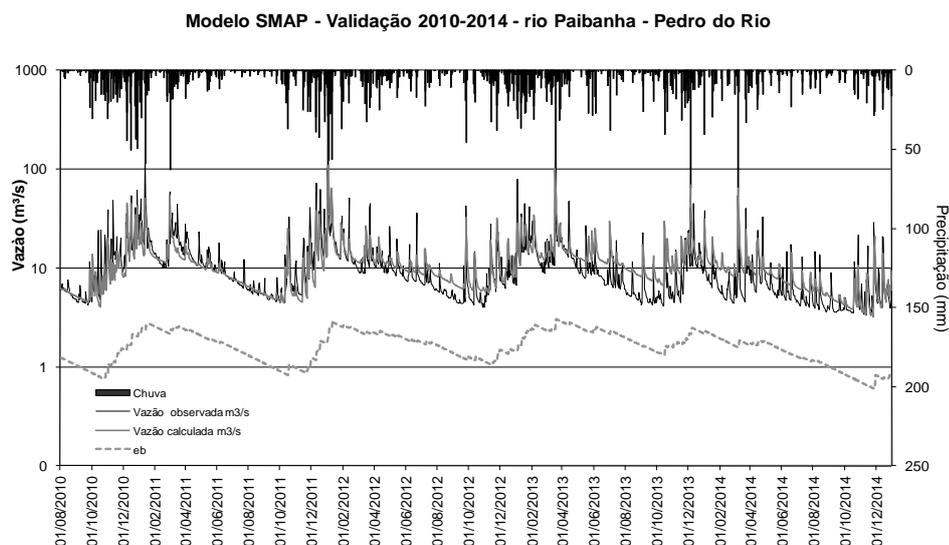


Figura 5.48: Validação para o período 2010-2014

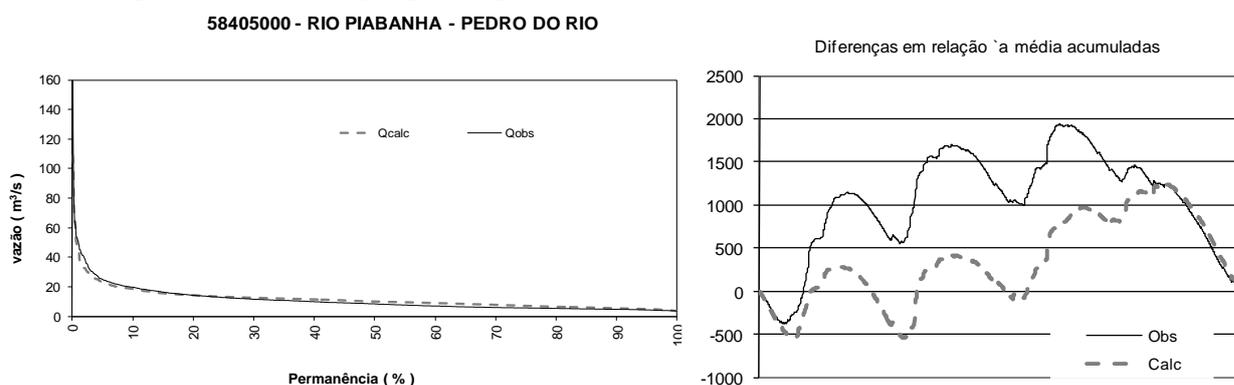


Figura 5.49: Curva de permanência de vazões observadas e calculadas e diferenças acumuladas em relação à média (2010-2014). ET0 em Avelar nova calibração

Tabela 5.15: Desempenho 2010-2014 e parâmetros finais da calibração ET0 - Avelar

Parâmetros	Inicialização	Métrica	2010-2014	1998-2004		
sat	200	tuin	3	C.Eficiencia	0,600	0,635
k2t	1,4	ebin	6,2	R <sup>2</sup>	0,605	0,664
crec	400			RMSE	6,19	5,93
ai	0	ET0 - Avelar		Qmed obs	10,78	11,18
capc	50	Soma (mm)	388,0	DPobs	9,79	9,80
kkt	117	kc = 1,05		Q med calc	11,35	10,31
		Ad (km <sup>2</sup> )	429	DPcalc	7,98	9,06

Nota: valores mais à direita são resultados da Etapa 4

### Pesos das estações P no cálculo da média

2243012 - Pedro do Rio	2243011 - Rio da Cidade	2243010 - Itamarati	2243268 - Bingen	2243288 - Morin
0,27	0,26	0,25	0,14	0,07

A simulação com a precipitação estimada pelo TRMM para todo o período 2007-2014 resultou em desempenho relativamente ruim. Foi verificada, então, a correlação dos dados e a sua utilização em períodos menores. A estimativa do TRMM não é satisfatória para a região das cabeceiras do rio Piabanha pela baixa resolução (0,25 grau), uma vez que o píxel contém informações de outras regiões menos chuvosas em função de sua abrangência. Há chuvas, de natureza localizada, a exemplo do evento de março de 2013, que causaram picos de vazão significativos em Pedro do Rio. A simulação com as 22 estações para o período 2012-2014 mostrou desempenho semelhante ao das Etapas 5 e 6.

Em resumo, os resultados das simulações com a nova calibração não mostram melhoria em relação ao desempenho obtido por Gonçalves (2008) mediante o emprego da calibração automática via rotina de otimização por suavização hiperbólica. Além disso, não foi possível melhorar, significativamente, a superestimativa das vazões nas recessões nem a subestimativa dos picos. No entanto, tentar um conjunto de parâmetros mais próximo das recomendações do autor do modelo (Lopes, 1999), levando em conta as características da bacia, mostrou sua pertinência e utilidade.

Verifica-se que há uma grande interação entre os parâmetros Str (Nsat), Crec (Kper) e Capc (Nper), sendo o modelo muito sensível a esses três (3) parâmetros. É possível obter desempenhos semelhantes com valores bem distintos para esses parâmetros em função do grau de identificabilidade (Rotunno, 1989) de cada um dos parâmetros. O valor mais baixo para Str (Nsat) permite reproduzir os picos mais baixos que acontecem, freqüentemente durante a recessão, que, segundo Lencastre e Franco (1984), seriam devidos ao escoamento direto pela saturação da camada superficial do solo, sem que haja infiltração no solo. Por outro lado, pode-se, com o Crec (Kper), procurar compensar a ausência de um reservatório que simule corretamente a escoamento subsuperficial, que teria uma recessão mais acentuada que o escoamento de base e mais lenta que a do escoamento direto. Esse escoamento subsuperficial é importante nessa bacia, por sua declividade e características geológicas, durante os repiques que ocorrem durante o período de chuvas na bacia como fluxo de tempestade (*stormflow*). O parâmetro de recarga mais alto adotado também seria para compensar essa ausência.

Um estudo de campo com uso de traçadores poderá ajudar a esclarecer essas questões, além do uso de outros modelos com outra estrutura, como, por exemplo, de natureza Lagrangeana, com acompanhamento de partículas. Clark *et al.* (2008) e McMillan *et al.* (2011) apresentam estudos de incertezas de modelos devidas à estrutura utilizando um esquema exploratório chamado *Framework for Understanding Structural*

*Errors* (FUSE), que permite experimentar módulos de modelos existentes misturados entre si para formar um modelo a ser testado. Clark *et al.* (2011 a, b) discutem a habilidade de os modelos de simulação representarem em sua estrutura os processos hidrológicos, também considerando a abordagem FUSE.

Outra verificação importante foi relativa à variabilidade espacial das chuvas. Há, no hidrograma observado, picos causados por chuvas localizadas em sub-bacias que não estão representados nos dados das quatro estações de maior histórico. É o caso do período de outubro a novembro de 1998, para o qual Gonçalves (2008) chamou a atenção de que não havia como simular os picos. É necessário utilizar os dados das estações novas do CEMADEN e aplicar uma técnica que avalie se sua distribuição é adequada ou haveria necessidade de mais estações em locais descobertos e importantes. Há, também, muita incerteza relativa à curva-chave utilizada na geração das vazões em Pedro do Rio, como alertado no Capítulo 4, item 4.2.8. Seria interessante melhorar as relações cota-descarga na bacia, com medições em cotas altas, para diminuir o trecho extrapolado, e perfazer a simulação de todo o trecho desde Liceu, considerando o desvio que há do rio Palatinato para o rio Itamarati, permitindo reproduzir adequadamente o escoamento em diferentes eventos chuvosos.

### **5.7. Estimativas da umidade do solo na bacia representativa**

A distribuição espacial da estimativa de grau de saturação do solo pelo sensor ASCAT reproduz muito proximamente o padrão das chuvas sobre a bacia durante eventos mais e menos intensos, localizados ou distribuídos, como visto em 5.3, apesar das restrições de uso desses dados em locais de relevo acidentado, encontradas na literatura (Wagner *et al.* 2013). Para avaliar a variabilidade do grau de saturação dos solos na bacia representativa, foi calculada a média dos valores estimados pelo ASCAT com os onze píxeis que cobrem a área da bacia, utilizando a sua geometria como polígonos de Thiessen para cálculo da média ponderada com as áreas resultantes da interseção com o polígono da bacia. A série obtida para o período 2007-2015 foi utilizada para diversas comparações.

Analisando-se o grau de saturação médio da bacia ao longo do período de dados disponíveis, pode-se verificar que a bacia esteve saturada por completo em três ocasiões: em 7/01/2008, 3/01/2012 e 30/03/2015, conforme ilustra a Figura 5.50.

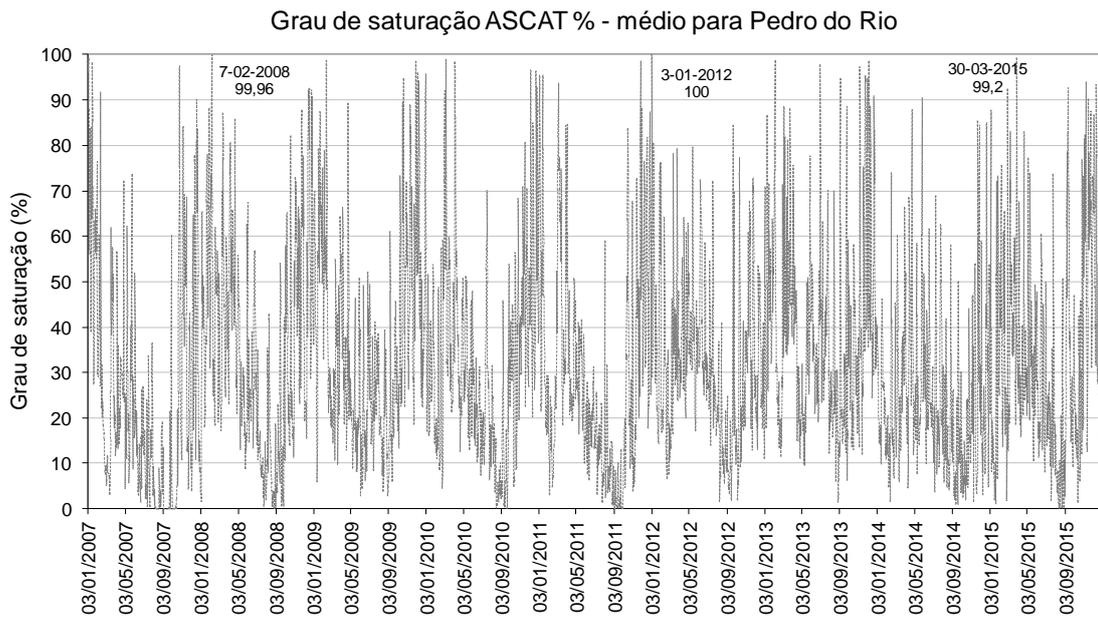


Figura 5.50: Grau de saturação na bacia representativa 2007-2015

No período de dados disponíveis, foi durante os anos hidrológicos de 2013/2014 e 2014/2015 que a bacia esteve por mais tempo com grau de saturação abaixo dos 20%. A curva de permanência de grau de saturação do período 2007/2015 está na Figura 5.51. Em 20% do tempo, o grau de saturação esteve acima de 50%. Em 80%, esteve acima de 13%. Em 50% do tempo, o grau de saturação foi 30%.

Grau de saturação dos solos na representativa - 2007-2015

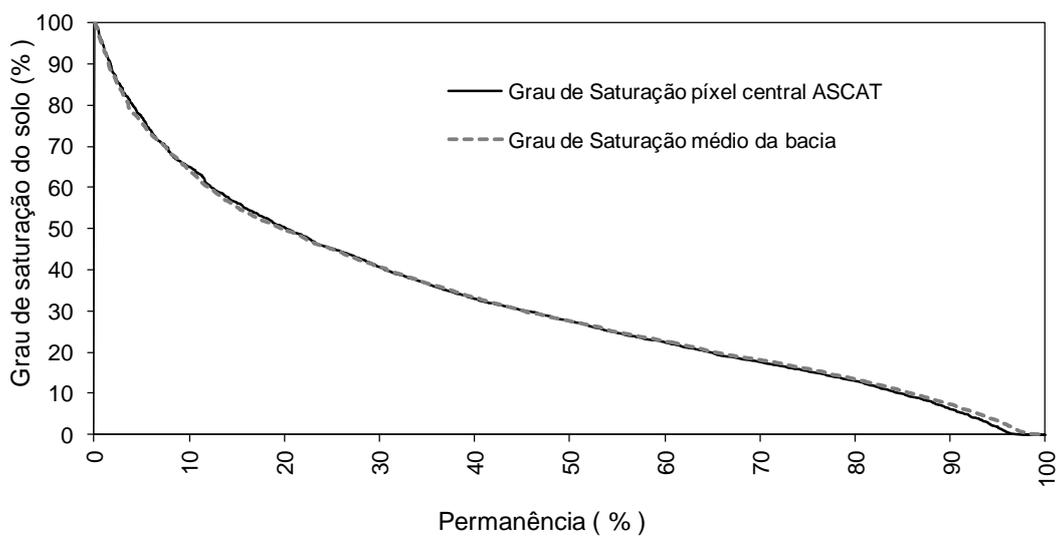


Figura 5.51: Permanência de grau de saturação dos solos estimada pelo ASCAT

A Figura 5.52 mostra a variabilidade do grau de saturação nas séries dos quatro píxeis que cobrem a maior parte da área da bacia, sendo o mais da direita o píxel central que está todo contido na bacia e que melhor representa a umidade média na bacia, (Figura 5.51). O grau de saturação médio dos solos ao longo desse período foi 30%. A Figura 5.53 mostra os valores médios de 2007-2015 na bacia do Piabanha e à sua volta.

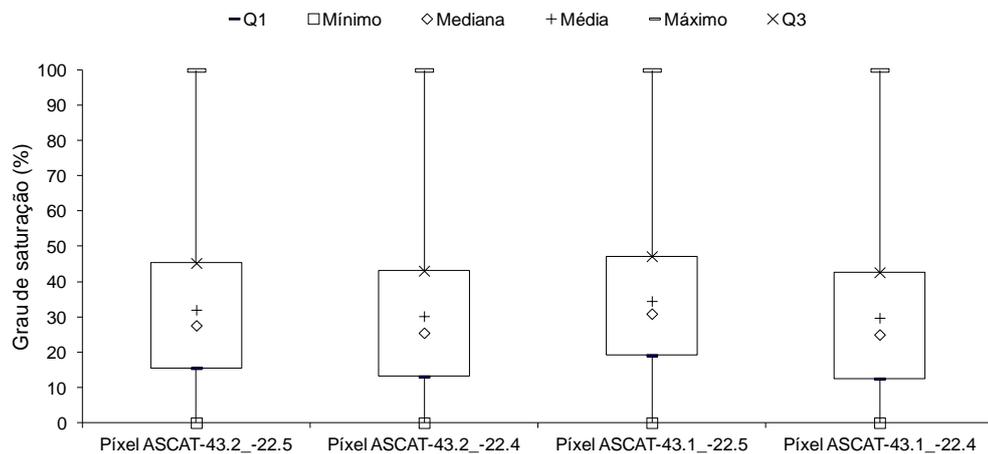


Figura 5.52: Variabilidade do grau de saturação do solo na bacia no período 2007-2015

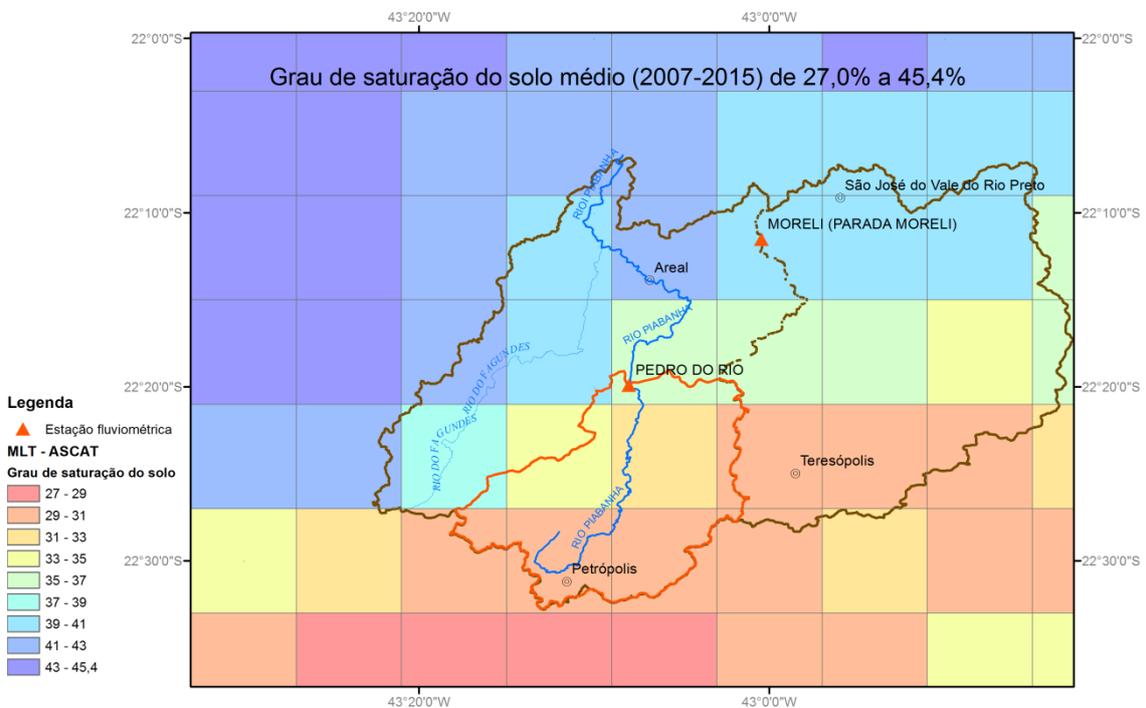


Figura 5.53: Variação espacial da média de longo termo do grau de saturação no período 2007-2015

É interessante ver a distribuição do grau de saturação médio do solo na área da bacia do Piabanha acompanhando a declividade do relevo, Nos locais mais planos ele é, em média, maior, ainda que essa estimativa reflita a saturação da camada mais superficial do solo (0-2 cm). Essa relação com o índice topográfico constituiria mais uma confirmação da coerência dos dados ASCAT para a região.

A variável interna relativa à umidade do solo, atualizada pelo modelo SMAP é a - taxa de umidade (**tu**). Ela é comparada com a umidade do solo estimada por sensoriamento remoto, ao longo do período 2007-2014, pelo sensor ASCAT, promediada na área da bacia e considerando a porosidade média para a bacia igual a  $0,53 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ . Os resultados da correlação entre as variáveis mostraram coeficiente de correlação 0,58 e coeficiente de determinação 0,34. Pode-se considerar o resultado satisfatório, dadas as aproximações inevitáveis, pelo fato de o modelo ter sido calibrado com limitações; sabendo-se que o grau de saturação estimado pelo ASCAT diz respeito à camada superficial do solo, entre 1 cm e 2 cm de profundidade, e que **tu**, estimada pelo modelo, seria a umidade contabilizada na zona das raízes, ainda assim, os resultados mostram coerência no padrão de variabilidade ao longo do tempo simulado, como pode ser verificado nas comparações apresentadas na Figura 5.54, na Figura 5.55 e na Figura 5.56.

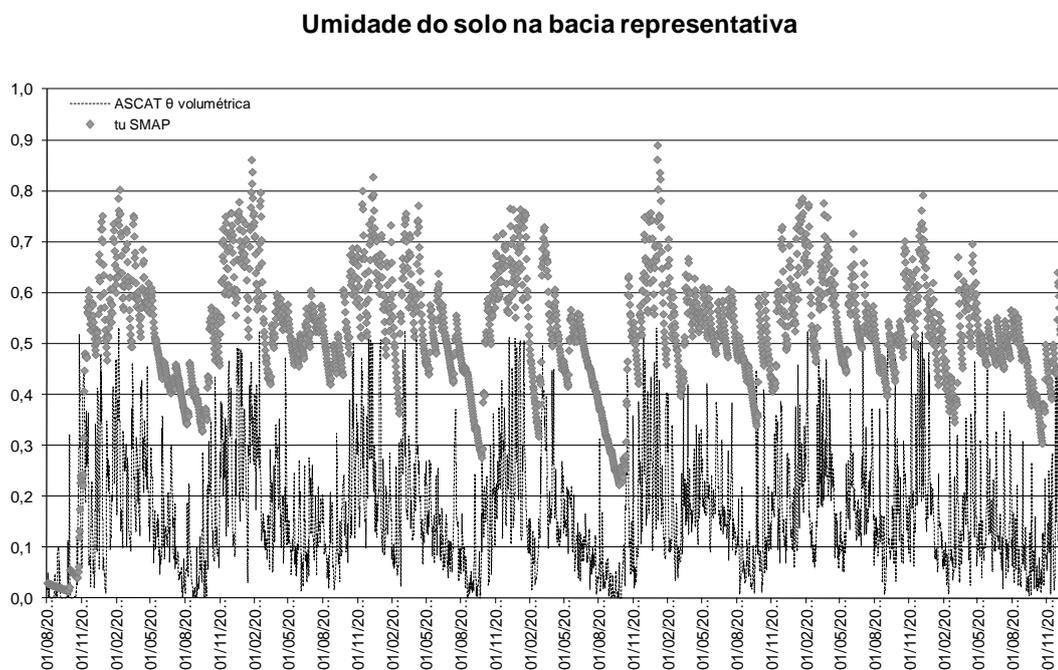


Figura 5.54: Comparação da taxa de umidade estimada pelo modelo SMAP com a umidade estimada pelo sensor ASCAT para 2007-2014

Taxa de umidade do solo SMAP x ASCAT - 2007-2014

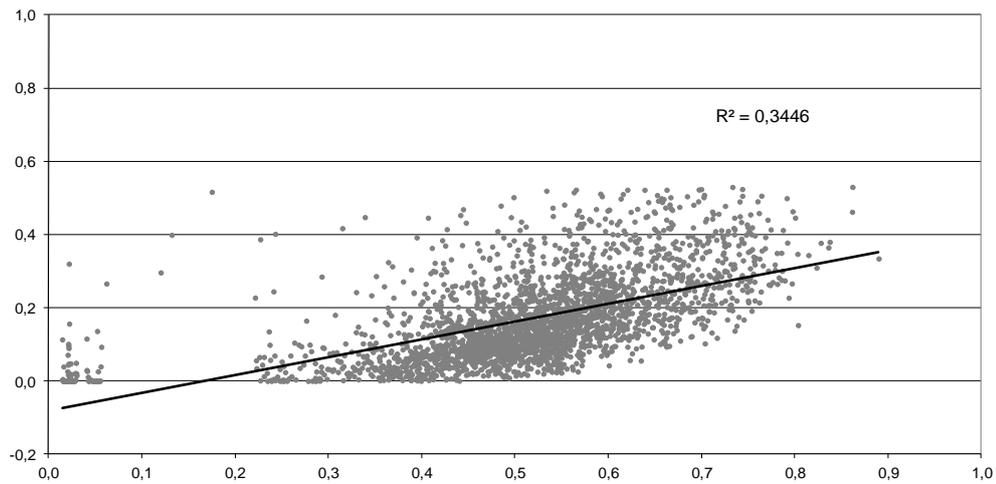
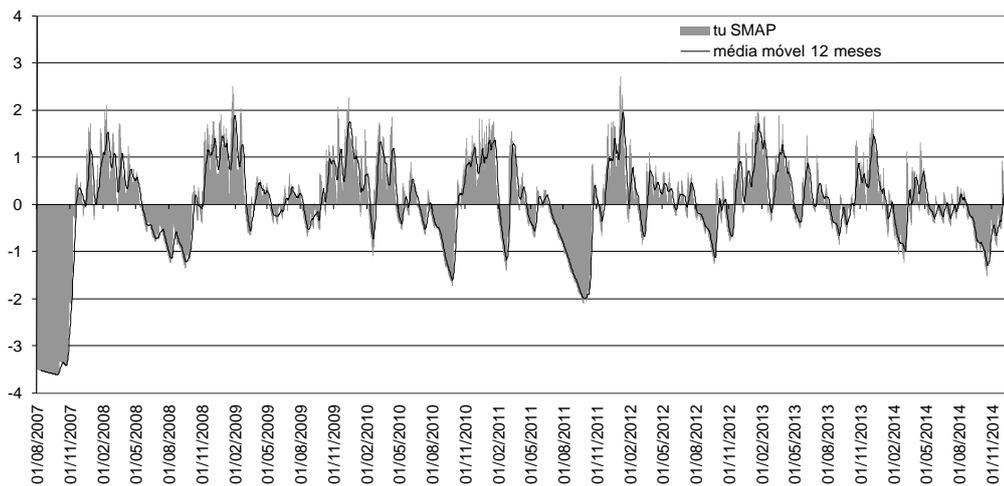


Figura 5.55: Correlação entre a taxa de umidade estimada pelo modelo SMAP e a umidade estimada pelo sensor ASCAT para 2007-2014

Umidade do solo - resíduos padronizados



Umidade do solo - resíduos padronizados

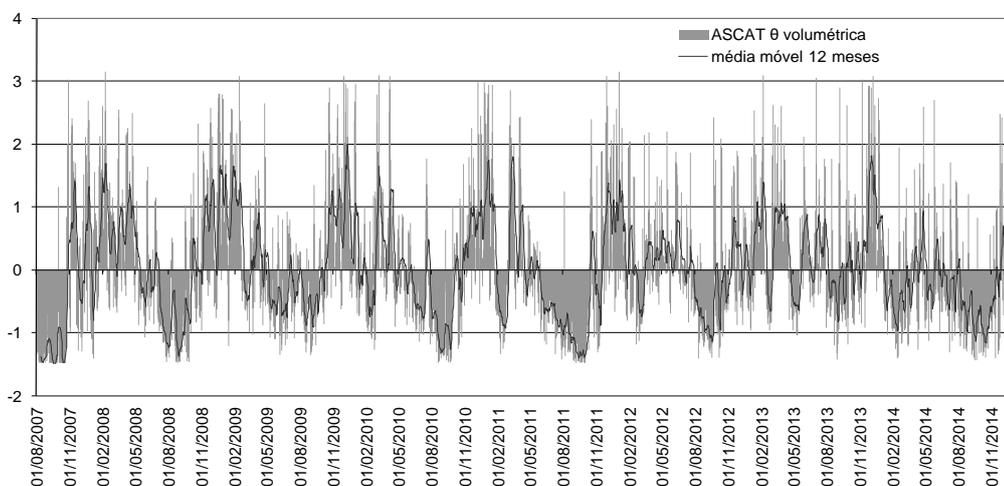


Figura 5.56: Comparação da taxa de umidade estimada pelo modelo SMAP com a umidade estimada pelo sensor ASCAT para 2007-2014 por meio de seus resíduos padronizados

## 5.8. Síntese dos principais resultados

Buscou-se explorar o máximo de dados disponíveis para a bacia representativa do rio Piabanha em Pedro do Rio, de forma a caracterizá-la sob os aspectos mais relevantes para a avaliação de recursos hídricos, e, então, obter respostas às questões colocadas, inicialmente, como proposições deste trabalho de pesquisa.

As questões exploradas são enumeradas, a seguir, com comentários sobre o que se pôde depreender das avaliações.

- a) Dentre os processos hidrológicos dominantes na bacia e suas escalas, seria possível elencar:
  - o escoamento lateral subsuperficial, também chamado de intermédio, ou fluxo de tempestade, é relevante na geração do escoamento superficial na bacia – essa evidência foi percebida durante a simulação com o modelo SMAP, que apresenta limitações em sua estrutura para modelar esse tipo de escoamento, o que produz, naturalmente, uma maior dificuldade no procedimento de calibração face aos dados disponíveis, em adição à questão da resolução temporal diária dos dados empregados, que não é mais recomendada dado o tempo de concentração na bacia que é da ordem de horas; em especial, destaca-se que as características da bacia de solos rasos, embasamento cristalino fraturado e declividades acentuadas suportam essa constatação da relevância do escoamento intermédio;
  - a infiltração com rápida saturação da superfície do solo – esse mecanismo de geração de escoamento superficial também está presente na bacia, sendo possível perceber sua atuação no hidrograma diário em Pedro do Rio;
  - a capacidade de armazenamento de água da bacia é expressiva – o escoamento base é capaz de sustentar uma vazão perene em Pedro do Rio, em geral, próxima de 4 m<sup>3</sup>/s, por mais de dois anos sem chuvas; após esse período, uma chuva volumosa em 48 horas não gera escoamento superficial expressivo, como em outros eventos fora da estiagem rigorosa;
  - a evapotranspiração real – pode ser expressiva, ainda que a região seja úmida, e as temperaturas sejam, em geral, amenas; a presença de cobertura florestal extensa pode tornar importante a evapotranspiração no balanço hídrico da bacia, todavia não se constatou déficit hídrico e assim a evapotranspiração real

seria limitada pelo balanço de energia e não pela disponibilidade hídrica no solo, isto é, a evapotranspiração real pode ser igual à evapotranspiração potencial na maior parte do ano;

- o passo de tempo ideal para simulação das vazões em Parque Petrópolis e em Pedro do Rio deve ser horário, para reproduzir, adequadamente, os picos de cheia, que ocorrem de forma muito rápida; nas bacias menores de 40 km<sup>2</sup>, o intervalo de 15 minutos pode ser mais adequado; atualmente há dados para essa investigação com modelos que simulem eventos.
- b) Sobre as características da precipitação, podem ser tecidas as seguintes observações:
- as chuvas ocorrem na bacia de forma bem característica, com totais anuais decrescentes com a topografia. Na cidade de Petrópolis os totais anuais médios estão pouco acima de 2000 mm, chegando a menos de 1.300 mm no exutório da bacia em Pedro do Rio, a não mais do que 24 km de distância;
  - dentre os mecanismos de formação das chuvas intensas na região, a ZCAS parece ser o mais relevante, pois suas características de persistência por mais de 4 dias pode produzir totais pluviométricos para o evento da ordem de valores médios mensais; ocorrência de um pico de intensidade acima de 100 mm por dia, em meio ao evento, provocam desastres naturais de grandes proporções, além de determinarem a climatologia da região, por sua frequência de ocorrência;
  - os anos de EN são, especialmente, chuvosos na bacia, possivelmente por condicionarem a ocorrência de ZCAS de característica oceânica; mas anos de LN podem ser mais chuvosos ou menos chuvosos que a média; a bacia parece estar situada numa zona de transição de influência de ENSO (ENOS); no entanto, seqüências de anos neutros de ENSO parecem determinar anos mais secos (2013-2015); esses anos ditos secos são relativos, pois os mínimos históricos dos totais do ano hidrológico na bacia variaram de 1.256 mm, em Petrópolis, a 827 mm em Pedro do Rio, patamares altos ainda, quando comparados à pluviosidade anual de outras regiões do mesmo bioma Mata Atlântica;
  - eventos de precipitação diária acima de 100 mm ocorrem com razoável frequência na bacia, dentro ou fora de eventos mais longos; pelo histórico

atual, essa frequência de ocorrência seria de 30%; o índice “máxima precipitação de cinco dias” (ETCCDI, 2016) é eficaz em identificar eventos históricos associados a desastres naturais com movimentos de massa e inundações na bacia;

- as estimativas da precipitação pelo satélite TRMM são precisas para a maior parte da bacia, com exceção da região mais alta das cidades de Petrópolis e Teresópolis, a não ser para eventos extremos mais extensos; para chuvas localizadas, como as do evento de março de 2013, a estimativa do TRMM subestima os índices;
  - a rede pluviométrica registradora atual, contando com as estações do CEMADEN, em princípio, apresenta densidade suficiente para caracterizar adequadamente a distribuição espacial da precipitação; no entanto, não foi possível, neste trabalho, avaliar mais objetivamente essa questão; por outro lado, recomenda-se uma avaliação por meio de uma análise multivariada das séries temporais produzidas pela rede atual, seja para sua expansão ou relocação de estações; instalação de disdrômetros, em pontos estratégicos já monitorados com registradores e transmissão telemétrica, é recomendável.
- c) Sobre a umidade do solo, o NDVI e a topografia, destacam-se os seguintes comentários:
- os padrões de umidade do solo verificados com auxílio de sensoriamento remoto, no caso o grau de saturação do solo, são coerentes com as chuvas observadas na bacia ou estimadas pelo TRMM, ainda que o relevo seja acidentado e haja dúvidas sobre a representatividade dos dados estimados por sensoriamento remoto em regiões montanhosas, de acordo com a literatura;
  - a média do período 2007-2015 do grau de saturação do solo, na área que abrange toda a bacia do rio Piabanha, mostra que os locais com maior umidade, mais constantemente, seriam as regiões mais baixas; essa avaliação estaria de acordo com a distribuição espacial do índice topográfico da bacia, porém não coincide com a configuração das isoietas médias, pois a pluviosidade é maior justamente nas regiões altas, que apresentam menor saturação superficial média; os solos rasos e a presença da floresta sobre as regiões mais altas pode ser uma explicação, pois o sensor ASCAT é capaz de inferir o grau de saturação apenas para a camada superficial do solo (0-2 cm),

além de a região mais alta configurar área de recarga e as regiões mais baixas área de descarga da água subsuperficial e subterrânea;

- para possibilitar a validação das estimativas de sensoriamento remoto em diversas resoluções, a rede de monitoramento contínuo de umidade do solo na bacia precisa ser ampliada, em termos espaciais e em termos de diversidade de equipamentos capazes de inferir diretamente a umidade do solo, como, por exemplo, com a instalação de sensores do tipo TDR; atualmente, só existe um na estação de Parque Petrópolis; as áreas a serem monitoradas seriam a bacia do Bonfim, onde uma ampliação da rede existente pode ser interessante, e a bacia do Rocio, de vegetação mais preservada, onde atualmente não há instalações para inferir a umidade do solo, mas já há pluviômetro registrador e medidor contínuo de vazões do rio da Cidade (12,8 km<sup>2</sup>).
- entre as mais de 54 redes de umidade do solo cadastradas na ISMN três (3), pelo menos, podem inspirar a instalação da nova rede do Rocio e ampliação da rede do Bonfim, que seriam a Wegernet da Áustria, a Tereno da Alemanha e a Umbria da Itália; elas são destacadas por medirem a umidade do solo em várias profundidades até além dos 30 cm, por terem relativamente poucos pontos de medição; as duas primeiras têm dados atualizados, o que significa que estão funcionando, e os sítios eletrônicos específicos trazem informações interessantes sobre os experimentos e têm versão em inglês; as duas primeiras redes medem a umidade do solo com TDR ou sonda *Hydra Probe II*, e a Umbria conta com *Thetaprobe* e *Enviroscan*; todas medem também temperatura do solo e do ar, e precipitação;
- os resultados da análise R/S para obtenção do coeficiente de Hurst e verificação da persistência das séries de NDVI foram diferentes para as duas resoluções espaciais e três períodos estudados; para o período mais curto e homogêneo de precipitação 2001-2003, os 25 píxeis de 8 km x 8 km de GIMMS-NDVI mostraram-se persistentes; para 1981-2006, quatro píxeis localizados em área de predominância de vegetação rasteira resultaram não persistentes; aplicando-se a técnica para o período de 2000-2016 da série dos 1340 píxeis de 1 km x 1 km do MODIS-Terra, 795 mostraram-se não persistentes, com especial incongruência para os que têm floresta como cobertura vegetal identificada no mapa de uso do solo (escala 1:25.000); nesse caso, necessitar-se-ia investigar as possíveis causas de alteração da cobertura

vegetal no período, que poderia ser atribuída aos eventos extremos ocorridos na região; por outro lado, trata-se de resultado a ser confirmado em oportunos estudos, pois essas alterações poderiam ser atribuídas parcialmente ao reposicionamento geométrico dos píxeis ao serem reprojatados, que, para esse nível de detalhe, poderia fazer diferença e gerar incongruência entre o que foi originalmente registrado pelo sensor e as classes identificadas no mapa de uso sob essa sua abrangência modificada;

- na investigação da dinâmica de variação do NDVI em áreas florestadas direcionada a explicar incongruências dos resultados da análise R/S, é interessante avaliá-la conjuntamente com a variabilidade da umidade do solo, pois a comparação indireta da distribuição espacial da cobertura florestal, mais concentrada nas áreas elevadas, com a distribuição espacial do grau de saturação médio na bacia sugere uma relação inversa da umidade do solo com o NDVI na bacia, o que representa um resultado, a priori, paradoxal, tendo em vista que se esperaria que maiores valores de NDVI estivessem associados com valores maiores de umidade do solo; por outro lado, tendo em vista as considerações já feitas sobre a aparente incongruência do grau de umidade médio mais baixo nas regiões de pluviosidade mais alta, que são as áreas de relevo mais alto, essa relação inversa pode configurar uma característica da bacia.

## CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Inicialmente, resgata-se a motivação e o objetivo desta tese, qual seja prover uma visão integrada dos padrões de precipitação e de umidade do solo em bacia hidrográfica situada na região serrana do Rio de Janeiro. Em especial, há 10 anos, foi implantado o projeto EIBEX – Estudos Integrados em Bacias Experimentais, na bacia do rio Piabanha/RJ, que representa uma diretriz que confronta o processo de desenvolvimento de trabalhos segmentados e, muitas vezes, dissociado da percepção da bacia como uma área de desenvolvimento e de forte integração social, dotada de sistema físico-hídrico, sujeito aos impactos de sistemas precipitantes, que necessitam ser compreendidos à luz de uma visão, sobretudo filosófica, que abrange a aplicação adequada de ciência e tecnologia de forma inovadora na solução dos problemas da sociedade.

Observa-se que essa bacia contempla ambientes urbanos, agrícolas e florestados, o que torna o estudo da hidrologia bastante instigante. Além disso, trata-se de região com cerca de 20% da reserva de Mata Atlântica do estado do Rio de Janeiro, abrangendo municípios históricos de Petrópolis e Teresópolis. Em adição, corresponde a uma área provedora de inúmeros potenciais serviços ambientais e de produção de água, representando importante cinturão verde e de produção agrícola para a região metropolitana do Rio de Janeiro, estando a requerer estudos que integrem os conceitos de hidrologia superficial e hidrologia subterrânea.

### 6.1. Conclusões

Diante desse enorme desafio de sistematizar informações, com apontamento de novas soluções e encaminhamentos diferenciados para problemas revisitados nesta tese, o emprego conjunto de técnicas de modelagem determinística e estocástica associadas a medições *in situ* e de satélite evidenciaram a grande variabilidade espacial das chuvas e da umidade do solo na bacia representativa de Pedro do Rio.

A variabilidade temporal das chuvas na área de estudo é marcadamente sazonal e apresenta alteração desse padrão em anos de episódios de *El Niño* (EN), quando chove acima da média no período de outono e inverno. As chuvas são intensas no verão, em especial, devido à formação das ZCOU/ZCAS. A variabilidade espacial das chuvas está fortemente associada à variabilidade do relevo e ao posicionamento e à orientação dos sistemas atmosféricos atuantes em cada evento.

Diante do exposto, enumeram-se, a seguir, as principais conclusões do trabalho:

**1** - A técnica de transformada de ondeletas contínuas de Morlet aplicada às séries temporais foi eficaz em apontar anomalias de precipitação nas séries das três estações estudadas e também na série de temperatura de superfície do mar relativa à região *Niño* 3.4 do Pacífico equatorial. Para temperatura de superfície do mar relativa ao índice AMO, não foi evidenciada anomalia ou periodicidade além da anual, possivelmente pela reduzida extensão da série utilizada (1939-2015), tendo em vista que as anomalias do AMO transcendem a esse intervalo;

**2** - As técnicas de transformada cruzada e coerência de ondeletas foram aplicadas às precipitações em conjunto com as séries de TSM *Niño* 3.4 e AMO. Os resultados para precipitação e TSM *Niño* 3.4 apontaram períodos de anomalias conjuntas e em fase, o que poderia ser esperado – tendência positiva de TSM (fase de *El Niño*) simultânea a períodos de maior precipitação. Os resultados para precipitação e AMO nada indicaram;

**3** – A análise espaço-temporal do NDVI com a técnica R/S de determinação do expoente de Hurst não foi conclusiva sobre a persistência em regiões de cobertura floresta. Por outro lado, entanto, indicou uma relação com a topografia, ocorrendo maior concentração de píxeis com resultado persistente junto às áreas de índice topográfico de valor mais baixo, ou seja, sobre regiões mais elevadas;

**4** - O modelo SMAP, no nível diário, foi usado na simulação de vazões em três períodos 1998-2004, 2007-2010 e 2010-2014, com comparação de desempenho em relação a estudo anterior para a mesma estação de Pedro do Rio. Os resultados não foram melhores que o do estudo anterior de Gonçalves (2008) realizado na bacia, que se restringiu ao período 1998-2004. Nesse estudo, também haviam sido apontadas limitações então atribuídas à resolução temporal dos dados disponíveis para calibração, que seria incompatível com o tempo de concentração da bacia do rio Piabanha, que é da ordem de 10 horas. Por outro lado, a variável interna do modelo taxa de umidade acompanhou, razoavelmente bem, a variação da umidade média da bacia obtida com o grau de saturação estimado pelo sensor ASCAT ao longo do período 2007-2014. A conclusão do presente estudo é que, além da resolução temporal inadequada dos dados, a estrutura do modelo SMAP não seria adequada às características da bacia, por não representar os tipos predominantes de escoamento, como o lateral sub-superficial ou intermédio, o que identifica a necessidade de uma melhor compreensão do comportamento da zona vadosa do solo;

**5** - Ao identificar padrões espaços-temporais para a precipitação e umidade do solo, a tese propõe que o monitoramento respeite classes de precipitação e de umidade do

solo, associadas com índices topográficos, mensuradas, por exemplo, com a observação de seus histogramas de frequência, que estão associados, por sua vez, diretamente ou indiretamente com os processos predominantes nos escoamentos hidrológicos;

6 - Os dados de sensoriamento remoto de chuvas e grau de umidade do solo mostraram-se coerentes com os padrões das chuvas observadas na bacia, ainda que a região seja montanhosa, com escarpas e vegetação densa e por isso seja considerada de difícil monitoramento por sensoriamento remoto. As chuvas não são estimadas adequadamente pelo TRMM sobre os divisores mais altos da bacia, dada a sua resolução de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ . O píxel resultante para a região combina informações de regiões onde chove menos durante um evento localizado de chuvas intensas, como o de março de 2013. No entanto, para outras áreas da bacia, de precipitação mais homogênea ou durante eventos de maior abrangência, as estimativas mostraram-se satisfatórias.

7 - A escolha da localização da bacia do rio Piabanha como experimental, voltada a pesquisas das universidades, instituições envolvidas com os recursos hídricos, meteorologia e meio ambiente, não poderia ter sido melhor. A região apresenta grandes oportunidades de estudo dos processos hidrológicos que ocorrem em todas as escalas. Há desafios interessantes colocados pela variabilidade espacial das chuvas em uma pequena região, pela influência da ZCAS e das fases quente e fria de ENOS, por sua hidrogeologia, topografia e diversidade do uso do solo. Essa configuração encontra-se acessível em uma sub-bacia de clima normalmente agradável para trabalhos de campo, de deslocamentos fáceis, incluindo até mesmo acesso a trilhas nas partes mais altas da área do Parque Nacional da Serra dos Órgãos (PARNASO).

## **6.2. Recomendações**

Das análises empreendidas neste trabalho e de suas conclusões, derivam sugestões relativas, não só a aspectos da pesquisa científica, sobre sua continuidade em atendimento a desafios que permanecem e a novos que surgirão, mas também aos aspectos de ordem prática de maior atenção a algumas questões e ações na gestão da rede de monitoramento e na previsão de eventos extremos e preparação para mitigação de suas conseqüências, a assim se subdivide este item.

### **6.2.1. Recomendações para aprimoramento da rede de monitoramento e operação de alertas hidrológicos**

Com relação às redes de monitoramento instaladas, é preciso manter registradores de nível nas estações fluviométricas do projeto EIBEX que tenham vida útil mais longa e, se possível, com telemetria para acompanhamento de seu funcionamento pela equipe de manutenção, minimizando períodos de dados eventualmente perdidos pelo mau funcionamento ou danos causados por eventos extremos. Por exemplo, é preciso reinstalar o sensor de Pedro do Rio, levado pela cheia do dia 16/01/2016. A estação automática e telemétrica foi instalada em 1º de setembro de 2015 e funcionou até o dia do evento, que foi um dos maiores do histórico da estação.

É fundamental realizar, pelo menos, uma campanha específica para medir vazões em cotas altas, durante um período de cheia na bacia, de modo a diminuir a extensão do trecho extrapolado das curvas-chaves. A campanha deveria contar com pessoal técnico à disposição, hospedado na bacia, para que os deslocamentos sejam rápidos, a fim de medir a passagem dos picos em todas as estações. É importante ter em conta a segurança das equipes nos procedimentos de medição e as orientações específicas sobre a questão da proteção individual própria de cada instituição. Uma sugestão seria formar uma equipe mista, multi-institucional, para a campanha envolvendo pessoal da CPRM, do INEA e do CEMADEN, bem como entidades proprietárias de centrais hidrelétricas presentes na bacia que operam redes hidrometeorológicas, além das universidades.

Recomenda-se utilizar bastante os dados do INEA/RJ, do CEMADEN e do projeto EIBEX em análises de problemas reais, a serem resolvidos institucionalmente, e no desenvolvimento de trabalhos de pesquisa. Essa atuação é importante porque, além de agregar qualidade aos resultados, evidencia o valor da informação hidrológica para a solução das questões em recursos hídricos, deixando mais claro, para os tomadores de decisão e para a sociedade, em geral, que as redes devem ter operação contínua e de longo prazo garantida.

É necessário garantir a continuidade da rede atual e, eventualmente ainda, ampliá-la, se constatada essa necessidade. É preciso estabelecer uma estratégia nas instituições para contornar as ameaças cíclicas à continuidade do monitoramento hidrometeorológico.

Outra questão fundamental relacionada ao monitoramento é o sistema de alerta antecipado de eventos críticos na região serrana do RJ. O sistema de sirenes que existia

até 2015, operado pela defesa civil de Petrópolis associado ao Alerta INEA, certamente, salvou muitas vidas, em especial, no evento de março de 2013.

O Alerta INEA e o sistema de sirenes têm que ter funcionamento contínuo garantido. Na medida em que é necessário terceirizar o sistema de alerta, por questões trabalhistas com o regime de plantões, é essencial que o banco de dados seja propriedade da instituição, assim como equipamentos de campo, manuais, garantias e toda a documentação técnica relativa aos equipamentos e ao gerenciamento do banco de dados e sistema de análise de consistência de dados. O pessoal próprio da instituição deve dominar, por completo, equipamentos e a rotina do serviço, de forma a garantir a continuidade do padrão de trabalho nas inevitáveis trocas de contratos, obrigatórias legalmente após certo tempo.

A formação de eventos de ZCOU/ZCAS costuma ser antecipada pelos sistemas de previsão com mais de 24 horas de antecedência. É possível operar os alertas com base nessas informações, como já vem sendo feito pelo INEA/RJ e pelo CEMADEN.

No ciclo do EN que, em boa parte, coincide com o ano hidrológico da região de estudo, é possível também antever que, no ano seguinte, os meses de maio e junho, normalmente mais secos, serão chuvosos, como aconteceu em maio e junho de 2016. Esses episódios de EN parecem favorecer a ocorrência de ZCAS no sudeste com acentuada conexão oceânica.

Essas informações, que constam de vários estudos sobre a influência de ENOS na região sudeste, foram confirmadas neste período 2015-2016, com destaque para as fortes chuvas de janeiro de 2016, um episódio de ZCAS que durou 10 dias para Petrópolis, tendo um dia com 218mm em Bingen. O relatório sobre chuvas e escorregamentos do Departamento de Recursos Minerais de janeiro de 2016 (SEDEIS-DRM-RJ, 2016) descreve esse evento para todo o estado do Rio de Janeiro.

A confirmação da formação de um episódio ou evento pode ajudar na antecipação de medidas para mitigar efeitos de chuvas intensas na bacia.

Por exemplo, por volta de julho e agosto de 2015, foi noticiada a confirmação do desenvolvimento deste último episódio EN (2015-2016). Já suas primeiras consequências de chuvas intensas sobre a região sudeste aconteceram em novembro, embora chuvas com grandes inundações já estivessem acontecendo desde julho na região sul.

### **6.2.2. Recomendações para a continuidade da pesquisa nas bacias experimentais do Piabanha**

É importante estudar o escoamento lateral subsuperficial com uso de traçadores, com a finalidade conhecer sua dinâmica e quantificá-lo. Deve-se procurar instalar piezômetros do tipo dos instalados pela Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS), apresentada em CPRM (2015), e ter acesso a monitorar alguns poços existentes em locais ainda a ser identificados como estratégicos, para se conhecer a dinâmica do escoamento base na bacia.

Os tempos de concentração de 3 horas em Liceu, 6 horas em Parque Petrópolis e 8 horas em Pedro do Rio sugerem que o passo de tempo dos modelos de simulação deva ser, pelo menos, horário para um bom desempenho ou para revelar processos hidrológicos importantes que ocorrem nessa escala.

É possível explorar o desenvolvimento das vazões em Pedro do Rio ou em Parque Petrópolis, com as chuvas que, muitas vezes, ocorrem de forma intensa sobre parte da área de drenagem, muitas vezes restrita a uma ou duas sub-bacias.

A densidade atual de estações pluviométricas automáticas na bacia do Piabanha como um todo, considerando as mais recentes do CEMADEN, parece adequada, no entanto, a rede completa deve ser avaliada quanto à sua representatividade espacial, com análise multivariada do tipo análise de componentes principais, visando à sua otimização e à possibilidade de realocação de alguma estação.

O reconhecimento de padrões de variabilidade temporal e espacial de precipitação, umidade do solo e índice de vegetação deve ser considerado na implementação de redes de monitoramento, pois evidenciam as variáveis importantes e as correspondentes escalas mais adequadas à modelagem conceitual do problema. Esses padrões desempenham papel importante para compreender os eventos críticos ocorridos e os mecanismos de desencadeamento de potenciais desastres.

Ainda que não se assumam qualquer hipótese sobre a estacionariedade ou não estacionariedade espaço-temporal das respostas do NDVI, é possível afirmar que, nos locais onde a persistência está presente ( $H > 0,5$ ), associada a uma perturbação de primeira ordem (relevo), certamente haverá maior dificuldade de monitorar e apropriar padrões e, portanto, controlar os processos de balanço de energia, erosivos e de deslizamentos naturais. Em uma perturbação de segunda ordem, com séries de NDVI antipersistentes

( $H < 0,5$ ), com tendência de regressão à média, as áreas florestadas configuram outro desafio também a ser entendido e melhor acompanhado.

O monitoramento deve levar em conta essas escalas espaço-temporais e deve respeitar as zonas críticas e de resiliência, que estão associadas a diferentes graus de estacionariedade e não estacionariedade, uma vez que os escoamentos em uma bacia hidrográfica apresentam complexidades diversas a serem compreendidas.

Complementarmente, sob o ponto de vista espacial, modelos semidistribuídos como o TOPMODEL e o SWAT podem ser mais adequados para a bacia, dentre outras razões, por representar, em sua estrutura, o escoamento lateral subsuperficial, também chamado intermédio (*interflow*), que se mostrou importante para a região da bacia do Piabanha, tendo em vista suas características geológicas e topográficas. As declividades acentuadas e os solos rasos favorecem esse tipo de escoamento.

Recomenda-se calibrar, por exemplo, o modelo SWAT para Parque Petrópolis em nível horário, cuja série é contínua desde o ano hidrológico 2012/2013, calculando-se as vazões em Liceu Carlos Chagas e Pedro do Rio. Os dados contínuos registrados, até o momento atual, nessas duas estações, apresentam muitas falhas e por essa razão não serviriam para a calibração. Esses períodos mais curtos, no entanto, poderiam ser usados para validação das vazões geradas em nível horário.

A calibração de Parque Petrópolis poderia ser feita para o período mais recente, para o qual estão disponíveis mais dados pluviométricos com a entrada em operação da rede do CEMADEN, a partir do ano hidrológico 2013/2014 e estendendo-se ao longo de 2014/2015 e 2015/2016. Essa calibração seria validada para o período anterior de 2012/2013 em que são disponíveis os dados infradiários da rede do INEA. Esse esquema seria bom para confirmar a importância da rede mais densa na amostragem espacial da precipitação.

A relação da precipitação na região da bacia do Piabanha com o sistema de ZCAS, com sistemas frontais e com as fases de ENSO e AMO pode ser verificada nas séries históricas, já a previsibilidade das precipitações a eles associadas só poderia ser melhorada com o aumento da capacidade de predição desses sistemas, que demanda mais pesquisa nas áreas de hidrologia, meteorologia e climatologia.

A rede de monitoramento *in situ* de umidade do solo na bacia experimental deve ser, de fato, implantada para novas investigações e, em algum momento, ser empregada para uso operacional. Na bacia do Bonfim, aproveitando-se as informações obtidas com o levantamento que está sendo realizado pela Embrapa para o mapa digital de solos, será

possível planejar uma rede representativa para essa bacia experimental que tem uso agrícola e cobertura vegetal de floresta em grande parte, em complementação à rede existente em operação desde 2009. Outra rede de monitoramento *in situ* de umidade do solo poderia ser instalada na bacia experimental do Rocío, localizada na bacia do rio da Cidade, onde predomina a cobertura vegetal também de floresta, porém com solos em parte diferentes dos do Bonfim.

Será importante instalar essa nova rede da bacia experimental seguindo os padrões e procedimentos da *International Soil Moisture Network* (ISMN, 2016), cadastrando-se e filiando-se a rede EIBEX a esse ambiente, tornando-se potencialmente uma contribuinte da ISMN.

Destaca-se, ainda, a importância de integrar o projeto EIBEX a redes de bacias experimentais, além das redes já formadas com a finalidade de cumprir as atividades dos projetos RHIMA e HIDROECO. Seriam redes mais diversas para troca de experiências e informação e interação com outros projetos no Brasil. Há, por exemplo, projetos semelhantes em desenvolvimento por parte de UFPE, UFAL, UFBA, UNB e Embrapa Cerrados, por exemplo. Há experiências desse tipo internacionais, como a *Flow Regimes from International and Experimental Network Data* (FRIEND) e a *Euro-Mediterranean Network of Experimental and Representative Basins* (ERB). Essa última é mantida pela Universidade de Coimbra e seu sítio eletrônico mostra atividades recentes.

O volume de dados gerados pelo monitoramento e pelos trabalhos de pesquisa na bacia experimental é significativo atualmente. Assim, torna-se urgente sua organização em um sistema de base de dados e informações que garanta sua segurança e que seja de fácil acesso por parte dos pesquisadores. Evita-se com esse sistema que, a cada trabalho de pesquisa, muitas informações sejam geradas novamente e dados sejam reprocessados desnecessariamente. O local para hospedar essa base pode ser partilhado, de modo que cada instituição seja responsável por certo tipo de informação, visando à sua atualização, mas que não haja duplicidade de informação que poderia gerar versões conflituosas. Para o usuário da informação, no entanto, entrar por um sítio ou outro não haveria diferença. Existem vários exemplos de serviços de dados assim partilhados, como os de LPDAC-USGS-NASA (2016), por exemplo.

É importante que os trabalhos de pesquisa na bacia do rio Piabanha tenham resultados e produtos aplicáveis na prática da gestão de recursos hídricos, o que configura um grande desafio. A aproximação dos pesquisadores com o comitê Piabanha, comitê de bacia implantado conforme recomenda a Lei Nº 9.433/1997, pode proporcionar essa

interação forte com a realidade da bacia, uma vez que seus integrantes demonstram muito interesse pela pesquisa científica aplicável à solução de problemas da bacia.

Espera-se que o presente trabalho estimule a continuidade das pesquisas na direção de aprofundar a investigação dos processos hidrológicos com base em experimentos de campo direcionados para gerar dados e informações capazes de elucidar questões e propor novas a serem enfrentadas a partir de modelagens computacionais e técnicas de análise determinística e estocástica, notando-se, em especial, a necessidade de desenvolvimento de técnicas mais apropriadas para levar em conta a não estacionariedade de processos físicos. Nessa perspectiva, incluem-se, naturalmente, novos processos de assimilação de dados em modelagem chuva-vazão que incorporem a previsão de campos pluviométricos para estimar os impactos em bacias hidrográficas, que, por sua vez, como exposto previamente, requer uma adequada rede observacional de monitoramento de variáveis hidrometeorológicas.

Encerra-se esta tese com a lembrança de Horton, um dos mais brilhantes cientistas e hidrólogos do século XX, que inspirou a realização deste trabalho. Na medida em que é crescente a perspectiva de haver modelos digitais de terreno cada vez de maior detalhe, será possível investigar as leis de Horton que relacionam a geomorfologia com a hidrologia, a estrutura da rede de drenagem com a produção do escoamento superficial e sedimentos, experimentando as relações por ele estabelecidas, agora com dados mais precisos, na busca de relações adimensionais, diretriz estabelecida para a condução desta pesquisa com vistas a identificar padrões hidrológicos que permitam obter, no menor custo social possível, o maior entendimento dos mecanismos para disponibilizar água em quantidade e em qualidade para a sociedade.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBASPOUR, K. C., 2014, *SWAT-CUP 2012: SWAT Calibration and Uncertainty Programs - A User Manual*. Eawag. pp. 106. Disponível em: <[http://www.eawag.ch/forschung/siam/software/swat/index\\_EN](http://www.eawag.ch/forschung/siam/software/swat/index_EN)>. Acesso em: 26/07/2014.
- ABDALAD, M. A., 2011, *Respostas hidrológicas da bacia do rio Sesmaria, médio vale do Paraíba do Sul: subsídios às transformações induzidas pelos plantios de eucalipto*. 2011. 86p. Dissertação de Mestrado em Geografia na Área de Concentração de Planejamento e Gestão Ambiental. Instituto de Geografia, UFRJ. Rio de Janeiro.
- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A., OCONNELL, P.E., RASMUSSEN, J., 1986. An introduction to the European hydrological system – systeme hydrologique Europeen, SHE. 2. Structure of a physically-based, distributed modeling system. *J. Hydrol.* 87 (1–2), 61–77.
- ADAMCZYK, J., ANTONIA OSBERGER, A., 2015, Red-edge vegetation indices for detecting and assessing disturbances in Norway spruce dominated mountain forests. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 3, p. 90–99.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D. & SMITH, M., 1998, *Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)*. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56. FAO, Roma.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A. & TREZZA, R., 2005, *A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning*. *Irrigation and Drainage Systems*, v.19, p. 251–268.
- ALMEIDA, A. C. & SOARES. J. V., 2003, *Comparação entre Uso de água em Plantações de Eucalyptus grandis e Floresta Ombrófila Densa (Mata Atlântica) na Costa Leste do Brasil*. *R. Árvore*, Viçosa-MG, v.27, n.2, p.159-170
- ANA, 2012, CNARH – Cadastro Nacional de Usuários de Recursos Hídricos <*HidroWeb, Inventário*>. < <http://cnarh.ana.gov.br/>> Acesso em: 1/10/2012.

- ANA, 2015, *HidroWeb*, *Inventário*.  
<<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?TocItem=6010>> Acesso em: 1/05/2015.
- ANTÔNIO, M. A., 2010, *Energia cinética da precipitação estimada por radar de tempo no Brasil tropical*. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, XVI. Belém: SBMET.
- ANDRÉ, J.-C., GOUTORBE, J.-P., PERRIER, A., 1986, HAPEX-MOBILHY: A hydrological atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67, 138–144.
- ANTONINO, A. C. D., SILVA, C. J. G. C. & DALL'OLIO, A. 1993, "Simulação Numérica do Comportamento da Água no Solo". Anais X Simpósio ABRH
- ARAUJO, A. A. M., 2006, *Um novo esquema de parametrização hidrológica da superfície terrestre com redistribuição lateral da água no solo*. 2006, XXV, 236 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- ARAUJO, L. M. N., 1994, *Abordagem Distribuída em Modelos Chuva-Vazão*. 1994, XXV, 155 p. Tese (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- ARAUJO, L. M. N.; MORAIS, A.; VILLAS BOAS, M. D.; FERNANDES, N. F.; MOREIRA, D. M.; SANTOS, S. C.; BARROS, P. S. T.; NEGREIROS, A. B.; ROTUNNO FILHO, O. C.; ARAÚJO, A. A. M.; PRODANOFF, J. H. A. & MASCARENHAS, F. C. B., 2007, *Estudos Integrados de Bacias Experimentais Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Piabanha*. In XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 11., 2007, São Paulo. Anais. 1 CD-ROM.
- ARAUJO, L. M. N.; MOREIRA, D. M. & MELO, J. S., 2011, *Avaliação da distribuição espaço-temporal histórica de eventos chuvosos no Rio de Janeiro*. In: IWRA WORLD WATER CONGRESS, XIV. Porto de Galinhas: IWRA. 1CD-Rom.
- ARAUJO, L. M. N.; VÁSQUEZ, I.; MOREIRA D. M.; ABDALAD, M. A.; PATRUS, M. L. R. A.; XAVIER, L. N. R.; ARAUJO, A. A. M.; FERREIRA, N. F.; BARBOSA, H. & ROTUNNO FILHO, O. C., 2014, *Intense Rainfall over the Region of Serra do Mar - Brazil*. Anais da 6<sup>th</sup> International Conference on Flood Management. São Paulo - SP.

- ARNOLD, J.G., SRINIVASAN, R., MUTTIAH, R.S., WILLIAMS, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment – Part 1: Model development. *Journal of the American Water Resources Association* 34 (1), 73–89.
- ARNOLD, J.G., P.M. ALLEN. 1999. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *Journal of the American Water Resources Association* 35(2): 411-424
- BADOLATO, I. S.; AGUIAR, R. A.; ARAÚJO, L. M. N.; RIBEIRO, J. A.; SANTOS, S. C.; MOREIRA, D. M. & MORAIS, A., 2008. *Recuperação e interpretação de dados pluviométricos registrados por estações automáticas*. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL-SUDESTE, II. Rio de Janeiro: ABRH. 1CD-Rom.
- BARROS, V. R., 2012, *Avaliação da evapotranspiração utilizando o algoritmo SEBAL e imagens Landsat T5-TM - Estudo de caso: bacia do rio Piabanha*. 2012, XVI, 159 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- BASTIAANSEN, W.G.M., 1995, *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Tese de Doutorado - Winand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Research (SC-DLO). Wageningen. Disponível em: Acesso em 14/04/2013.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, R. A.; FEDDES & HOLTSLAG A. A. M., 1998a. *The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 1 formulation*. *Journal of Hydrology*, p. 212-213: 198-212.
- BASTIAANSEN, W. G. M. H.; PELGRUM, J.; WANG, Y.; Ma, J. MORENO, G. J.; ROERINK & T. VAN DER WAL., 1998b, *The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 2 validation*. *Journal of Hydrology*, p. 212-213: 213-229.
- BEVEN, K., 2006, *On undermining the science? Hydrological Processes*. v.20, p. 3141–3146.
- BEVEN, K., 2006, *Streamflow Generation Processes: Benchmark Papers in Hydrology (IAHS Series of Benchmark Papers in Hydrology)*. IHAS. 2006

- BEVEN, K. J., 2012, *Rainfall-runoff modelling: the primer*. 2nd ed. John Wiley & Sons, Ltd Chichester, UK. 360 pp
- BEVEN, K., 2010, *Do we need research results from small basins for the further development of hydrological models?* In: *Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins*. Proceedings of Workshop Goslar-Hahnenklee: IAHS Publ. v.336, p. 279-285.
- BEVEN, K. & BINLEY, A., 1992, *The Future of Distributed Models: model calibration and uncertainty prediction*. *Hydrological Processes*, v.6, p. 279-298.
- BOSCH, D.; JACKSON, T. J.; LAKSHMI, V.; JACOBS, J. & MORAN, S., 2004, *In Situ Soil Moisture Network for Validation of Remotely Sensed Data*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, p. 3188-3190.
- BOSCH, D. D.; LAKSHMI, V.; JACKSON, T.J. & CHOI, M., JACOBS, J.M., 2006, *Large scale measurements of soil moisture for validation of remotely sensed data: Georgia soil moisture experiment of 2003*. *Journal of Hydrology*, v.323, p. 120–137
- BRANDÃO, A. M. P. M.; SILVEIRA JUNIOR, D. R.; TAVARES, J. C. & DANTAS, M. E., 2000, *Mapa de Isoietas do Estado do Rio de Janeiro. Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília, CPRM-DEGET, mapa color. Escala: 1:400.000.
- BROCCA, L.; CIABATTA, L.; MASSARI, C.; MORAMARCO, T.; HAHN, S.; HASENAUER, S.; KIDD, R.; DORIGO, W.; WAGNER, W. & LEVIZZANI, V. 2014, *Soil as a natural rain gauge: estimating global rainfall from satellite soil moisture data*. *Journal of Geophysical Research*, 119(9), 5128-5141, doi:10.1002/2014JD021489.
- BROCCA, L. T.; TULLO, F.; MELONE, T. MORAMARCO, R. & MORBIDELLI, 2012b, *Catchment scale soil moisture spatial-temporal variability*. *Journal. Hydrology*. 422–423, 63–75.
- BROOKS,R.H. & COREY,A.T., 1964,"Hydraulic Properties of Porous Media". *Hydrology Papers* 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 27 pp.
- BROOKS,R.H. & COREY,A.T.,1966,"Properties of Porous Media Affecting Fluid Flow". *J.Irrig. Drain.Div. IR*(2).61-88.

- CALDER, I. R., 1992, *Hydrological Effects of Land-use change*. In: Maidment, D. R. Handbook of Hydrology. Nova Iorque: McGraw-Hill. p. 13.1-13.50.
- CAMARGO, A., 1971, *Balanço hídrico no Estado de São Paulo*. 3.ed. Campinas: Instituto Agrônômico, 1971. 24p. (Boletim, 116)
- CAMARGO, A. P. & CAMARGO, M. B. P., 2000, *Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial*. Bragantia, Campinas, v. 59(2), p. 125-137, 2000
- CANEDO, P. M., 1989, *Hidrologia Superficial*. In: RAMOS F. (org.). Engenharia Hidrológica. Rio de Janeiro: ABRH; Ed. da UFRJ. p. 201-289 (Coleção ABRH de Recursos Hídricos, v.2).
- CAO, W.; BOWDEN, W.B.; DAVIE, T. & FENEMOR, A., 2006, *Multi-variable and multi-site calibration and validation of SWAT in a large mountainous catchment with high spatial variability*. Hydrological Processes. v.20, p.1057–1073
- CARVALHO, L. M. V.; Jones, C. & Liebman, B., 2002, *Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone*. Journal of Climate, 15, 2397–2394.
- 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, 88–108.
- CAVALCANTI, I. F. A., Ferreira, J. F., Justi da Silva, M. G. A., Silva Dias, M. A. F., 2009, *Tempo e clima no Brasil*. Oficina de Textos. São Paulo 2009.
- CHAMOLI, A.; BANSAL, A.R. & DIMRI, V.P., 2007, *Wavelet and rescaled range approach for the Hurst coefficient for short and long time series*. Computers & Geosciences 33, 83-93
- CHEEMA, M. J. M.; BASTIAANSEN, W. G. M. & RUTTEN, M. M., 2011, *Validation of surface soil moisture from AMSR-E using auxiliary spatial data in the transboundary Indus BASIN*. Journal of Hydrology, v. 405 . p. 137–149.
- CHEN, J. & YIPING, W., 2012, *Advancing representation of hydrologic processes in the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) through integration of the TOPographic MODEL (TOPMODEL) features*. Journal of Hydrology v.420–421 p. 319–328

- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. *Applied Hydrology*. Singapore: McGraw-Hill, 1988. p.380-383.
- CHU, T.S., 1978, "Infiltrating During an Unsteady Rain" *Water Resour. Res.* 14(3):461-466
- CLARK, M. P., SLATER, A. G., RUPP, D. E., WOODS, R. A., VRUGT, J. A., GUPTA, H.V., WAGENER, T. HAY, L.E., 2008, *Framework for Understanding Structural Errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models*. *Water Resources Research*, v. 44, W00B02, doi:10.1029/2007WR006735
- CLARK, M. P.; KAVETSKI, D. & FENICIA, F., 2011a, *Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling*. *Water Resources Research*, v. 47.
- CLARK, M. P., MCMILLAN, H. K., COLLINS, D. B. G., KAVETSKI, D., ROSS A. WOODS, R. A., 2011b, *Hydrological field data from a modeller's perspective: Part 2: process-based evaluation of model hypotheses*. *Hydrol. Process.* v. 25, 523–543.
- CLARKE, R., 2002, *Stochastic Hydrology Revisited*. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 7 n. 4, p. 97-104.
- CLARKE, R., 2005, *The PUB decade: how should it evolve?* *Hydrol. Process.* v. 19, 2865–2869. DOI: 10.1002/hyp.5995.
- CLARKE, R. T. & DA SILVA DIAS, P. L., 2002, *As necessidades de observação e monitoramento dos ambientes brasileiros quanto aos recursos hídricos*. <[http://www.finep.gov.br/fundos\\_setoriais/ct\\_hidro/ct\\_hidro\\_documentos.asp?codSessao=9&codFundo=3](http://www.finep.gov.br/fundos_setoriais/ct_hidro/ct_hidro_documentos.asp?codSessao=9&codFundo=3)> Acesso em: 22/05/2012.
- COELHO, C. A. S.; UVO, C. B. & 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.
- COPPE-UFRJ, 2010, *Projeto EIBEX-I: Estudos Integrados de Bacias Experimentais – Parametrização Hidrológica na Gestão Integrada de Recursos Hídricos da Região Serrana do Rio de Janeiro*. Relatório Técnico Parcial 2. COPPETEC/FINEP.
- CORREIA, F.N., 1986, "OMEGA - A Watershed Model for Simulation, Parameter Calibration and Real-Time Forecast of River Floods" *Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa*.

- COSH, M. H. T. J.; JACKSON, R.; BINDLISH, J. H. & PRUEGER, 2004, *Watershed scale temporal and spatial stability of soil moisture and its role in validating satellite estimates*. Remote Sens Environ v 92, p. 427–435.
- CPRM, 2002, *Regionalização de Vazões da Sub-Bacia 58 – rio Paraíba do Sul – Convênio ANEEL/CPRM*. Rio de Janeiro.
- CPRM, 2011, *Isoietas Médias Anuais de 1977 a 2006 na escala 1:5.000.000*. In: Atlas Pluviométrico do Brasil. Maceió. CD e <<http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Mapas-e-Publicacoes/Atlas-Pluviometrico-do-Brasil-1351.html>>. Acesso: 2/04/2015.
- CPRM, 2014, *Mapa Hidrogeológico do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informação Geográfica - SIG Escala 1:1.000.000*. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Mapas-e-Publicacoes/Mapa-Hidrogeologico-do-Brasil-ao-Milionesimo-756.html>>. Acesso: 2/02/2016.
- CPRM, 2015, *Rede Integrada Monitoramento das Águas Subterrâneas – RIMAS*. Disponível em: <<http://rimasweb.cprm.gov.br/layout/>>. Acesso em: 25/10/2016.
- CPTEC, 2013, *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. Publicação Mensal. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>>. Acesso em: 28/09/2015.
- CPTEC, 2015, *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. Publicação Mensal. Disponível em: <<http://infoclima1.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 28/09/2015.
- CROSSON, W. L.; LIMAYE, A. S. & LAYMON, C. A., 2005a, *Parameter Sensitivity of Soil Moisture Retrievals From Airborne L-Band Radiometer Measurements in SMEX02*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 43, n.7, p. 1517-1528.
- CROSSON, W. L.; LIMAYE, A. S. & LAYMON, C. A., 2005b, *Parameter Sensitivity of Soil Moisture Retrievals From Airborne C- and X-Band Radiometer Measurements in SMEX02*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 43, n.12, p. 2842-2853.
- DAUBECHIES, I., 1992, *Ten lectures on wavelets*, SIAM. Philadelphia, PA, pp. 278-285.

- DAVALO, M. J., 2013, *Curva de retenção de água no solo estimada pelo método da câmara de Richards e psicrômetro*. XII, 36 p. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias de Jaboticabal.
- DAVIS, E. G. & NAGHETTINI, M. C., 2001, *Estudo de Chuvas Intensas no Estado do Rio de Janeiro*. Belo Horizonte. CPRM. 140p.
- DE CICCIO, V., 2009, *Estimativa da Evapotranspiração em Mata Atlântica pelos Métodos dos Balanços Hídrico e de Cloreto*. CUNHA/SP. Disponível em: <<http://www.sbpnet.org.br/livro/64ra/resumos/resumos/3780.htm>>.
- DIAS, N. L., KAN, A., 1999, “A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration”, *Water Resources Research*, v. 35 (11), pp. 3409-3418.
- DI BELLO, R. C., 2005, *Análise do comportamento da umidade do solo no modelo chuva-vazão SMAP II – versão com suavização hiperbólica. Estudo de Caso: Região de Barreiras na bacia do rio Grande – BA*. Dissertação de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.
- DIAS, F. S., 2014, *Definição de rede adaptativa de monitoramento hidrometeorológico com suporte de sensoriamento remoto na bacia do Dois Rios - RJ*. Dissertação de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.
- DIB, K. R., 1983, *Previsão de Cheias com Extensão de Registros Atráves de Modelos Determinísticos*. Tese (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- DIB, K. R., 1986, *Manual de apresentação do modelo SMAP II*, Publicação Interna da Enge-Rio, Engenharia e Consultoria S.A., Rio de Janeiro, R.J., Brasil.
- DINGMAN. S. L., 2002, *Physical Hydrology*. Long Grove: Waveland Press, Inc. 640p.
- DOOGE, J. C. I., 1986, *Looking for Hydrologic Laws*. *Water Resources Research*, v. 22, n.9, p.46S-58S.
- DOOGE, J. C. I, 1997, *Scale problems in hydrology*. In: *Reflections on Hydrology* , American Geophysical Union, 314 pp.
- DOORENBOS, J. & PRUITT, W. O., 1977, *Crop Water Requirements*. Irrigation and Drainage Paper No 24. FAO, Roma.

- DORIGO, W. A.; WAGNER, W.; HOHENSINN, R.; HAHN, S.; PAULIK, C.; XAVER, A.; GRUBER, A.; DRUSCH, M.; MECKLENBURG, S.; VAN OEVELEN, P.; ROBOCK, A. & JACKSON, T., 2011, *The International Soil Moisture Network: A data hosting facility for global in situ soil moisture measurements*. Hydrol. Earth Syst. Sci., 15(5), 1675–1698.
- DOS SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E. & LAUTERT, L. F., 2001, *Hidrologia e Hidrometria In: Hidrometria Aplicada*. Curitiba: LACTEC. p. 1-36.
- DUAN, Q., *et al.*, 2006, The Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX): An overview of science strategy and major results from the second and third workshops, *J. Hydrol.*, 320, 3 –17, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.031.
- DUAN, W., HE, B., TAKARA, K., LUO1, P., HU, M., ALIAS, N. E., NOVER, D., 2015, Changes of precipitation amounts and extremes over Japan between 1901 and 2012 and their connection to climate indices. *Clim Dyn* v. 45, p. 2273–2292. DOI 10.1007/s00382-015-2778-8
- DURNER, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour.Res.*, 32(9), 211-223.
- EMBRAPA, 1997, *Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ)*. Manual de métodos de análise de solos. 2.ed. Rio de Janeiro,. 212p.
- EMBRAPA, 2003, Levantamento de Reconhecimento de Baixa Intensidade dos Solos do Estado do Rio de Janeiro. *Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento* v. 32
- EMBRAPA, 2007, *Deteminação da curva de retenção de água no solo em Laboratório*. Disponível em: <[http://www.cpamn.embrapa.br/publicacoes/folders/2007/curva\\_retencao.pdf](http://www.cpamn.embrapa.br/publicacoes/folders/2007/curva_retencao.pdf)> Acesso em 16/08/2016.
- ENRIQUEZ R.P., 2014, Programa en matlab para el calculo del exponente de Hurst y dimension fractal de series de tiempo Centro de Geociencias, UNAM. Mexico. Disponível em: <<http://www.geociencias.unam.mx/~bole/eboletin/progHurstyD1108.pdf>>. Acesso em: 1 April 2014.

- ENTEKHABI, D.; ASRAR, G. R.; BETTS, A. K.; BEVEN, K. J.; BRAS, R. L.; DUFFY, C. J.; DUNNE, T.; KOSTER, R. D.; LETTENMAIER, D. P.; MCLAUGHLIN, D. B.; SHUTTLEWORTH, W. J.; VAN GENUCHTEN, M. T.; MING-YING, W. & WOOD, E. F., 1999, *An Agenda for Land Surface Hydrology Research and a Call for the Second International Hydrological Decade*. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 80, n. 10, p. 2043-2058.
- ESA, 2009, *Objectives of SMOS Mission*. Earthnet on line. Disponível em: <<https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos/objectives>> Acesso em: 10/06/2012.
- ETCCDI, 2016, CCI/CLIVAR/JCOMM *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI). Climate Extremes Indices. Disponível em: <<http://www.climdex.org/indices.html>>. Acesso em 9-08-2016.
- EUMETSAT, 2015, *Product Navigator (PN)*. Disponível em: <[http://navigator.eumetsat.int/discovery/Start/DirectSearch/Extended.do?m\(c0\)=the.me.par.Land](http://navigator.eumetsat.int/discovery/Start/DirectSearch/Extended.do?m(c0)=the.me.par.Land)> Acesso em: 19/02/2016.
- EUMETSAT-H-SAF, 2016, H-SAF Project – Satellite Application Facility on Support to Operational Hydrology and Water Management Disponível em: <<http://hsaf.meteoam.it/>>. Acesso em 9/08/2016.
- FENICIA F, KAVETSKI D, SAVENIJE H.H.G. 2011. Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development. Water Resources Research 47: W11510,10.1029/2010wr010174.
- FENICIA, F., KAVETSKI, D., SAVENIJE, H.H.G, CLARK, M. P, GERRIT SCHOUPS, G. S., LAURENT PFISTER, L., FREER, J., 2014, Catchment properties, function, and conceptual model representation: is there a correspondence? **Hydrol. Process.** v. 28, p. 2451–2467
- FERRAZ, S. E. T. & AMBRIZZI, T., 2006, *Caracterização da zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) em dados de precipitação*. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais.... SBMET, Florianópolis/ SC, 2006.
- FETTER, C. W., 2000, *Applied Hydrogeology*. University of Wisconsin. 4th Ed. Prentice Hall. Englewood Cliffs, EUA.

- FREEZE, R. A. & HARLAN, R. L., 1969, *Blueprint for a Physically-based. Digitally Simulated Hydrologic Response Model*. Journal of Hydrology, v. 9, p. 237-258.
- G4G, 2016, Topographic Wetness Index (TWI). Disponível em: <<http://gis4geomorphology.com/topographic-index-model/>>. Acesso em 9/08/2016.
- GARDNER, W.R., HILLEL, D., & BENYAMINI, Y., 1970, "Post-Irrigation Movement of Soil Water - 2. Simultaneous Redistribution and Evaporation" Water Resour. Research 6(4):1148-1153.
- GASH, J. H. C. SHUTTLEWORTH J. W. 2007, Evaporation (Meteorology). IAHS Press 521 p.
- GRAHAM, D.N., BUTTS, M.B., 2005. Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. Watershed Models 849336090, 245–272.
- GEWEX 2012, Global Energy and Water Exchanges. Plans for 2013 and Beyond. GEWEX Science Questions. GEWEX Document Series No. 2012-2. Disponível em: <[http://www.gewex.org/gewex-content/uploads/2015/02/GEWEX\\_Science\\_Questions\\_final.pdf](http://www.gewex.org/gewex-content/uploads/2015/02/GEWEX_Science_Questions_final.pdf)>. Acesso em 12/11/2015.
- GOMIDE F. L. S., 1978, *Markovian inputs and the Hurst phenomenon*. Journal of Hydrology, v. 37, p. 23-45.
- GOMIDE F. L. S., 1975, *Range and deficit analysis using Markov chains*. Hydrology Days v.79, 83p.
- GONÇALVES, R. C., 2008, *Modelagem hidrológica do tipo chuva-vazão via SMAP e TOPMODEL – Estudo de Caso: bacia do rio Piabanha*. XVI, 173 p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil. COPPE. UFRJ. Rio de Janeiro.
- GREEN, W. K. & AMPT, G. A., 1911, *Studies on soil physics 1. The flow of air and water through soils*. Journal of Agricultural Sciences, v. 4, p. 11-24.
- GREIFENEDER, F., NOTARNICOLA, C., GIACOMO, BERTOLDI, G., NIEDRIST, G., WAGNER, W., 2016, From point to pixel scale: An upscaling approach for in situ soil moisture measurements. Vadose Zone J. v. 15, n. 6, PP 1-8. doi:10.2136/vzj2015.03.0048

- GRIMM, A. M., 2003, *The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences*. Journal of Climate 16, 263-280.
- GRIMM, A.M., 2004, *How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?* Clim Dynam. 22, 123-138.
- GRIMM, A. M. & SABOIA J. P. J., 2015, *Interdecadal Variability of the South American Precipitation in the Monsoon Season*. Journal of Climate 28, 755-775. doi:10.1175/JCLI-D-14-00046.1.
- GRIMM, A. M. & TEDESCHI, R. G., 2009, *ENSO and extreme rainfall events in South America*. Journal of Climate, 22, 1589-1609. doi: 10.1175/2008/JCLI2429.1.
- GRINSTED, A; MOORE, J. C. & JEVREJEVA, S., 2004, *Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series*. Nonlinear Processes in Geophysics 11, 561–566
- GUIMARÃES, J. M., 2014, *Circulações locais na Região Metropolitana do Rio de Janeiro: Aspectos observacionais com base na análise de séries espaço-temporais – COPPE/ UFRJ Rio de Janeiro*.
- HEATHMAN, G. C.; STARKS, P. J.; AHUJA, L. R. & JACKSON, T. J., 2003, *Assimilation of surface soil moisture to estimate profile soil water content*. Journal of Hydrology, v.279, p. 1-17.
- HIPEL, K. W. & McLEOD, I. A., 1994, *The Hurst phenomenon and fractional gaussian noise*. In: *Time series modelling and environmental systems*. Amsterdam Elsevier, 1013p.
- HIRATA, F. E. & GRIMM, A. M., 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.
- HONG, S. H.; HENDRICKX, J. M. H. & BORCHERS, B., 2011, *Down-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from MODIS (250 m) to Landsat (30 m) scales*. International Journal of Remote Sensing, v. 32, n. 21, p. 6457–6477.
- HORTON, R. E., 1933, *The role of infiltration in the hydrologic cycle*. Eos Trans. AGU, 14, 446-460.

- HORTON, R. E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*. v. 56, p.275-370.
- HOSSEINI, M. & SARADJIAN, M. R., 2011, *Multi-index-based soil moisture estimation using MODIS images*. *International Journal of Remote Sensing*, v. 32, n. 21, p. 6799–6809.
- HU, Y.; SHI, J.; ZHEN, L.; GUO, H. & ZHANG, Z., 2003, *Temporal and Spatial Soil moisture Change Pattern Detection Using Multi-temporal Radarsat SCANSAR images*. *IEEE Conference Publications*, v. 2, p. 1420-1422.
- HURST, H. E., 1951, *Long-term storage capacity of reservoirs*. *Trans. Am. Soc. Civil Eng.* v.116, p. 770- 880.
- HURST, H. E., 1956, *Methods of using long-term storage in reservoirs*. Part 1. *Proc. Inst. Civ. Eng. Part I*. 519p.
- IAHS, 2013, *IAHS - Panta Rhei: Change in Hydrology and Society*. Scientific Decade 2013-2022. Disponível em: < <http://distart119.ing.unibo.it/pantarhei/?q=node/14>. Acesso em 10/12/2013.
- IAPAR, 2015, *Tabela de Radiação Solar Global Extraterrestre*. Disponível em: <[http://www.iapar.br/arquivos/File/zip\\_pdf/radiacao\\_solar.pdf](http://www.iapar.br/arquivos/File/zip_pdf/radiacao_solar.pdf)>. Acesso em: 20/12/2015.
- INMET, 2012, *Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP)*. <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. Acesso em: 9/06/2012.
- INMET, 1979, *Normais Climatológicas (1931-1960)*. 2<sup>a</sup> edição. Ministério da Agricultura. Instituto Nacional de Meteorologia. Rio de Janeiro: INMET. 78p.
- ISMN, 2016, *International Soil Moisture Network*. Disponível em: <<http://ismn.geo.tuwien.ac.at/>>. Acesso em 9/08/2016.
- JACKSON, T. J., 1993, *Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing*. *Hydrological Processes*, n. 7, p.139-152.
- JACKSON, T. J.; GASIEWSKI, A. J.; OLDAK, A.; KLEIN, M.; NJOKU, E. G.; YEVGRAFOV, A.; CHRISTIANI, S. & BINDLISH, R., 2002, *Soil Moisture Retrieval Using the C-Band Polarimetric Scanning Radiometer During the Southern*

- Great Plains 1999 Experiment*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 40, p. 2151-2161
- JULIÁN, M.; ALCARAZ, R. & RIETA, J. J., 2013, *Study on the Optimal Use of Generalized Hurst Exponents for Noninvasive Estimation of Atrial Fibrillation Organization*. Computing in Cardiology 40,1039-1042.
- KANTELHARDT, J. W., 2008, *Fractal and Multifractal Time Series*. Disponível em: <<https://arxiv.org/pdf/0804.0747.pdf>>. Acesso em 9/08/2016
- KAPLAN, I., 2003, Estimating the Hurst Exponent. Disponível em: <[http://www.bearcave.com/misl/misl\\_tech/wavelets/hurst/](http://www.bearcave.com/misl/misl_tech/wavelets/hurst/)>. Acesso em 9/08/2016
- KATSEV, S. & L'HEUREUX, I., 2003, *Are Hurst exponents estimated from short or irregular time series meaningful?* Computers & Geosciences 29, 1085-1089.
- KERR, Y. H., 2007, *Soil moisture from space: Where are we?* Hydrogeology Journal, v.15, p. 117–120.
- KHAKBAZ, B., IMAM, B., HSU, K., SOROOSHIAN, S., 2011. From lumped to distributed via semi-distributed: calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. J. Hydrol. v. 418-419, p. 61-77. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.021.
- KIRKBY, M. J., 1997, “TOPMODEL: a personal view”, *Hydrological Processes*, vol. 11, pp 1087-1097
- KOCH, J. CORNELISSEN, T., FANG, Z., BOGENA, H., BERND DIEKKRÜGER, B., KOLLET, S., STISEN, S., 2016, Inter-comparison of three distributed hydrological models with respect to seasonal variability of soil moisture patterns at a small forested catchment. **Journal of Hydrology** v. 533 p. 234–249
- 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, 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. Meteor. Soc. Japan 71, 581-610.

- KOSUGI K. 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 32(9), 2697-2703.
- KOUTSOYIANNIS, D., 2003, *Climate change, the Hurst phenomenon, and hydrological statistics*. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques* 48(1), 3-24.
- KRAUSE, P.; BOYLE, D. P. & BÄSE, F., 2005, *Advances in Geosciences Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment*. *Advances in Geosciences* v.5, p. 89–97
- LABAT, D., 2005, *Recent advances in wavelet analysis: Part 1 – A review of concepts*. *Journal of Hydrology* 314, 275–288.
- LABAT, D., RONCHAIL, J. AND GUYOT, J.L., 2005. Recent advances in wavelet analysis: Part II – Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *J Hydrol* 314, 289–311.
- LASNE, Y. ; PAILLOU, P. ; RUFFIE, G. & CRAPEAU, M., 2005, *Effect of Multiple Scattering on the Phase Signature of Wet Subsurface Structures: Applications to Polarimetric L- and C-Band SAR*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 43, p. 1716-1726.
- LAWALL, S., 2010, *Modificações na hidrologia dos solos em resposta às alterações de uso e cobertura na bacia hidrográfica do Bonfim, Região Serrana do Rio de Janeiro*. XXIII, 197 p. Dissertação de Mestrado em Geografia. Instituto de Geociências (IGEO). UFRJ. Rio de Janeiro.
- LE HEGARAT-MASCLE, S.; ZRIBI, M.; ALEM, F.; WEISSE, A. & LOUMAGNE, C., 2002, *Soil moisture estimation from ERS/SAR data: toward an operational methodology*. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*, v. 40, n.12, p. 2647 - 2658,
- LECONTE, R.; BRISSETTE, F.; GALARNEAU, M. & ROUSSELLE, J., 2004, *Mapping near-surface soil moisture with RADARSAT-1 synthetic aperture radar data*. *Water Resources Research*, v. 40 p. 1-13.
- LENCASTRE, A. & FRANCO, F. M., 1984, *Lições de Hidrologia*. Lisboa: Ed. FCT, Universidade Nova de Lisboa. 451p.
- LIMA, J. E. F. W., 2010, *Modelagem numérica do fluxo de água no solo e do escoamento de base em uma bacia experimental em área agrícola no Cerrado (Distrito Federal)*.

- XXVIII, 312p. Tese de Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos. Faculdade de Tecnologia Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. Universidade de Brasília, Brasília.
- LOPES, J. E. G., BRAGA, B. P. F. & CONEJO, J. G. L., 1982, *SMAP – a simplified hydrological model*. In: International Symposium on Applied Modelling, 1981, Mississippi, USA. Proceedings. Mississippi.
- LOPES, J. E. G., 1999, *SMAP – Soil Moisture Accounting Procedure – SMAP-manual*. Disponível em < [http://pha.poli.usp.br/default.aspx?id=76&link\\_uc=disciplina](http://pha.poli.usp.br/default.aspx?id=76&link_uc=disciplina)> Acesso em 26/10/2010.
- LOU, R. F., 2010, *Modelagem hidrológica chuva-vazão e hidrodinâmica aplicada na bacia experimental do rio Piabanha/RJ*. XIV, 174p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil. COPPE. UFRJ, Rio de Janeiro.
- LPDAC-USGS-NASA, 2016, *Land Processes Distributed Archive Center*. Disponível em: <(https://lpdaac.usgs.gov/)>. Acesso em 9/09/2016.
- LUCAS, J. F. R., TAVARES, M. H. F., CARDOSO, D. L., CÁSSARO, F. A. M., 2011, Curva de retenção de água no solo pelo método do papel filtro. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 35, p.1957-1973.
- MANDELBROT B. B. & WALLIS, JR., 1969, *Some long-run properties of geophysical records*. *Water Resources Res.* v.5: p. 321-340.
- MCMAHON, G. F., 2009, *Models and Realities of Reservoir Operation*. Editorial. *Journal of Water Resources. Planning and. Management*, v.135, p. 57-59.
- MEIN,R.G. & LARSON,C.L., 1973, "Modeling Infiltration During a Steady Rain" *Water Resourc. Res.* 9(2):384-394
- MENDIONDO, E. M.; TUCCI, E. M. & GOLDENFUM, J. A., 2003, *Noções Básicas de Escalas dos Processos Hidrológicos*. In PAIVA, J. B. D., PAIVA,E. M. C. D. (orgs.). *Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas*. RECOPE/REHIDRO/SUB-REDE1. Porto Alegre: FINEP/ABRH. p. 15-28.
- MOLINARI, B. S., 2015, *Modelagem espacial da qualidade de água na bacia do rio Piabanha/RJ*. Dissertação de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.

- MORAES, E. C. & OLIVEIRA, G., 2015, *Utilização de dados MOD16 para análise da evapotranspiração em remanescentes florestais da Mata Atlântica no estado de São Paulo entre 2000 e 2010*. Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, João Pessoa-PB, Brasil. INPE
- MORAIS, A., VILLAS-BOAS, M. D., BASTOS, A. O., MONTEIRO, A. G. C., ARAUJO, L. M. N., 2009, *Estudos para um diagnóstico quali-quantitativo em bacias experimentais – Estudo de Caso: Bacia do rio Piabanha*. In II Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: Recuperação de Áreas Degradadas, Serviços Ambientais e Sustentabilidade, Taubaté, Brasil, 09-11 dezembro 2009, IPABHi, p. 173-180.
- MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. & PAULEY, P. M., 1997, *Meteorology, The Atmosphere and Science of Weather*. Ed. Prentice Hall. New Jersey. 530P.
- MOREIRA, D. M.; ARAUJO, L. M. N. & ALMEIDA I. S., 2007, *Apoio Cartográfico a Estudos Hidrológicos Utilizando Ferramentas de Geoprocessamento*. In XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. São Paulo. Anais. 1 CD-ROM.
- MOREL-SEYTOUX, H.J., 1973, "Derivation of Equations for Rainfall Infiltration." J. Hydrol., 31:203-219.
- MOREL-SEYTOUX, H.J. 1978, "Derivation of Equations for Variable Rainfall Infiltration." Water Resour. Res. 14(4): 561-568.
- MOREL-SEYTOUX, H.J., 1981, "Applications of Infiltration Theory for the Determination of Excess Rainfall Hyetograph". Water Resour. Bulletin, AWRA, 17(6):1012-1022.
- MOREL-SEYTOUX, H.J. & KHANJI, J., 1974, "Derivation of an Equation of Infiltration". Water Resour. Res. 10(4):795-800.
- MOREL-SEYTOUX, H.J. LINDELL, L.A. & CORREIA, F.N., 1982, "Runoff Model Based on Larriou's Generalized Unit Hydrograph Theory and Two-Phase Infiltration Theory". Memória 574, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 15pp.
- 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*. Transactions of the ASABE, v. 50, n., p. 885–900.

- MPOG, 2011, *Base de informações do Censo Demográfico 2010: Resultados do Universo por setor censitário*. IBGE: Rio de Janeiro. Disponível em: <ftp://ftp.ibge.gov.br/Censos/Censo\_Demografico\_2010/Resultados\_do\_Universo/Agregados\_por\_Setores\_Censitarios/. Acesso em: 23/04/2013.
- MUDELSEE, M., 2007, Long memory of rivers from spatial aggregation. *Water Resources Research*, Vol. 43, W01202, doi:10.1029/2006WR005721.
- NASA, 2015a, *TRMM-based hourly precipitation estimates*. Disponível em: ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/3B42RT. Acesso em 24/08/2015.
- NASA, 2015b, *TRMM-based monthly precipitation estimates*. Disponível em: ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/3B43\_V7/2015/>. Acesso em 1/10/ 2015.
- NASA, 2015c, *Frequently Asked Questions: TRMM Spacecraft Re-Entry*. Disponível em:<http://trmm.gsfc.nasa.gov/publications\_dir/FAQs\_TRMM\_Reentry\_June2015.html>. Acesso em 1/10/ 2015.
- NASA, 2015d, *Transition of 3B42/3B43 Research Product from Monthly to Climatological Calibration/Adjustment*. Disponível em: ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/docs/3B42\_3B43\_TMPA\_restart.pdf. Acesso em 1/10/ 2015.
- NASA-ARSET, 2016, *Webinar: Applications of Remote Sensing to Soil Moisture and Evapotranspiration*. Disponível em < https://arset.gsfc.nasa.gov/water/webinars/apps-et-smap > Acesso em: 24/08/2016
- NASA-GES-DISC, 2016, *Webinar: TRMM and GPM Precipitation Products and Services at the NASA GES DISC*. Disponível em <https://earthdata.nasa.gov/user-resources/webinars-and-tutorials/gpm-and-trmm-webinar-24-aug-2016> Acesso em: 24/08/2016.
- NASH, J. E. & SUTCLIFFE, J. V., 1970, *River flow forecasting through conceptual 167 models part I – A discussion of principles*. *Journal of Hydrology*, v. 10, pp. 282-290.
- NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R. & WILLIAMS. J. R., 2009, *Soil and Water Assessment Tool: Theoretical Documentation*. Texas Water Resources Institute Technical Report N° 406. College Station: Texas A&M University System.

- Disponível em: <<http://swat.tamu.edu/media/99192/swat2009-theory.pdf>>. Acesso em: 10/10/2012.
- NICÁCIO, R. M., 2008, *Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco*. XVII, 320 p. Tese de Doutorado em Engenharia Civil. COPPE. UFRJ, Rio de Janeiro.
- NOAA, 2003, *NOAA gets U.S. Consensus for El Niño/La Niña index, definitions, press release*. Camp Springs, Md., 30 Sept. Disponível em: <<http://www.noaanews.noaa.gov/stories/s2095.htm>> Accessed 30 January 2016.
- NOAA, 2015, *Outgoing Longwave Radiation (OLR) - NOAA/ESRL PSD*. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.olrcdr.interp.html>>. Acesso em 1/10/ 2015.
- NOAA-CPC, 2016, *Cold and warm episodes by season*. Disponível em: <[http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)> Accessed 30 January 2016.
- NOAA-ESRL, 2015a, *HadISST Nino 3.4 SST- NOAA/ESRL PSD*. Disponível em: <[http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos\\_wgsp/Timeseries/Nino34/](http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Nino34/)> Acesso em:10/ 2015.
- NOAA-ESRL, 2015b, *N. Atlantic SST averages, unsmoothed & not detrended (1856 to present)*. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>> Acesso em: 27/06/2015.
- NOVO, E. M. L. M., 2008, *Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações*. 3 ed. rev. e ampl. São Paulo: Edgard Blucher,. 363p.
- PALLOTTA, M. & RENATA YUMI NAKAZATO, R. Y., 2010, *Caraterização de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) em Janeiro e Fevereiro de 2010*. Disponível em:<[http://www.dca.iag.usp.br/www/material/ritaynoue/aca-0523/2014\\_1oS\\_SIN2/pallotta\\_nakazato.pdf](http://www.dca.iag.usp.br/www/material/ritaynoue/aca-0523/2014_1oS_SIN2/pallotta_nakazato.pdf)> Acesso em 21/05/2016.
- PEREIRA, L. M., 2008, *Modelagem hidrológica dinâmica distribuída para estimativa do escoamento superficial em uma microbacia urbana*. 92 p. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos.

- PFAFSTETTER, O., 1982, *Chuvas Intensas no Brasil: Relação entre Precipitação, Duração e Frequência de Chuvas Registradas com Pluviógrafos, em 98 Postos Meteorológicos*. 2 ed. Rio de Janeiro: DNOS. 1 ed. 1957. 426p.
- PILES, M.; CAMPS, A.; VALL-LLOSSERA, M.; CORBELLA, I.; PANCIERA, R.; RUDIGER, C. & KERR, Y.H., WALKER, J., 2011, *Downscaling SMOS-Derived Soil Moisture Using MODIS Visible/Infrared Data*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 49 (9), 3156-3166.
- PONZO, P. (2010). The Hurst Exponent... and financial stuff. Disponível em: [http://www.financialwisdomforum.org/gummy-stuff/gummy\\_stuff.htm](http://www.financialwisdomforum.org/gummy-stuff/gummy_stuff.htm). Acesso em 9/08/2016
- QUESNEY, A.; LE HEGARAT-MASCLE, S.; TACONET, O.; VIDAL-MADJAR, D.; J.- WIGNERON, P.; LOUMAGNE, C. & NORMAND, M., 2000, *Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data*. Remote Sensing of Environment, v. 72, n. 3, p. 290–303.
- RAO A.R. & BHATTACHARYA D., (1999). Comparison of Hurst Exponent Estimates in Hydrometeorological Time Series J Hydrol Eng 4, 225-231.
- RAWLS, W. J.; AHUJA L. R.; BRAKENSIEK, D. L.; SHIRMOHAMMADI, A., 1992, *Infiltration and Soil Water Movement*. In: Maidment, D. R. Handbook of Hydrology. Nova Iorque: McGraw-Hill. p. 5.1-5.51.
- RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L. & SAXTON, K. E., 1982, *Estimation of soil water properties*. Transactions American Society of Agricultural Engineers, vol. 25, pp. 1316-1320 e1328
- RAWLS,W.J., BRAKENSIEK,D.L. & MILLER,N., 1983,"Green & Ampt Infiltration Parameters from Soils Data". J.Hydraul.Eng. ASCE 109(1): 62-70.
- RAWLS, W.; COSH, M.; JACKSON, T. & NEMES, A., 2004, *Geoscience and Remote Sensing Symposium*. . IGARSS '04. Proceedings. 2004 IEEE International.
- ROBINSON, D. A.; CAMPBELL, C. S.; HOPMANS, J. W.; HORNBUCKLE, B. K.; JONES, S. B.; KNIGHT, R.; OGDEN, F.; SELKER, J. & WENDROTH, O. 2008, *Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review*. Vadose Zone Journal, v.7, n. 1 p. 358–389.

- RODRIGUES, M. S., 2002, *Controle de Qualidade on-line de Dados Hidrológicos Teletransmitidos*. 157p. Mestrado em Ciências em Engenharia da Energia. Programa de Pós-Graduação em Engenharia da Energia, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., 1997, *Reflections of the 3-dimensional structure of river basins: its linkage with runoff production and minimum energy dissipation*. In: *Reflections on Hydrology*, American Geophysical Union, 314 pp.
- RONDON DE SOUZA, D. J., 1979, *Hidrotécnica I: Hidrologia e Reservatório de Estiagem*. Rio de Janeiro: Escola de Engenharia Universidade Federal do Rio de Janeiro. D.A.P. 188p.
- ROSÁRIO, L. S., 2013, *Análise das áreas de proteção permanente com suporte de geotecnologias face a possíveis alterações no código florestal brasileiro – estudo de caso: bacia do rio Piabanha/RJ*. XVI, 146 p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil. COPPE. UFRJ, Rio de Janeiro.
- ROSENBAUM, U.; BOGENA, H. R.; HERBST, M.; HUISMAN, J. A.; PETERSON, T. J.; WEUTHEN, A.; WESTERN, A. W. & VEREECKEN, H., 2012, *Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale*. *Water Resources Research*, v.48, p. 1-22.
- ROSENBROCK, H. H., 1960, *An automatic method for finding the greatest or least value of a function*. *Computer. Journal*, v.3, pp. 175-184.
- ROSSO, T. C. A., 1986. *Determinação do coeficiente de dispersão em rios, através de traçadores radioativos e fluorescentes*. Tese (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.
- ROTUNNO FILHO, O. C., 1989, *Comparação de dois métodos de otimização em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão*. Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.
- ROTUNNO FILHO, O.C., ARAUJO, A. A. M., XAVIER, L. N. R., MOREIRA, D. M., DI BELLO, RAFAEL CARNEIRO, XAVIER, A. E., ARAUJO, L. M. N. 2014, “Soil moisture and soil water storage using hydrological modeling and remote sensing”. Capítulo 14. In: W. G. Teixeira, M. B. Cedia, M. V. Ottoni e G. K. Donnagema (eds.), *Applications of Soil Physics in Environmental Analyses: Measuring, Modelling and*

- Data Integration, Progress in Soil Science, pp 307-345 DOI:10.1007/978-3-319-06013-2, Springer International Publishing Switzerland 2014, 499 p.
- RUBIN, J., 1966, "Theory of Rainfall Uptake by Soils Initially Drier than their Field Capacity and Its Applications" Water Resour. Research 2(4):739-749.
- SACRAMENTO NETO, O. B. G. C. J. & DIAS DA SILVA, P. E., 2010, *Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estados Climáticos – CPTEC*. In: XVI Congresso de Meteorologia. Disponível em <[http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/artigos/695\\_86757.pdf](http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/artigos/695_86757.pdf)>. Acesso em: 21/05/2016.
- SCHAAP, M. G.; LEIJI, F. J. & VAN GENUCHTEN, M.Th., 2001, *Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameter with hierarchical pedotransfer function*. Disponível em: <<http://www.ars.usda.gov/services/docs.htm?docid=8953>>. Acesso em: 6/05/2012.
- SCOTT, C. A.; BASTIAANSEN, W. G. B. & AHMAD, M.-ud-Din., 2003, *Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE, v. 129, p. 326 – 335.
- SEDEIS-DRM-RJ, 2016, *Relatório Chuvas x Escorregamentos Janeiro de 2016*. Governo do Estado do Rio de Janeiro. SEDEIS Departamento de Recursos Minerais – DRM-RJ. Disponível em: <[www.drm.rj.gov.br / drm@drm.rj.gov.br](http://www.drm.rj.gov.br / drm@drm.rj.gov.br)>. Acesso em 1/03/2016.
- SHI, J.; WANG, J.; HSU, A.Y.; O'NEILL, P.E. & Engman, E.T., 1997, *Estimation of Bare Surface Soil Moisture and Surface Roughness Parameter Using L-band SAR Image Data*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 35, p. 1254-1266
- SHIH, S. F., JORDAN, J. D., 1993, "Use of Landsat Thermal-IR Data and GIS in Soil Moisture Assessment" Journal of Irrigation and Drainage Engineering 119(5):868-879
- SHUTTLEWORTH, W. J., 1992, *Evaporation*. In: Maidment, D. R. *Handbook of Hydrology*. Nova Iorque: McGraw-Hill. p. 4.1-4.53.

- SHUTTLEWORTH, W. J., 2012, *Terrestrial Hydrometeorology*. John Wiley & Sons, Ltd. 2012.
- SILVA, L. P., 1990. *Calibração automática de modelos tipo chuva-vazão utilizando técnicas de suavização – uma aplicação do modelo SMAP – II*, Tese de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.
- SILVA, E.M., LIMA, J.E.F.W., AZEVEDO, J.A., RODRIGUES, L.N., 2006. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado. *Pesq agropec bras*, v.41, n.2, p.323-330.
- SILVA, P. V. R. M., 2014. *Uso de traçadores fluorescentes para determinar características de transporte e dispersão no rio Piabanha/RJ*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) –COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro.
- SILVEIRA, A. L., LOUZADA, J. A., & BELTRAME, L., 1993, "Infiltração e Armazenamento no solo" in: Editora da Universidade - UFRS: "Hidrologia - Ciência e Aplicação".
- ŠIMŮNEK, J., VAN GENUCHTEN, M.TH., ŠEJNA., M., 2008, Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. *Vadose Zone J.* 7:587–600. doi:10.2136/vzj2007.0077.
- ŠIMŮNEK, J., VAN GENUCHTEN, M.TH., ŠEJNA., M., 2016, Recent Developments and Applications of the HYDRUS Computer Software Packages. *Vadose Zone J.* v. 15, n. 7, p.1-25. doi:10.2136/vzj2016.04.0033.
- SIMÕES, A. P., 1991. *Simulação do Fenomeno de infiltração em modelos chuva-vazão*, tese (doutorado em Engenharia Civil) – COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro.
- SIVAPALAN, M.; TAKEUCHI, K.; FRANKS, S. W.; GUPTA, V. K.; KARAMBIRI, H.; LAKSHMI, V.; LIANG, X.; McDONNELL, J. J.; MENDIONDO, E. M.; O'CONNELL, P. E.; OKI, T.; POMEROY, J. W.; SCHERTZER, D.; UHLENBROOK, S. & ZEHE, E., 2003, *IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences*. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, v.48, n.6.
- SMITH, A. M. S.; DRAKE, N. A.; WOOSTER, M. J.; HUDAK, A. T.; HOLDEN, Z. A. & GIBBONS, C. J., 2007, *Production of Landsat ETM+ reference imagery of burned*

*areas within Southern African savanahs: comparison of methods and application to MODIS*. International Journal of Remote Sensing, v. 28, n. 12, p. 2753–2775.

SMITH, M. B., KOREN, V., REED, S., ZHANG A, Z., ZHANG, Y., MOREDA, F., CUI, Z., NAOKI MIZUKAMI, N., ERIC A. ANDERSON, E. A., COSGROVE, B. A., 2012, The distributed model intercomparison project – Phase 2: Motivation and design of the Oklahoma experiments. Journal of Hydrology, v. 418–419, p. 3–16.

SOUSA, T. C., 2013, *Análise Intrassazonal de Influências Atmosféricas Remotas Associada ao Evento de Precipitação Intensa no Estado de Santa Catarina em Novembro de 2008*. XIX, 164 p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil. COPPE. UFRJ, Rio de Janeiro

SRINIVASAN, R., 2012, *Overview of SWAT presentation*. In: SWAT Advanced Training Workshop. Brasília.

SU, Z., 2002, *The surface energy balance system (SEBS) for estimation of the turbulent heat fluxes*. Hydrological Earth Science, 6, 85–99. Disponível em: <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/6/85/2002/hess-6-85-2002.pdf>. Acesso em: 10/12/2013.

TEDESCHI, R.G. & COLLINS, M., 2019, *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, R. G.; GRIMM A. M. & CAVALCANTI I.F.A., 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.

TEDESCHI, R.G.; GRIMM, A.M. & CAVALCANTI, I.F.A., 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.

THOMAZ, F. R., 1992, *Análise e superação de algumas dificuldades na calibração automática do modelo SMAP –II – versão suavizada*, Tese de M. Sc., COPPE / UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.

TOEBES & OURYVAEV, 1970, *Representative and experimental basins: An international guide for research and practice*. Haarlem: UNESCO. p. 573-619.

- TORRENCE, C. & COMPO, G.P., 1998, *A Practical Guide to Wavelet Analysis*. Bulletin of the American Meteorological Society 79, 61-78.
- TRENBERTH K. E., 1997, *The definition of El Niño*. Bull Amer Meteor Soc: 78: 2771–2777.
- TU WIEN, 2016a, *Ascat Documentation Release 0.2.post0.dev8+ngd068d8c*. Disponível em <<https://media.readthedocs.org/pdf/ascat/latest/ascat.pdf>>. Acesso em: 24/10/2016.
- TU WIEN, 2016b, *Remote Sensing Group*. Disponível em <<http://rs.geo.tuwien.ac.at/products/02267629-7cf5-585c-a9c9-7067d4810ca2/2612/>>
- TUCCI, C. E. M., 2000, *Regionalização das Vazões*. Agência Nacional de Energia Elétrica - ANEEL - IPH – UFRGS. Porto alegre, Brasil.
- TUCCI, C. E. M. In TUCCI, C. E. M. (org.), 1993, *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. Porto Alegre: Ed. da Universidade. UFRGS. p.25-31.
- TUCKER, C. J.; PINZON, J. E.; BROWNM. E.; SLAYBACK, D. A.; PAK, E. W.; MAHONEY, R.; VERMOTE, E. F. & EL SALEOUS N., 2005, *An extended AVHRR 8-km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data*. International Journal of Remote Sensing. v. 26, n. 20, p. 4485–4498.
- U.S. EPA., 2002, *Guidance for quality assurance project plans for modeling*. EPA QA/G-5M. Report EPA/240/R-02/007. Washington, D.C.: U.S. EPA, Office of Environmental Information.
- UNESCO, 1972, *Status and Trends of Research in Hydrology: A Contribution to the International Hydrological Decade*
- UNESCO, 1974a, *Records of the International Conference on the Results of the International Hydrological Decade and on future programmes in hydrology. I Final Report*, 99 pp.
- UNESCO, 1974b, *Records of the International Conference on the Results of the International Hydrological Decade and on future programmes in hydrology. II. Reports of international governmental and non-governmental organizations on their contributions to the programme of the decade*, 102 pp.

- UNESCO, 1974c, Records of the International Conference on the Results of the International Hydrological Decade and on future programmes in hydrology: III. Technical reports of the Working Groups of the Co-ordinating Council of the International Hydrological Decade.
- UNESCO, 1974d, Records of the International Conference on the Results of the International Hydrological Decade and on Future Programmes in Hydrology: IV. Technical reports of the Working Groups of the Co-ordinating Council of the International Hydrological Decade, 106 pp.
- UNESCO, 1974e, Records of the International Conference on the Results of the International Hydrological Decade and on Future Programmes in Hydrology: V. Technical Reports on Selected Scientific Activities Related to the IHD Programme, 74 pp.
- USDA, 1995, -Water Erosion Prediction Project Hillslope Profile and Watershed Model. Disponível em: <http://www.climate-lab-book.ac.uk/2016/earths-energy-imbalance/>> Acesso em: 2/10/2016.
- USDA SCS, 1972, *National Engineering Handbook*. Section 4 Hydrology. cap. 4-10.
- USGS, 2016a, *Vegetation Indices 16-Day L3 Global 1km*. Disponível em: <[https://lpdaac.usgs.gov/dataset\\_discovery/modis/modis\\_products\\_table/mod13a2\\_v006](https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/modis/modis_products_table/mod13a2_v006)>. Acesso em 9/08/2016.
- USGS, 2016b, Disponível em: <<http://earthexplorer.usgs.gov/>>
- VAN GENUCHTEN, M.Th., 1980, *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Scientific American Journal v. 44, p. 892-898.
- VASCONCELLOS, C.A.B., 2001, *Simulação numérica de escoamentos em meios porosos não-saturados*. Dissertação de Mestrado, Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- VASCONCELLOS, C.A.B., 2008. *Modelagem de Águas Subterrâneas utilizando a Aproximação Explícita de Green e o Método de Elementos Finitos*. XIII, 162 p. Tese de Doutorado em Engenharia Civil. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.
- VASQUES, G. M. ; DEMATTE, J . A. M.; VISCARRA ROSSEL.; RAMÍREZ LÓPEZ, R. A. L.; TERRA, F. S.; RIZZO, R. & DE SOUZA FILHO, C. R. D., 2015, *Integrating geospatial and multi-depth laboratory spectral data for mapping soil*

*classes in a geologically complex area in southeastern Brazil. European Journal of Soil Science*, July 2015, 66, 767–779, doi: 10.1111/ejss.12255

- VÁSQUEZ, I. P., ARAUJO, L. M. N., MOREIRA, D. M., ROTUNNO FILHO, O. C., 2015, Análise espaço-temporal conjunta do regime chuva-vazão e do NDVI usando ondeletas e expoente de Hurst na bacia do rio Piabanha/RJ. In XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2015, João Pessoa.
- VERECKEN, H.; HUISMAN, J. A.; BOGENA, H.; VANDERBORGHT, J.; VRUGT, J. A. & HOPMANS, J. W., 2008, *On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review*. *Water Resources Research*, v. 44, p. 1-21.
- VIANA, L. Q., 2012, *Avaliação do potencial de regionalização hidrológica do modelo chuva-vazão SMAP na Bacia do Rio Preto usando NDVI*. XVII, 218 p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil da COPPE. UFRJ, Rio de Janeiro.
- VIEUX, B. E., 2004, *Distributed Hydrological Model Using GIS*. 2 ed. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 293p.
- VILLARINI, G., SMITH J.A., BAECK M.L., VITOLO, R., STEPHENSON D.B. & KRAJEWSKI W. F., 2011, *On the frequency of heavy rainfall for the Midwest of the United States*. *Journal of Hydrology* 400 (1–2), 103–120.
- VILLAS BOAS, M. D., MONTEIRO, E. A. G. C., SILVA, J. P. OLIVEIRA, F., 2014, Aplicação da ferramenta SWAT na avaliação do uso do solo para a bacia do rio Piabanha. In 2014 Conference – Soil and Water Assessment Tool (SWAT). Recife, 2014. Anais.
- VINNIKOV, K. Y. A.; ROBOCK, N. A.; SPERANSKAYA, A. & SCHLOSSER, 1996, *Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture*. *J. Geophys. Res. Atmos.* v.101, p. 7163–7174
- WAGNER W., HAHN, S., KIDD, R., MELZER, T., BARTALIS Z., HASENAUER, S., FIGA-SALDAÑA J., DE ROSNAY, P., JANN, A., SCHNEIDER, S., KOMMA, J., KUBU, G., BRUGGER, K, AUBRECHT, C., ZUGER, J., UTE GANGKOFNER, KIENBERGER, S., BROCCA, L., WANG, Y., BLÖSCHL, G., EITZINGER, J., STEINNOCHER, K., ZEIL, P. & RUBEL, F., 2013, *The ASCAT soil moisture product: A review of its specifications, validation results, and emerging applications*. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, n. 1, pp.5-33.

- WAGNER W., PATHE, C., DOUBKOVA, M., SABEL, D., BARTSCH, A., HASENAUER, S., BLÖSCHL, G., SCIPAL, K., MARTINEZ-FERNANDEZ, J. & LÖW, A., 2008, *Temporal stability of soil moisture and radar backscatter observed by the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR)*. *Sensors* v. 8, p. 1174–1197.
- WAGNER, W., VERHOEST, N. E. C., LUDWIG, R. & TEDESCO, M., 2009. *Remote sensing in hydrological sciences*. *Hydrol. Earth Syst. Sci., EGU*. v.13, 813-817. Disponível em: <[www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1375/2009/](http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1375/2009/)>. Acesso em: 16/10/2010.
- XAVIER, T. M. B. S., XAVIER, A. F. S., SILVA DIAS, P. L., 2001, “Modelos Estocásticos de Previsão Climática Regional da Chuva no Ceará - NE do Brasil: 1964-2001”. *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*. Fortaleza. Julho.
- XAVIER, L. N. R., 2002, *Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo Topmodel*, Dissertação de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.
- XU, G., ZHANG, H., CHEN, B., ZHANG, H., INNES J.L., WANG, G., YAN, J., ZHENG, Y., ZHU, Z. & MYNENI R.B., 2014, *Changes in Vegetation Growth Dynamics and Relations with Climate over China's Landmass from 1982 to 2011* *Remote Sens.* 6, 3263-3283. doi:10.3390/rs6043263.
- YANG, J., REICHERT, P., ABBASPOUR, K.C., XIA, J. & YANG, H., 2008, *Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China*. *Journal of Hydrology*, v. 358, p. 1– 23
- YEVJEVICH, V., 1974, “Determinism and stochasticity in hydrology”, *Journal of Hydrology*, v. 22, pp.225-238.
- YONG, B.; CHEN, B.; GOURLEY, J. J.; REN, L.; HONG, Y., CHEN, X; WANG, W.; CHEN, S. & GONG, L., 2014, *Intercomparison of the Version-6 and Version-7 TMPA precipitation products over high and low latitudes basins with independent gauge networks: Is the newer version better in both real-time and post-real-time analysis for water resources and hydrologic extremes?* *Journal of Hydrology*, v. 508 p. 77–87.

ZEERJ, 2008, *Uso e Cobertura do Solo do Estado do Rio de Janeiro* (escala 1:100.000).

Disponível em: <<http://www.rj.gov.br/web/sea/exibeConteudo?article-id=282959>>.

Acesso em 20 de março de 2012.

## **ANEXO A – EQUIPAMENTOS DA BACIA EXPERIMENTAL**

Tabela A1 Equipamentos de uma estação meteorológica

Variável	Equipamento	Princípio	Ilustração
Pressão atmosférica (kPa), milibares, polegadas ou milímetros de mercúrio (Hg).	Barômetro, barógrafo e microbarógrafo	As diferenças na pressão atmosférica sobre o mercúrio líquido faz subir ou descer o seu nível em um tubo sob vácuo na outra extremidade. Os registros são feitos continuamente ou a cada intervalo de tempo. Pode ter um mecanismo capaz de ampliar essa variação de forma a melhorar sua visualização. O equipamento digital tem uma saída em tubo metálico que tem que estar em contato com a atmosfera.	
Umidade relativa do ar (%)	Termo-higrômetro ou psicrômetro - termômetro de bulbo seco e úmido -, termo-higrógrafo	O termômetro de bulbo úmido é mantido sempre envolvido em uma gaze umedecida. Este medirá temperatura inferior ao do bulbo seco, proporcionalmente à diferença da umidade do ar para aquela de sua saturação (condição do ar dentro da gaze). Ao evaporar a água da gaze, o bulbo é resfriado. O sensor eletrônico digital é também de temperatura.	 analógico  digital
Temperatura do ar mínima e máxima (°C)	Termômetro de mínima e termômetro de máxima	O mercúrio do termômetro empurra um testemunho que é deixado no extremo alcançado. Nessa posição da escala, lê-se o valor de T. Após cada leitura, o testemunho deve ser levado para junto do mercúrio novamente.	
Temperatura do ar média (°C)	Termômetro de bulbo seco e termógrafo	O termômetro é lido às 9:00h, às 12:00h e às 15:00h, sendo calculada a média ponderada dos três horários.	

Tabela A1. Equipamentos de uma estação meteorológica (continuação)

Variável	Equipamento	Princípio	Ilustração
Tensão de vapor (kPa) e a temperatura do ponto de orvalho (°C)	Termômetro de bulbo seco e úmido	A temperatura do ponto de orvalho é aquela que ocorre quando os termômetros de bulbo seco e de bulbo úmido marcam o mesmo valor. Isso ocorre quando a atmosfera está saturada.	
Velocidade (m/s) e direção do vento em graus de 0 a 360°	Anemômetro e anemógrafo	O anemômetro conta os giros totais e os transforma em distância percorrida em km. A velocidade é a diferença percorrida em cada intervalo de tempo dividida pelo tempo decorrido entre as leituras.	
Radiação solar incidente (W/m²) ou (μJ/m²)	Piranômetro, actinômetro ou actinógrafo, pireliógrafo		
Radiação líquida e radiação refletida (W/m²) ou (μJ/m²)	Piranômetro, actinômetro ou actinógrafo, pireliógrafo com duas faces, uma voltada para cima e outra voltada para o chão.	Mede-se a diferença entre a radiação incidente e a refletida. Com a medida da radiação incidente, é possível conhecer todas as parcelas. O sensor tem a mesma aparência nas duas faces. Deve ser corrigido com a velocidade do vento que interfere nas medidas. Seria bom instalar um anemômetro na mesma altura.	
Insolação medida do número de horas que o Sol se encontra descoberto acima da linha do horizonte	Heliógrafo		

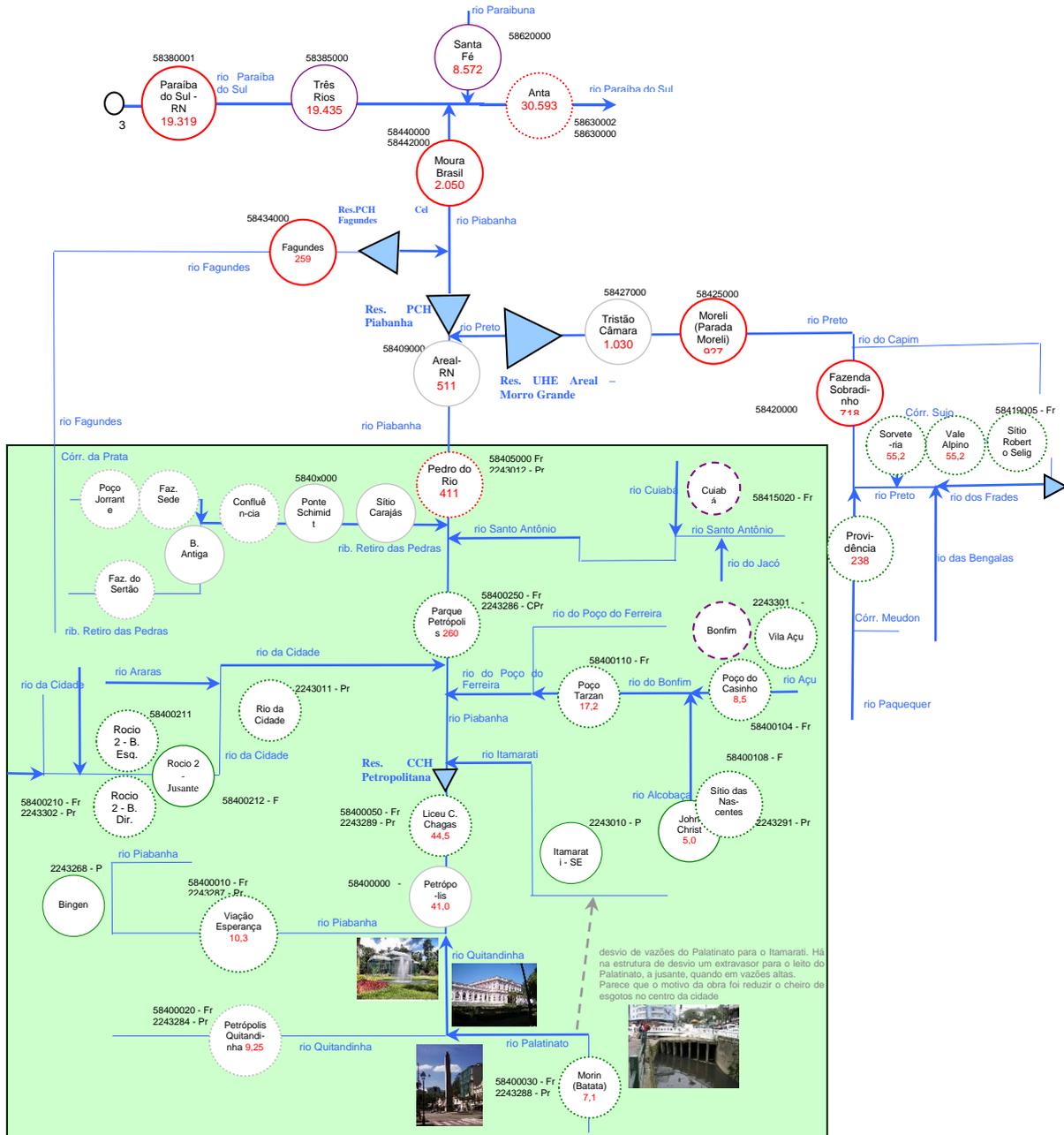
Tabela A1. Equipamentos de uma estação meteorológica (continuação)

Variável	Equipamento	Princípio	Ilustração
Evaporação (mm)	<p>1- Tanque classe A e seus acessórios;</p> <p>2 - poço tranquilizador e micrômetro de gancho para medir o nível de água com precisão de 0,1 mm</p> <p>3 - termômetro de máxima e mínima para registrar esses extremos de temperatura da água</p> <p>4- anemômetro com contador de giros em quilometragem</p> <p>5 - Nível de água que deve ser medido e preenchido ou esvaziado após as leituras, para que a sua distância à borda do tanque não fique maior que 10 cm, alcance máximo da ponta do gancho do micrômetro, nem menor que 5 cm, para evitar transbordamentos com as chuvas</p> <p>6- estrado de madeira para manter o tanque afastado 15 cm do chão, garantindo, assim, o seu contato com o ar em todo o seu redor.</p>	<p>A altura de água evaporada é medida pela diferença do nível da água no tanque de um dia para o outro, descontando-se a precipitação e os preenchimentos ou retiradas do tanque realizados para mantê-lo na faixa adequada de leitura ou evitar transbordamentos em épocas de muita chuva. As demais variáveis medidas, temperatura da água e velocidade do vento têm a finalidade de apoiar a análise de consistência dos dados, uma vez que são correlacionáveis à evaporação.</p>	
	Evaporímetro de Piche	<p>Um tubo com escala graduada em mm é preenchido de água destilada até o nível 0 da escala, vedado com um papel filtro e posicionado pendurado com a sua borda voltada para baixo ao abrigo do Sol e das chuvas. O nível vai baixando à medida em que a água evapora.</p>	
Potencial matricial do solo	<p>227-L Soil Matric Potential Block</p> <p>Mede a tensão matricial</p> <p>O bloco de gesso fica enterrado a 5 cm da superfície do solo</p>	<p>tensão matricial x umidade do solo – curva de retenção, com tensiômetros ou blocos de gesso quanto menor a umidade do solo, maior a tensão matricial.</p>	

Tabela A1: Equipamentos de uma estação meteorológica (continuação)

Variável	Equipamento	Princípio	Ilustração
Fluxo de calor no solo	HFT3-L Specifications and Technical Data fica enterrado a 8 cm da superfície do solo (seguindo o esquema da página 6 do manual, considerando somente um lado da figura).	Mede a temperatura abaixo e acima da placa	
Umidade do solo	CS610-L60_TDR fica enterrado a 2,5 cm da superfície do solo (seguindo o esquema da pg 6 do manual do HFT3-L)	TDR – <i>time domain reflectrometry</i> mede a constante dielétrica - capacidade de um meio não condutor de transmitir ondas eletromagnéticas ou pulsos. A constante dielétrica tem valor de 2 a 5 para o solo seco e 80 para a água quando medidas à frequência de 30 MHz a 1GHz. O TDR mede o tempo de emissão e reflexão entre uma haste e outra da sonda, que, quanto menor, menor será o valor da constante e o conteúdo de umidade do solo.	
Temperatura do solo	107-L100_T enterrado a 2 cm ou 6 cm de profundidade, segundo esquema semelhante ao da página 6 do manual do HFT3-L	Usado para medir a temperatura do solo.	

## **ANEXO B – DIAGRAMA UNIFILAR DAS ESTAÇÕES**



- LEGENDA**
- reservatório/aproveitamento com barragem
  - estação EIBEX -COPPE operada pela CPRM
  - estação operação pela CPRM/ANA
  - estação INEA operada pelo Alerta com acesso aos dados via WEB
  - estação extinta ou operada por outra entidade sem acesso aos dados
  - registradora sem transmissão
  - registradora com transmissão via celular
- Letras ao lado do código da estação**
- F - fluviométrica
  - Fr - fluviométrica registradora
  - P - pluviométrica
  - Pr - pluviométrica registradora
  - C - climatológica ou meteorológica
  - Q - qualidade da água - coletas regulares
  - S - sedimentométrica - coletas regulares
- Bacia representativa

Figura B1: Diagrama unifilar da bacia do rio Piabanha, afluente do rio Paraíba Sul pela margem direita.

**ANEXO C – BASE DE DADOS GEOGRÁFICOS E  
HIDROMETEOROLÓGICOS DA BACIA DO RIO PIABANHA (EM CD-ROM)**